UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA TRANSIÇÃO EMBASAMENTO-GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BLOCO SERRINHA, REGIÃO DE NORDESTINA, BAHIA

MAURÍCIO RIGONI BALDIM

ORIENTADOR: PROF. DR. ELSON PAIVA DE OLIVEIRA

CAMPINAS, JULHO DE 2012

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA TRANSIÇÃO EMBASAMENTO-GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BLOCO SERRINHA, REGIÃO DE NORDESTINA, BAHIA

MAURÍCIO RIGONI BALDIM

Trabalho de conclusão de curso apresentado em 06 de Julho de 2012 para obtenção do título de Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da UNICAMP.

Orientador:
Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Examinadores:
Prof. Dr. Jefferson de Lima Picanço
Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Dedico este trabalho de conclusão de curso aos meus pais Dayse Rigoni e Antonio Baldim, à minha familia, (*in memoriam* Daie Cundari) e minha namorada Bruna Krasucki pelo apoio e paciência. Agradeço a todas as pessoas que de certa forma contiruíram para que eu percorresse essa jornada de vida.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por ter me dado força e perseverança. Aos meu pais Dayse Rigoni e Antônio Baldim pela educação que me deram e por estarem do meu lado, e ao meu irmão Daniel por me ensinar a ser forte. Meus primos Heloísa Rigoni e Antônio Carlos por TODA ajuda e apoio nas horas em que mais precisei, nunca esquecerei. Agradeço minha tia Diva Rigoni (neguinha) por me acolher sempre e me apoiar nas horas em que desanimei. Obrigado família, tia Dalva (lile) e Arlete, tio Luis (neco) e tio Antônio (nico) por todo apoio. (in memoriam Daie Cundari).

Agradeço ao prof. Dr Elson Paiva de Oliveira por ter acreditado em mim, mesmo nas horas em que as nuvens da dúvida pairaram sobre minha cabeça no momento de minha escolha. Obrigado também pelas oportunidades concedidas, pelas conversas descontraídas e por todo ensinamento de vida e de geologia.

Ao professor Dr. Celso Dal Ré Carneiro pelo enorme entusiasmo geológico que de certa forma foi fundamental para concretizar o amor a Geologia que sinto hoje.

Aos professores Alfonso Schrank, Roberto Perez Xavier, Ticiano José Saraiva dos Santos, Wanilson Luiz Silva, Alexandre Campane Vidal, Carlos Roberto de Souza Filho, Bernardino Figueiredo, Lena Virgínia Soares Monteiro e Sílvia Fernanda Mendonça Figuerôa, Jefferson Picanço , Maria José e Giorgio Basilici pelos ensinamentos.

A minha namorada Bruna Helena Krasucki por todo companheirismo, amor, cumplicidade e apoio enquanto passei horas a fio escrevendo os TCC`s, iniciações e resumos da vida.

Ao meu parceiro de campo e amigo Guilherme G. C. C Nascimento (vulgo marcha) pelo entusiasmo em campo e pela amizade desde sempre. Que assim perdure.

Agradeço aos amigos geológicos Paulo Donatti (Bay Halls), geólogos da YAMANA GOLD (Nordestina) e ao pessoal da Vaaldiam (especialmente Chapa e seu Domingos) por terem nos recebido com ótimas conversas, com sorriso no rosto, carne na churrasqueira e cerveja gelada. A Clarinha (bar em Nordestina) por sempre oferecer aquela cerveja gelada nos finais de campo

Aos funcionário do IG-UNICAMP em especial ao Dailto, seu Aníbal, Jô, Marlene, Cristiano e Ricardo, pela ajuda e consideração durante esses anos.

Aos meus amigos que conheci na UNICAMP e espero continuar a amizade: Lucas (burca), Levi, Rafael (boneco), Marco, Téo, Gustavo (cebola), Leonardo, Lucas (Barretão), Jéssica (go!), Carolina Athaíde, Vitor, ao pessoal da geografia (Tiago e Rodrigo). Obrigado pelo aprendizado.

RESUMO

O greenstone belt paleoproterozóico do Rio Itapicuru (GBRI), nordeste do Cráton São Francisco, Bahia, vem sendo interpretado como remanescente de um arco oceânico que colidiu com um continente arqueano (ex. Oliveira et al., 2011). O GBRI é constituído por rochas vulcânicas máficas e félsicas, rochas metassedimentares e granitos com idades no intervalo 2163-2072 Ma (Oliveira et al., 2010) que registram informações geológicas indicativas de uma complexa história de evolução relacionada tanto a episódios de acresção como colisionais (Oliveira et al. 2004). O continente arqueano é representado por gnaisses migmatíticos do Complexo Santa Luz.

A evolução estrutural para o GBRI consiste em duas fases compressivas principais: D1 responsável pelo encurtamento com direção NW-SE, pelas foliações subhorizontais e cavalgamentos para SE; fase D2 com cinemática sinistral em regime tectônico direcional (strike-slip) desenvolvendo acentuada foliação vertical e diversos corpos plutônicos alongados N-S com idade aproximada de 2080 Ga (Alves da Silva, 1994; Chauvet et al., 1997). O GBRI possui orientação preferencial N-S, porém a sua porção meridional apresenta orientação estrutural E-W e é sugerido por Davison et al. (1988) como discordante estruturalmente em relação à foliação do embasamento gnáissico-migmatítico do Complexo Santa Luz.

As informações derivadas do mapeamento geológico foram base para que fossem definidos cinco unidades informais: embasamento migmatito-gnáissico do Complexo Santa Luz, domo gnáissico-migmatítico, sequência metassedimentar Monteiro, unidade de metabásicas e rochas intrusivas. A presença de rochas metabásicas concordantes com plano de foliação de gnaisses-migmatíticos, juntamente com estruturas tectônicas que diferem do padrão do embasamento, além de contato por falha, permitiram que fossem discriminadas duas unidades distintas compostas por rochas gnaissico-migmatizadas, i.e. embasamento e domo. A última unidade pode tanto ser uma estrutura em bainha do embasamento, quanto um terreno alóctone alojado entre o Complexo Santa Luz (arqueano) e o greenstone belt do Rio Itapicuru.

Além disso, foram identificadas zonas de alto grau metamórfico que diferem do padrão reconhecido nas áreas adjacentes do local mapeado. A ocorrência de um granito com granada (Granito Gado Bravo) fornece informações que corroboram a relação dos eventos tectono-magmático-metamórficos em ambientes de alto grau metamórfico.

O produto final deste trabalho consistiu na confecção de um mapa em escala 1:50.000.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....iv
RESUMO.....v
ÍNDICE.....vi
ÍNDICE DE FIGURAS.....ix
ÍNDICE DE TABELAS.....x

CAPÍTULO 1.....10
1. INTRODUÇÃO 10
1.1 Apresentação do trabalho 11
1.2 Objetivos 12
Localização da área e vias de acesso 13
Aspectos fisiográficos 14
Aspectos sócio-econômicos 16

CAPÍTULO 2.....17
2. MATERIAIS E MÉTODOS. 17

CAPÍTULO 3.....18
3. SENSORIAMENTO REMOTO 18
3.1 Introdução 18
3.2 Materiais e Métodos 19
3.3 Resultados 20
3.3.1 Composições Coloridas 21

CAPÍTULO 4.....22
4.GEOLOGIA REGIONAL 22
4.1 O Cráton São Francisco (CSF) 22
4.2 Arqueano do CSF na Bahia 24

4.2.1 Bloco Gavião 24
4.2.2 Bloco Jequié 25
4.2.3 Bloco Serrinha 25
4.2.3.1 Complexo Santa Luz 27
4.2.3.2 Bloco Uauá 27
4.2.3.3 Greenstone belt do Rio Itapicurú 29
4.2.3.4 Greenstone belt do Rio Capim 31
4.2.3.5 Granitos e Granitóides 33
4.2.4 Orógeno Paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaça 35
4.3 A Colagem Paleoproterozóica 36
CAPÍTULO 5.....39
5. GEOLOGIA DA ÁREA MAPEADA 39
5.1 Gnaisses Bandados e Migmatitos 41
5.1.1 Embasamento 42
5.1.2 Domo Gnáissico-migmatítico 43
5.2 Sequência Mmetassedimentar Monteiro (SSM) 45
5.2.1 Paragnaisse 45
5.2.2 Biotita-xisto (Micaxisto) 46
5.2.3 Quartzito 46
5.2.4 Cálciossilicáticas 46
5.3 Intrusões Ígneas 47
5.3.1 Batólito Nordestina (BN) 48
5.3.2 Monzonito Cansanção (MC) 51
5.3.3 Granito Gado Bravo (GGB) 52
1.3 Unidade de Metabásicas (UMB) 54
5.5 Folhas Graníticas e Pegmatitos 55
5.6 Diques Metabásicos 56

CAPÍTULO 6.....58
6. PETROGRAFIA DAS UNIDADES MAPEADAS 58
6.1 Embasamento 58

6.1.1 Gnaisses e Migmatitos 58
6.1.2 Diques 60
6.2 Domo Gnáissico-migmatítico 62
6.3 Sequência Metassedimentar Monteiro (SMM) 64
6.3.1 Paragnaisses 64
6.3.2 Biotita-xisto 66
6.3.3 Calciossilicática 68
6.4 Unidade de Metabásicas (UMB) 72
5.4.1 Domo Gnáissico-migmatítico (UMB-D) 72
5.4.2 Greenstone belt do Rio Itapicuru (UMB-G) 73
6.5 Batólito Nordestina (BN) 74
6.6 Monzonito Cansanção (MC) 75
6.7 Granito Gado Bravo (GGB) 77

CAPÍTULO 7.....79
7. METAMORFISMO 79
7.1 Introdução 79

CAPÍTULO 8.....85
8. GEOLOGIA ESTRUTURAL 85
8.1 Eventos deformacionais 85
8.1.1 Fn 85
8.1.2 Fn+1 89
8.1.3 Fn+2 91
8.2 Discussões 92

CAPÍTULO 9.....96
9. DISCUSSÕES FINAIS 96

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....96

ANEXO 1 – MAPA DE PONTOS **101**
ANEXO 2 – MAPA GEOLÓGICO **–**

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.2 – Mapa simplificado do Bloco Serrinha 12
Figura 1.3-1 – Mapa de vias de acesso 13
Figura 1.3-2 – Croqui geral da área mapeada 14
Figura 1.4 – Fspectos fisiográficos da área estudada. 15
Figura 1.5 – Aspectos sócio-econômicos da região 16
Figura 3.1 – Composições Coloridas 21
Figura 4.1.1 – Mapa simplificado do cráton do São Francisco 23
Figura 4.2-1 – Blocos Arqueanos do CSF 24
Figura 4.2-2 – Mapa tectônico Orógeno Itabuna-Salvador-Curaça 26
Figura 4.2-3 – Mapa geológico simplificado do Bloco Uauá 28
Figura 4.2-4 – Mapa simplificado do Bloco Serrinha e Cráton do São Francisco 31
Figura 4.2-5 – Mapa geológico do greenstone belt do Rio Capim 33
Figura 4.2-6 – Mapa de granitos no Bloco Serrinha 35
Figura 4.2-7 – Mapa geotectônico 37
Figura 4.2-8 – Blocos Arqueanos do CSF 38
Figura 5.1-1 – Mapa Geológico da Região de Nordestina-BA 40
Figura 5.1-2 – Estruturas em gnaisses migmatíticos do embasamento 42
Figura 5.1-3 – Estruturas no domo gnáisse-migmatítico 44
Figura 5.2-1 – Ocorrências da SMM 47
Figura 5.3-1 – Aspectos de campo do Batólito Nordestina 50
Figura 5.3-2 – Aspectos de campo do Monzonito Cansanção 52
Figura 5.3-3 – Aspectos de campo do Granito Gado Bravo 53
Figura 5.3-4 – Aspectos de campo da unidade de rochas metabásicas 55
Figura 5.3-5 – Aspectos de campo dos diques máficos no Complexo Santa Luz 57
Figura 6.1-1 – Aspectos texturais e mineralógicos dos gnaisses do C.Sta Luz 59
Figura 6.1-1 - Aspectos texturais e mineralógicos diques anfibolíticos 61

Figura 6.2-1 – Aspectos texturais e mineralógicos de domo gnáissico 63
Figura 6.3-1 – Aspectos petrográficos de paragnaisse da SMM 65
Figura 6.3-2 – Aspectos texturais e mineralógicos de biotita xisto 67
Figura 6.3-2 – Aspectos texturais e mineralógicos de biotita xisto 68
Figura 6.3-3 – Aspectos texturais e mineralógicos de rocha calciossilicática 69
Figura 6.3-4 – Aspectos texturais e mineralógicos de calciossilicática xenólito 71
Figura 6.4-1 – Aspectos texturais e mineralógicos de UMB 73
Figura 6.4-2 – Aspectos texturais e mineralógicos de anfibolitos do GBRI 74
Figura 6.5-1 – Imagens petrográficas do Batólito Nordestina 75
Figura 6.6-1 – Aspectos texturais e mineralógicos do monzonito Cansanção 76
Figura 6.7-1 – Aspectos texturais e mineralógicos do granito gado Bravo 78
Figura 7.1-1 – Perfis Geológicos e fácies metamórficas 84
Figura 8.1-1 – Estereograma de F_n 86
Figura 8.1-2 – Aspectos estruturais e estereogramas de F_n 87
Figura 8.1-3 – Aspectos estruturais e estereogramas e F_n 88
Figura 8.1-4 – Aspectos estruturais de F_{n+1} 89
Figura 8.1-5 – Aspectos Estruturais de F_{n+1} 90
Figura 8.1-6 – Aspectos estruturais de F_{n+2} 91
Figura 8.1-7 – Dobra em bainha em domo gnáissico 94
Figura 8.1-8 – Sistema transcorrente no elipsóide de deformação 95
Figura 9.1-1 – Modelo petrogenético de granitos tipo-S 99
Figura 9.1-2 – Modelo tectônico para a região estudada 100

Anexo 01 – Mapa de Pontos 109

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Características das bandas do sensor ETM+/Landsat-7 19
Tabela 2 – Pontos realizados 110

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação do Trabalho

O presente texto é o resultado dos trabalhos de campo e de laboratório realizados entre janeiro e junho de 2012, no âmbito da disciplina GE001 (Trabalho de Conclusão de Curso), oferecida pelo Instituto de Geociências da UNICAMP sob a orientação do Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira. A disciplina tem como finalidade a aplicação do conhecimento geológico adquirido no decorrer do curso de Graduação em Geologia.

O trabalho consistiu no mapeamento geológico de uma área no segmento norte do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (GBRI), porção centro-sul do Bloco Serrinha, Cráton do São Francisco, Bahia, entre as cidades de Nordestina, Cansanção e Queimadas. (Fig. 1.2)

O objetivo principal do trabalho foi caracterizar a transição entre o embasamento arqueano e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru, região essa que vem sendo interpretada como zona de colisão arco-continente no Paleoproterozóico (Oliveira et al. 2009, 2010, 2011). O arco está representado por rochas do Greenstone Belt do Rio Itapicuru e o continente por gnaisses e migmatitos do embasamento arqueano, denominado Complexo Santa Luz. O GBRI e o embasamento arqueano são unidades geológicas muito importantes do ponto de vista econômico, pois possuem depósitos auríferos e cromitíferos, respectivamente.

Trabalhos anteriores de conclusão de curso (Moreto 2007, Grisólia 2007, Araújo 2010, Vale 2010) e de mestrado (Grisólia 2010) foram realizados em áreas mais ao sul daquela contemplada no presente documento e com objetivos semelhantes. Todos esses trabalhos de cartografia geológica estão contribuindo expressivamente para a compreensão dos mecanismos geológicos que conduzem ao crescimento de continentes.

Os resultados apresentados neste Trabalho de Conclusão de Curso acrescentam novas informações ao entendimento da evolução geotectônica précambriana do Cráton do São Francisco e do GBRI, em uma região carente de estudos direcionados para os objetivos aqui propostos.

1.2 Objetivos

O presente projeto de Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) visa contribuir para o entendimento sobre colisão arco-continente no Paleoproterozóico por meio do mapeamento geológico de uma parte da transição entre o terreno migmatito-gnáissico do Complexo Santa Luz, interpretado como resto de continente arqueano e o greenstone belt do Rio Itapicuru, interpretado como um arco oceânico de idade paleoproterozóica. Este trabalho complementará informações obtidas em trabalhos de TCC anteriores ao longo da zona de colisão acima citada.

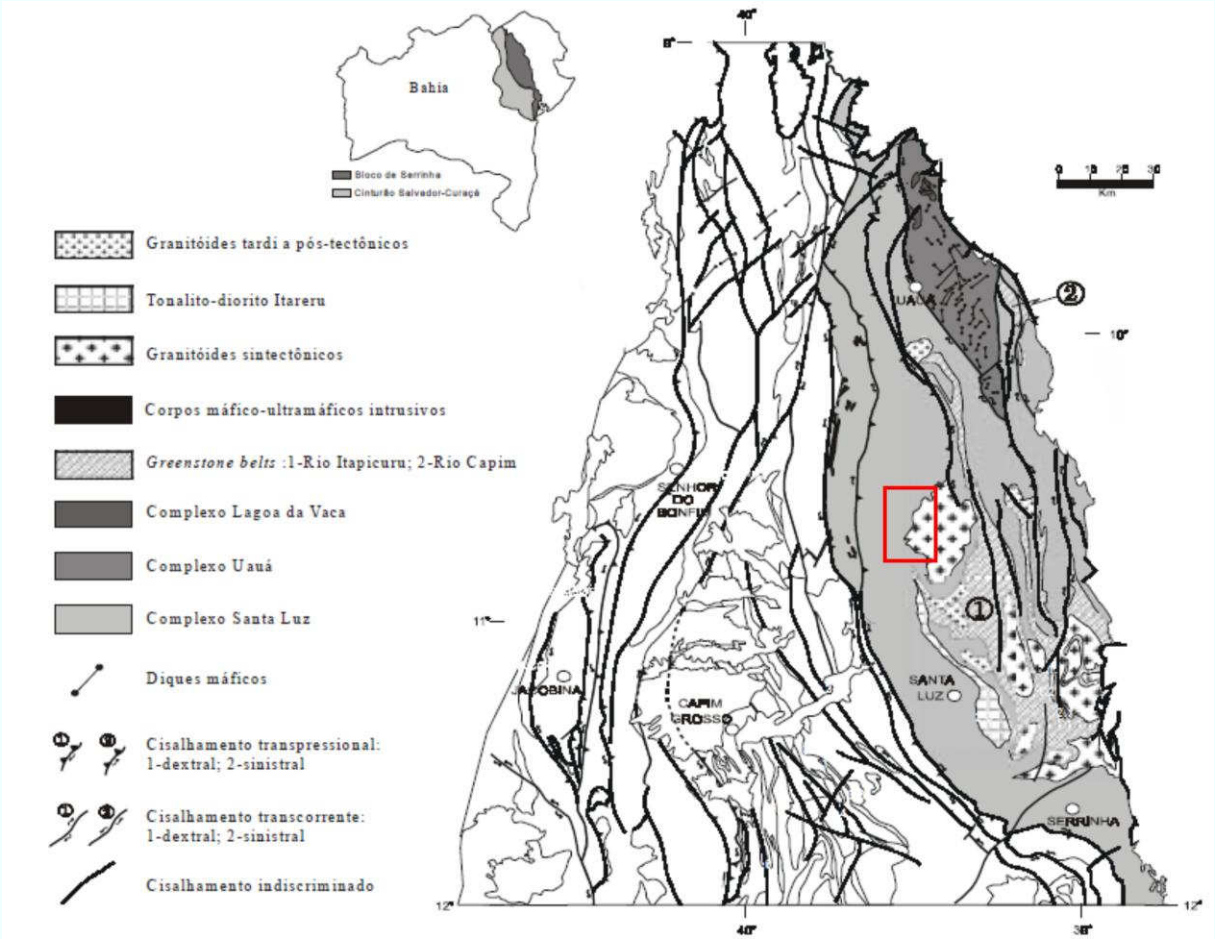


Figura 1.2: Mapa Geológico simplificado do Bloco Serrinha com região de trabalho marcada pelo polígono vermelho. (Modificado de Kosin et al. 2003)

1.3 Localização da área e Vias de Acesso

A área estudada localiza-se a oeste do município de Nordestina, entre as cidades de Queimadas e Cansanção (Figura 1.3-1 e 2), no nordeste do Estado da Bahia. Para chegar ao local, o acesso por Salvador é: saída de Salvador pela BR-324 até Feira de Santana, continuando pela rodovia até o município de Riachão do Jacuípe, seguindo pela BA-416 até Valente e finalmente pela BA-120 até o município Queimadas e depois para Nordestina.

Contida na microrregião de Euclides da Cunha, o município de Nordestina está a 260 km em linha reta da capital do Estado, Salvador. Seguindo a rota de carro, Nordestina esta a 370 km da capital. I município de Nordestina localiza-se nas coordenadas geográficas 10°49′22″S; 39°25′40″W, -10.822778; -39.427778 (Datum WGS 84) e UTM 24L 453240 8803583

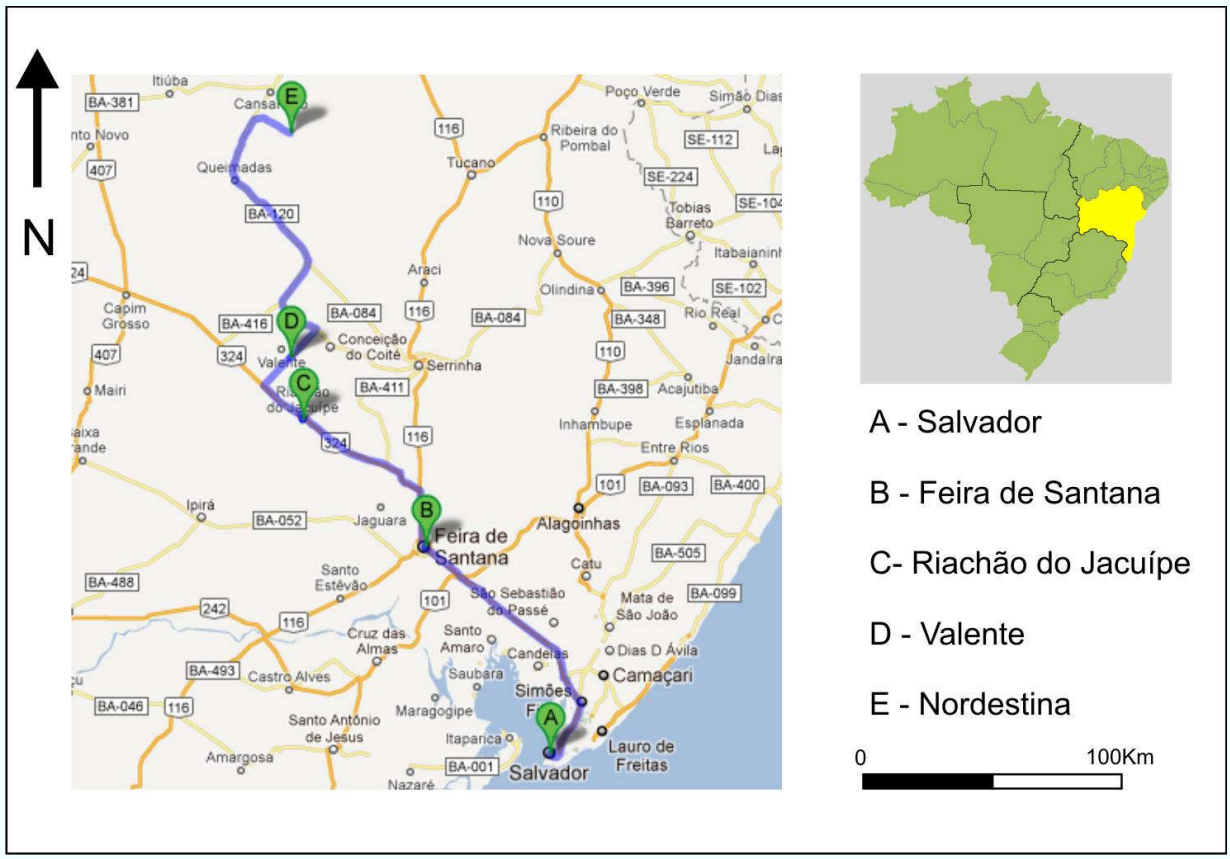


Figura 1.3-1: Mapa de localização da área de estudo com vias de acesso a partir da capital Salvador.

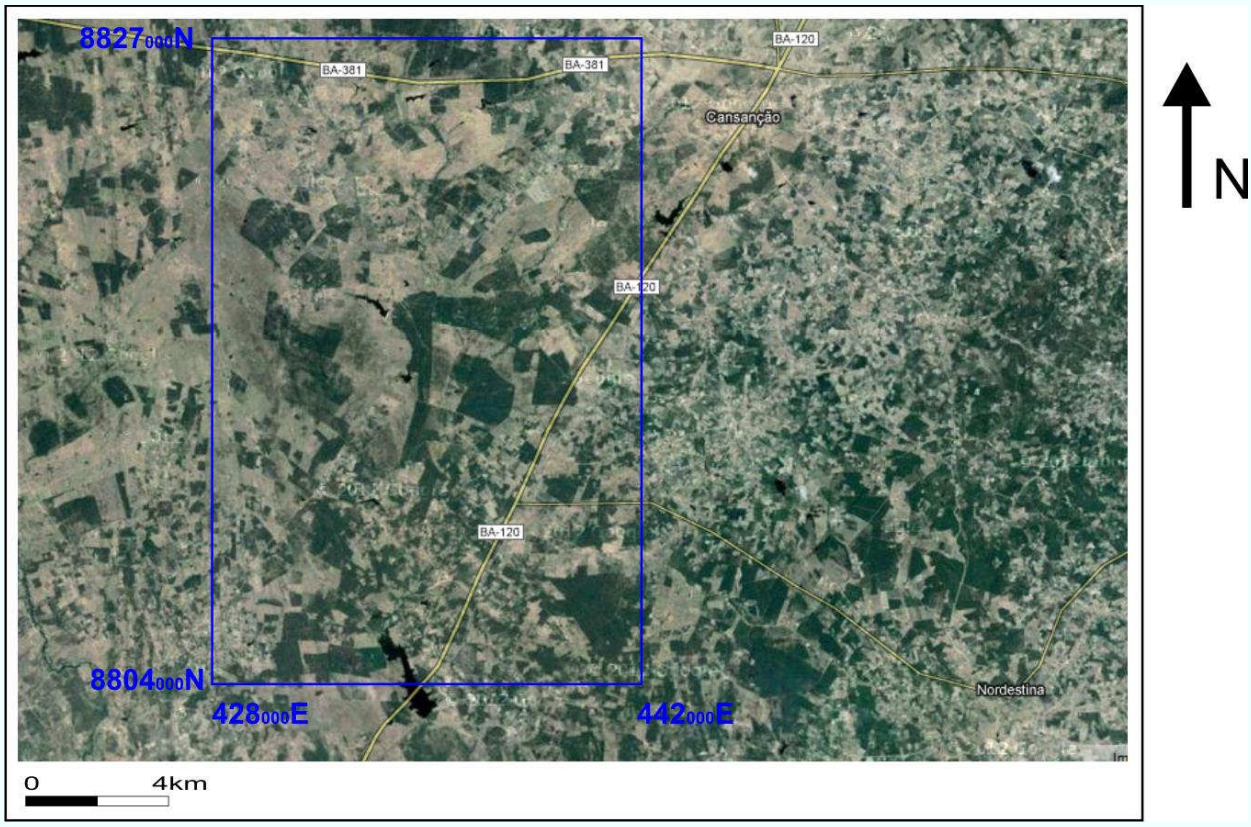


Figura 1.3-2: Imagem de satélite com área aproximada do mapeamento geológico delimitado pelo polígono azul. Imagem modificada de Google Earth (www.google.com/googleearth)

1.4 Aspectos fisiográficos

A área de trabalho localiza-se na região Nordeste do estado da Bahia, entre as cidades de Cansanção, Nordestina e Queimadas. Possui o relevo marcado por extensas áreas aplainadas, com morrotes que sobressaem no horizonte. Essas feições geomorfológicas são típicas de terrenos précambrianos do tipo granito-greenstone, caracterizados por províncias de quilhas e domos (Figura 1.4A), como descritos em vários trabalhos (Alkmim & Marshak 1998, 2002; Lana et al. 2010; Van Kranendonk 2011).

A região mapeada esta contida na zona fisiográfica correspondente ao clima semi-árido de Köppen (1948), incluída no Polígono das Secas do Nordeste e localizado no alto sertão baiano. As precipitações estão entre 500 e 550 mm/ano, com marcantes irregularidades, e longos períodos de estiagem (site IICA)

O estado da Bahia apresenta três tipos diversos de vegetação: floresta tropical úmida, cerrado e

predominantemente a caatinga. A caatinga se apresenta em toda a região norte do estado, incluindo a área estudada. A vegetação predominante é xerófita, arbustiva de pequeno a médio porte, que permanece seca na maior parte do ano, exceto nas épocas de chuvas ou nas proximidades de drenagens perenes (Figura 1.4B). O xique-xique e o mandacarú são espécies vegetais que ocorrem em abundância, assim como a favela (Figura 1.4C e D).

Os municípios localizados nos arredores da área de trabalho estão inseridos no domínio da Bacia Hidrográfica do Rio Itapicurú. A Bacia limita-se oeste com os municípios de Jacobina, Campo Formoso e Jaguarari. Também possui nos seus limites duas Áreas de Proteção Ambiental (APAs) e uma Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) (Grisólia 2007).

Figura 1.4: Aspectos fisiográficos da área estudada. A- Feições geomorfológicas de elevações e planicies; B- Vegetação arbustiva de pequeno a médio porte nas proximidades de drenagem perene e açude; C- Vegetação xerófita representada por xique-xique; D- Pastagem seca e vegetação xerófita (mandacaru).

1.5 Aspectos sócio-econômicos

Uma das maiores dificuldades encontradas pelos sertanejos é a sua subsistência, sobretudo devido às condições climáticas extremas (Figura 1.5A). A atividade econômica predominante na região de Nordestina-Queimadas-Cansanção é a pecuária, com a criação de caprinos e bovinos (Figura 1.5B).

As atividades agrícolas, muitas dessas decorrentes de projetos de irrigação do rio Itapicuru, variam de milho, feijão, mandioca e sisal (Figura 1.5C). Além disso, o extrativismo mineral é forte na região e se concentra principalmente nos municípios de Jacobina, Campo Formoso, Jaguarari, Andorinhas, Monte Santo, Santa Luz e Teofilândia. Baseia-se principalmente na extração de ouro, esmeralda, cromo e materiais para construção civil, como o granito e mármore (Figura 1.5D).

Figura 1.5: Aspectos sócio-econômicos da região. A- Vegetação seca e gado morto devido à seca; B- Criação de caprinos em roça; C- Plantação de cisal e D- Cava abandonada de mina de cromita (ao Sul de Nordestina).

CAPÍTULO 2

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A elaboração deste trabalho consistiu em três principais etapas: i) etapa pré-campo, ii) etapa de campo e iii) etapa pós-campo.

Na etapa pré-campo foram realizados levantamentos de dados com base em cartas topográficas, mapas geológicos, publicações, e trabalhos de conclusão de curso anteriores, realizados em áreas próximas. As cartas topográficas utilizadas foram folhas Euclides da Cunha (SC.24-Y-B-VI) e Itiúba (SC.24-Y-B-V), ambas em escala 1:50.000 e nestas foram localizadas drenagens, estradas principais para acesso às áreas de interesse, fazendas e povoados. Além disso, foram processadas imagens Landsat ETM+, (Órbita/Cena – 216/67), zona 24 Sul obtida em 07/2001 para auxílio no mapeamento geológico, identificação de estruturas e diferentes litotipos

A etapa de trabalho de campo teve a duração de 24 dias, entre 23 de janeiro e 15 de fevereiro, e consistiu no mapeamento geológico, em escala 1:50.000, de uma área de 296 km^2 entre os municípios de Queimadas, Nordestina e Cansanção. Foram utilizadas imagens Landsat processadas em composições distintas, escalas 1:50.000 e 1:300.000, para ajuda na identificação de variações litológicas e estruturais. Foram descritos 404 pontos (anexo 01) e coletadas amostras representativas das unidades mapeadas para confecção de lâminas delgadas para estudo petrográfico e análises geoquímicas.

Na etapa pós-campo foram selecionadas 15 amostras representativas da área mapeada para estudo em microscópio petrográfico, sendo 12 lâminas delgadas e 3 lâminas delgadas polidas. Após as descrições petrográficas e interpretações de dados estruturais, foi confeccionado o presente relatório assim como as discussões finais, além da confecção de mapa geológico-estrutural em escala 1:50.000 da transição entre embasamento gmáissico-migmatítico mesoarqueano e o GBRI, localizado entre as cidades de Queimadas, Cansanção e Nordestina no sertão do Estado da Bahia;

CAPÍTULO 3

3. SENSORIAMENTO REMOTO

Este capítulo apresenta as técnicas de sensoriamento remoto e fotointerpretação utilizadas para atingir os objetivos abaixo:

-Realçar estruturas para possíveis correlações regionais;

-Delimitar contatos litológicos, com o intuito de auxiliar na confecção final do mapa geológico;

-Delimitar a área de ocorrência de rochas do GBRI, sobretudo a faixa metassedimentar, que na área encontra-se fragmentada;

-Auxíliar na identificação da ocorrência de óxidos/hidróxidos de ferro;

3.1 Introdução

O uso de sensores remotos como ferramenta para a caracterização de minerais, rochas e estruturas é de grande importância em trabalhos de mapeamento geológico. Muitas rochas e minerais formadores de rochas possuem propriedades de reflectância, que variam em função do comprimento de onda do espectro eletromagnético, e configuram suas assinaturas espectrais. Dessa forma, os sensores remotos medem a intensidade da radiação solar refletida pelos diferentes minerais e rochas nos comprimentos de ondas do visível (VIS) e infravermelho próximo (VNIR) e infravermelho de ondas curtas (SWIR), compreendendo um intervalo de 0,4 a 2,5μm no espectro eletromagnético (Barros Silva, 2003).

O sensor remoto ETM^{+} tem importante uso para a detecção de feições espectrais na região do infravermelho médio, que são usadas para identificação de minerais contendo íon hidroxila (argilo-minerais, filossilicatos), carbonatos e sultatos. Além disso, o sensor registra importantes bandas de absorção no espectro eletromagnético, devido a fenômenos de transição eletrônica entre íons de ferro (Hunt 1977, 1979). Estas bandas são diagnósticas ~~sobre~~ para a presença de óxidos, hidróxidos e sulfatos de ferro em rochas, solos e outras superfícies (Hunt 1977, 1989). As imagens obtidas das bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8 podem ser combinadas em diferentes composições coloridas, de acordo com o interesse investigativo.

As imagens processadas foram adquiridas pelo sensor multiespectral ETM^+, a bordo do satélite Landsat-7, que opera em oito bandas espectrais largas (Tabela 3-1). A largura da banda espectral é inversamente proporcional à resolução espectral, de modo que neste sistema sensor a resolução espectral é baixa. Assim, o nível de detalhamento obtido com o processamento das imagens espectrais não é suficiente para delimitar alguns minerais, porém possibilita o realce de minerais como óxidos e hidróxidos de ferro em solos e rochas, minerais com íons OH (filossilicatos e argilo-minerais) e discriminar áreas com alteração hidrotermal. Além disso, é possível realçar lineamentos estruturais, contrastes litológicos e estruturas regionais.

BANDA	FAIXA ESPECTRAL		REGIÃO ESPECTRAL	RESOLUÇÃO ESPACIAL
	nm	µm		m x m
1	450 – 520	0,45 – 0,52	azul	30
2	530 – 610	0,53 – 0,61	verde	30
3	630 – 690	0,63 – 0,69	vermelho	30
4	780 – 900	0,78 – 0,90	IV próximo	30
5	1550 – 1750	1,55 – 1,75	IV médio	30
6	10.400 – 12.500	10,4 – 12,5	IV termal	60
7	2.090 – 2.350	2,09 – 2,35	IV médio (SWIR)	30
8	520 – 900	0,52 – 0,90	VIS IV próximo	15

Tabela 3-1 – Resoluções e características do sensor ETM^+ Landsat-7

O polígono que representa a área mapeada é delimitado pelas ~~as~~ coordenadas: 428000E e 442000E, 8808000N e 8827000 mais um polígono de limites 428000E, 436000E 8804000N e 8808000N. A imagem processada digitalmente abrange uma região que extrapola a área mapeada, pois assim foi possível identificar estruturas de maior escala.

3.2 Materiais e Métodos

No presente trabalho foram utilizadas cenas de sensores orbitais ETM^+ /Landsat-7 (órbita/cena 216/67) adquiridas em julho de 2001, para o processamento digital das imagens. Toda etapa de processamento digital foi realizado no Laboratório de Informações Georreferenciadas do IG/UNICAMP (LAPIG). O software utilizado no processamento digital foi o The Environment for Visualizing Images – ENVI (versão 4.2).

As técnicas aplicadas no processamento digital foram de composições coloridas RGB e realce por decorrelação.

3.3 Resultados

3.3.1 Composições coloridas

A interpretação das informações obtidas nas imagens do sensor ETM^+ /Landsat-7 foram realizadas com uso de diferentes composições entre as bandas espectrais em uma única imagem RGB (vermelho, verde, azul). A escolha das bandas combinadas teve como base o comportamento espectral dos alvos, assim como as curvas de reflectância espectral de óxidos/hidróxidos de ferro.

A assinatura espectral para os óxidos e hidróxidos de ferro é caracterizada pela alta absorção na banda ETM^+1 (0,45 – 0,52μm) e alta reflectância na banda ETM^+3 (0,63 – 0,69μm). Por outro lado, os carbonatos e argilo-minerais possuem alta absorção na banda ETM^+7 (2,09 - 2,35μm) e alta reflectância na banda ETM^+5 (1,55 – 1,75μm). A banda ETM^+7 é utilizada para auxiliar na discriminação de formações rochosas. Estes gradientes espectrais serviram como base na escolha para combinação de diferentes composições.

Foram realizadas 2 combinações principais, sendo uma para destaque de possíveis ocorrências de ferro e outra para realce de contraste em feições litológicas.

A composição com as bandas 4R-5G-3B mostram as áreas com possíveis ocorrências de óxidos de ferro e aparecem destacadas em azul, enquanto que a vegetação sadia aparece em vermelho (pico de reflexão na banda ETM^+4). Já a composição com as bandas 7R-4G-3B deixa visível contrastes litológicos em tons de vermelho nos locais com baixa densidade de vegetação, evidencia estruturas geológicas locais e algumas feições geomorfológicas, enquanto que a vegetação sadia aparece em verde.

Após serem combinadas as composições coloridas, foi aplicada a técnica de realce por decorrelação (decorrelation strech). Esta técnica aumenta o contraste das composições RGB feitas a partir de imagens multiespectrais correlacionáveis, que geralmente possuem pouco contraste. A Figura 3.1 (A e B) exibem composição R7G4B3 e método de realce por decorrelação para destaque de litotipos, enquanto na Figura 3.1 (C e D) composição R4G5B3 e realce por decorrelação para destaque de áreas com argilominerais e óxidos de ferro.

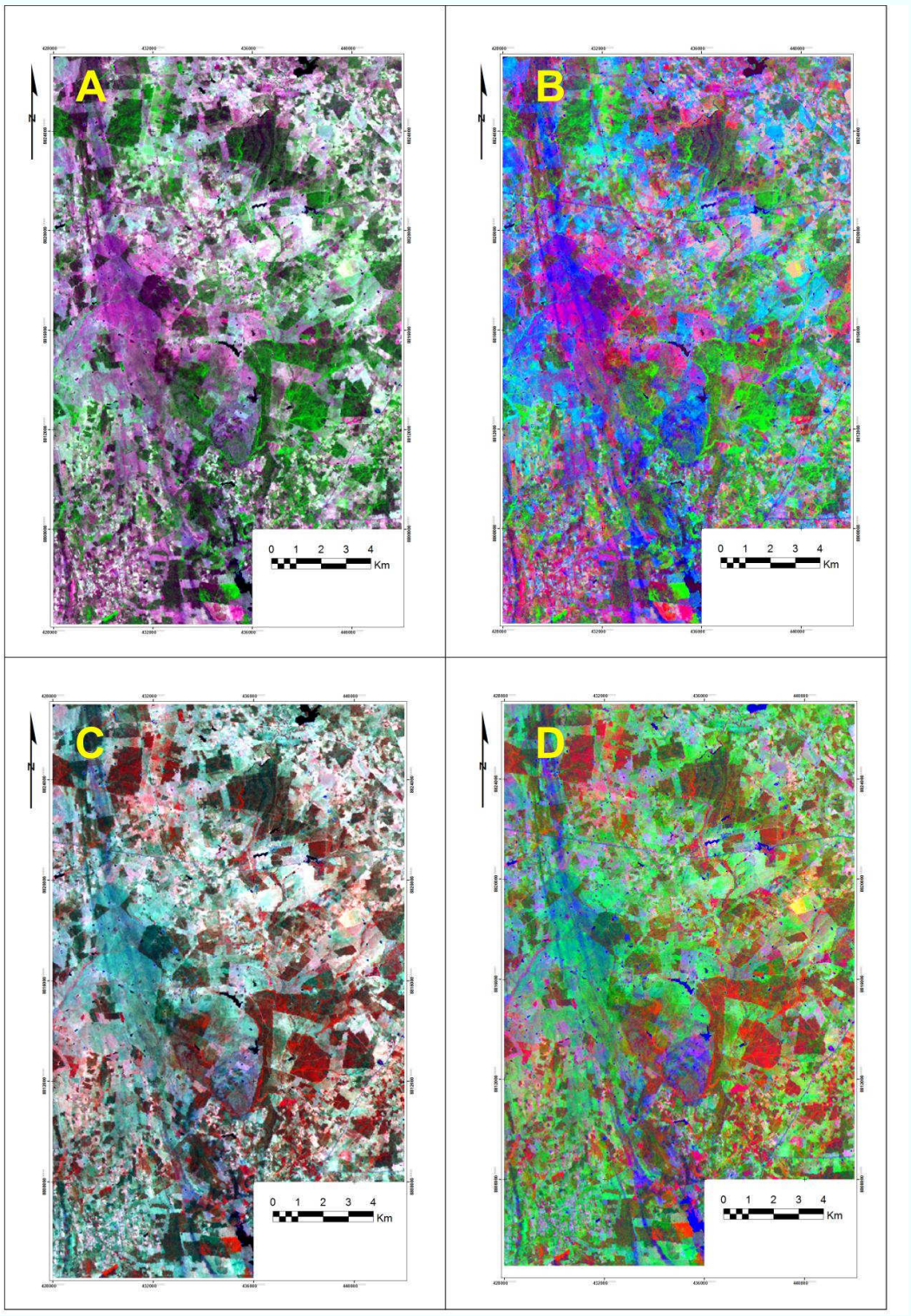


Figura 3.1 : Composições Coloridas: A-) Composição colorida R7G4B3 para destaque de litotipos, B-) Combinação colorida R7G4B3 realçadas por decorrelação, C-) Composição colorida R4G5B3 destacando possíveis ocorrências de óxido de ferro (roxo) e D-) Combinação colorida R4G5B3 realçadas por decorrelação.

CAPÍTULO 4

4.GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada insere-se na porção centro-norte do Bloco Serrinha, abrangendo a transição do embasamento gnáissico-migmatítico mesoarqueano do Complexo Santa Luz, o Greenstone Belt do Rio Itapicuru e o batólito Trondhjemítico Nordestina. O Bloco Serrinha representa um dos quatro segmentos crustais arqueanos do Cráton do São Francisco que colidiram durante o Paleoproterozóico.

4.1 O Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco (CSF) é delimitado pelas faixas orogênicas neoproterozóicas Brasília, a sul e oeste, Rio Preto, a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana, a norte, e Araçuaí, a sudeste (Almeida 1977; 1981). A leste, o cráton termina na margem continental que contêm as bacias do Jequitinhonha, Almada, Camamú e Jacuípe.

Em seu interior, o cráton é em sua maior parte coberto por unidades pré-cambrianas e fanerozóicas. Em duas áreas o embasamento está exposto: extremo sul, em Minas Gerais, e no leste da Bahia (Figura4.1-1). Estudos realizados no embasamento do CSF permitiram a distinção de feições tectônicas que são partes de um orógeno paleoproterozóico e o seu antepaís. Segundo Teixeira et al. (1996) este orógeno paleoproterozóico está presente apenas de forma fragmentária no interior do cráton (Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá), e no extremo sul do cráton localizado no Quadrilátero Ferrífero (Cinturão Mineiro).

O embasamento do CSF adquiriu estabilidade ao final do Paleoproterozóico. Face aos dados hoje disponíveis, pode-se assumir que o embasamento do cráton é constituído por rochas e feições tectônicas mais velhas que 1,8 Ga. (Alkmin, 2004).

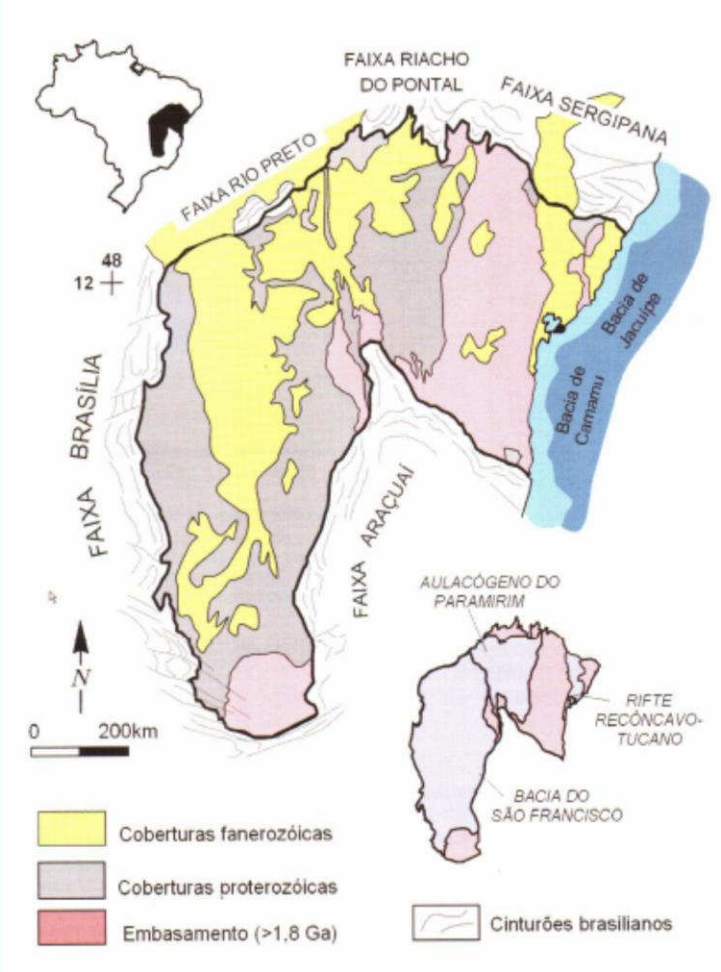


Figura 4.1-1: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco (Alkmin 1993, modificado por Alkmin 2004)

As exposições da plataforma ou antepaís dos orógenos paleoproterozóicos são muito reduzidas, e ocorrem no interior do cráton. Restringem-se a duas áreas, uma a noroeste do Quadrilátero Ferrífero e outra entre a Bacia do São Francisco e o aulacógeno do Paramirim. A massa continental arqueana, cuja porção interna é o núcleo arqueano estável (“intacto”), constitui o embasamento da maior parte do cráton, de boa parte da Faixa Araçuaí e de grande parte da Faixa Brasília (Alkmin, 2004)

No ciclo de evolução do CSF, Almeida (1981) sugere que o CSF teve um ancestral, o Cráton do Paramirim. Estabilizado após o Evento Jequié (2,9-2,7 Ga), o Cráton do Paramirim teria suas margens retrabalhadas durante o Ciclo Transmazônico e, em parte, novamente no Ciclo Brasiliano. Com isso, após as acresções Transamazônicas e aos retrabalhamentos no Ciclo Brasiliano, formou- e o CSF.

4.2 Arqueano no Cráton do São Francisco

Na porção norte do CSF ocorrem quatro fragmentos crustais de idade arqueana: Bloco Gavião, Bloco Jequié, Cinturão Orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá e Bloco Serrinha (Barbosa 1997, Barbosa & Sabaté 2003b). Esses blocos (Figura4.2-1) foram discriminados a partir de dados de isótopos Sm-Nd e idades modelo $T_{DM,}$ que indicam estágios evolutivos distintos (Barbosa & Sabaté, 2002).

O Bloco Gavião compreende ~~a~~ o segmento crustal mais antigo do CSF, enquanto o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá representa a porção mais nova, (Barbosa & Sabaté, 2002).

Segundo os mesmos autores, durante o Ciclo Transamazônico, no Paleoproterozóico, estes blocos colidiram formando um cinturão orogênico com 600 km de extensão em direção N-S e 150 km de largura. Nesta colisão houve intensa atividade magmática com colocação de diversos plútons graníticos (Barbosa e Sabaté 2004, Oliveira et al. 2010).

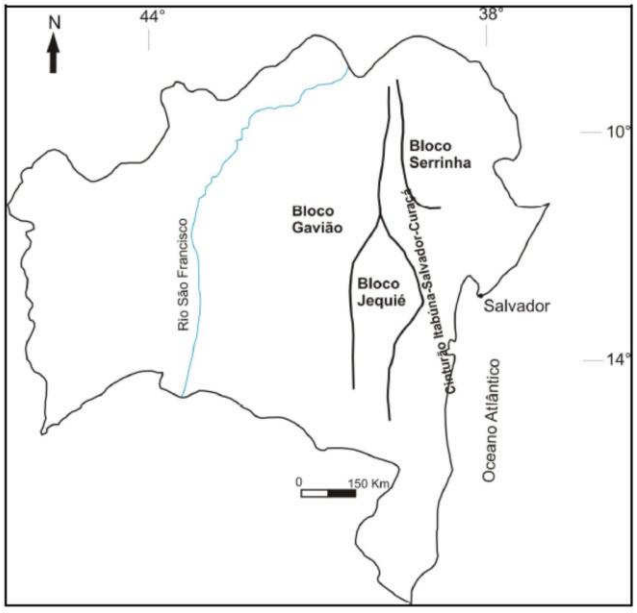


Figura 4.2-1 :Blocos Arqueanos do CFS. Configuração dos blocos arqueanos constituintes do Cráton do São Francisco (Modificado de Barbosa & Sabaté, 2004)

4.2.1 Bloco Gavião (BGa)

O Bloco Gavião compreende um amplo núcleo arqueano preservado no segmento oeste do embasamento e coberto por sequências meso-neoproterozóicas no segmento sul. É constituído por

associação de ortognaisses, leptinitos e anfibolitos, além da sequência vulcanossedimentar Contentas-Mirante, Umburamas e Mundo Novo. Sua borda retrabalhada contêm as rochas mais antigas do CSF, pertencentes à suíte tonalito-trondhjemito-granodiorito (TTG) (Ledru et al. 1997 , Barbosa & Sabaté 2001a;2004 , Barbosa et al. 2003).

Esse Bloco junto com o Bloco Serrinha contém os gnaisses e migmatitos mais antigos do cráton do São Francisco e são consideradas como representativas dos microcontinentes que teriam se chocado para formar o orógeno Itabuna-Salvador-Curaça (Oliveira, et al., 2010) .

Em Oliveira et al (2010) são descritas idades entre 3,45-3,40 Ga para os migmatitos e idades entre 3.20-3.46 Ga para gnaisses do BGa. Dessa forma, as rochas do BGa em conjunto com as rochas do Bloco Serrinha representam a mais antigas do cráton do São Francisco..

4.2.2 Bloco Jequié (BJe)

O Bloco Jequié localiza-se a leste do bloco Gavião, tem como litotipos principais migmatitos heterogêneos de 3,00-2,90 Ga contendo enclaves máficos de rochas supracrustais (Marinho et al. 1994) e granitóides gerados por intrusões múltiplas de composição granito-granodiorítica com idades por volta de 2,8-2,7 Ga (Alibert & Barbosa 1992).

Estas rochas representam o embasamento de bacias intracratônicas tipo rifte (Barbosa et al. 2003) e sobre elas assentam-se rochas andesito-basálticas, basaltos, metachertes, BIF`s e grafititos. Durante a colisão paleoproterozóica dos blocos arqueanos do CSF, as rochas do Bloco Jequié foram intensamente metamorfizadas em fácies granulito (Barbosa & Sabaté 2003b)

4.2.3 Bloco Serrinha (BSer)

O Bloco Serrinha é uma mega-estrutura elipsoidal que ocupa uma área de 21000 km², localizada no nordeste do Cráton do São Francisco na Bahia (Figura 4.2-2), que permaneceu rígida durante a orogênese transamazônica (Cruz Filho et al. 2003; Rios et al. 2006). O domínio orogênico do leste da Bahia representa um grande evento colisional que ocorreu entre 2,1 e 2,0 Ga e envolveu quatro blocos arqueanos: Serrinha, Jequié, Gavião e Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2002, 2004). A colisão foi provavelmente oblíqua, resultando em um transporte tectônico dirigido para NW, juntamente com um componente lateral de movimento. O BSr é limitado a oeste pelo segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e a leste pelas rochas sedimentares das bacias do Tucano e do Recôncavo (Carvalho & Oliveira 2003).

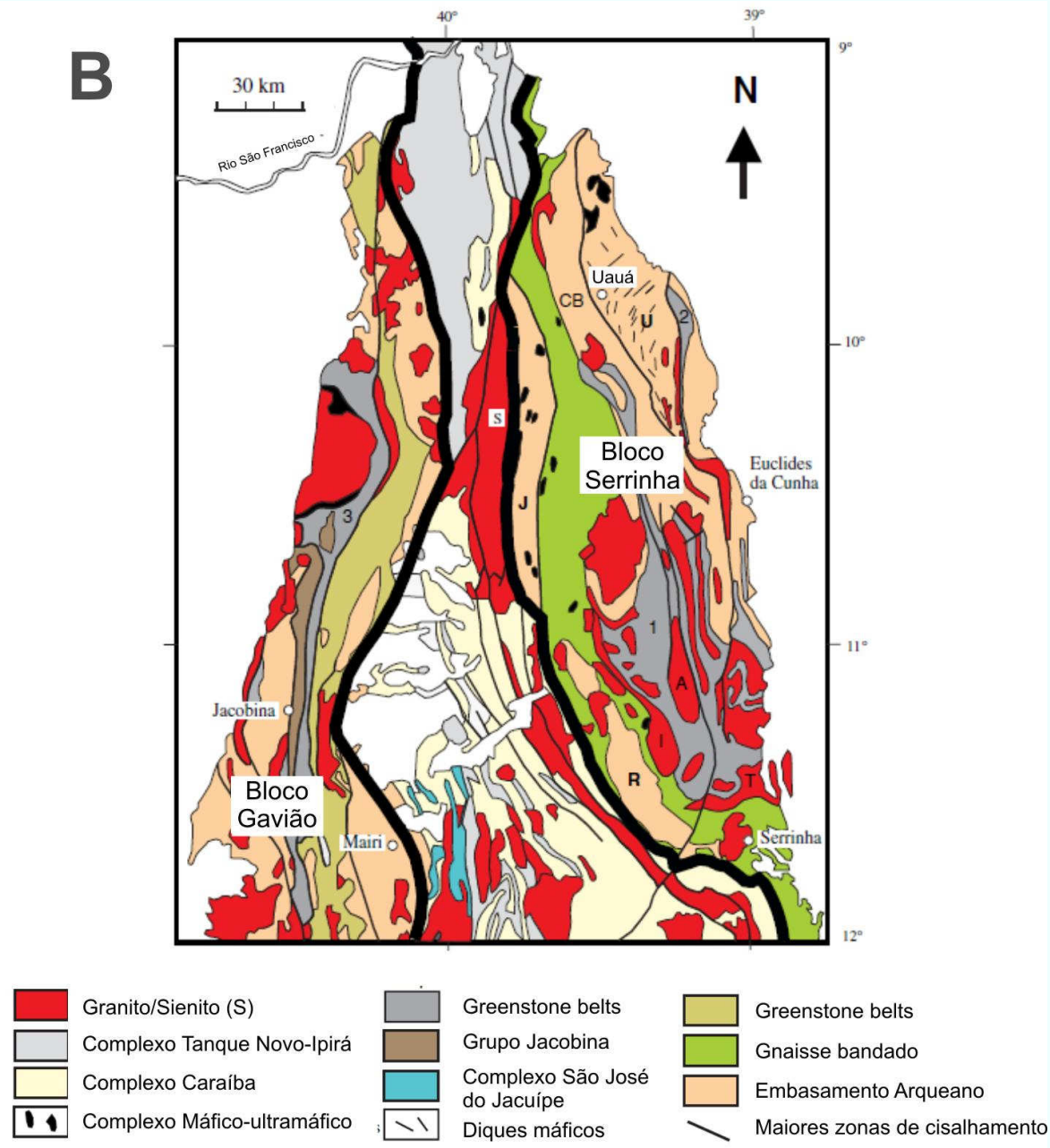


Figura 4.2-2 : Mapa tectônico. Segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá com as principais divisões tectônicas; Greenstone belts: 1-Rio Itapicuru; 2-Rio Capim, 3-Mundo Novo, Subdomínios do embasamento no Bloco Serrinha: R-Retirolândia, J-Jacurici, U-Uauá. Corpos Graníticos: S-Sienito Itiúba, I-Tonalito Itarerú, A-Domo do Ambrósio, T-Tonalito Teofilândia, CB-Faixa Caldeirão. Linhas pretas em negrito indicam limite aproximado em fácies-granulito do núcleo do orógeno. (Adaptado de Oliveira et al , 2010).

O BSer é caracterizado como uma unidade geotectônica composta por um embasamento de migmatitos e gnaisses arqueanos do Complexo Santa Luz, em contato tectônico com rochas vulcânicas

paleoproterozóicas dos greenstone belts do Rio Capim e Rio Itapicuru, e todo o conjunto intrudido por granitóides diversos (Oliveira et al. 2010, 2012).

Mascarenhas (1979) e Melo et al. (1995) referem-se às rochas do embasamento como Complexo metamórfico Santa Luz. Por outro lado Oliveira et al. (2010a) separam o embasamento do Bloco Serrinha em três subdomínios de idade mesoarqueana: complexos gnáissico-migmatítico de Uauá, Jacurici e Retirolândia. Além disso, propõem a inclusão do subdomínio gnáissico Santa Luz, composto principalmente por diques máficos e migmatitos deformados (gnaisses bandados) que se estende na direção N-S. Os migmatitos, gnaisses bandados, ortognaisses, diques máficos e complexos máfico-ultramáfico, estão em contato tectônico com as supracrustais dos greenstone belts do Rio Itapicuru e Rio Capim e pela faixa de cisalhamento Caldeirão. Todas as unidades são intrudidas por granitos (Oliveira et al. 2010).

Os blocos Serrinha e Gavião são considerados os representantes dos microcontinentes arqueanos que colidiram para formar o segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Oliveira et al. 2010)

4.2.3.1 Complexo Santa Luz

O Complexo Santa Luz é caracterizado por rochas gnáissico-migmatíticas com paragênese em fácies anfibolito (Mascarenhas & Garcia, 1989) e segundo Melo (1991) pode ser dividido em duas unidades litológicas distintas: uma com gnaisses bandados com alternância entre rochas gnáissicas cinzas (com biotita, hornblenda, microclina, plagioclásio e quartzo) e bandas anfibolíticas com e sem granada; e a outra com ortognaisses de suítes TTG com estruturas migmatíticas. Davison et al. (1988) citam discordância estrutural entre a foliação principal dos gnaisses supracitados e a foliação metamórfica das rochas do Greenstone Belt do Rio Itapicuru. Quanto aos aspectos geocronológicos, foram datados zircões de gnaisses do Complexo Santa Luz, fornecendo idades pelo método U-Pb (SHRIMP) no intervalo 3152 Ma e 2983 Ma (Mello et al. 1999, Oliveira et al. 2002, 2010)

4.2.3.2 Bloco Uauá

O bloco Uauá é limitado a oeste pela faixa arqueano-paleoproterozóica Caldeirão e a leste pelo greenstone belt paleoproterozóico Rio Capim (Oliveira et al. 2011), ou por sobreposição de rochas metassedimentares neoproterozóicas do Sergipano. (ver Figura 4.2-3).

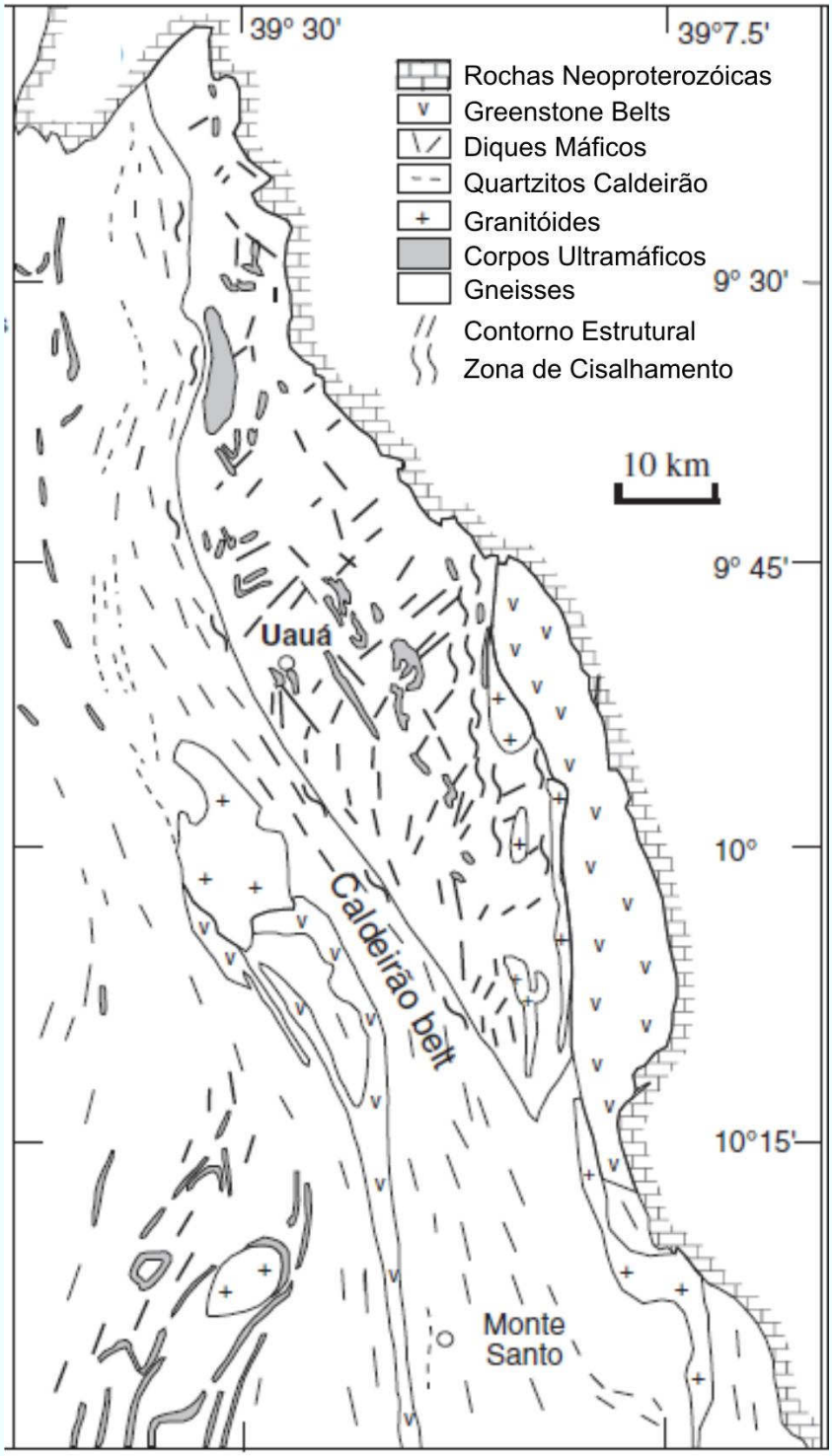


Figura 4.2-3: Mapa geológico simplificado do Bloco Uauá. Localização da Faixa Caldeirão (Caldeirão belt), greenstone belt do Rio Capim e configuração litológica-estrutural regional. Adaptado de Oliveira et al. (2011).

Segundo Oliveira et al. (2011), o embasamento do bloco Uauá consiste principalmente de

gnaisses bandados com orientação geral NW e idade desconhecida, intrudido por anortosito acamadado, peridotito, complexos dioríticos e corpos tonalíto-granodioríticos. Muitas destas rochas foram metamorfizadas em fácies granulito e posteriormente retrometamorfizadas para fácies anfibolito. Idades mesoarqueanas são generalizadas no bloco Uauá. Paixão e Oliveira (1998) utilizando rocha-total e isócrona Pb-Pb obtiveram idade de 3161±65 Ma para anortositos do Complexo acamadado anortosítico Lagoa da Vaca e por evaporação de Pb obtiveram a idade de 3072±20 Ma para ortogranulitos, enquanto que Cordani et al. (1999) encontraram idades entre 3,12 e 3,13 Ga para o tonalito Rio Capim utilizando U-Pb SHRIMP. Outros corpos ígneos félsicos de idade arqueana ocorrem no bloco Uauá, como os granulitos enderbíticos da pedreira da prefeitura de Uauá e granodiorito gnáissico a sul da mesma cidade com idades U-Pb em grãos de zircão, respectivamente de 2933±3 e 2991±22 Ma (Oliveira et al. 2002).

A faixa de cisalhamento Caldeirão compreende uma sequência com 10 km de largura composta por quartzitos, sillimanita-cordierita-granada gnaisse, ortognaisses granodioríticos, rochas máficas e migmatitos, todas metamorfizadas em condições de fácies anfibolito. Idades U-Pb SHRIMP indicam 3150 Ma para os ortognaisses (Oliveira et al. 2002). Para o sul, a faixa de cisalhamento se desmembra em estreitas zonas de cisalhamento transcorrente (strike-slip), que continuam para sul por mais de 150 km através do greenstone belt do Rio Itapicucu (uma delas é a main shear zone de Chauvet et al.,1997). A transição desta faixa para o bloco Uauá é gradacional e marcado por redobramentos de antigas estruturas, intrusões graníticas e pegmatíticas até o desenvolvimento da zona de cisalhamento. Grãos de titanita sin-deformacionais em diques máficos (Oliveira et al., 2000) e zircões detríticos em quartzitos (Oliveira et al., 2002) indicam idade máxima de deposição de 2700 Ma para as rochas metassedimentares e 2039 e 2077 Ma metamorfismo regional. Dois enxames principais de diques máficos intrudem o embasamento gnáissico do bloco Uauá (Oliveira et al., 2011).

4.2.3.3 Greenstone Belt do Rio Itapicucu (GBRI)

O greenstone belt do Rio Itapicuru (GBRI), é uma unidade litotectônica do Bloco Serrinha (Figuras 4.2-4A e B) que vem sendo interpretado como remanescente de um arco oceânico que colidiu com um continente arqueano entre aproximadamente 2130 e 2105 Ma (Oliveira et al., 2010). Possui forma alongada na direção N-S, com 170 km de extensão e 15 km de largura máxima, e abrange uma área superior a 7.500 km². A oeste, o GBRI limita-se em contato tectônico brusco com migmatitos e gnaisses arqueanos do Complexo Santa Luz.

De acordo com Mascarenhas (1979), Kishida (1979), Kishida & Riccio (1980), Davison et al. (1988) e Silva (1992), o GBRI é compartimentado da base para o topo em três principais unidades litoestratigráficas:

• Unidade Vulcanica Máfica (UVM): Ocorre por todo o greenstone e é composta por derrames basálticos maciços, com idade U-Pb 2145 Ma (Oliveira et al., 2010) e almofadados intercalados com rochas sedimentares pelíticas e químicas.

• Unidade Vulcânica Félsica (UVF): derrames andesíticos a dacíticos com idade U-Pb 2081 Ma (Oliveira et al., 2010) intercalados com pelitos, ritmitos, arenitos, arenitos arcosianos e conglomerados. Encontram-se também rochas piroclásticas representadas por brechas, aglomerados, ignimbritos e tufos.

• Unidade Sedimentar Vulcanoclástica (USV): composta por sequências turbidíticas intercaladas com sedimentos químicos e rochas epiclásticas.

Por volta de 2110 Ma houve intensa atividade ígnea, com o alojamento na transição greenstone–embasamento de plútons de alto K a ultrapotássicos, geralmente com forma elipsoidal alongada N-S. Dentre estas intrusões destacam-se o sienito Morro do Afonso, tonalito Itareru e granodiorito Fazenda Gavião com idades entre 2105 Ma e 2110 Ma (Costa et al. 2011)

A sequência vulcano-sedimentar foi metamorfizada na fácies xistos verde, porém na borda de domos granito-gnáissicos atingiu a fácies anfibolito (Silva 1992). Estruturalmente está organizada em uma sucessão de sinclinais e anticlinais limitados por zonas de cisalhamento regionais, as quais têm cinemática sinistral e orientação N-S na porção centro-norte e E-W na porção sul do GBRI. Dois eventos deformacionais principais afetaram a sequência (Alves da Silva 1994, Chauvet et al. 1997): D1 – caracterizado por cavalgamentos para SE, preservado na porção sul do GBRI, e D2- resultado da progressão de D1 para uma tectônica transcorrente que gera as grandes zonas de cisalhamento N-S sinistrais, as quais são um pouco posteriores ao alojamento de domos granito-gnáissicos sin-tectônicos (Ruggiero & Oliveira, 2010).

Associadas às zonas de cisalhamento transcorrente encontram-se importantes mineralizações auríferas em veios de quartzo, tanto ao longo das zonas de direção N-S (Distrito Aurífero do Médio Rio Itapicuru), quanto relacionadas à zona de cavalgamento do Domo de Barrocas (Faixa Weber) em regime dúctil (Reinhardt & Davison 1989).

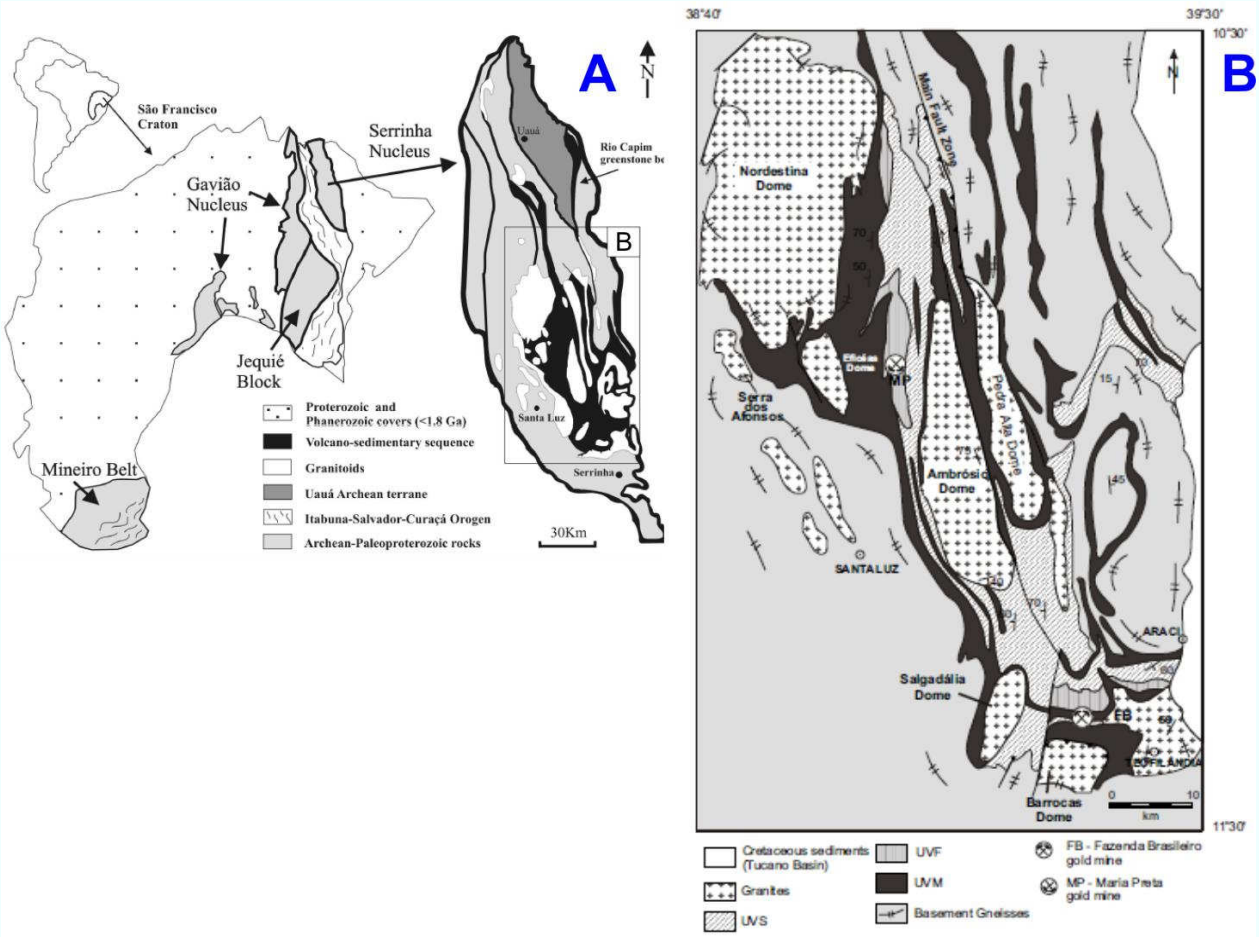


Figura 4.2-4: A) Mapa simplificado do Bloco Serrinha e Cráton do São Francisco: blocos arqueanos amalgamados ao redor do orógeno Itabuna-Salvador-Curaça (adaptado de Barbosa e Sabaté, 2004; Kosin et al., 2003 em Costa 2008) ; B) Mapa Geológico do GBRI; UVS – unidade vulcano-sedimentar, UVF – unidade vulcânica félsica, UVM – unidade vulcânica máfica (adaptado de Pimentel e Silva, 2003)

4.2.3.4 Greenstone Belt do Rio Capim (GBRC)

O greenstone belt do Rio Capim (GBRC) é relativamento pequeno (Oliveira et al., 2011), com pelo menos 4 km de largura, 20 km de comprimento e orientação geral para N. É constituído por rochas vulcânicas máficas a félsicas, rochas pelíticas associadas, intrudidas por poucos plútons de composição variando de gabro/diorito a granito (Winge, 1981; Jardim de Sá et al., 1984; Oliveira et al., 2011). De NW para SE as assembléias minerais do indicam metamorfismo progressivo de fácies anfibolito a fácies granulito (Jardim e Sá et al., 1984). Datações U-Pb em zircões das rochas ígneas revelaram idades entre 2148 e 2128 Ma (Oliveira et al., 2011).

O GBRC encontra-se em contato com o bloco Uauá, para oeste, ao longo da zona de cisalhamento Galo de Ouro. Esta zona de cisalhamento tem orientação geral N-S, atinge de 20-500 de largura e contêm lineação de estiramento sub-horizontais mergulhando para sul. Relações S/C e dobras assimétricas sin-milonitização indicam cinemática dextral para esta zona de cisalhamento (ver Figuras 4.2-5A e 4.2-5). A leste, o greenstone belt é recoberto por rochas metassedimentares neoproterozóicas da faixa Sergipana. Diques máficos cisalhados do bloco Uauá, próximos a zona de cisalhamento, forneceram idade K-Ar de 2,0 Ga (Bastos Leal et al., 1994), porém a idade de cristalização ígnea deve ser de aproximadamente 2620 Ma, conforme documentado em Oliveira et al. (2012).

Segundo alguns autores (Winge & Danni, 1980, Jardim de Sá et al., 1984, Souza, 1984 e Fonseca, 1986), as unidades lito-estruturais do GBRC podem ser organizadas da seguinte maneira:

2. metabasaltos e matatufos máficos a félsicos intercalados com rochas metassedimentares pelíticas (granada-biotita-sillimanita-cordierita xisto, grafita xisto, biotita gnaisse) e rochas metassedimentares químicas e vulcano-químicas (formações ferríferas bandadas, cherts ferruginosos e carbonáticos);
3. metadacitos a meta-quartzo andesitos, localmente porfiríticos;
4. intrusões gabróicas e graníticas;
5. diques félsicos a SW intrusivos no bloco Uauá e texturalmente comparáveis com rochas vulcânicas félsicas da porção central do GBRC.

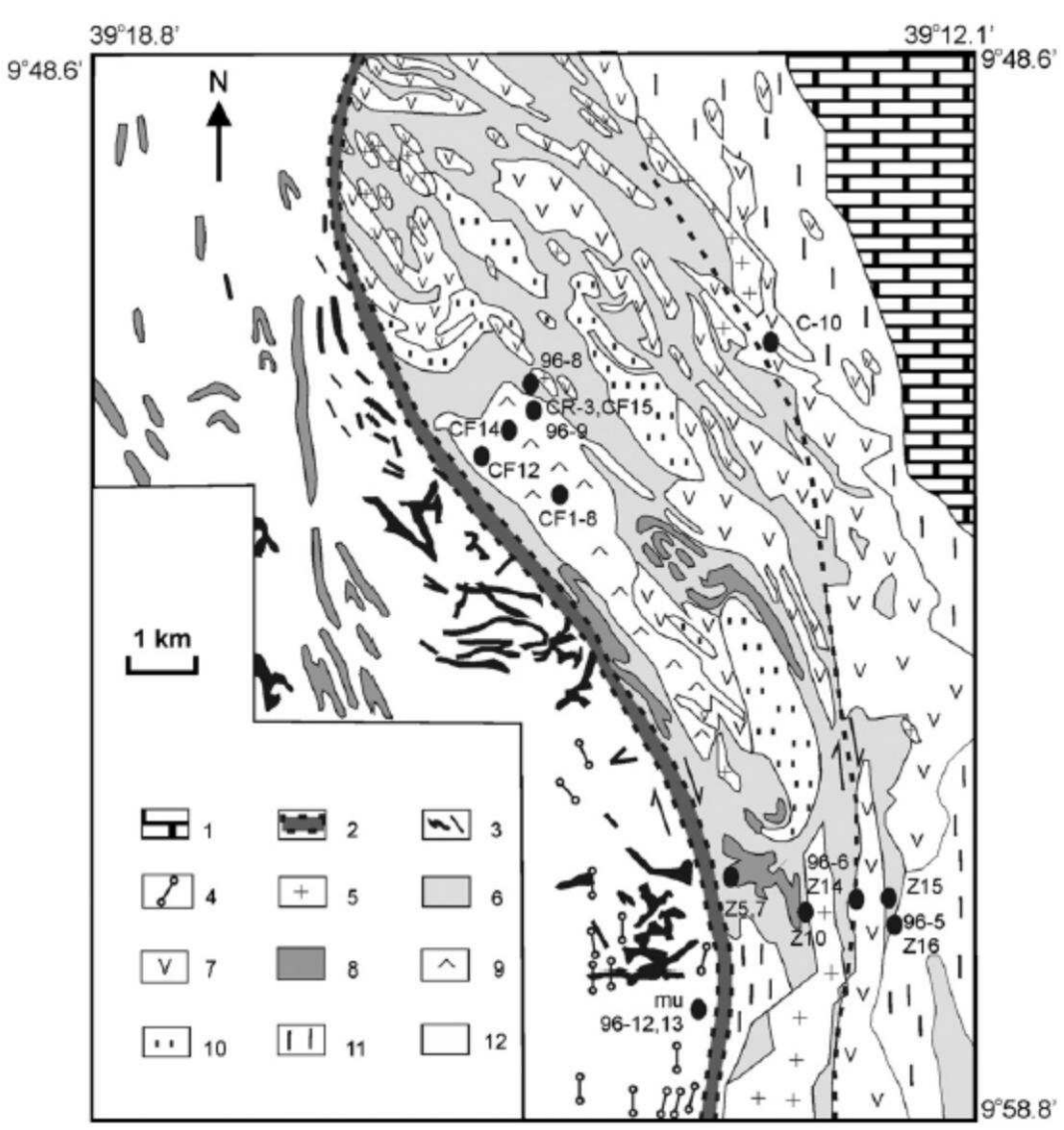


Figura 4.2-5 : Mapa geológico do greenstone belt do Rio Capim; 1- Nappes de rochas metassedimentares da faixa neoproterozóica Sergipana; 2- Zona de Cisalhamento Galo de Ouro; 3- Diques máficos e corpos irregulares; 4-11 Cinturão Rio Capim: 5 ortognaisses graníticos e pegmatítos, 6- metavulcânicas félsicas e máficas, intercalado com rochas metassedimentares, 7- metagabro/anfibolito de granulação média a grossa, 8- anfibolito de ganulação fina, 9- tufos e lavas félsicas, 10- anfibolito e intercalações de rochas metassedimentares, 11- ortognaisses quartzo-tonalito-diorito, 12- embasamento arqueano. Pontos indicam amostras coletadas para análise. Figura adaptada de Oliveira et al. 2011

4.2.3.5 Granitos e Granitóides

No GBRI os granitóides estão presentes em grande parte (Figura 4.2-6A, B e C). Ocorrem intrusivos na maioria das litofácies e possuem natureza ácida a intermediária (Rios et al. 1998). Cruz

Filho et al. (2005) propuseram uma classificação dos granitóides em corpos: i) tonalítico-trondhjemítico-granodioríticos, ii) cálcio-alcalinos, iii) alcalinos e/ou ultrapotássicos e iv) domos gnáissico-migmatíticos.

Segundo Cruz Filho et al. (2005) os tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (TTGs) são representados pelos plútons Nordestina, Trilhado, Barrocas e Teofilândia. O domo de Nordestina ocorre no limite noroeste do GBRI e é o maior corpo granítico do GBRI (Cruz Filho et al. 2003). Sua geoquímica pode ser atribuída à fusão de crosta oceânica subduzida ou fusão de crosta máfica inferior espessada magmaticamente (Cruz Filho et al. 2005). O granitóide Trilhado localiza-se na região central do GBRI, junto ao rio Itapicuru, e trata-se de um pequeno corpo granodiorítico com formato losangular intrudido nos metabasaltos da Unidade Vulcânica Máfica. Os domos de Barrocas e Teofilândia localizam-se na porção sul do GBRI, e atualmente são interpretados como registros de um arco intra-oceânico (Barrueto 2002, Oliveira et al. 2004a).

Os granitóides cálcio-alcalinos são representados pelos maciços de Eficéias, Quijingue, Cipó e Morro do Lopes. Exibem maiores valores de Al2O3 e de elementos compatíveis, bem como razão Sr/Y <40 quando comparadas com os TTGs (Rios, 2002).

Os granitóides alcalinos ultrapotássicos ocorrem no limite ocidental do GBRI e no embasamento, e são representados pelos corpos de Cansanção, Morro do Afonso, Agulhas, Pintado e Bananas. Geralmente não estão deformados e apresentam formatos circulares. Possuem afinidades shoshoníticas (Cansanção) e alcalino-potássica (Morro do Afonso, Agulhas, Bananas e Pintado). As figuras 4.2-6 (A e B) mostram a ocorrência dos granitos no BSer e destaca o Pedra Vermelha como representante pós orogênico (Rios et al., 2005). O grupo é composto por rochas sieníticas, monzoníticas e monzodioríticas (Rios, 2002).

Os domos gnáissico-migmatíticos são geralmente alongados na direção norte-sul e possuem formas elipsoidais. São representados pelos domos de Ambrósio, Pedra Alta, Salgadália e Poço Grande (Rios et al. 1998).

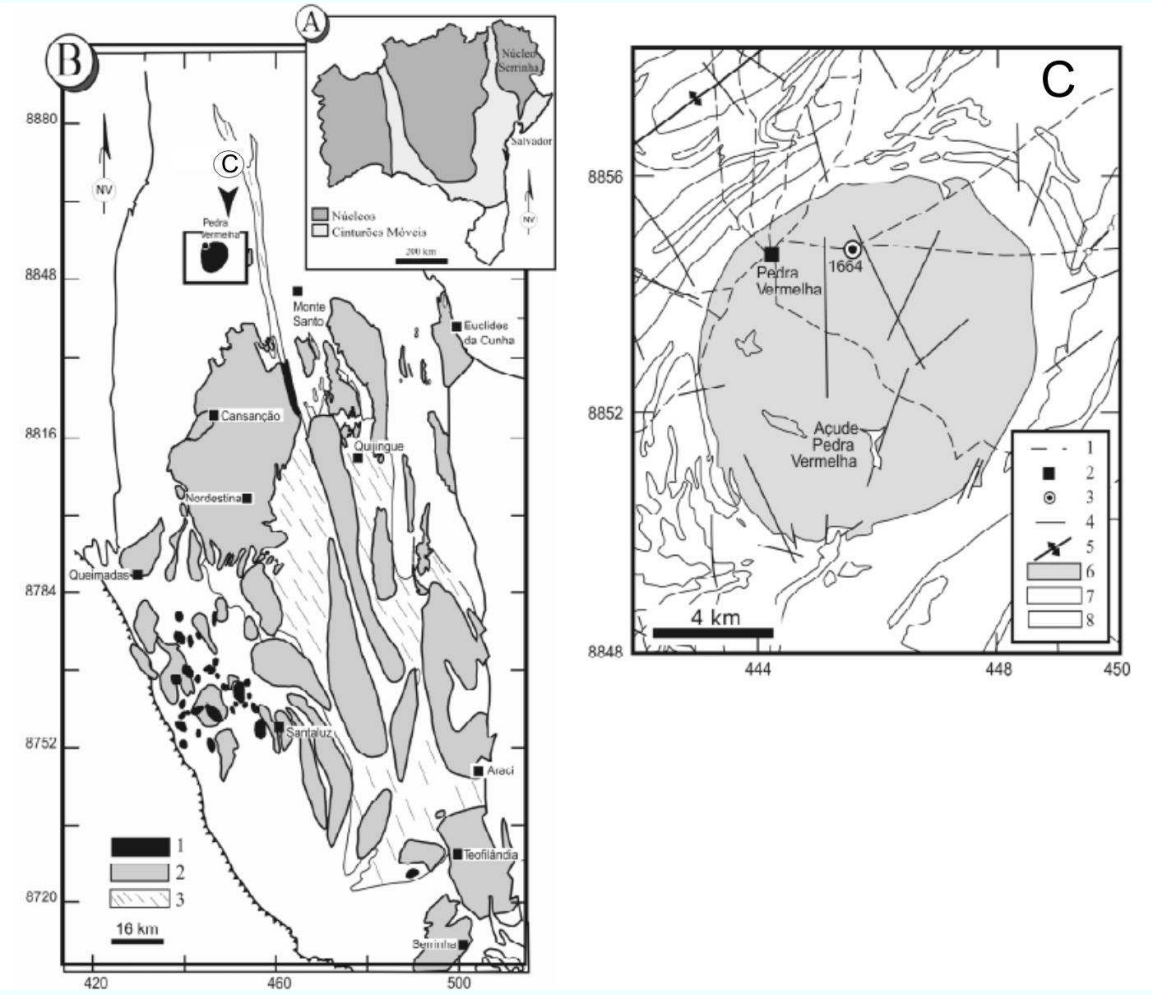


Figura 4.2-6: Mapa de granitos no bloco serrinha.. A) Estruturação dos terrenos do embasamento do Cráton do São Francisco no Paleoproterozóico, segundo Mascarenhas (1979). B) Granitóides do Bloco Serrinha segundo Rios (2002). [1] Granitos Tipo Morro do Lopes, [2] Granitos, [3] Sequências vulcanossedimentares. C) Mapa geológico simplificado a partir de Inda et al. (1976) do maciço granítico Pedra Vermelha. [1] Estrada carroçável, [2] vila, [3] ponto amostrado para análise U-Pb em monocristal de zircão, [4] fratura e falha, [5] eixo de dobramento anticlinal, [6] Maciço Granítico de Pedra Vermelha, [7] rochas meta-básicas, [8] embasamento gnáissico-migmatítico.Adaptado de Rios et al. (2005).

4.2.4. Orógeno Paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá

O Orógeno ou Cinturão Itabuna-Salvador-Curaça (Oliveira et al. 2010) é um cinturão contínuo de rochas metamórficas de alto grau que afloram por mais de 800 km na parte oriental do cráton São Francisco, no estado da Bahia. Na latitude da cidade de Salvador, o cinturão orogênico aparentemente se divide em duas faixas; uma com orientação preferencial NE ao longo da linha de costa e outra seguindo mais internamente para o norte. O segmento sul do cinturão no Itabuna-Salvador-Curaçá esta

localizado entre o bloco Jequié, a oeste, e o Oceano Atlântico a leste, enquanto que o segmento norte, representado pela faixa mais interior do orógeno, está comprimida entre o bloco Gavião, a oeste, e o bloco Serrinha, a leste. O orógeno é foco de diversos estudos motivados pelo seu elevado potencial metalogenético (Cu, Cr e Au: e.g. Silva et al. 2001; Oliveira et al. 2004a; Mello et al. 2001) e correlação geotectônica (Oliveira et al. 2010).

A região sul do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá é composta por TTG`s com idades entre 2,6 Ga e 3,1 Ga e rochas supracrustais, cortadas por rochas produtos de fusão anatética, incluindo rochas graníticas (Barbosa & Peucat 2003; Pinho et al. 2011). Em trabalho recente, o segmento norte do orógeno foi caracterizado como um domínio central composto por rochas ígneas e sedimentares em fácies granulito do Complexo Caraíba, limitada a oeste por gnaisses, migmatitos e rochas supracrustais do Bloco Gavião e a leste por gnaisses, migmatitos e greenstone belts do Bloco Serrinha (Oliveira et al. 2010).

4.3 A Colagem Paleoproterozóica

Evidências geológicas em conjunto com dados isotópicos, metamórficos e estruturais sugerem que os blocos Serrinha, Gavião e Jequié e o orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá colidiram no Paleoproterozóico (Barbosa & Sabaté, 2004) resultando na formação de uma faixa de montanhas de direção N-S com aproximadamente 600 km de comprimento e 150 km de largura E-W (Pinho et al. 2011).

De acordo com Barbosa & Sabaté (2004) o segmento sul do orógeno passou pela colisão entre o maciço do Gabão, no oeste da África, e o microcontinente Jequié, seguindo a seguinte sequência: 2,6 Ga – 2,4 Ga acresção da margem de um arco continental, intrusões shoshoníticas a monzonitos alcalinos e monzodioritos; 2,08 Ga – 2,07 Ga colisão continente-continente e metamosfismo em fácie granulito.

No segmento norte do orógeno, dados geológicos e geocronológicos apontam para um longo ciclo de retrabalhamento do embasamento (Figuras 4.2-7 e 4.2-8A,B), acresção de margens continentais e arcos oceânicos, complexos plutônicos nos blocos arqueanos e finalmente a colisão continente-continente (Teixeira & Figueiredo 1991; Melo et al. 1991; Sabaté et al. 1994; Ledru et al. 1997; Silva et al. 1997; Oliveira et al. 2000, 2004a, b, 2010).

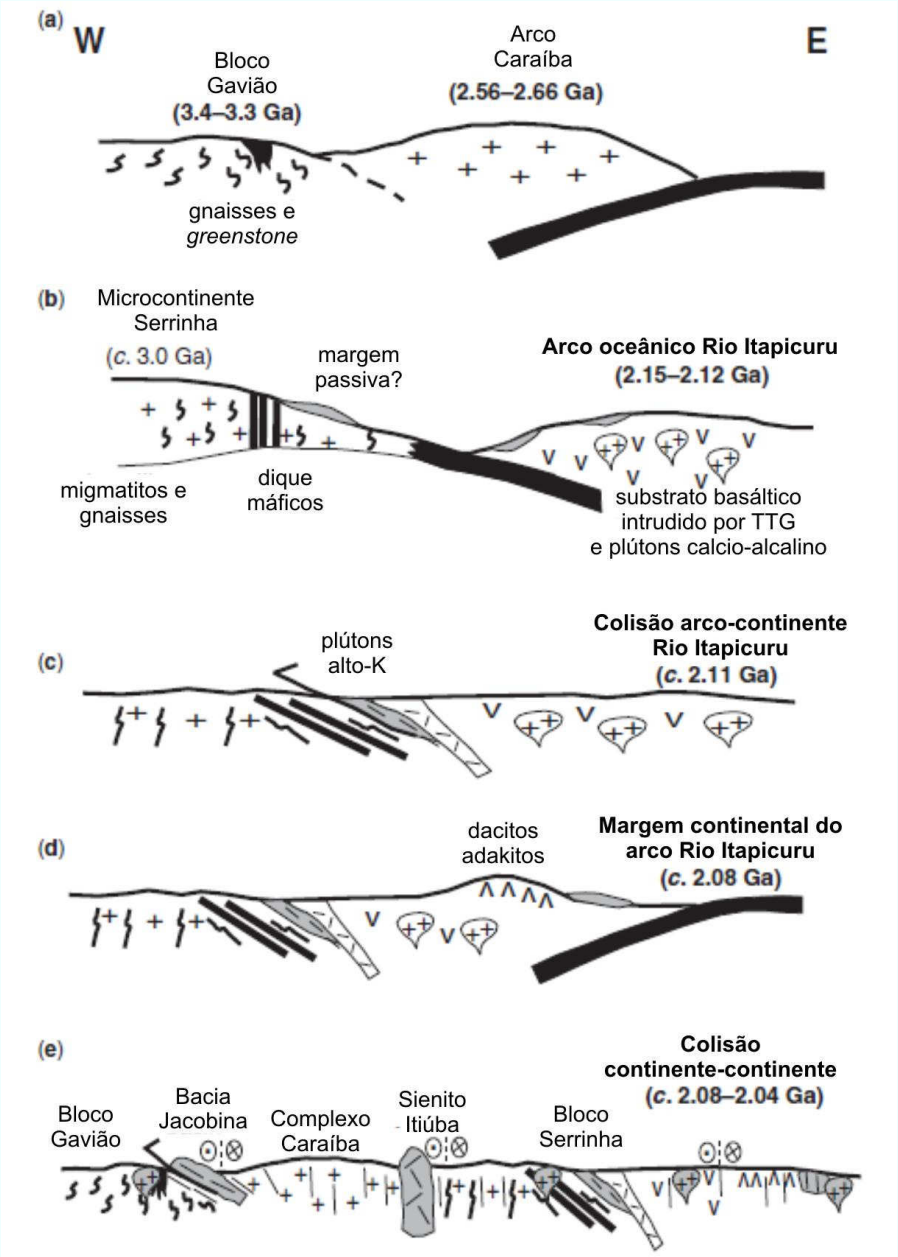


Figura 4.2-7: Mapa geotectônico. Evolução tectônica proposta para o norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaça. . a) Acresção neoarqueana do arco Caraíba com o bloco paleoarqueano Gavião; b) Fragmentação do microcontinente mesoarqueano Serrinha e abertura da bacia oceânica paleoproterozoica Rio Itapicuru, seguido pelo fechamento da bacia e formação de arco de ilha; c) Colisão arco-continente e colocação de plútons de alto-K; d) Arco de margem continental com rochas vulcânicas adakíticas e cálcio-alcalinas; e) Final da colisão oblíqua continente-continente, bloco do orógeno-paralelo deslocado, e colocação de corpos graníticos sin a pós colisionais. Adaptado de Oliveira et al., 2010

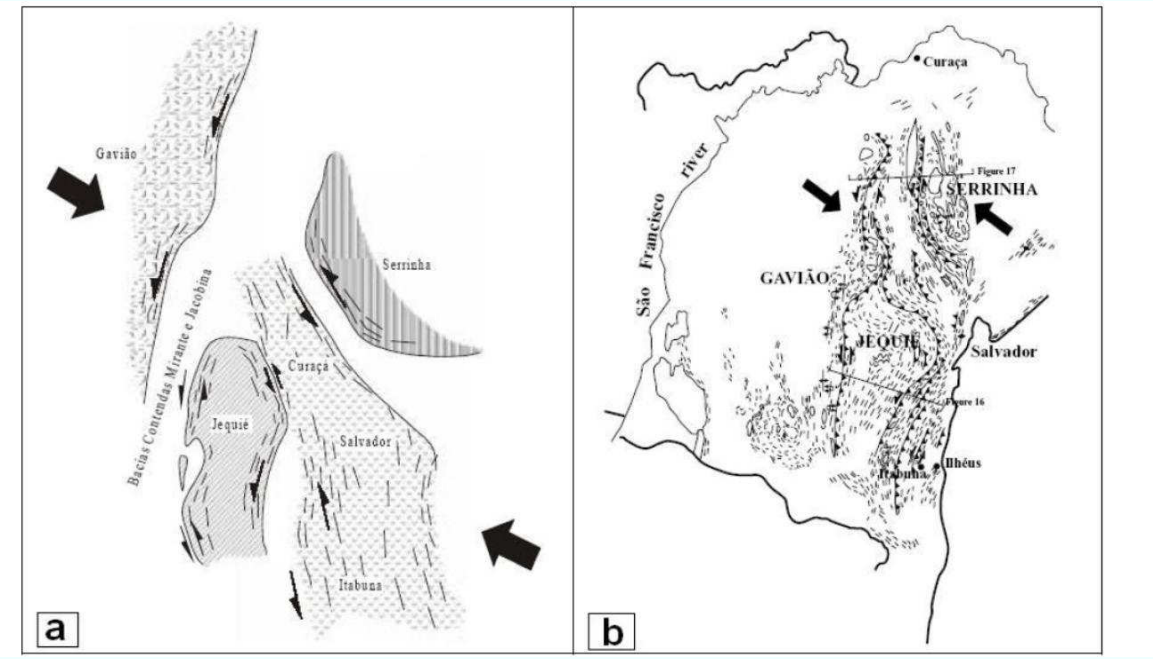


Figura 4.2-8: Blocos arqueanos do CSF. a) Disposição dos blocos arqueanos com início da colisão paleoproterozóica; b) Posição dos blocos arqueanos após Ciclo Transamazônico de idade paleproterozóica. Adaptado de Barbosa e Sabaté 2003 e 2004)

CAPÍTULO 5

6. GEOLOGIA DA ÁREA MAPEADA

Neste capítulo serão apresentadas as unidades litológicas identificadas na área mapeada. Com o auxílio de imagens de sensor remoto processadas digitalmente foi possível pré-estabelecer contatos de diferentes litotipos, assim como definir algumas estruturas. As informações derivadas do mapeamento geológico foram base para que fossem definidos cinco unidades: embasamento migmatíto-gnáissico do Complexo Santa Luz, domo gnáissico-migmatítico, sequência metassedimentar Monteiro, metabásicas e rochas intrusivas. As rochas metabásicas possibilitaram separar duas unidades de gnaisses migmatíticos: embasamento e domo. O produto final deste trabalho foi a elaboração de um mapa 1:50.000 (Figura 5.1-1 e Anexo02).

Dentre as unidades mapeadas, exceto o embasamento, três já foram descritas na literatura. Estas unidades são: Batólito Trondhjemítico Nordestina (Rios 2000, 2005, Cruz Filho et al. 2003a), ~~e~~ Monzonito Cansanção (Nascimento & Sabaté, 1996) e a Sequência Metassedimentar Monteiro (Moreto 2007; Grisólia 2007, 2010). Todas as unidades serão apresentadas seguindo uma sistemática cronológica, do mais velho ao mais novo, tendo como base informações disponíveis na literatura e em relações de campo.

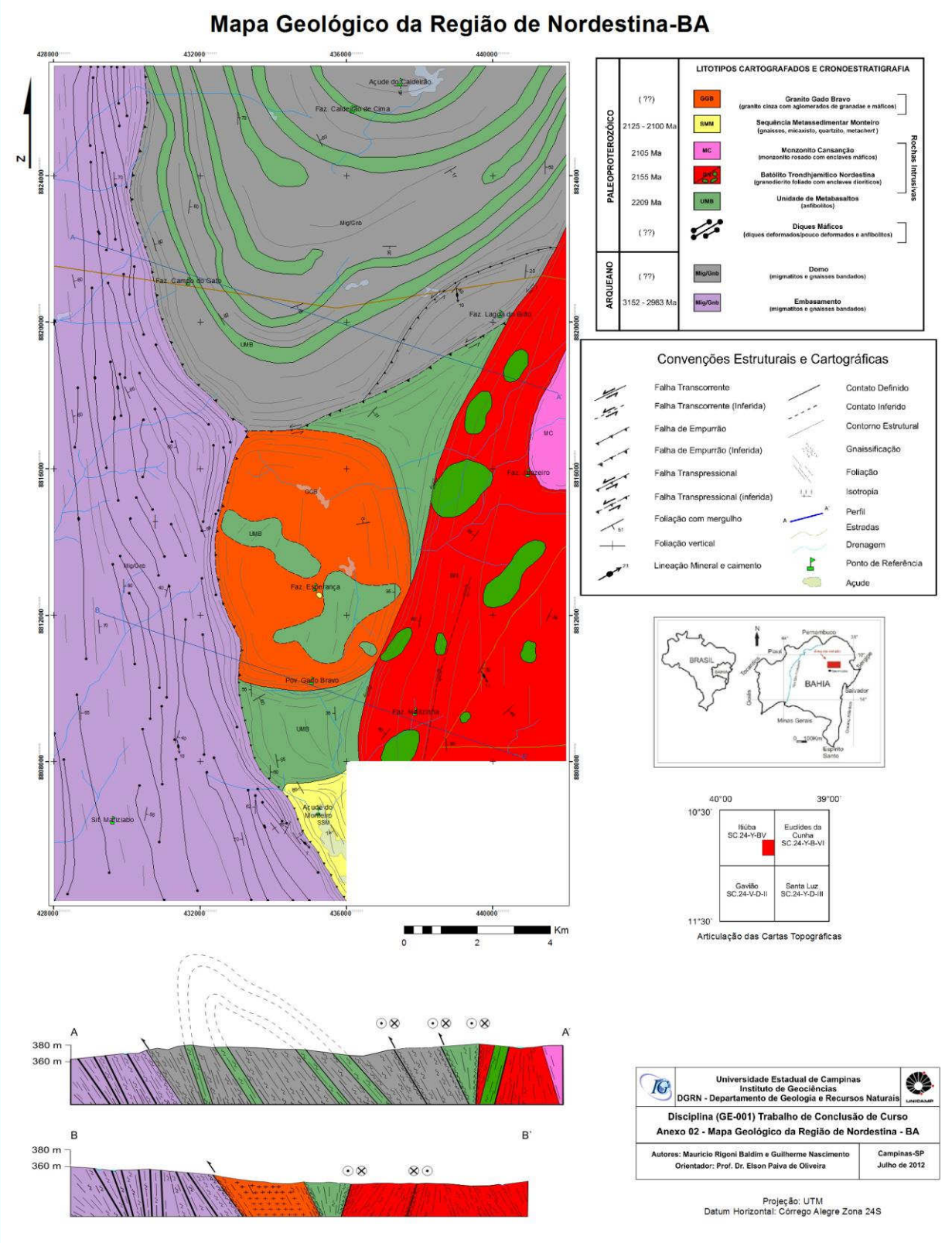


Figura 5.1 -1: Mapa Geológico da Região de Nordestina-BA

5.1. GNAISSES BANDADOS E MIGMATITOS

Os gnaisses bandados e migmatitos correspondem a aproximadamente 50% da área mapeada e podem ser agrupados em duas subunidades: embasamento e domo. Para o melhor detalhamento das feições lito-estruturais encontradas nas duas subunidades, elas serão apresentadas em tópicos separados.

5.1.1 Embasamento

O embasamento arqueano representa cerca de 30% da área mapeada e é representado majoritariamente por migmatitos, seguido de gnaisses bandados (Mig/Gnb) do Complexo Santa Luz. Contudo notou-se maior abundância de gnaisses bandados em porções isoladas numa faixa N-S não contínua a leste do complexo arqueano, próximo à zona de contato do embasamento com outras unidades. Embora haja bastante representatividade de gnaisses bandados na área mapeada, a classificação mais adequada para a unidade é rochas migmatito-gnáissicas.

As rochas gnáissicas são de coloração bege acinzentada, de granulação média contendo: quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e feldspato alcalino. São frequentes injeções ácidas (pegmatíticas e graníticas) compostas por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita que se alojam tanto concordante quanto discordantemente ao plano de foliação preferencial (N-S). A foliação é penetrativa e é comum a ocorrência de diques máficos anfibolitizados, de granulação fina, e com espessura que varia de centímetros a poucos metros, preferencialmente concordantes com o Sn do gnaisse encaixante (Figura 5.1-2A).

Por outro lado, as porções migmatíticas variam de cor cinza claro com tons suaves de rosa, a cinza escuro com tons rosados e alaranjados, e são de granulação média, com estruturas estromática, dobrada, bandada e boudinada. O neossoma é formado por plagioclásio, K-fesdspato e quartzo, enquanto o paleossoma é composto por biotita, plagioclásio e quartzo. Ocorrem veios pegmatíticos que variam de 5 a 60 cm, compostos por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e localmente granada (Figuras 5.1-2B, C e D).

Nas regiões adjacentes aos contatos com as unidades metassedimentar Monteiro, metabásica e granito gado Bravo, o grau de deformação aumenta (Figura 5.1-2E) e há predominância de gnaisses.

Estruturalmente, as rochas do embasamento gnássico possuem foliação penetrativa com mergulho das camadas com alto ângulo (entre 30° e 70°), variando de SSE a NNE. As atitudes variam de subverticais a ângulos entre 40° e 80° mergulhando para SSW a NNW de oeste para leste da

unidade. Nas adjacências dos contatos com outras unidades as foliações mergulham para NE, E e SE com ângulos variando entre 40° e 80° (limite leste do embasamento). Foram observadas dobras sanfonadas em escala macroscópica (Figuras 5.1-2F). Essas estruturas geram padrões caóticos de atitudes da foliação que ora mergulha para SW-NW, ora para SE-NE.

Quando presentes, as lineações de estiramento mineral (micas e quartzo) são oblíquas ao Sn (N175/10, N172/11) e por vezes acompanham o mergulho da foliação (N93 42SE - down dip). A relação de contatos entre os elementos estruturais indicam uma tectônica de empurrão oblíquo das unidades do GBRI sobre o embasamento, com vergência para NW.

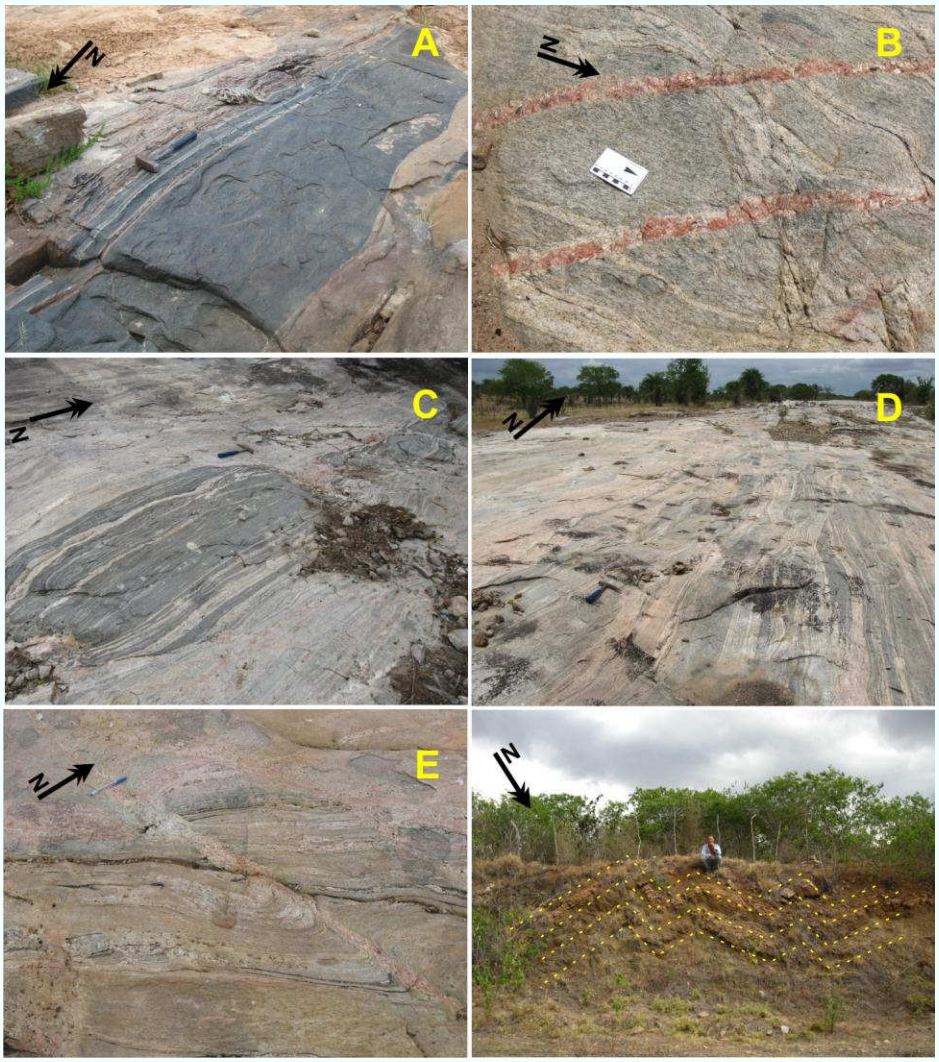


Figura 5.1-2: Estruturas em gnaisses migmatíticos do embasamento; A) Dique máfico (anfibolito) encaixado em rocha migmatítica do embasamento arqueano, concordante com a foliação N-S; B) Veios tardios (Sn+1) de K-feldspato e quartzo discordante da foliação Sn; C) Migmatito com porção máfica boudinada; D) Lajedo do embasamento arqueano, apresentando estrutura estromática bandada e boudinagem; E) Rocha do embasamento muito deformada próximo ao contato com a unidade granito Gado Bravo, com dobra de arrasto sinistral; F) Dobras sanfonadas com σ1 de direção aproximada NNE-SSW.

5.1.2 Domo

O domo corresponde a 20% da área mapeada e situa-se ao norte do mapa. Ele é composto por gnaisses cinza bandados, parcialmente migmatizados (Mig/Gnb). Não foi possível estabelecer zonamento de áreas mais ou menos gnaissificadas e/ou migmatizadas. Dessa forma a ~~classificação~~ designação mais adequada para esta subunidade é que ela é constituída por rochas gnáissico-migmatíticas com porções migmatito-gnáissicas.

As porções gnáissicas possuem coloração bege acinzentada, granulação média e com os seguintes minerais: quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e feldspato alcalino (Figura 5.1-3A a figura não mostra os minerais). Ocorrem injeções ácidas (pegmatíticas e graníticas) compostas por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita que se alojam concordantes ao plano de foliação e subordinadamente discordantes ao Sn (aqui cabe a citação à figura 3A). Além disso, são comuns famílias de fraturas de direção NNW-SSE com alteração potássica (Figura 5.1-3B). Uma feição característica desta unidade são níveis de anfibolitos (diques máficos?) de granulação fina, espessura de poucos metros (Figura 5.1-3C). Esses níveis anfibolíticos são concordantes (paralelizados) ao Sn da foliação e formam uma estrutura elipsoidal que pode ser visualizada nas imagens digitalmente processadas e no mapa final (Figuras 5.1A, B e 5.1).

Nesta unidade, as porções migmatíticas variam de cor cinza claro, com tons suaves de rosa, a cinza escuro, com tons rosados e alaranjados, e são de granulação média, possuem estrutura dobrada, estromática bandada, schlieren e nebulítica (Figuras 5.1-3D). O neossoma é composto por plagioclásio, K-fesdspato e quartzo, enquanto o paleossoma é composto por biotita, plagioclásio e quartzo.

Estruturalmente, a foliação no domo é penetrativa e variável, marcada pelo bandamento composicional neossoma-mesossoma-paleossoma nas porções migmatizadas e por segregação metamórfica nas porções gnáissicas. A leste as camadas mergulham para E e SE com ângulos entre 17° e 50°. Na região centro-sul do domo o mergulho das foliações é para SW, S ou SE com ângulos entre 27° e 60°, enquanto que a oeste da estrutura dômica as foliações mergulham para NE, E e SE. Estas atitudes estruturais destoam daquelas observadas nos gnaisses do Complexo Santa Luz, e sugerem comportamento tectônico distinto do observado no embasamento com possibilidade de redobramento com vergência para W.

No limite SE desta unidade foi possível identificar áreas com rochas milonitizadas com lineação de estiramento variando entre N170 e N150 com mergulhos entre 10-35°, sigmóides quartzo-feldspáticos de cinemática sinistral e com movimento de direção aproximada E-W, além de foliação

penetrativa com mergulho de 40° para S e SE. A combinação dos indicadores cinemáticos sinistrais com a atitude da foliação sugere falha de empurrão com transcorrência sinistral (transpressão) nas adjacências do limite do domo, e contato por falha transcorrente a sul e sudeste do domo com as unidades granito Gado Bravo, metabásicas e Batólito Nordestina (Figuras 5.1-3E).

Na porção central do domo foram observadas dobras em bainha no plano ZY (Figura 5.1-3F), com sutil lineação de estiramento mineral com caimento aproximado para SSE-SE, acompanhando a foliação da rocha (down dip).

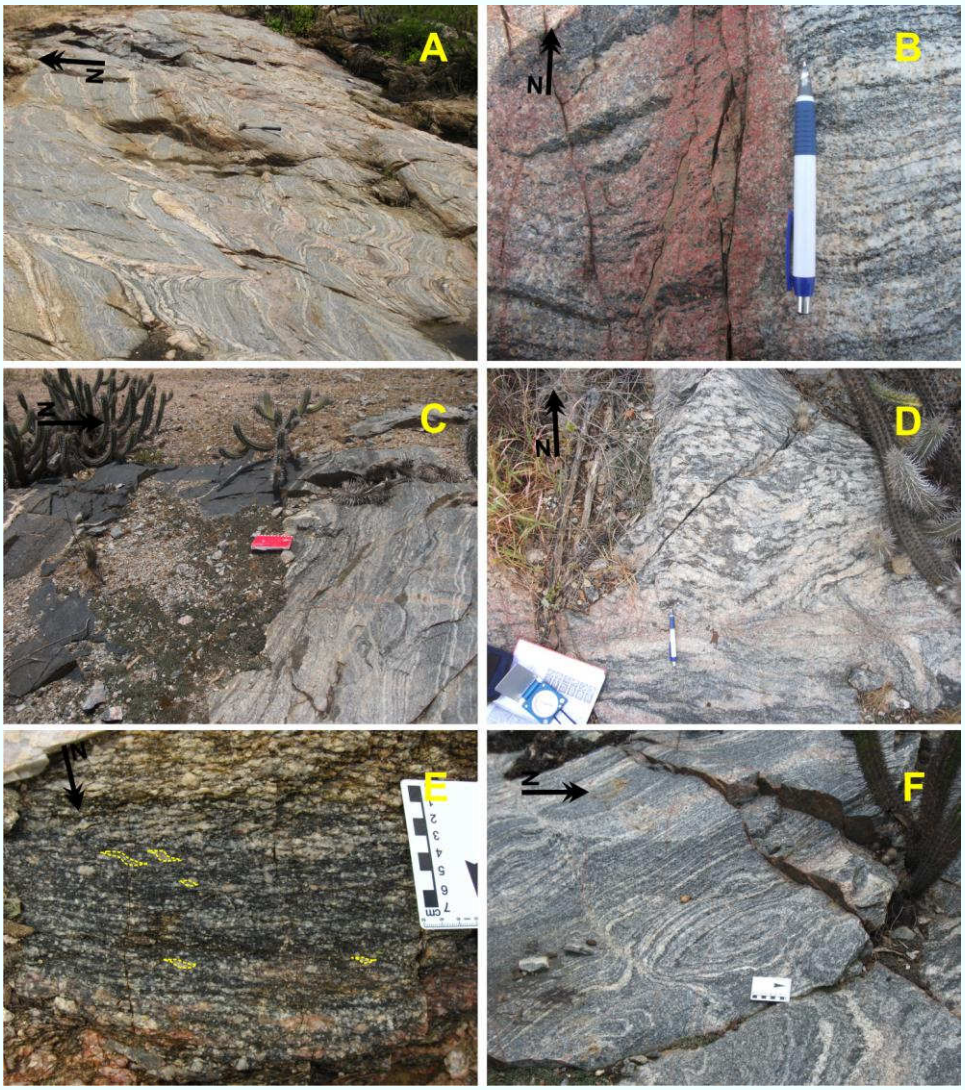


Figura 5.1-3: Estruturas no domo gnáisse-migmatítico; A) Gnáisse-migmatítico bandado com Sn E-W e mergulho para sul; B) Fraturas preenchidas por fluidos potássicos; C) Banda anfibolítica encaixada em gnaisse-migmatítico concordante com plano de foliação E-W, na região central do domo; D) Porção migmatítica com estrutura schlieren e nebulítica; E) Milonito próximo a contato entre o domo, as unidades granito Gado Bravo e metabásicas (região S-SE do domo), evidenciando indicador cinemático sinistral; F) Dobra em bainha com lineação de estiramento mineral aproximadamente down dip para SE.

5.2. SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR MONTEIRO

A Sequência Metassedimentar Monteiro (SMM), foi descrita por Grisólia (2007) e Moreto (2007), como uma faixa alongada NW-SE de rochas metassedimentares localizada na transição entre o embasamento arqueano do bloco Serrinha (Complexo Santa Luz) e o Greenstone Belt do rio Itapicuru. Sua largura varia entre 1,5 e 6 km se estendendo por mais de 40 km de comprimento. Sua melhor exposição ocorre entre as cidades de Queimadas e Santaluz (Grisólia, 2010).

Esta unidade consiste em intercalações de micaxistos, paragnaisses, quartzitos, filitos e rochas calciossilicáticas. Os minerais índices revelam metamorfismo em fácies xistos verde, porém em alguns locais chegou a atingir a fácies anfibolito, indicado pela presença de granada almandina, estaurolita e sillimanita. A unidade foi seccionada por intrusões graníticas, como o granito Serra Branca da série cálcio-alcalina, com característica peraluminosa e de alto K (Grisólia 2007).

A SMM foi deformada, com vergência de dobras em geral para oeste e empurrões também para oeste sobre o Complexo Santa Luz. A direção das camadas varia entre NW-SE, N-S e NE-SW (Grisólia, 2010). Os mergulhos variam entre 32° e 80° para SE, E, NE, SE, W e NW, localmente com direção E-W e mergulhos acentuados para S ou N.

Na área mapeada a sequência metassedimentar aparece ao sul, limitada pelas unidades de metabásicas do GBRI e o embasamento arqueano do Complexo Santa Luz. Além disso, aparece como xenólitos (Figura 5.2-1A) no granito Gado Bravo que será detalhado adiante. Nesta região, a geologia estrutural é complexa, sobretudo devido ao contraste litológico entre as unidades presentes e ~~às~~ as diversas fases tectônicas. Na área mapeada, as unidades da Sequência Monteiro são: paragnaisse, biotita-xisto, quartzito e rochas cálciossilicáticas.

5.2.1 Paragnaisse

O paragnaisse é de cor cinza claro a escuro, de granulação fina a média, bastante foliado e apresenta foliação com mergulhos de intensidade média a alta. É composto por biotita, plagioclásio, ortoclásio, microclínio, quartzo, podendo ter ou não granada, anfibólio, turmalina e cordierita. A granada almandina ocorre em segregações com plagioclásio. Intrusões aplíticas brancas (quartzo+plagioclásio) ocorrem neste litotipo. Elas são concordantes ou discordantes da foliação, dobradas ou não e quando concordantes podem ser boudinadas.

É o litotipo predominante da SMM na área mapeada, e ocorre em faixas próximas aos contatos da SMM com as rochas adjacentes, aflorando como camadas subverticais e mergulho para W, SW, S e

localmente para SE e NE. Possui aspecto crenulado, com lentes de segregação quarzto-feldspáticas, dobras intrafoliais e ptigmáticas (Figura 5.2-1B, C e D). As foliações Sn têm forte mergulho (entre 35° e 80°) variando para SW, SSW, S, SSE e SE.

5.2.2 Biotita-xisto

O xisto é classificado como granada-biotita-xisto e apresenta-se bastante intemperizado. Podem ocorrer variações neste litotipo, sendo elas estaurolita-granada-biotita-xisto, sillimanita-grafita-biotita-xisto e sillimanita-biotita-xisto, indicando porções de mais alto grau metamórfico. Sua paragênese é típica das fácies xistos verdes a anfibolito.

Todos os afloramentos deste litotipo são muito alterados (Figura 5.2-1E). As melhores exposições estão no Açude do Monteiro (origem do nome da sequência). O biotita-xisto varia de tons de cinza-claro a avermelhado e sua composição é representada principalmente biotita, quartzo, feldspatos, sillimanita e granada.

5.2.3 Quartzitos

Os quartzitos são a terceira litotipo mais abundante na SMM. Ocorrem em toda a extensão da SMM, sempre intercalados com micaxisto, filito e calciossilicáticas, e variam de cinza escuro a bege. Constatou-se que os quartzitos da SMM são mais escuros que os do GBRI, devido à presença de minerais opacos. Este litotipo apresenta variações composicionais como: (i) quartzo, minerais opacos e biotita, (ii) quartzo e muscovita, (iii) quartzo e pouco feldspato. Os grãos de quartzo apresentam tamanhos variados, sendo que os maiores por vezes se encontram estirados.

Na área mapeada os quartzitos são pouco abundantes e quando presentes são granadíferos. Além disso, porfiroclastos rotacionados e indicadores cinemáticos sinistrais indicam a dinâmica tectônica atuante na região (Figura 5.2-1F)

5.2.4 Rochas calciossilicáticas

Este litotipo é o menos abundante dentre as rochas metassedimentares presentes na área de estudo. Ocorre em toda a extensão da UMM, intercalado com micaxisto, filito e quartzito. Apresenta coloração verde clara a acinzentada e aspecto maciço. Macroscopicamente identifica-se anfibólio e granada de cor rosa com até 0,5 cm de diâmetro. Em lâmina delgada a matriz fina da rocha varia de 35-45% e é composta por carbonato e sericita. A hornblenda é predominante, mas pode haver também

tremolita-actinolita.

No xenólito da SMM encontrado no granito Gado Bravo, este litotipo ocorre intercalado em micaxistos e paragnaisses.

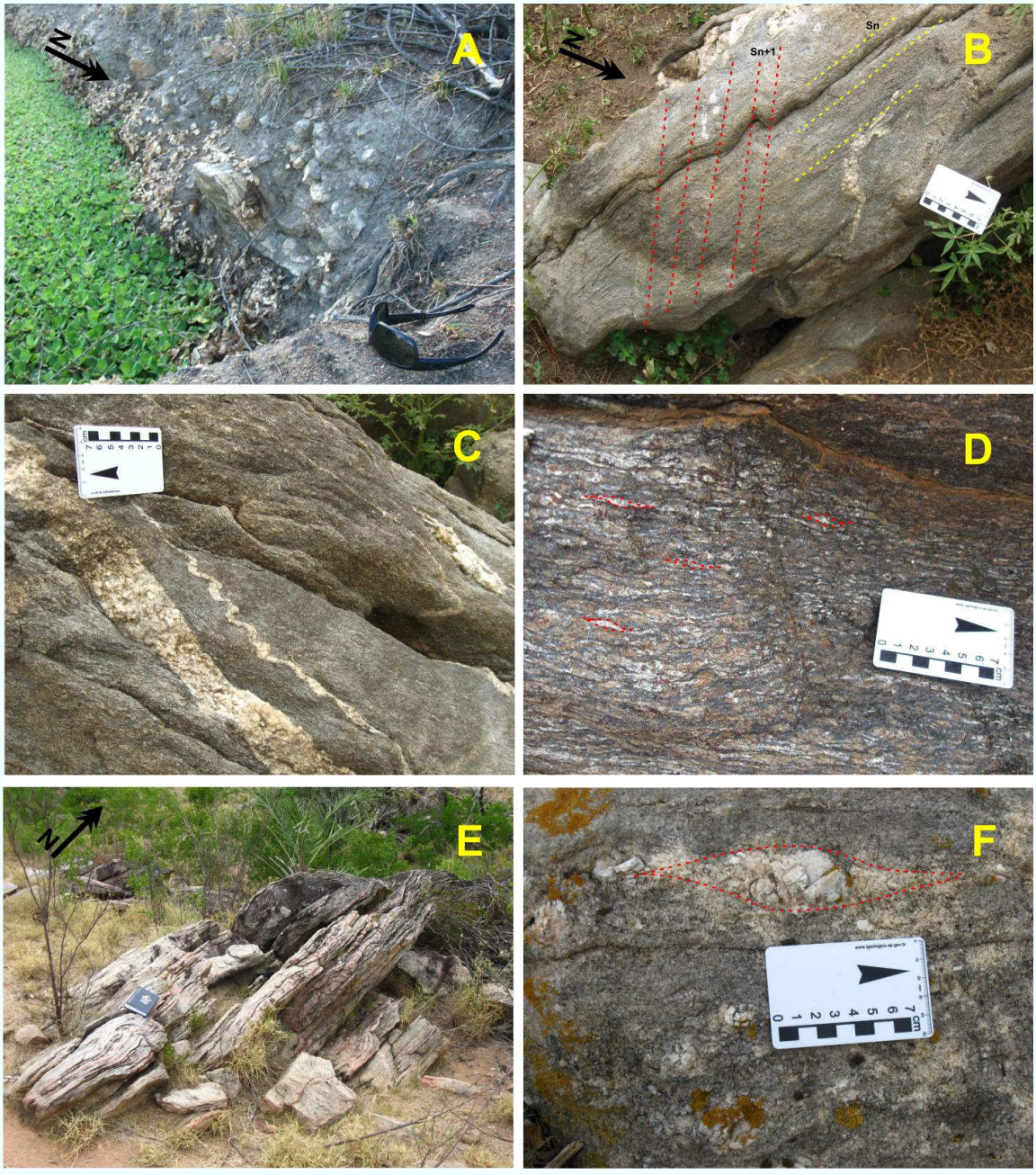


Figura 5.2-1: Ocorrências da SMM: A) Xenólito de paragnaisse da SMM; B, C) Paragnaisse com clivagem de crenulação Sn+1 afetando Sn e segregação quartzo-feldspática e dobras ptigmáticas; D) Detalhe do paragnaisse com granada e segregações quartzo-feldspáticas com indicadores cinemáticos sinistrais; E, F) Detalhe de quartzito com granada e indicador cinemático sigmoidal sinistral.

5.3. INTRUSÕES ÍGNEAS

Na área mapeada foram identificadas quatro unidades de rochas intrusivas, além de folhas graníticas (possivelmente geradas por fusão parcial/migmatização) e pequenos corpos graníticos que não aparecem no mapa devido às suas dimensões. Destas unidades, duas já haviam sido descritas na literatura: Batólito Trondhjemítico Nordestina (Rios 2000, 2005, Cruz Filho et al. 2003A, 2005), e Monzonito Cansanção (Nascimento, 1996).

A partir de dados geológicos, petrológicos e geocronológicos, Cruz Filho et al. (2003) dividem os granitos do bloco Serrinha em 5 grupos: (G1) com idade variando de 3.100 a 2.700 Ma (Rios et al. 2000, Rios 2002); G2 com idades no intervalo 2.300-2.150 Ma (Rios et al. 2000); G3 com idade aproximada de 2.100 Ma (Alves da Silva 1994, Rios et al. 2000) ; G4 com idade 2.105-2.060 Ma (Nascimento 1996, Rios et al. 1998, 2000) e G5 com idade 2.070 ± 10 Ma (Rios et al. 2000, Rios 2002). Por outro lado, alguns autores dividem agrupam os granitos –paleoproterozóicos no bloco Serrinha em 4 eventos principais a partir de datações U-Pb e Pb-Pb: 2163-2155 Ma, 2130-2127 Ma, 2110 Ma e 2086-2070 Ma (Chauvet et al. 1997, Rios et al. 1998, Rios et al. 2000, Rios 2002, Carvalho e Oliveira 2003, Cruz Filho et al. 2003 e Mello et al. 2006).

Neste contexto, Rios et al. (1998) destacam dois episódios principais de geração de granitos: um com idade 2,16-2,13 Ga de caráter cálcio-alcalino (baixo a médio potássio) relacionado ao fechamento da bacia do GBRI e outro com idade 2.10 – 2.07 Ga e assinatura alcalina, sugerido como produto final do magmatismo no bloco Serrinha.

5.3.1 Batólito Nordestina (BN)

O Batólito Trondhjemítico Nordestina (BN) é classificado como granito G3 por Matos & Conceição (1993), Rios et al. (1998, 2000) e Rios (2002), e representa uma fase da evolução do GBRI e de seu embasamento.

Cruz Filho et al.(2003 e 2005) com uso do método de evaporação Pb-Pb em zircões encontrou idade máxima de cristalização de 2.155±9 Ma para o Batólito Nordestina. Com análise rocha total e razões isotópicas Sm-Nd foram encontradas idades modelo T_{DM} entre 2,29 e 2,18 Ga e épsilon neodímio positivo. Os resultados indicam a origem do magma parental como produto de fusão parcial do manto empobrecido ou de protólitos máficos paleoproterozóicos com pouco tempo de residência crustal.

O BN esta alocado na transição entre os metabásicas paleoproterozóicos do GBRI (fácies xisto

verde) e o embasamento arqueano gnáissico-migmatítico (fácies anfibolito alto a granulito) do Complexo Santa Luz (Davison et al. 1988 ; Cruz Filho et al. 2005). Possui aproximadamente 720 km^2 de área e tem forma ligeiramente elipsoidal com achatamento E-W e alongamento na direção N-S (Rios et al. 2003; Cruz Filho et al. 2005).

O BN é dividido em dois conjuntos litológicos segundo Cruz Filho et al. (2003): Fácies Fanerítica Média (FFM) e Fácies Porfirítica (FP). Os aspectos texturais e mineralógicos observados na área estudada permitem classificar as rochas como da fácies FFM.

Na área mapeada, sobretudo na região próxima da borda ocidental do BN, observou-se foliação com direção NNE-SSW e mergulho entre 19º e 75º para E e SE. Próximo ao contato do BN com unidades adjacentes (domo, metabásicas e granito Gado Bravo), a foliação fica mais pronunciada e verticalizada e nota-se que a rocha é intensamente deformada com gnaissificação e migmatização (Figura 5.3-1A). As rochas mapeadas possuem cor acinzentada, textura fanerítica fina a média e são constituídas por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e em menor quantidade hornbenda.

A foliação interna do BN é penetrativa e concordante com a foliação regional principal de direção aproximada N-S e têm atitude de mergulho preferencial para E-SE, sendo marcada por segregação metamórfica nas porções gnáissicas, bandamento composicional nas porções migmatíticas e penetrativa nas demais porções . Nas zonas migmatizadas do BN são comuns ocorrências de lentes quartzo-feldspáticas concordantes e discordantes ao plano de foliação, com indicadores cinemáticos sinistrais próximo ao contato com a unidade de metabásicas (Figura 5.3-1B). Além disso,ocorrem-veios de quartzo e pegmatitos (que variam de centimétricos a poucos metros de largura) concordantes ou truncando a foliação (Figura 5.3-1C)

Uma das características do BN é a frequente ocorrência de enclaves de composição máfica, ocasionalmente com fenocristais de plagioclásio. Os enclaves máficos variam de 2 a 25 cm e ocasionalmente atingem metros de comprimento. Em alguns locais ocorrem enclaves sob forma de boudin (Figura 5.3-1D). Segundo Cruz Filho et al.(2003 e 2005). O BN contêm proporções subordinadas de diques de trondhjemito e granodiorito, enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos. Em algumas áreas mapeadas do BN foi possível observar sutis variações de fácies (Figura 5.3-1E), sugerindo sua formação por mais de um pulso magmático.

Uma das dificuldades em mapear a porção norte-nordeste da unidade foi a carência de afloramentos. Muitas áreas foram identificadas como pertencentes ao BN de acordo com o aspecto do produto do intemperismo, como mostra a Figura 5.3-1F.

Outro aspecto que marca o BN é o aumento da ocorrência de rochas metabásicas (anfibolitos) de leste para oeste no batólito. Nas proximidades do contato do BN com a unidade de metabásicas há maior predominância de rochas anfibolíticas.

Figura 5.3-1: Aspectos de campo do Batólito Nordestina. A) Granodiorito Nordestina com porção migmatizada próximo ao contato com unidade de metabásicas; B) Veio de quartzo concordante com Sn de direção aproximada N-S apresentando indicador cinemático sinistral; C) Injeção pegmatítica com 40cm de largura, concordante com Sn com ramificações que indica o sentido de propagação de norte para sul; D) Enclave metamáfico (anfibolito) orientado com o plano de foliação N-S e boudinado ; E) Variação de fácies fina a média delimitada pela linha tracejada em vermelho; F) Afloramento do BN intensamente intemperizado, comum na área centro-leste mapeada.

5.3.2 Monzonito Cansanção (MC)

O maciço de Cansanção é uma das menores intrusões do Bloco Serrinha. Sua colocação, datada de 2105 Ma (Rios, 2002), expressa um magmatismo misto ácido-básico (Sabaté et al. 1990). Essa intrusão, de direção NE-SW, apresenta uma forma cartográfica oval, com uma geometria caracterizada por um padrão concêntrico, materializado pela distribuição das diferentes fácies petrográficas, e as trajetórias de orientação planar mineral (Nascimento, 1996). Possui filiação cálcio-alcalina monzonítica e é similar às associações magmáticas relacionadas aos orógenos mais recentes, de natureza tardi a pós-orogênica.

As rochas determinam uma associação plutônica monzonítica cujas fácies foram distinguidas por critérios texturais e mineralógicos (Nascimento & Sabaté, 1996). Ocorrem ainda lentes de rochas cumuláticas e uma fácies escura; a composição varia de gabro-cumulato, diorito, monzodiorito, monzonito a quartzo-monzonito. As rochas máficas do maciço são caracterizadas por corredores e enxames de enclaves, enclaves dispersos e diques máficos. Os termos máficos foram alojados simultaneamente com os termos ácidos monzoníticos (sin-plutônicos).

Dois tipos diferentes de enclaves foram diferenciados pelos autores de acordo com seus parâmetros texturais e mineralógicos: enclaves cumulados (EC) e enclaves microgranulares máficos (EMM). A ocorrência dos EMM é usada pelos autores como argumento que configura processo de mistura de magmas ("*mingling"*).

As rochas possuem cor cinza clara a cinza média, porções rosadas e alaranjadas e de granulação média. São compostas principalmente por plagioclásio, feldspato alcalino, hornblenda, biotita, clinopiroxênio e quartzo. Os minerais acessórios são apatita, zircão e minerais opacos. Os enclaves máficos são alongados em direções diversas ou arredondados (Figura 5.3-2A e B), e não se localizam em nenhuma zona preferencial. Próximas ao contato, a rocha apresenta sutil foliação penetrativa que desaparece para o centro da intrusão

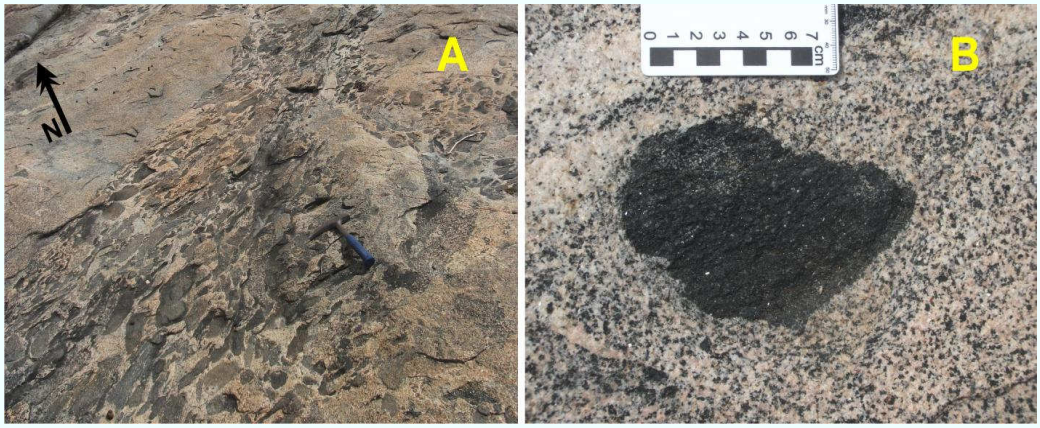


Figura 5.3-2: Aspectos de campo do Monzonito Cansanção. A) Enclaves máficos dispersos em forma de "bolhas" com típica feição de mistura de magmas de composição distinta; B) Aspecto da rocha de granulação média com enclave máfico microgranular.

5.3.3 Granito Gado Bravo (GGB)

O granito Gado Bravo foi caracterizado neste trabalho e é uma intrusão ígnea que ocorre na região central da área mapeada. Sua forma é aproximadamente circular com leve alongamento na direção N-S. Em alguns locais ocorre alinhamento de minerais máficos e quartzo. Possui foliação penetrativa próximo aos contatos com unidades adjacentes, ficando cada vez mais isotrópico para o centro da intrusão. Entretanto nas regiões centrais da intrusão (Figura 5.3-3A) ainda pode ser observada foliação de baixo ângulo que varia de 5º a 8º.

O granito possui granulação que varia de fina a média, sendo que a fácies mais fina ocorre próximo às bordas do corpo enquanto que a fácies mais grossa ocorre mais ao centro da intrusão. É composto principalmente por quartzo, feldspatos (pertita, microclínio e feldspatos alcalinos). A sua cor varia de branco acinzentado a cinza claro e diferencia-se dos outros corpos graníticos pela ocorrência de granada. Os grãos de granada variam de 0,1cm a 1,0cm e estão dispersos pela matriz de forma aleatória. Porém é comum a ocorrência de granada dispersa em uma massa branca composta por plagioclásio e feldspato alcalino. Sempre que isto ocorre observa-se aglomerados de minerais máficos (hornblenda e biotita). Em algumas porções a ocorrência da granada associada com máficos se dá em forma de aglomerados bordejados por plagioclásio e feldspato alcalino (Figura 5.3-3B e C). Próximo aos contatos com outras unidades, o GGB é fortemente deformado e frequentemente migmatizado (Figura 5.3-3D)

No GGB ocorrem também veios pegmatíticos que geralmente são concordantes com as foliações e, portanto, localizam-se preferencialmente nas regiões mais próximas aos contatos deste com

unidades vizinhas. Na borda leste do GDB os veios são de direção N-S, ao passo que nos limites sul e norte os veios pegmatíticos são de direção WNW-ESE.

No GGB ocorrem rochas metabasálticas e um fragmento da Sequência Metassedimentar Monteiro como xenólitos. As rochas metassedimentares encontradas são gnaisses, biotita-xisto e cálciossilicáticas que estão localizadas na região central do granito. O xenólito abrange cerca de 300m^2 e ocorre em um pequeno açude (Figura 5.3-3E). Não foi possível observar o contato entre o fragmento da SMM e o GGB, porém uma placa xistosa em contato abrupto com o granito (Figura 5.3-3F) pode evidenciar a sua ocorrência como xenólito. Concomitante a isso, ao redor da área de ocorrência identificou-se apenas o granito com granada.

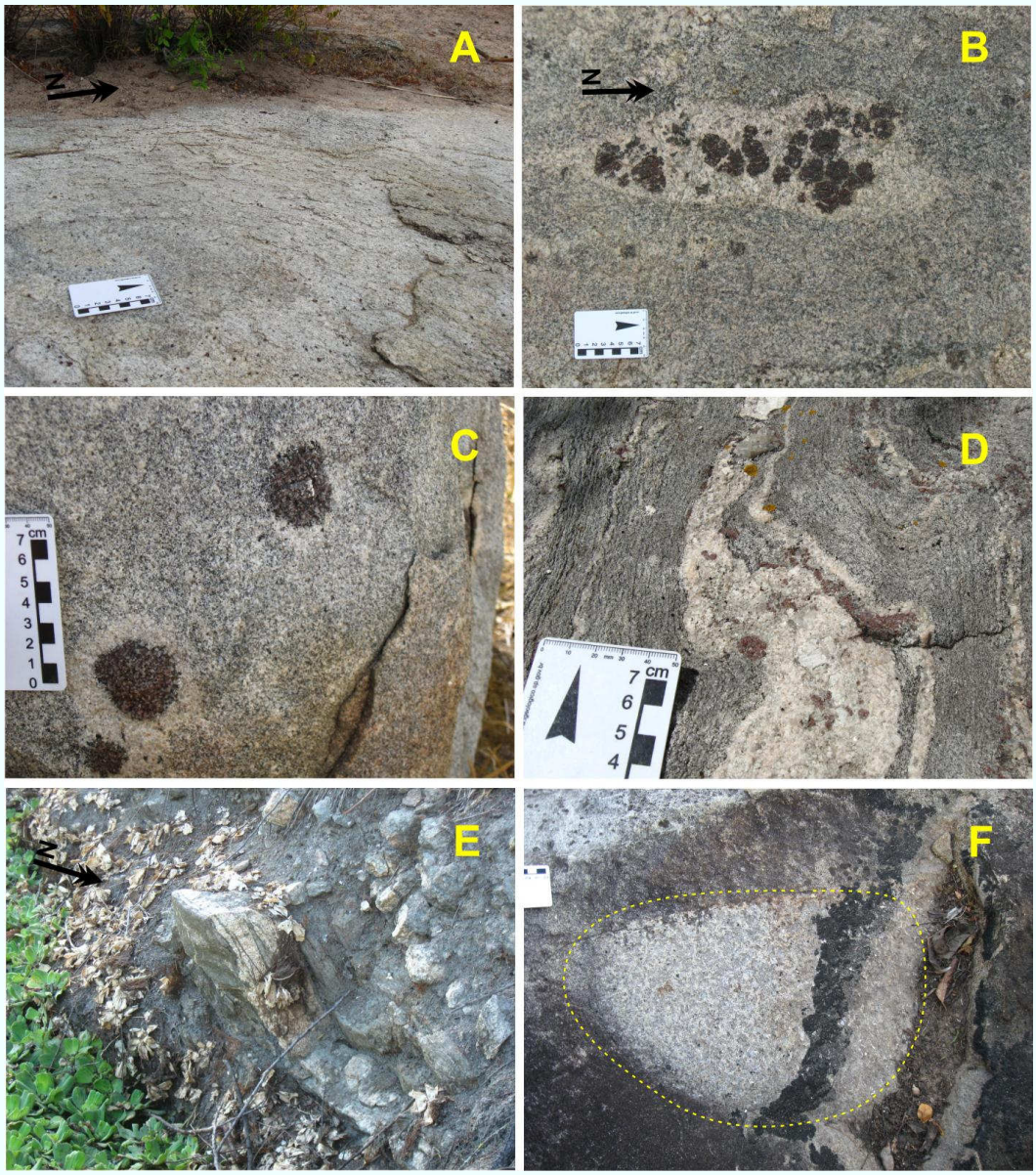


Figura 5.3-3: Aspectos de campo do Granito Gado Bravo. A) Granito exibindo foliação de baixo ângulo e grãos de granada com 0,5cm dispersas pela matriz; B) Aglomerados com granada (em maior quantidade) e minerais máficos (hornblenda e biotita) inclusos em massa com plagioclásio e feldspato alcalino; C) Granada e minerais máficos aglomerados em forma circular bordejados por massa branca composta de plagioclásio e feldspato alcalino; D) Dobras sinistrais próximas do contato com o BN; E) Rochas gnáissicas e xistosas com estruturas reliquiares preservadas em xenólito da Sequência Metassedimentar Monteiro; F) Placa xistosa (com predominância de muscovita) englobada por granito.

5.4 Unidade de Metabásicas (UMB-G, UMB-D)

A Unidade de Metabásicas ocorre na porção central do mapa e sofre uma inflexão para NE em seu segmento setentrional. Ao norte do mapa a Unidade de Metabásicas ocorre como faixas anfibolíticas em formas elípticas contidas no domínio do domo gnáissico-migmatítico. As rochas desta unidade são de cor cinza escura, têm granulação fina e são compostas por anfibólio (hornblenda), plagioclásio, K-feldspato e quartzo, este em quantidade inferior a 5%. As metabásicas possuem foliação penetrativa com predominância N-S a NNW-SSE, lentes de quartzo e plagioclásio (Figuras 5.3-4A e B).

Em seu segmento sul a UMB é parte do greenstone belt do Rio Itapicuru e será nomeada como UMB-G. A unidade limita-se com o granito Gado Bravo por contatos de alto ângulo (entre 35° e 65°) com mergulho para sul. Os contatos na borda oeste apresentam forte mergulho entre 50º e 70º para ENE-E-ESE, enquanto que na borda leste o contato entre a unidade e o BN se dá por falha transcorrente de cinemática sinistral decorrente da tectônica paleoproterozóica atuante em escala regional. O contato entre a UMB-G e a Sequência Metassedimentar Monteiro é incerto, sobretudo devido à falta de relações de campo consistentes. A partir da inflexão da unidade para NE, o contato entre a UMB-G se dá a leste por transcorrência sinistral e a norte por falha transcorrente sinistral associada a empurrão tectônico (rampa lateral?). A dificuldade em encontrar bons afloramentos foi suprida com a discriminação litológica a partir do tipo do solo formado, que neste caso era caracteristicamente de cor ocre (Figura 5.3-4 C).

A ocorrência da UMB no domo gnáissico-migmatítico é interpretativa e se dá sob forma singular na área mapeada, formando elipses. Essas rochas serão nomeadas como UMB-D. São faixas anfibolíticas que variam de um metro a dezenas de metros e são concordantes com o plano de foliação de gnaisses do domo (Figura 5.3-4D e perfil A-A` da Figura 5.1). Essas faixas anfibolíticas caracterizam-se por estruturas elipsoidais bem delimitadas e destacadas com auxílio das imagens digitalmente processadas. Acompanhando a estruturação dômica, a leste as camadas mergulham para E

com valores entre 17° e 50°, enquanto que a oeste possuem foliação de direção N-S com mergulho para E (entre 60° e 82°) e a sul a foliação passa a ser E-W com mergulhos entre 25° e 55° para SW-S-SE.

O grau metamórfico das metabásicas associados ao GBRI na área mapeada é em fácies anfibolito superior, com possibilidade de estar em fácies granulito, pois os anfibolitos contém piroxênio cálcico. O mesmo ocorre nas metabásicas do domo gnáissico.

Figura 5.3-4: Aspectos de campo da unidade de rochas metabásicas. A) Aspecto de afloramento de rochas metabásicas com a foliação N-S e mergulho para sul, próximo ao contato com o Granito Gado Bravo; B) Metabásica com segregação de quartzo e feldspato dobrado, com cinemática sinistral em foliação E-W próximo ao contato com o Batólito Nordestina; C) Exposição de metabásicas e aspecto do solo ocre, usado como indicador do litotipo onde não foi possível identificar afloramentos; D) Metabásica concordante com a foliação da estrutura dômica ao norte do mapa.

5.5 Folhas Graníticas e Pegmatitos

Essas rochas ocorrem dispersas por toda a área mapeada, geralmente encaixadas nos planos de foliação da rocha encaixante. Elas são levemente foliadas e variam de branco acinzentada a cinza claro alaranjado. São compostas por quartzo, biotita, ocasionalmente muscovita, K-feldspato, plagioclásio e localmente granada de 0,1 a 0,2 cm. Em alguns afloramentos observou-se cistais de magnetita. Os pegmatitos ocorrem dispersos como veios centimétricos e se encaixam preferencialmente no Batólito Nordestina.

5.6 Diques Metabásicos

Diques máficos ocorrem em abundância principalmente no embasamento. Essas rochas são cinza escuro a preto, localmente com segregações de plagioclásio e feldspato e enclaves de quartzo (Figura 5.3-5A). São compostos por anfibólio, plagioclásio, piroxênio, feldspato alcalino, biotita e subordinadamente quartzo. Eles foram metamorfizados em fácies anfibolito a granulito, mas ainda é possível reconhecer estruturas primárias.

As relações de campo permitiram estabelecer pelo menos duas gerações de diques máficos: diques metamórficos (anfibolitos) paralelos à foliação dos gnaisses migmatíticos e diques fracamente ou não metamorfizados, localmente discordantes da foliação dos gnaisses da mesma unidade. Aparentemente, essas relações são indícios de longo evento magmático máfico (pré a pós-tectônico) na borda leste do Complexo Santa Luz (Figuras 5.3-5B, C e D).

Figura 5.3-5: Aspectos de campo dos diques máficos no Complexo Santa Luz. A) Enclave de quartzo em dique máfico (anfibolítico) centimétrico; B) Dique máfico metamorfizado em baixo grau com cerca de 2m de espessura concordante com Sn N-S do gnaisse encaixante ;C) Dique metamorfizado em baixo grau mostrando bordas de resfriamento no contato com a encaixante gnáissica (limitadas pela linha azul tracejada) e fenocristais de plagioclásio no centro; dique de granito trunca apenas o dique máfico e evidencia relação temporal sin-plutônica (seta vermelha); D) Dique máfico fracamente metamorfizado concordante com Sn.

CAPÍTULO 6

6.PETROGRAFIA DAS UNIDADES MAPEADAS

Neste capítulo serão abordadas as características microscópicas das unidades apresentadas no capítulo anterior. Ao todo, foram confeccionadas 15 lâminas, sendo doze delgadas (LD) e três delgadas polidas (LDP). A caracterização petrográfica está organizada de acordo com a estratigrafia proposta neste trabalho.

6.1 Embasamento

6.1.1 Gnaisses e migmatitos

O embasamento é composto essencialmente por migmatitos-gnáissicos e diques máficos concordantes, e fazem parte do Complexo Santa Luz. Localizam-se na porção ocidental do mapa. As porções gnáissicas são de coloração bege acinzentada a cinza médio, de granulação média contendo os seguintes minerais: quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e feldspato alcalino. Por outro lado, as porções migmatíticas variam de cor cinza-claro, com tons suaves de rosa, a cinza-escuro com tons rosados e alaranjados; são de granulação média e compostas principalmente por quartzo e feldspatos (amostra TCMG-123-1).

A composição modal da porção gnáissica é 35% quartzo, 30% plagioclásio, 18% feldspato potássico, 7% biotita, 5% clinopiroxênio, 3% anfibólio (hornblenda) e 1% de minerais acessórios (zircão, apatita e clorita).

Os grãos de quartzo são subédricos e anédricos, com extinção ondulante e, às vezes, recristalizados estaticamente, como evidenciado por pontos com junção tríplice. Os feldspatos são preferencialmente alcalinos enquanto que o plagioclásio varia entre albita e oligoclásio.

Os minerais máficos marcam a foliação da rocha, e são representados por biotita e anfibólios. É comum a ocorrência de anfibólio em intercrescimento com biotita e quartzo (Figura 6.1-1A, B, C e D). Em menor quantidade ocorrem grãos reliquiares de piroxênio dispersas no gnaisse, que não puderam ser distinguidos ao microscópio petrográfico. A Figura 6.1-A mostra um exemplo de relíquia de piroxênio indicada pela seta preta.

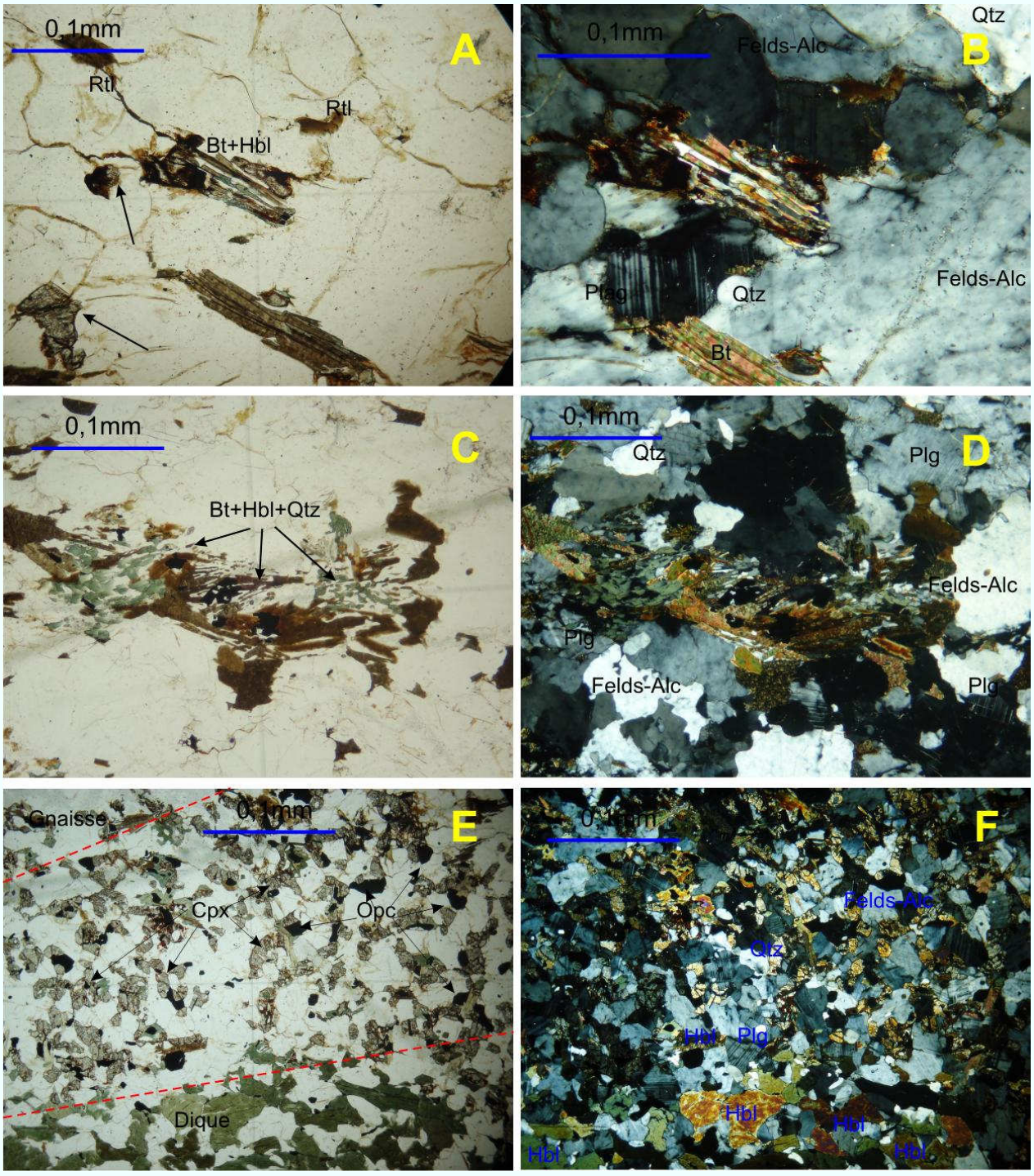


Figura 6.1-1: Aspectos texturais e mineralógicos dos gnaisses do Complexo Santa Luz. A e B) Seção em LN e LPA de intercrescimento de biotita (Bt) + hornblenda (Hbl) alinhados e circundados por plagioclásio (Plg), feldspato alcalino (Felds-Alc), Opacos (Opc) e quartzo (Qtz), com rutilo (Rtl) preenchendo pequenas fraturas - embasamento migmatítico-gnáissico. As setas pretas indicam relíquias de piroxênio; C e D) Intercrescimento de Bt+Hbl+Qtz e ao redor quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio; E) Transição de contato entre gnaisse do embasamento (superior) com dique anfibolítico (inferior) delimitados por tracejados vermelhos e F) Seção em LPA evidenciando os minerais que compõem a zona de transição entre embasamento e dique metamáfico, composto por clinopiroxênio Cpx, Plg, Felds-Alc, Qtz e Hbl.

O paleossoma do migmatito-gnáissico (amostra TCMG-114) apresenta textura equigranular xenomórfica e granulação fina variando entre 0,3 e 0,7 mm. Sua composição é dada por quartzo (48%), plagioclásio (25%), biotita (15%), feldspato alcalino (10%) e minerais acessórios (opacos, rutilo e zircão, 2%)., enquanto que o neossoma é composto principalmente por quartzo e k-feldspato. Apresenta também textura mirmequítica.

As palhetas de biotita são euédricas, apresentam orientação (Figura 6.1-1I e J) devido à deformação que a rocha foi submetida, e definem a Sn. Em alguns casos a biotita encontra-se parcialmente substituída por clorita (Figura 6.1-1K e L).

Os grãos de quartzo são xenomórficos, assim como os feldspatos alcalinos e o plagioclásio. Estes encontram-se alterados por processo de saussuritização moderado (Figura 6.1-1J e L), com substituição parcial dos cristais por muscovita e epidoto (zoizita). Os feldspatos apresentam ainda inclusões de quartzo e zircão.

6.1.2 Diques

Os diques e são representados por anfibolitos (amostra TCMG-123-1). São de cor preta, granulação fina, levemente foliada com porções granoblásticas, constituída por anfibólio, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e subordinadamente quartzo.

A composição modal dos diques anfibolíticos é 60% anfibólio (hornblenda), 27% plagioclásio, 5% biotita, 5% feldspato alcalino, 2% quartzo e 1% de minerais acessórios (clorita, apatita, opacos e rutilo).

No contato entre gnaisse e dique máfico ocorre uma faixa composta principalmente por plagioclásio, feldspato alcalino, piroxênio e quartzo. Em amostra de mão essa zona tem coloração bege clara, diferencia-se do restante da rocha e provavelmente representa uma borda de reação metamórfica de re-equilíbrio na fácies granulito (Figura 6.1-1E e F). Diferentemente da borda, na porção interna do dique não há piroxênios.

Os minerais máficos hornblenda e biotita possuem orientação preferencial e configuram a foliação Sn da rocha. As figuras 6.1-1G e H evidenciam a composição mineralógica da rocha anfibolítica, sendo possível observar a predominância de anfibólio (hornblenda).

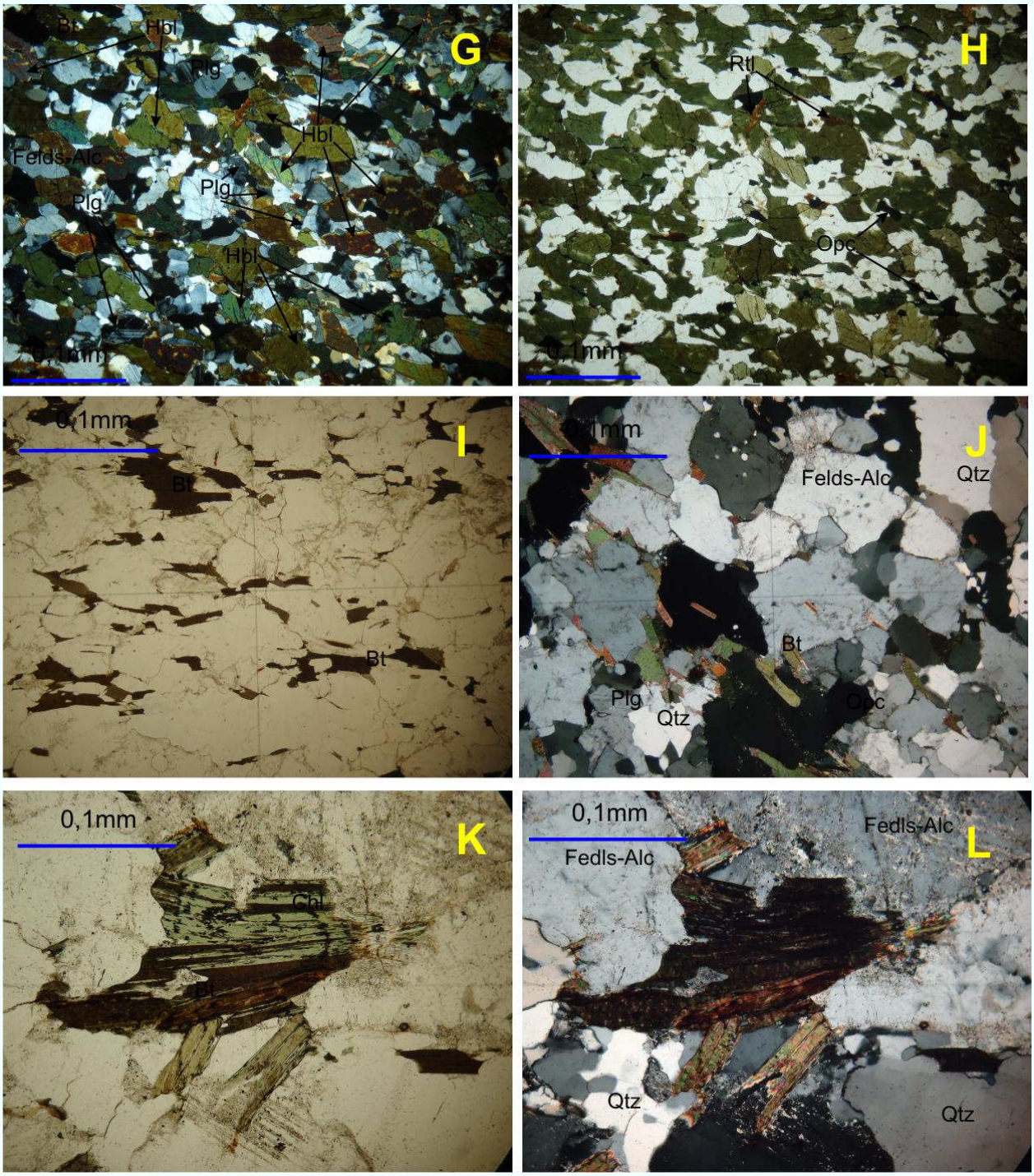


Figura 6.1-1: Aspectos texturais e mineralógicos diques anfibolíticos: G) Grãos de hornblenda (Hbl) e biotita (Bt) alinhados segundo o plano de foliação Sn, plagioclásios (Plg) e feldspato alcalino (Felds-Alc) compõem o restante da seção observada; H) Detalhe em LN evidenciando a presença de rutilo (Rtl) e opacos (Opc); I) Biotita orientada em paleossoma indicando textura grano lepidoblástica em LN; J) Seção mostrando visão geral do aspecto da rocha analisada, biotitas orientadas e feldspatos saussuritizados; K e L) Biotita parcialmente alterada a clorita observado em LN e LPA.

6.2 Domo Gnáissico

Os gnaisses migmatíticos do domo (amostra TCMG-341-2) possuem bandamento composicional marcado por palhetas de biotita, orientadas segundo Sn (Figura 6.2-1A e B), e segregações metamórficas félsicas compostas por plagioclásio, quartzo e feldspato. São de cor cinza, foliados, de textura granoblástica com granulação média e grãos que variam de subédricos (predominantemente) a anédricos. Essas rochas foram metamorfizadas em facies anfibolito e possuem textura nematoblástica.

A composição modal é de 33% quartzo, 23% plagioclásio, 22% feldspato alcalino, 15% biotita, 3% pertita, 2 % microclínio e 1% de acessórios (apatita, zircão, rutilo, opacos). Os grãos de quartzo são na maior parte xenomórficos e apresentam extinção ondulante e subgrãos (Figura 6.2-1C e D).

É comum a ocorrência de fitas de quartzo – ribbon – (Figura 6.2-E).

Os feldspatos são plagioclásio, feldspato alcalino, pertita e microclínio, com formas sub-idiomórficas e extinção ondulante. É comum saussuritização incipiente principalmente no plagioclásio. Além disso, nos feldspatos é comum a inclusão de apatita e/ou zircão (Figura 6.2-1C)

Nos gnaisses-migmatíticos ocorrem rochas metabásicas (diques anfibolíticos?) que formam regionalmente uma estrutura elipsoidal. Esta unidade será detalhada mais adiante (item 6.4).

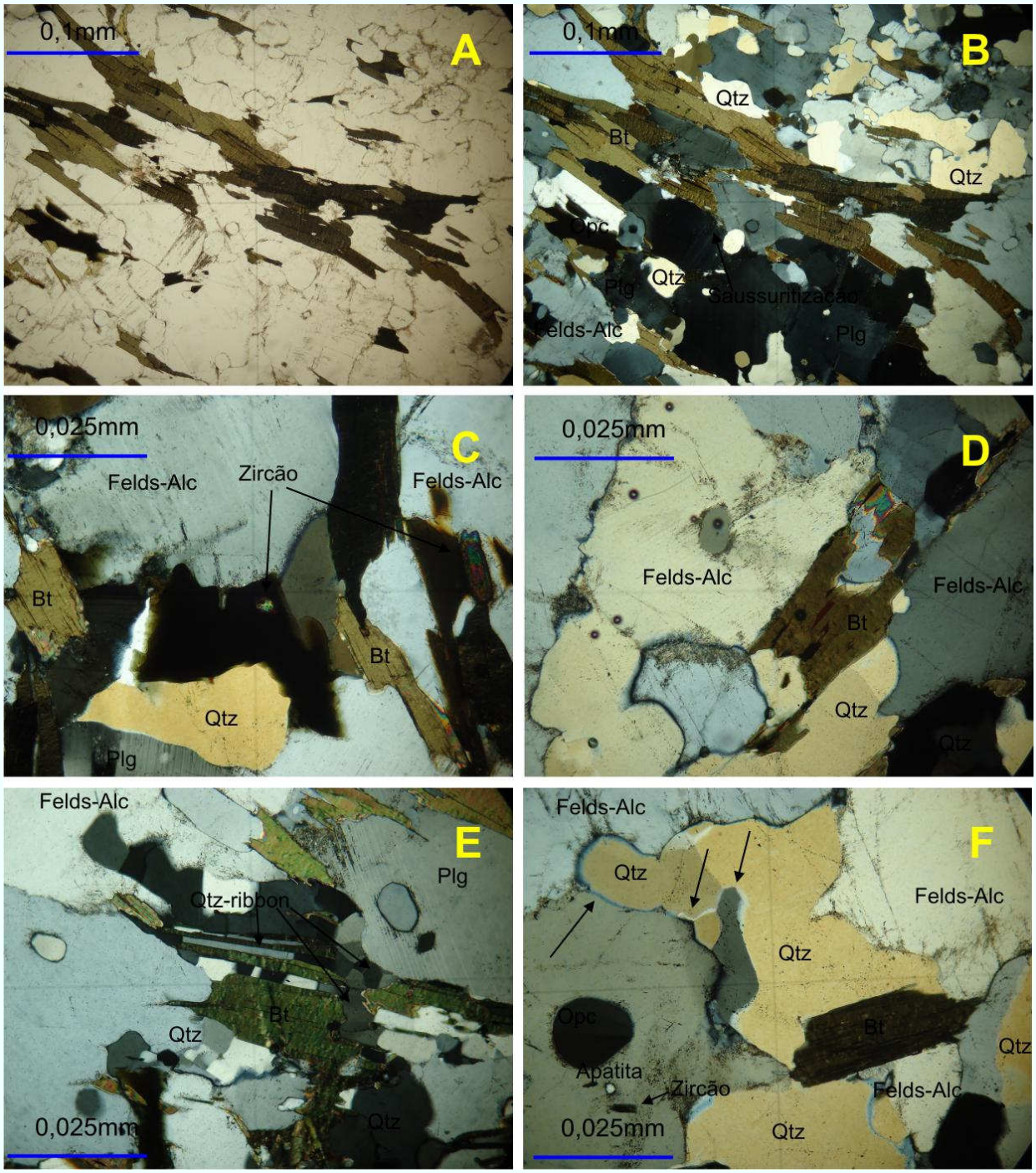


Figura 6.2-1: Aspectos texturais e mineralógicos do domo gnáissico: A e B) Seção de lâmina delgada em microscópio petrográfico em LN e LPA com grãos de quartzo (Qtz) alongados, feldspatos levemente saussuritizados além da foliação da rocha marcada por máficos (biotita) orientados, opacos (Opc); C) Inclusões de zircão em feldspatos e biotita; D) Biotita com rutilo ao centro, rodeado por feldspato alcalino e quartzo com extinção de subgrãos; E) Destaque para fitas de quartzo (ribbon) entre feldspatos e quartzo e F) Grãos de quartzo recristalizados com bordas de reação indicados pelas setas. Indicar número das lâminas?

6.3 Sequência Metassedimentar Monteiro (SSM)

Conforme descrito na seção 5.2, as unidades descritas na área mapeada são: Paragnaisse, Biotita-xisto, Quartzitos e Cálciossilicáticas. As rochas desta sequência estão localizadas majoritariamente ao sul da área mapeada, ocupando cerca de 4% da área mapeada. Entretanto a SSM aparece em uma pequena exposição como xenólito do Granito Gado Bravo.

6.3.1 Paragnaisse

O paragnaisse é de cor cinza (variando de cinza claro a escuro), de granulação fina a média, com porfiroblastos de granada com 0,3cm de diâmetro. Em seção XZ do elipsóide de deformação mostra diversos sigmóides quartzo-feldspáticos. É constituído por 26% feldspatos, 21% quartzo, 21% biotita, 15% plagioclásio, 8% sillimanita, 5% granada, 3% cordierita e 1% de acessórios (clorita, muscovita, opacos e apatita) e textura granonematoblástica. O paragnaisse foi submetido a metamorfismo em fácies anfibolito intermediário e é classificado como granada-sillimanita-biotita gnaisse (amostra TCMG-95).

Os grãos de quartzo são alongados segundo Sn, possuem extinção ondulante e subgrãos, são xenomórficos (majoritariamente), localmente com junção tríplice e com formação de quartzo em fitas (ribbons). O quartzo ocorre também em sombras de pressão sigmoidal de cinemática sinistral para NW ao redor de grãos de granada (Figura 6.3-1A), sendo que em alguns casos ocorrem mirmequitos (Figura 6.3-1B).

O plano de foliação é mercado principalmente pelo alinhamento de minerais de dois tipos: sillimanita e ripas de biotita (Figura 6.3-1C e D). A sillimanita é fina e quebradiça, sendo que em alguns pontos ocorre como fibrolita. A biotita é marrom e ocorre normalmente como palhetas alongadas de acordo com Sn. É comum também a ocorrência de agulhas de apatita e clorita inclusas em biotita e feldspatos (Figura 6.3-2E).

A granada ocorre como porfiroblastos (Figura 6.3-1F) em tamanho maior que os demais minerais, geralmente possui muitas fraturas e eventualmente contêm inclusões de quartzo. Há também granada em forma de sigmóides (cinemática sinistral) e com sombra de pressão composta por quartzo e feldspato. Em menor porcentagem ocorre a cordierita, geralmente nas adjacências de grãos de feldspato e quartzo.

Embora não tenha sido possível identificar Sn+1 em lâmina delgada, os paragnaisses da SSM apresentam-se crenulados em todos os afloramentos.

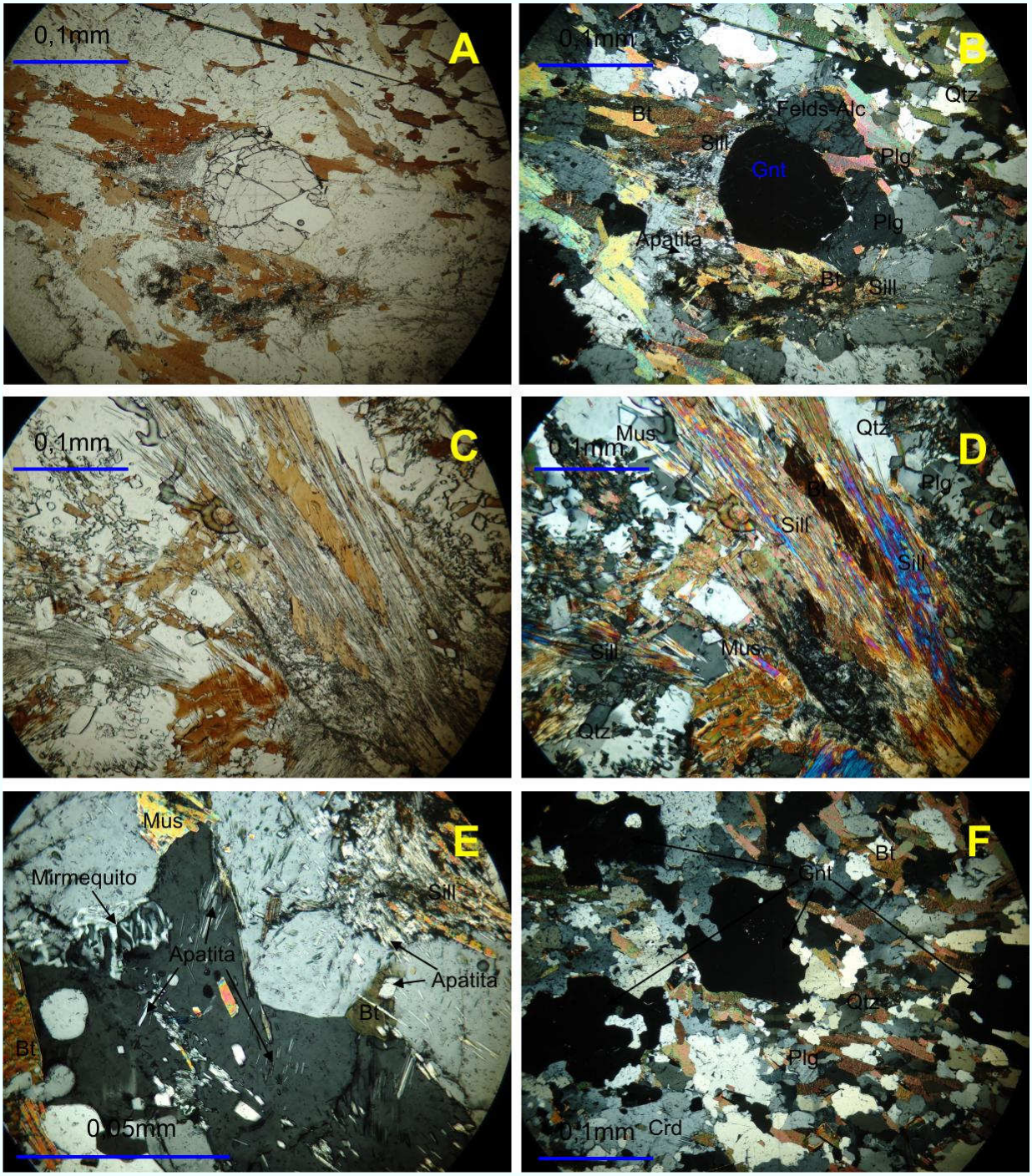


Figura 6.3-1: Aspectos petrográficos de paragnaisse da sequência metassedimentar Monteiro. A e B) Granada com sombra de pressão quartzo-feldspática e rodeado por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino com sillimanita e biotita marcando a foliação Sn, em LN e LPA; C e D) Foliação marcada por sillimanita (Sill) e biotita (Bt), com quartzo (Qtz), plagioclásio (Plg), muscovita (Mus), apatita e clorita (Chl); ~~E)~~ em LN e LPA; E) Porção com intercrescimento de quartzo e plagioclásio, apatita, biotita e sillimanita e F) Grãos de granada de tamanho destacado em relação aos demais grãos, plagioclásio, quartzo, biotita e cordierita (Crd).

6.3.2 Biotita-Xisto

Esta rocha (amostra TCMG-199) ocorre no granito Gado Bravo como um pequeno xenólito da SSM. A rocha é cinza média com porções marrom claro avermelhado e outras brancas, granulação fina a média, foliada e crenulada, com porfiroblastos de granada com aproximadamente 0,3cm e textura grano-lepidoblástica. A foliação é marcada principalmente por sillimanita e biotita e a rocha foi submetida a metamorfismo em fácies anfibolito.

O biotita xisto é constituído por 37% quartzo, 27% biotita, 10% plagioclásio, 10% feldspato alcalino, 6% sillimanita, 5% granada, 2% sericita, 2% clorita e 1 % de minerais acessórios (cloritóide, apatita e opacos). Portanto trata-se se um granada-sillimanita-biotita xisto

A foliação Sn é caracterizada pelo alinhamento de ripas de sillimanita e biotita, sendo que é possível observar crenulação e geração de Sn+1 (Figura 6.3-2A e B).

Os grãos de quartzo são policristalinos e subidioblásticos normalmente alongados segundo Sn. Os grãos maiores possuem extinção ondulante e também ocorrem como fitas, com contornos poligonais entre os grãos, frequentemente com ângulos de 120°. O quartzo pode também conter inclusões de outros minerais, como biotita. São comuns sigmóides de quartzo, com cinemática sinistral.

Os feldspatos (feldspato alcalino e plagioclásio) são subidiomórficos, com extinção ondulante, muitos parcialmente saussuritizados e fraturados. A sillimanita ocorre em grãos alongados e fraturados e localmente estão como fibrolita. As palhetas de biotita ocorrem normalmente como ripas alongadas segundo o plano de foliação (Figuras 6.3-2 C e D).

Os grãos de granada são porfiroblastos e de duas possíveis gerações: pós e pré-cinemáticos. A primeira é caracterizada pela foliação de biotita que está inclusa no grão da granada enquanto que a segunda é marcada pela preservação da estrutura interna do grão de granada com forma de sigmóide de cinemática sinistral (Figuras 6.3-2E e F).

Em outra porção do xenólito da SSM (amostra TCMG-261-1) foi identificado um biotita-xisto mais rico em mica e com polimorfo de cianita. A rocha é constituída por 45% biotita, 39% quartzo, 12% feldspato alcalino e plagioclásio, 8% sillimanita, 5% muscovita, 3% cianita, 2% granada, 3% acessórios (apatita, opacos, zircão e clorita). Assim como no caso supracitado, esta rocha foi submetida ao metamorfismo em fácies anfibolito em maiores pressões, com possível alívio de pressão na sequência evolutiva.

O plano de foliação Sn é marcado principalmente pela biotita, em seções prismáticas, e em menor quantidade sillimanita (Figuras 6.3-2G e H), que se alinham segundo o plano preferencial. Os cristais de cianita são diminutos (Figura 6.3-2I) e aparecem normalmente concordantes com o plano de

foliação Sn. Além disso, observou-se forte crenulação marcando a Sn+1 (Figura 6.3-2J).

A muscovita é a mica de menor representatividade na rocha e caracteriza-se pela ocorrência em palhetas alinhadas segundo Sn. A sillimanita além de se orientar segundo Sn também ocorre seguindo a crenulação (Sn+1).

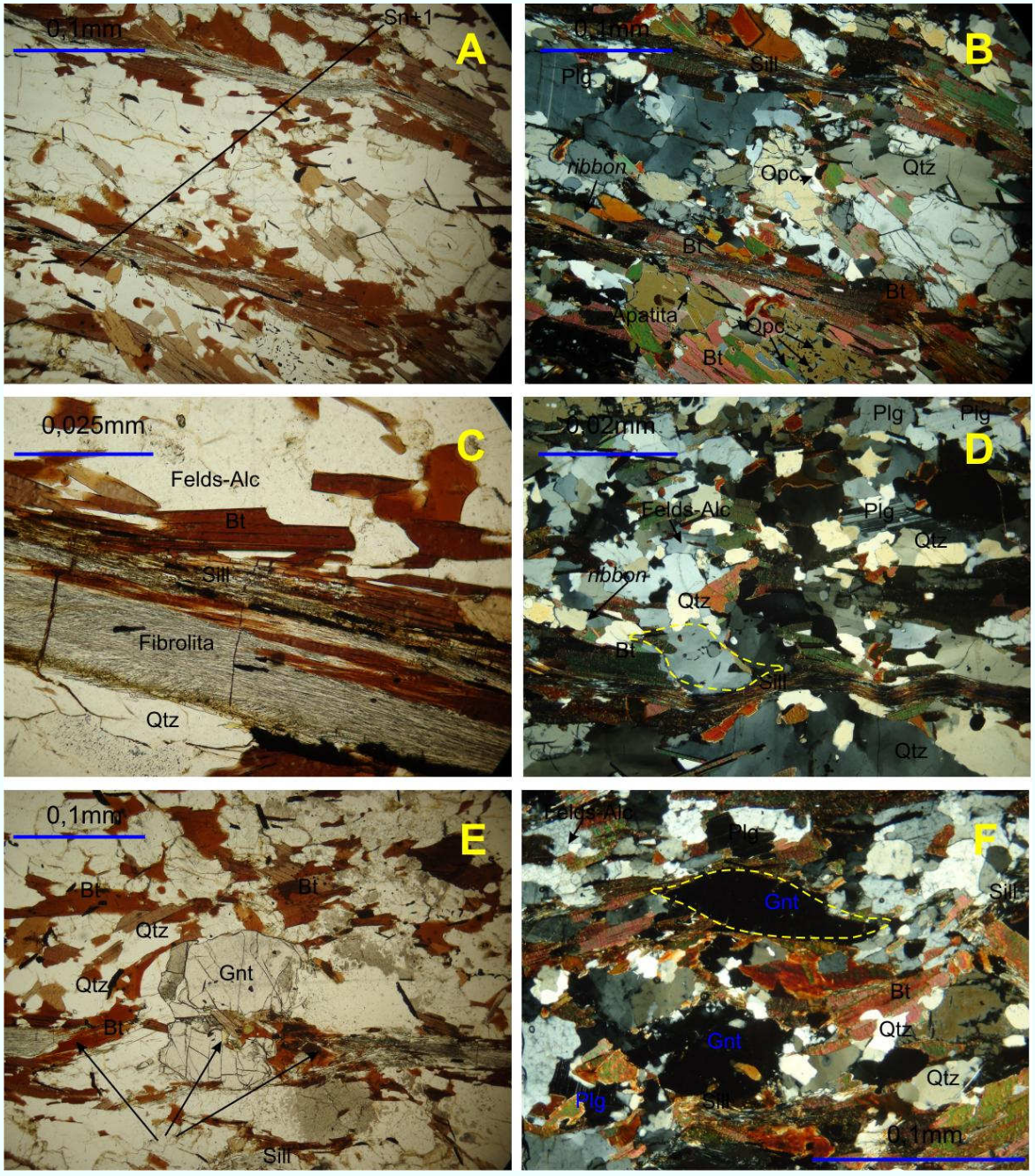


Figura 6.3-2: Aspectos texturais e mineralógicos de biotita xisto: A e B) Foliação Sn e crenulação Sn+1 com direção aproximada NNE-SSW; a sillimanita (Sill) e a biotita (Bt) são os minerais que marcam a foliação principal Sn, sendo possível observar quartzo (Qtz) com extinção ondulante, opacos (Opc), biotita (Bt), apatita e fitas de quartzo (ribbon); C) Foliação Sn marcada por fibrolita e biotita, com quartzo e feldspato alcalino nas adjacências; D) Seção evidenciando foliação (crenulação) Sn+2 marcada pela ondulação de sillimanita, com

quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e fitas de quartzo (ribbon) na visada do microscópio em LPA; E) Granada pós-cinemática observada em LN com foliação marcada por sillimanita e biotita que penetra o grão de granada e F) Grão sigmoidal de granada pré-cinemático sinistral destacado por linha amarela tracejada, com biotita, quartzo, plagioclásio, sillimanita e feldspato alcalino.

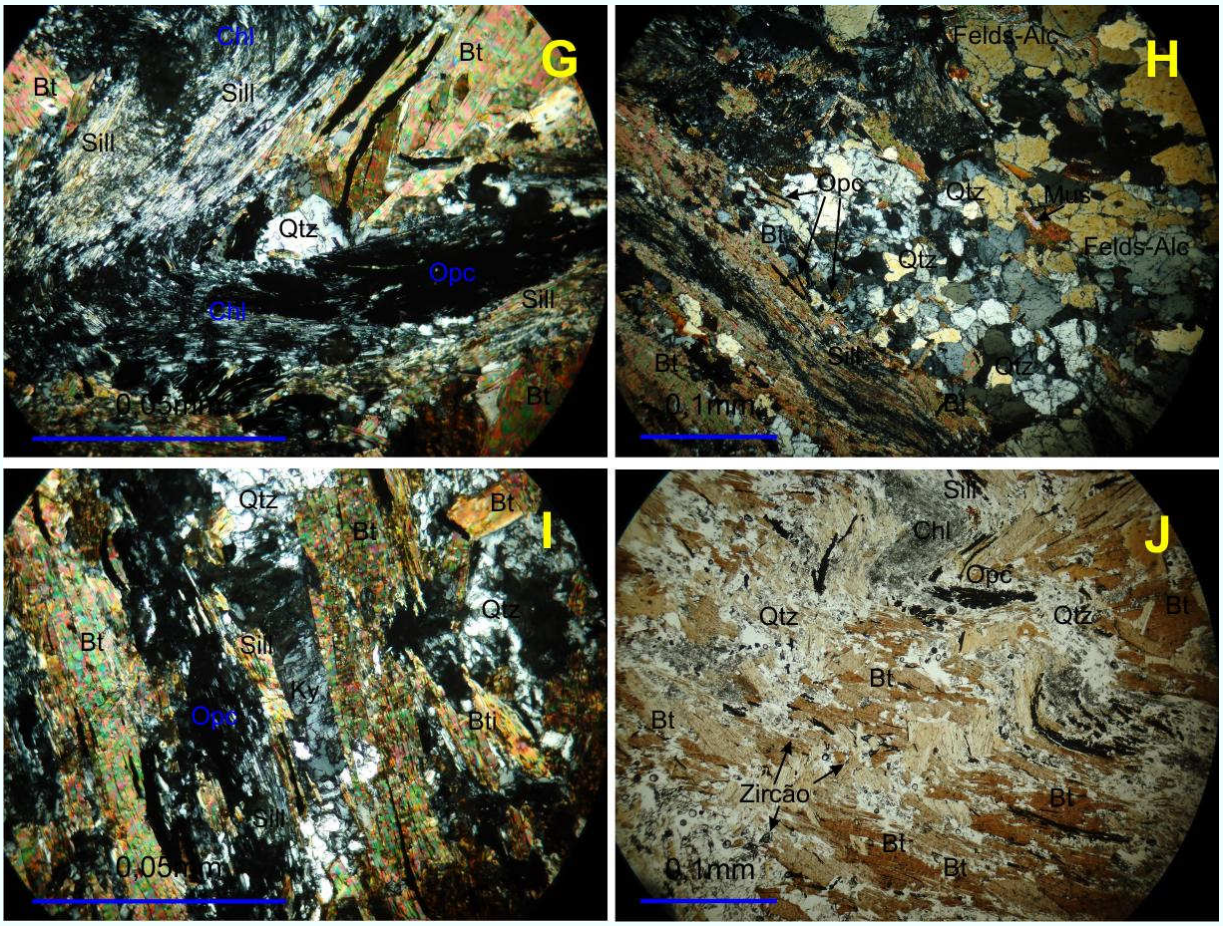


Figura 6.3-2: Aspectos texturais e mineralógicos de biotita xisto G e H) Plano Sn e Sn+1 marcado pela ocorrência de sillimanita (Sill) e biotita (Bt) alinhados, com ocorrência de opacos (Opc), clorita (Chl), quartzo (Qtz) e feldspato alcalino (Felds-Alc); I) Minerais alinhados segundo Sn com ocorrência de cianita (Ky) entre dois cristais prismáticos de biotita e sillimanita e J) Detalhe da crenulação Sn+1 registrada pela ondulação da foliação.

6.3.3 Calciossilicáticas

Na SSM as rochas calciossilicáticas ocorrem na zona sul e central da área mapeada, como xenólito da SSM no granito Gado Bravo e associadas a rochas metabásicas. São rochas que variam de cinza média a verde claro, com macrocristais de granada (entre 0,1 e 0,3cm), levemente foliadas ou maciças e de granulação fina.

A amostra (TCMG-176), rocha calciossilicática de ocorrência associada à metabásicas, é de granulometria predominantemente fina com cristais variando de 0,1mm a 1,3mm. Composta por

granada (22%), diopsídio (18%), plagioclásio (16%), quartzo (14%), wollastonita (11%), muscovita (8%), opacos (5%), carbonato (3%), tremolita (2%), e como mineral acessório ocorre titanita (1%). Os cristais são predominantemente idioblásticos, exceção feita à titanita e aos opacos, por vezes sub-idioblásticos.

Os grãos de diopsídio e por vezes os de wollastonita diferem em tamanho em relação aos demais (Figura 6.3-3B e C), sendo os únicos que ultrapassam 1mm, resultando em uma textura porfiroblástica destes minerais, principalmente do clinopiroxênio. Este confere ainda uma textura nematoblástica dada pelo arranjo paralelo de seus cristais.

A ausência de olivina na paragênese mineral da rocha indica que o protólito apresentava composição mais calcítica que dolomítica, não havendo Mg suficiente para a formação de olivina.

Os cristais de plagioclásio apresentam saussuritização intensa, estando parcial ou totalmente substituídos por muscovita, epidoto e, por vezes, carbonato. Grãos de quartzo formam, em alguns casos, contatos poligonais marcados por junções tríplices.

É possível observar que os contatos entre os grãos são interdigitados, sugerindo desequilíbrio entre os minerais em contato.

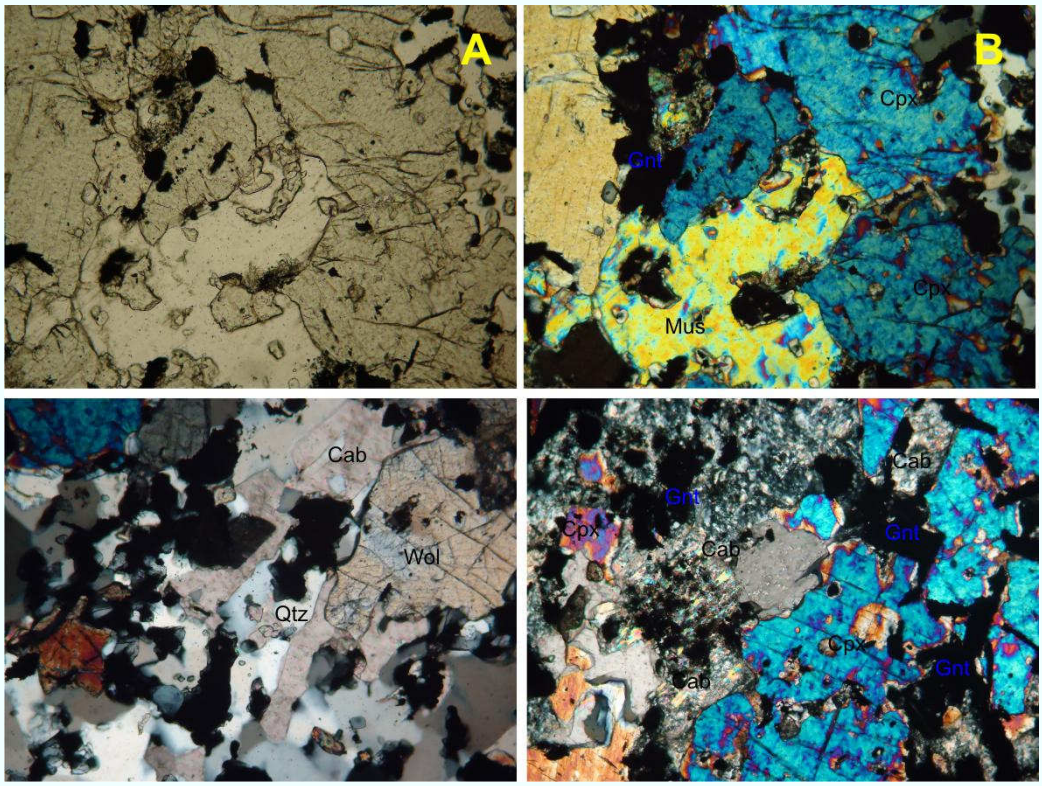


Figura 6.3-3: Aspectos texturais e mineralógicos de rocha calciossilicática: A e B) Associação entre muscovita (Mus), diopsídio (Cpx) e granada (Gnt) em LN e LPA; C e D) Carbonato (Crb), quartzo (Qtz) e Wollastonita (Wol) em associação observados em LPA e D) Carbonato, diopsídio e granada em paragênese.

A rocha calciossilicática coletada in situ na SSM (amostra TCMG-95.1) possui como mineral mais abundante o quartzo (40%), que ocorre como grãos subédricos e anédricos (Figura 6.3-4A e B), alguns com junção tríplice e com sutil orientação. Os feldspatos (30% do total) são plagioclásio (15%) na maior parte oligoclásio e feldspato alcalino (15%), e estão em grande parte saussuritizados (Figura 6.3-4C). O diopsídio (clinopiroxênio) representa 25% dos minerais, a biotita ocorre em cristais prismáticos e representa 5% seguido de 3% de titanita bem desenvolvida (Figura 6.3-4D) e 3 % de minerais acessórios (zircão, apatita, opacos e rutilo).

Por outro lado, as rochas encontradas como xenólito da SSM no Granito Gado Bravo (amostra TCMG-261-2) possui granulação muito fina, com seus cristais predominantemente menores que 0,3mm. É composta por quartzo (38%), diopsídio (19%), plagioclásio (14%), granada (14%), hornblenda (10%), titanita (4%) e minerais acessórios (ilmenita e apatita, 1%). Apresenta bandamento visível em amostra macroscópica, fato que em análise microscópica culmina em uma variação de texturas. O anfibólio (idioblástico) ocorre predominantemente em faixa na porção central da lâmina caracterizando uma textura nematoblástica dada pela sua orientação. Neste caso encontra-se associado ao clinopiroxênio (idioblástico) e na presença de fitas de quartzo (ribbons). Nas porções periféricas da lâmina sua incidência é menor em detrimento ao surgimento de granada (idioblástica), porém estando associado a esta, além do quartzo e do clinopiroxênio. Nestas porções configura-se uma textura granoblástica.

Na faixa central ocorre a associação da hornblenda com o diopsídio com este ocorrendo preferencialmente no centro das reações enquanto aquele ocorre nas bordas. Nas faixas periféricas ocorre a associação entre quartzo, hornblenda, granada e diopsídio (Figura 6.3-4E). O surgimento da granada e do diopsídio associados indica que a rocha atingiu fácies granulito pela presença dos minerais anidros (Vielzeuf, 1988 ; Spear, 1995 ; Kretz, 1994)

Os feldspatos se encontram saussuritizados e parcialmente substituídos por muscovita, epidoto e sericita. O quartzo ocorre na forma de fita (ribbons) na porção central da lâmina (Figura 6.3-4F), e forma contatos poligonais (junções tríplices) nas regiões periféricas. A ilmenita, quando presente, ocorre associada à titanita.

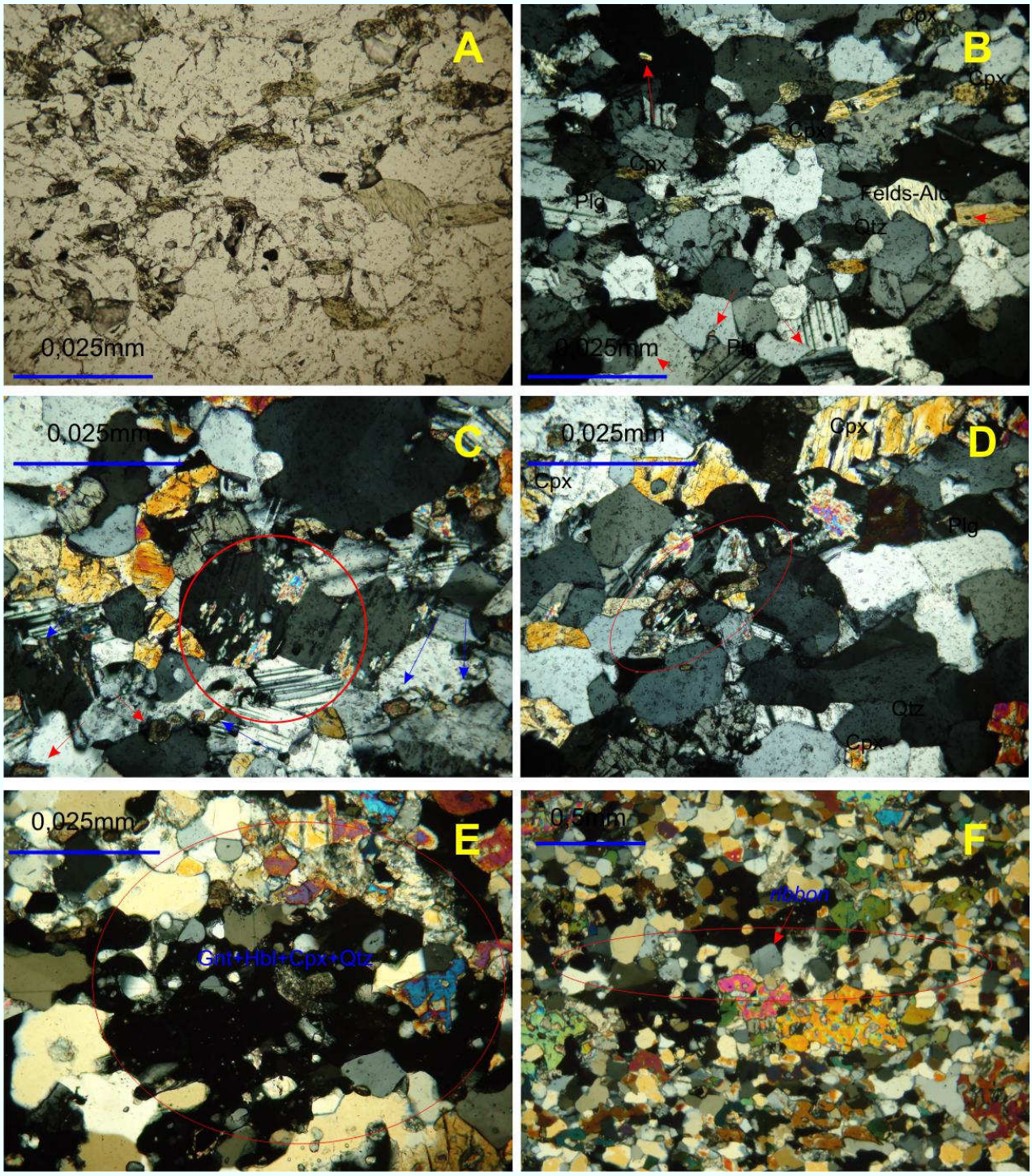


Figura 6.3-4: Aspectos texturais e mineralógicos de calciossilicática xenólito: A e B) Matriz composta por quartzo e plagioclásio, feldspato alcalino, zircão (setas vermelhas), biotita e diopsídio em LN e LPA; C) Feldspato alcalino saussuritizado, setas azuis indicam diopsídio, além da ocorrência de quartzo, plagioclásio e titanita indicadas por setas vermelhas (Tta) e D) Titanita bem desenvolvida formando alinhamento além de diopsídio (Cpx), plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo; E) Associação entre granada, hornblenda, clinopiroxênio e quartzo em LPA; F) Fitas de quartzo indicado pela seta em LPA.

6.4 Unidade de Metabásicas (UMB)

Na área mapeada foram identificadas duas porções em que rochas metabásicas, representadas por anfibolitos, aparecem. A região central do mapa possui maior representatividade no mapa, e é relacionada aos metabasaltos descritos na região. Por outro lado, ao norte do mapa foram mapeadas faixas anfibolíticas que ocorrem encaixadas (diques?) no gnáisse-migmatítico e assim como a primeira são representadas por anfibolitos.

6.4.1 Domo Gnáissico-migmatítico (UMB-D)

As rochas da UMB ocorrem no domo gnáissico-migmatítico, no GBRI e no embasamento também, conforme descrito anteriormente. Porém, diferentemente da sua ocorrência no greenstone belt (centro do mapa), no domo possui a peculiar característica de formar faixas elipsoidais que delineiam localmente a unidade. As rochas são de cor preta, possuem granulação fina, textura foliada com porções granoblásticas, grãos com intercrescimento (simplectitos), alguns interdigitados e possuem formas idioblásticas, subidioblásticas e xenoblásticos.

No domo (amostra TCMG-341-1) as rochas são compostas por: 55% anfibólio (hornblenda), 25% plagioclásio (preferencialmente oligoclásio seguido de albita e andesina), 8% feldspatos alcalinos, 3% biotita, 3% clinopiroxênio e 1% acessório (clorita e monazita).

Os grãos de quartzo possuem extinção de subgrãos, são subédricos e anédricos, estão levemente alongados seguindo a orientação dos anfibólios.

Em menor quantidade ocorrem feldspatos alcalinos, com ocorrência de microclínio. Esses minerais são subédricos e anédricos. Já o plagioclásio possui formas subédricas e anédricas com raras ocorrências de grãos euédricos, e varia composicionalmente entre albita, oligoclásio (preferencialmente) e andesina.

Nas rochas analisadas, os cristais de piroxênio (Figura 6.4-1 A, B e C) aparecem sempre associados ao anfibólio, e é comum encontrar reação metamórfica entre este e aquele. Este desequilíbrio é marcado pela interdigitação dos dois minerais. Por outro lado, o anfibólio (hornblenda) é o mineral mais abundante e possui orientação preferencial dos grãos, varia de subédrico a anédrico e está bem desenvolvido. É comum a ocorrência de interdigitação de anfibólio com plagioclásio (Figura 6.4-1 D) em reação metamórfica, assim como em reação com piroxênio (supracitado).

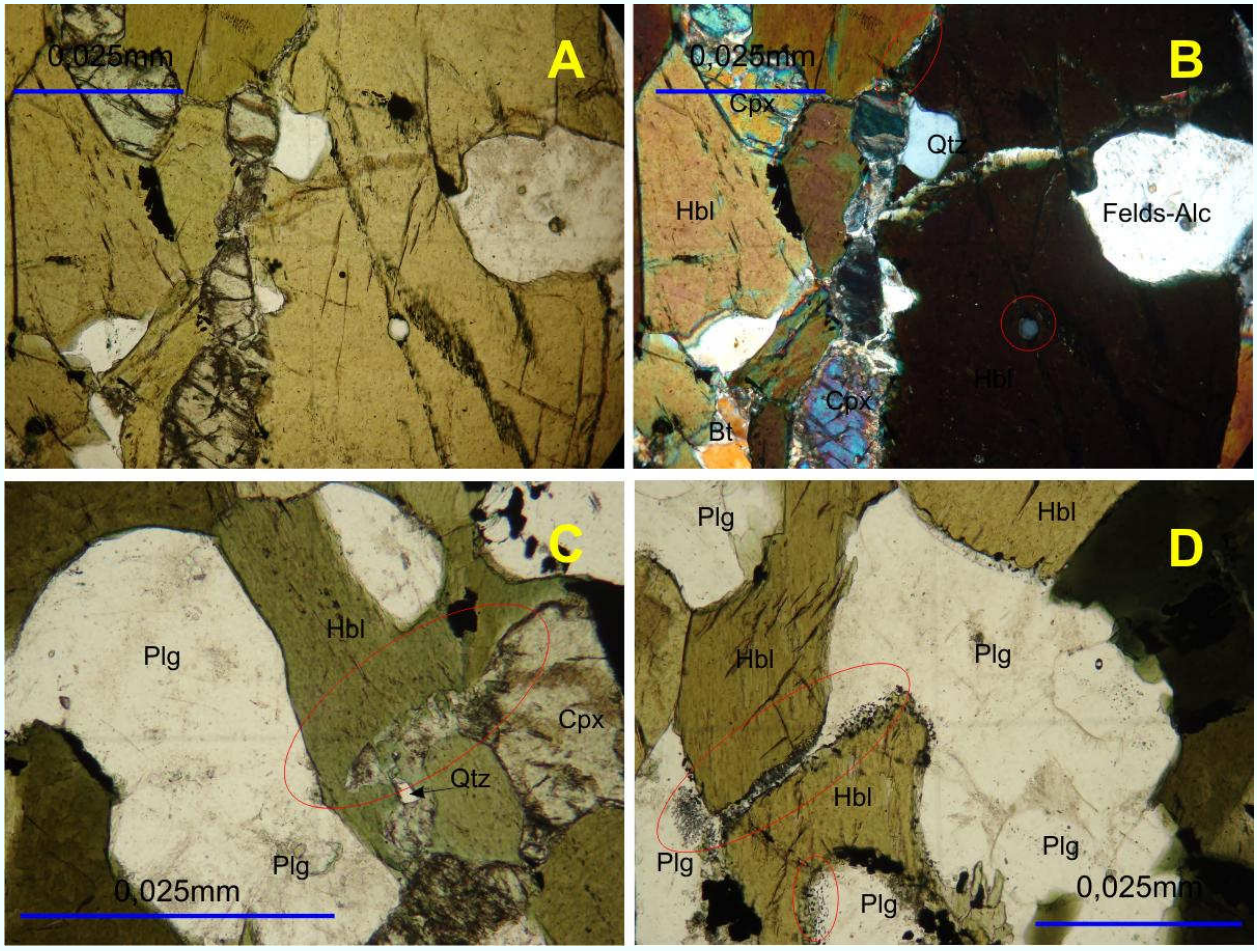


Figura 6.4-1: Aspectos texturais e mineralógicos de unidade de metabásicas do domo. A e B) Anfibólio com inclusão de quartzo -círculo vermelho- e reação metamórfica marcada por interdigitação de hornblenda (Hbl) substituindo clinopiroxênio (Cpx) -elipse vermelha-, com biotita (Bt) e feldspato alcalino (Felds-Alc) nas adjacências; C) Reação metamórfica entre Hbl + Cpx com contatos interdigitados; D) Reação de desequilíbrio entre anfibólio e plagioclásio (Plg) formando simplectitos de Hbl + Plg -elipses vermelhas;

6.4-2 Greenstone belt do Rio Itapicuru (UMB-G)

Os anfibolitos (metabasaltos?) apresentam granulação fina, variando predominantemente entre 0,1mm e 0,8mm. Eventuais cristais de hornblenda podem atingir até 1mm. A textura é nematoblástica, evidenciada pela orientação dos anfibólios (amostra TCMG-171 na Figura 6.4-2A).

A composição da rocha é fornecida por hornblenda (66%), plagioclásio (16%), augita (10%), quartzo (4%), feldspato alcalino (3%) e minerais acessórios (titanita, apatita, zircão e opacos, 1%).

A hornblenda é sub-idioblástica e encontra-se alinhada definindo o plano de foliação da rocha.

Ocorre associada com clinopiroxênio (augita), indicando o grau metamórfico em anfibolito superior (Figura 6.2-2B e C). Entretanto, para o caso de metamorfismo de alta pressão, a presença do clinopiroxênio pode indicar fácies anfibolito superior em transição ou mesmo fácies granulito.

Os grãos de plagioclásio encontram-se saussuritizados, mas em alguns cristais é possível identificar a geminação polissintética, o que permite sua identificação como labradorita. Os feldspatos alcalinos também podem estar parcialmente saussuritizados.

Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante e o arranjo entre estes e os feldspatos é poligonal, marcado por junções tríplices entre os cristais (Figura 6.4-2D).

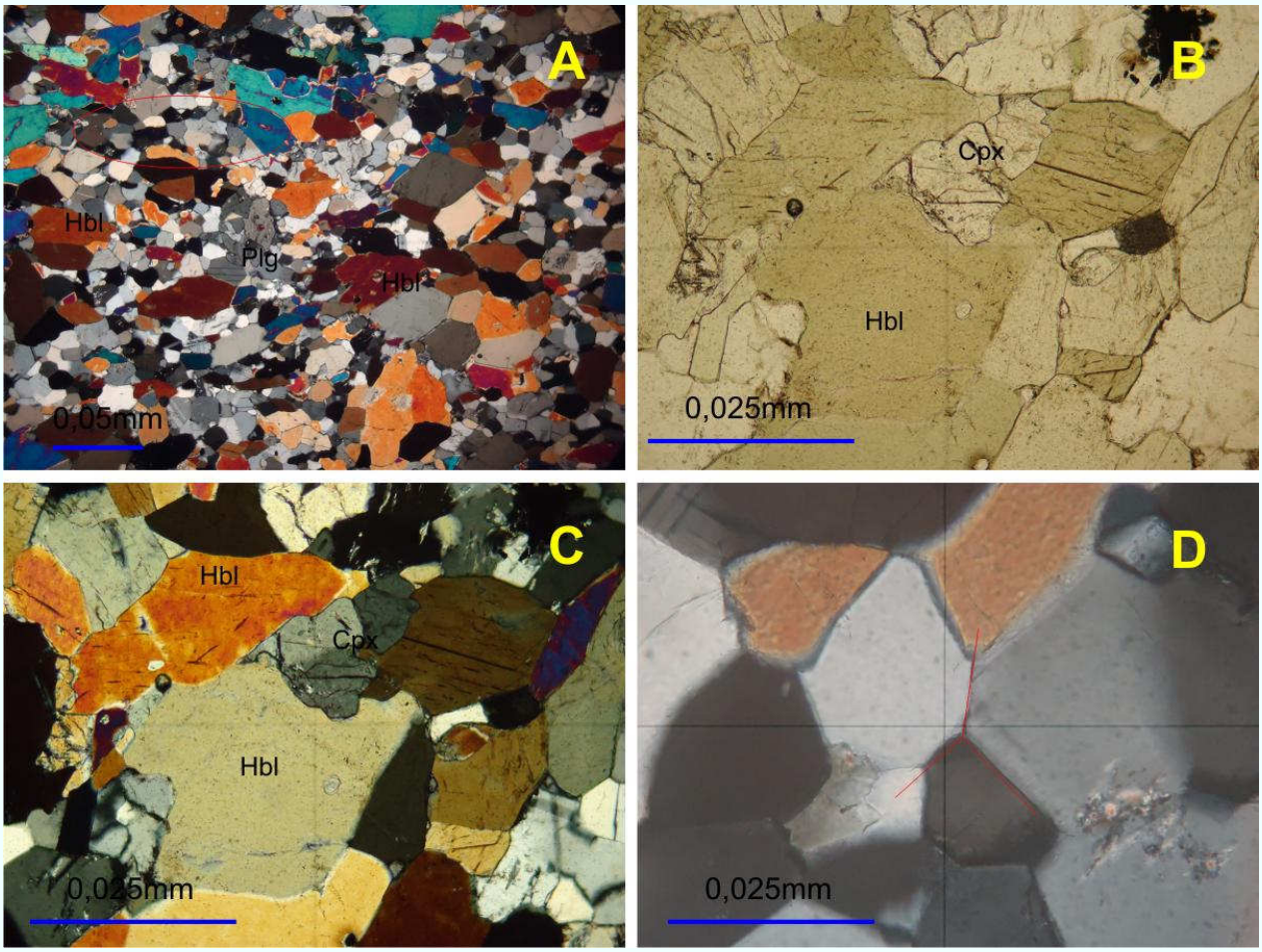


Figura 6.4-2: Aspectos texturais e mineralógicos de anfibolitos do GBRI. A) Visão geral do arranjo textural e mineralógico, evidenciando textura grano-nematoblástica devido ao sutil alinhamento de anfibólios (Hbl); B e C) Associação entre hornblenda (Hbl) e augita (Cpx) evidenciando possível grau metamórfico em fácies anfibolito superior e D) Junção tríplice de quartzo indicando recristalização estática (em vermelho).

6.5 Batólito Nordestina (BN)

A amostra representativa do Batólito Nordestina (amostra TCMG-82) apresenta composição granodiorítica e granulometria fina. Os grãos apresentam dimensões entre 0,4mm e 0,9mm, onde os de

plagioclásio variam predominantemente entre 0,6mm e 0,9mm e os de quartzo raramente ultrapassam 0,6mm.

A rocha é composta por plagioclásio (38%), quartzo (35%), microclínio (22%), biotita (4%) e minerais acessórios (apatita, zircão, clorita, epidoto e allanita, 1%). O arranjo entre os minerais é irregular e a textura é inequigranular xenomórfica. Apresenta ainda textura mirmequítica.

O quartzo presenta extinção ondulante e formação de subgrãos (Figura 6.5-1A e B) com contato reto entre estes. Apresenta ainda inclusões de zircão.

Os grãos de plagioclásio encontram-se em avançado processo de saussuritização (Figura 6.5-1B), estando quase totalmente substituído por sericita, muscovita, epidoto e carbonato. Tanto o plagioclásio quanto o microclínio são anédricos. A biotita, euédrica, em alguns casos encontra-se substituída por clorita e hidróxidos de ferro, podendo também ser encontrado inclusões de zircão (Figura 6.5-1D).

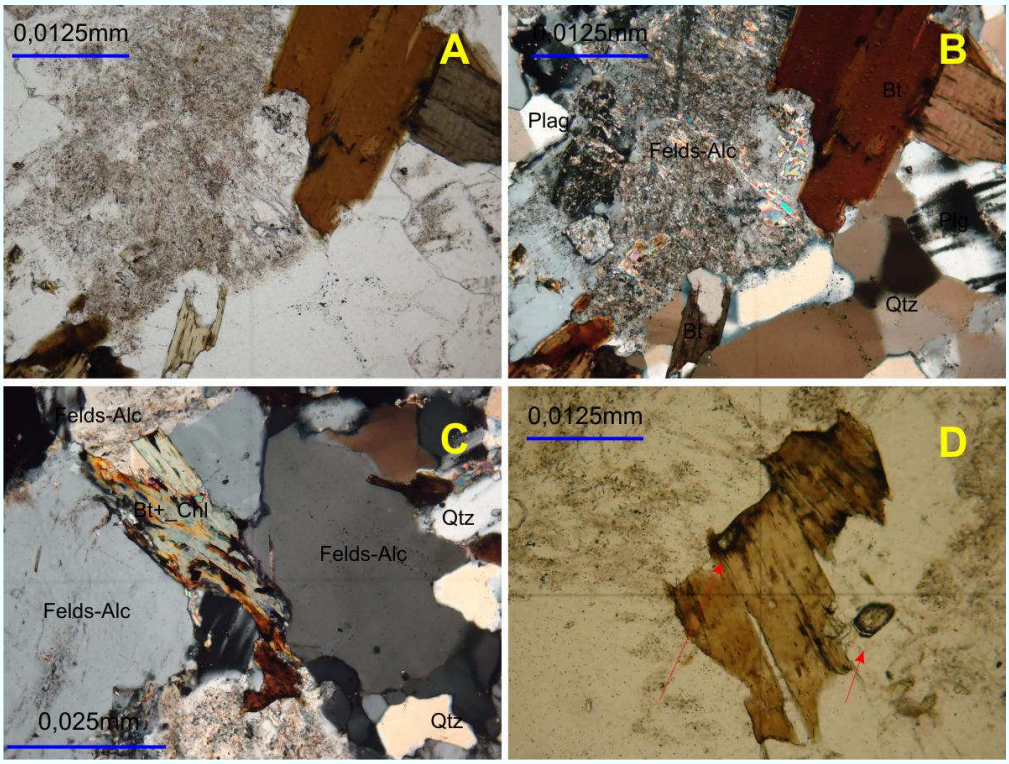


Figura 6.5-1: Aspectos texturais e mineralógicos do BN. e B) Quartzo (Qtz), biotita (Bt) e feldspatos saussuritizados; C) Quartzo, feldspatos saussuritizados e biotita parcialmente substituída por clorita e D) Cristais de zircão indicados pelas setas.

6.6 Monzonito Cansanção (MC)

As rochas desta unidade possuem cor cinza clara a cinza média, porções rosadas e alaranjadas, ranulação média, inequigranular, com grãos que variam de euédricos a anédricos. São compostas principalmente por plagioclásio, feldspato alcalino, hornblenda, biotita e quartzo (amostra TCMG-12).

A composição modal é de 22% pertita, 20% plagioclásio (albita), 20% microclínio, 15% quartzo, 8% feldspato alcalino, 7% anfibólio (hornblenda), 7% biotita e 1% de minerais acessórios (zircão, apatita, clorita, piroxênio, epidoto, rutilo e titanita). A rocha é classificada como quartzo-sienito.

Os grãos de quartzo têm extinção ondulante e reta. Os feldspatos estão em grande parte saussuritizados e alguns possuem inclusões de apatita (Figura 6.6-1A). Os minerais máficos (biotita e hornblenda) possuem um sutil alinhamento que pode indicar textura de fluxo (Figura 6.6-1B). Em alguns anfibólios é possível observar intercrescimento com quartzo, enquanto que nestes e em biotita ocorrem inclusões de zircão (Figura 6.6-1Ce D).

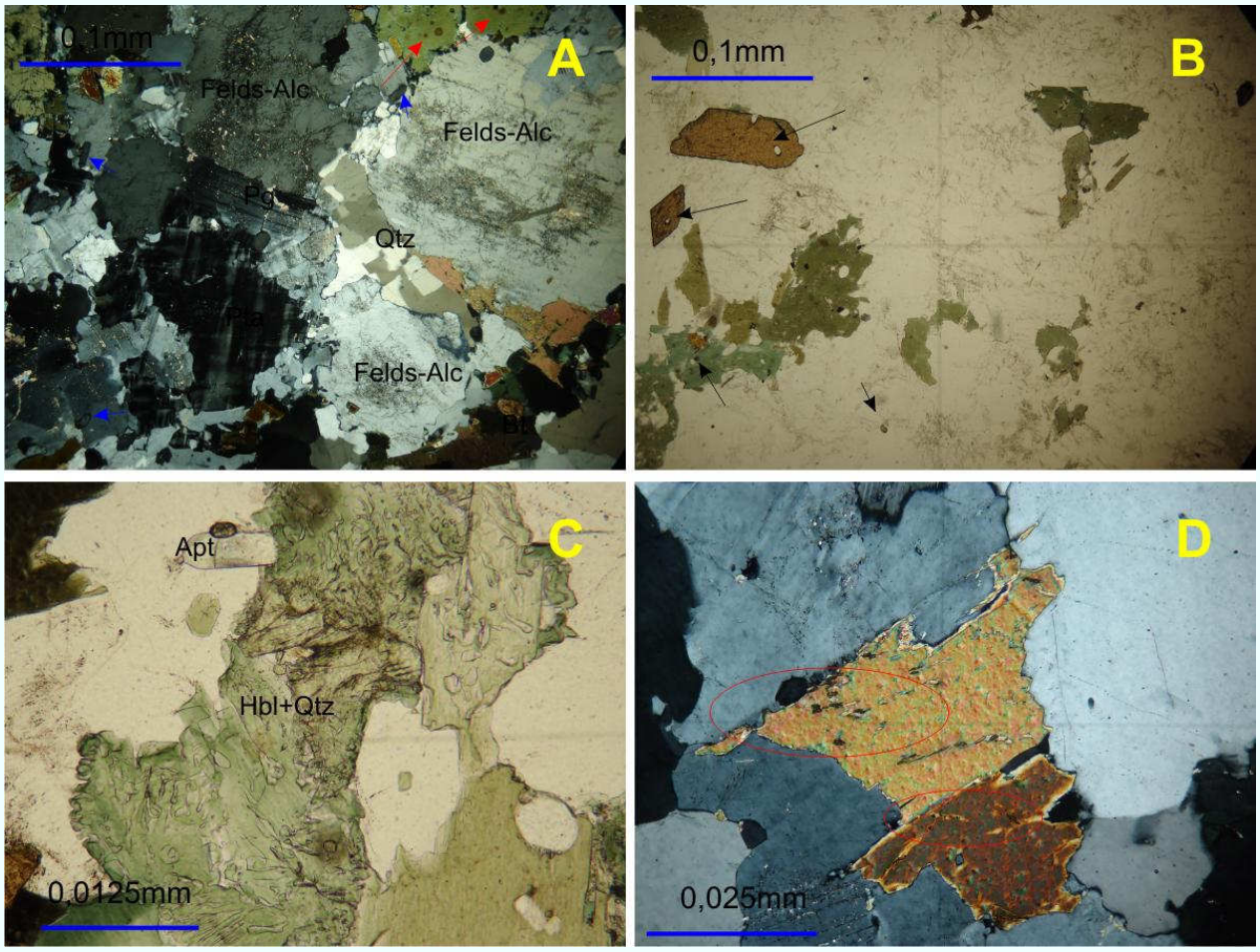


Figura 6.6-1: Aspectos texturais e mineralógicos do monzonito Cansanção. A) Feldspatos saussuritizados, setas vermelhas indicam inclusões de apatita em plagioclásio e feldspato alcalino e setas azuis mostram inclusões de zircão em hornblenda; B) Minerais máficos com sutil alinhamento indicando textura de fluxo preservada, e setas indicando grandes grãos de zircão; C) Intercrescimento de hornblenda e quartzo (Hbl+Qtz) e textura mirmequítica, além da ocorrência de apatita (Apt), plagioclásio e quartzo e D) Elipses destacam acúmulo de zircões inclusos em biotita.

6.7 Granito Gado Bravo (GGB)

Essa unidade localiza-se na região central da área mapeada e possui forma levemente ovalada na direção norte-sul. As rochas descritas são holocristalinas, possuem granulação fina a média com grãos equigranulares. A fácies mais fina encontra-se próximo às bordas do corpo enquanto que a fácies mais grossa fica mais ao centro da intrusão. A cor varia de branco acinzentado a cinza claro e se diferencia dos outros corpos graníticos sobretudo pela ocorrência de granada.

Na amostra TCMG-270 a composição é de 46% quartzo, 15% pertita, 14% biotita, 9% plagioclásio (de albita a andesina), 8% microclínio, 5% feldspato alcalino, 2% muscovita e 1% de minerais acessórios (zircão, clorita e apatita). Trata-se de uma rocha é sieno-granítica.

Os grãos de quartzo possuem extinção ondulante e subgrãos, os cristais têm forma euédrica, subédrica e anédrica. A figura 6.7-1 A mostra grãos de quartzo possivelmente recristalizados dentro de outro cristal de quartzo, evidenciado por uma borda bem marcada que realça o contato entre esses. Os feldspatos estão em grande parte saussuritizados (Figura 6.7-1B)

A biotita ocorre em forma prismática, é de cor marrom média a escura, não possui orientação e em alguns casos possui inclusão de zircão com formação de halos (Figura 6.7-1C). Texturas ígneas como mirmequitos ainda encontram-se preservadas, conforme evidenciado nas Figuras 6.7-1D.

Na amostra TCMG-178, o Granito Gado Bravo não apresenta sinais de deformação e possui granulação fina variando entre 0,3mm e 0,8mm. Ocorrem poucos fenocristais de plagioclásio que eventualmente ultrapassam 1mm, atingindo no máximo 1,2mm.

A composição mineralógica da rocha é dada por microclínio (37%), quartzo (25%), plagioclásio e anti-pertita (23%), biotita (12%) e minerais acessórios (zircão, apatita e opacos, 3%). Os cristais apresentam arranjo irregular e textura granular porfirítica, com poucos fenocristais de plagioclásio destoantes dos demais minerais (equidimensionais). Apresenta ainda textura mirmequítica. Classifica-se a rocha como sieno-granito.

O quartzo é xenomórfico assim como o microclínio. Os fenocristais de plagioclásio, por vezes, são hipidiomórficos e apresentam exsolução de microclínio formando anti-pertita (Figura 6.7-1E e F). Cristais de ambos os feldspatos, principalmente os plagioclásios, foram submetidos a um avançado processo de saussuritização, quando foram substituídos por muscovita, sericita e epidoto. A biotita é automórfica e pode, em alguns casos, estar substituída parcialmente por clorita. Apresenta também inclusões de zircão com a formação de halos pleocróicos.

Em amostra de mão a rocha apresenta cristais de granada que não foram observados durante a análise microscópica.

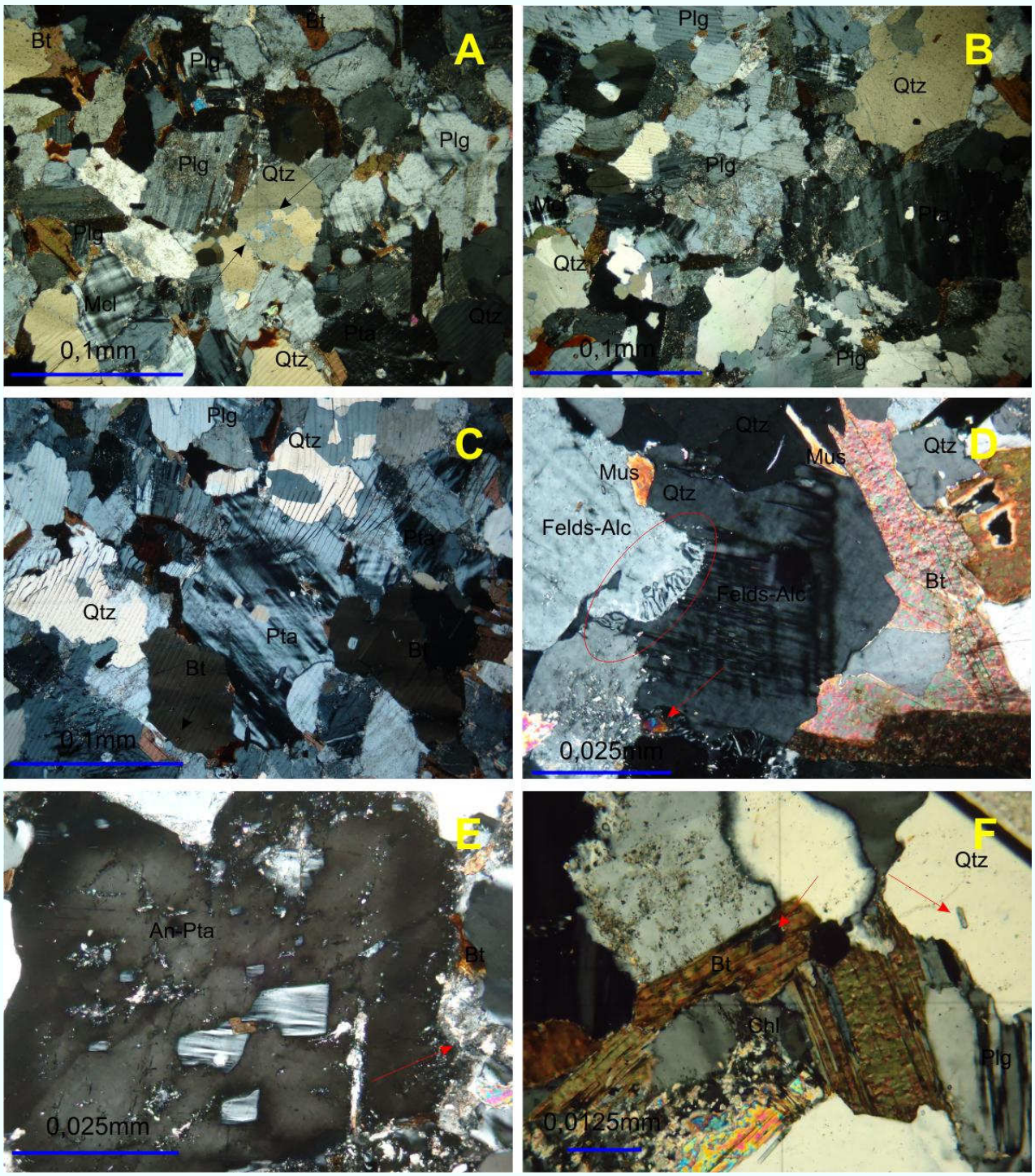


Figura 6.7-1: Aspectos texturais e mineralógicos do granito gado Bravo. A) Bordas de reação em contato entre grãos de quartzo -seta preta; B) Saussuritização em feldspatos; C) Inclusão de zircão em biotita com formação de halo pleocróico; D) textura ígnea (mirmequito) preservada e destacada pela elipse vermelha; E) Anti-pertita (An-Pta) e F) Biotita alterada a clorita (Chl) junto a cristal de apatita -setas vermelhas.

CAPÍTULO 7

7.METAMORFISMO

7.1 Introdução

Neste capítulo serão abordados os aspectos metamórficos como reações entre minerais, paragênese mineral e estabelecimento de fácies metamórficas contextualizando a geologia local com a geologia regional. Esta análise toma como base as descrições das lâminas petrográficas que foram explanadas no capítulo anterior. As estimativas de condições de pressão, temperatura assim como a definição de fácies metamórficas foram realizadas com base em (Kretz, 1994 ; Miyashiro, 1975 ; Spear, 1995 ; Winkler, 1977 ; Vielzeuf & Vidal, 1988)

A colisão paleoproterozóica entre os quatro fragmentos crustais, representados pelos blocos Gavião, Jequié, Serrinha e Cinturão Itabuna-Salvador-Curaça (Figura 3.2-8), está bem caracterizado na literatura, porém ainda gera muitas controvérsias.

Por outro lado, o metamorfismo atuante na região está caracterizado nos trabalhos de Barbosa (1997) e Barbosa & Sabaté (2003b). Segundo os autores, o metamorfismo decorrente dessa colisão é de alto grau, e ocorreu sob condições de pressões em torno de 7 Kbar e temperaturas por volta dos 850° (Barbosa, 1997). Contudo, Silva (1987) sugere que a evolução metamórfica do greenstone betl do Rio Itapicurú ocorreu em três eventos: (M1) que representaria o metamorfismo por hidrotermalismo de fundo oceânico, (M2) de natureza regional e progressiva nas facies xisto verde e anfibolito e finalmente (M3) resultante de metamorfismo de contato em consequência da colocação de corpos intrusivos sin a pós-colisionais.

As rochas do embasamento, representadas pelo Complexo Santa Luz, são caracterizado por rochas migmatito-gnáissicas (Mig/Gnb) e são de idade mesoarqueana (3,085-2,983 Ga U-Pb SHRIMP, Oliveira et al. 2002, 2010). Estas rochas foram retrabalhadas durante a colisão paleoproterozóica. Na área mapeada, os gnaisses do embasamento apresentam paragênese minerais compostas por quartzo + plagioclásio + feldspato potássico + biotita ± clinopiroxênio ± anfibólio.

Os diques máficos presentes nessa unidade foram classificados como anfibolitos e são compostos por hornblenda + plagioclásio ± biotita ± feldspato alcalino ± quartzo. Segundo essa

paragênese as rochas foram metamorfizadas em fácies anfibolito. Porém, no contato entre os diques e os migmatito-gnáissicos do embasamento arqueano ocorre a paragênese hornblenda + quartzo + ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio. Essa paragênese indica fácies anfibolito superior em transição para fácies granulito, com temperaturas por volta de 700° e pressões em torno de 8 Kbar.

Hornblenda + Quartzo = Ortopiroxênio + Clinopiroxênio + Plagioclásio + H2O **(1)**

Resultando na associação: Opx + Cpx + Plg + Hbl + Grt + Bt + Qtz + Rt + Ilm

(1) principal reação metamórfica identificada para formação de clinopiroxênio a partir de hornblenda e quartzo em metamorfismo progressivo e vice versa em retrometamorfismo de rochas básicas; associações mineralógicas comuns em fácies anfibolito superior.

No domo gnáissico-migmatítico os minerais descritos são quartzo + plagioclásio + feldspato alcalino ± pertita ± microclínio. Nessa unidade ocorrem faixas de rochas metabásicas compostas por hornblenda + plagioclásio ± feldspato alcalino ± microclínio ± biotita ± clinopiroxênio. Os minerais, principalmente hornblenda e clinopiroxênio; hornblenda e plagioclásio ocorrem associados e geralmente estão em contato interdigitado evidenciando reação de desequilíbrio. Com base nesses dados, as rochas metabásicas do domo gnáissico foram–recristalizadas na fácies anfibolito superior, transicional para granulito. Como foi observada reação de retrometamorfismo (Hbl+Cpx) não é possível definir o pico metamórfico, porém podemos sugerir que a rocha atingiu a fácies granulito e posteriormente foi re-equilibrada para a fácies anfibolito superior por retrometamorfismo em condições de temperaturas por volta de 700° e 8 Kbar.

Hornblenda + Quartzo = Ortopiroxênio + Clinopiroxênio + Plagioclásio + H2O **(1)**

Resultando na associação: Opx + Cpx + Plg + Hbl + Grt + Bt + Qtz + Rt + Ilm

As rochas da Sequência Metassedimentar Monteiro (SMM), nomeadamente paragnaisses, possuem assembleia mineralógica composta por feldspato alcalino + quartzo + biotita + plagioclásio + sillimanita ± granada ± cordierita. As reações abaixo podem explicar a ocorrência de granada, sillimanita e cordierita. Desse modo, a assembleia mineral indica fácies anfibolito.

Granada + Al2SiO5 + Quartzo + H2O = Cordierita **(2)**

Biotita + Sillimanita = Granada + Cordierita + H2O **(3)**

Estaurolita = Granada + Biotita + Cianita + H2O – em função da pressão a cianita pode formar sillimanita **(4)**

(2), (3) e (4) reações possíveis com base na assembleia mineral encontrada nas rochas metapelíticas da SMM.

O xenólito de biotita-xisto da SMM possui assembleia mineral composta por quartzo + biotita + plagioclásio + feldspato alcalino ± sillimanita ± granada ± clorita ± sericita ± cianita (relíquias). Esta assembleia é típica de fácies anffibolito em temperaturas de 600° e pressões por volta de 4,4 Kbar e está na zona da sillimanita.

Sillimanita + Granada + Muscovita + Quartzo + Estaurolita + Quartzo ± Estaurolita ± Oligoclásio ± Cianita (relíquias) **(5)**

Estaurolita + Muscovita + Quartzo = Sillimanita (fibrolita) + Biotita + H2O **(6)**

Estaurolita + Quartzo = Granada + Sillimanita (fibrolita) + H2O **(7)**

(5), (6) e (7) reações possíveis com base na assembleia mineral encontrada nas rochas metapelíticas da SMM.

As rochas calciossilicáticas variam composicionalmente, sendo que as rochas calciossilicaticas coletadas in situ na SMM têm composição de quartzo + diopsídio + feldspato alcalino + plagioclásio ± titanita. Essa assembleia mineral é típica de fácies anfibolito.

Tremolita + Quartzo = Calcita + Diopsídio **(8)**

Por outro lado, a amostra de rocha calciossilicatica, coletada no fragmento da SMM que ocorre como xenólito do GGB, possui assembleia mineralógica composta por quartzo + diopsídio + plagioclásio + granada + hornblenda ± titanita que caracteriza metamorfismo em fácies anfibolito.

Olivina + Plagioclásio = Granada **(9)**

Olivina + Plagioclásio = Al-diopsídio + Al enstatita + Quartzo **(10)**

Outra amostra investigada, porém associada com metabásicas, tem assembleia mineralógica com granada + diopsídio + plagioclásio + quartzo + wollastonita ± muscovita ± opacos ± carbonatos ± tremolita ± titanita. A reação (8) mostra a formaçào de wollastonita a partir de calcita. Devido à sua proximidade do Granito Gado Bravo, podemos sugerir que essa rocha tenha-se originada como produto de metamorfismo de contato.

$$CaCO3\ (calcita) + SiO2\ (quartzo) = CaSiO3\ (wollastonita) + CO2 \quad \textbf{(11)}$$

$$Tremolita + Quartzo = Calcita + Diopsídio \quad \textbf{(8)}$$

A presença da assembleia formada por carbonatos, quartzo, diopsídio, plagioclásio e wollastonita indica que a rocha chegou à fácies granulito. A presença de muscovita fornece um indício de retrometamorfismo até fácies xisto verde. Tal situação aplica-se a um contexto de metamorfismo regional. A wollastonita se forma a partir da reação entre quartzo e calcita, e tal associação (calcita + quartzo) é estável em temperaturas altas, como as de fácies granulito, portanto a reação necessita de uma situação específica para ocorrer: a percolação de um fluido rico em CO2.

Entretanto, para o caso de metamorfismo de contato a formação da wollastonita pela reação entre quartzo e carbonato (8) ocorre mais facilmente, sem a necessidade de um pico metamórfico em fácies granulito. Neste caso a associação formada por granada, diopsídio, carbonatos, quartzo e plagioclásio indica metamorfismo em fácies anfibolito. A substituição de granada por muscovita pode indicar retrometamorfismo em fácies anfibolito inferior a xisto verde.

Nas intrusões monzonítica Cansanção e Granito Gado Bravo, minerais índice de anfibolito inferior a fácies xisto verde foram encontrados como, por exemplo, biotita e clorita.

O Batólito Nordestina também apresenta minerais índices de fácies xisto verde, como biotita e clorita. Os enclaves metadioríticos não foram coletados para análise petrográfica, pois em nenhum afloramento foi possível retirá-los. Porém, nos trabalhos de Grisólia (2007) e Moreto (2007) ao sul da área mapeada, a assembleia mineral descrita para os metadioritos é hornblenda + actinolita + plagioclásio (albita) ± biotita ± epidoto ± feldspato alcalino ± quartzo.

A unidade de metabásicas, representada pelas rochas do GBRI (metabasaltos?), possui assembleia mineral de fácies anfibolito superior (transição para fácies granulito) e é composta por hornblenda + plagioclásio + augita ± quartzo ± feldspato alcalino. As condições de temperatura foram

por volta de 700° e pressões em torno de 8 Kbar.

Hornblenda + Quartzo = Ortopiroxênio + Clinopiroxênio + Plagioclásio + H_2O **(1)**

Resultando na associação: Opx + Cpx + Plg + Hbl + Grt + Bt + Qtz + Rt + Ilm

A Figura 7.1 ilustra perfis geológicos (ver Anexo 02) por meio de gráfico temperatura em °C vs fácies metamórfica, feita com base nas estimativas de pressão e temperatura, a partir de aspectos e assembleias mineralógicas.

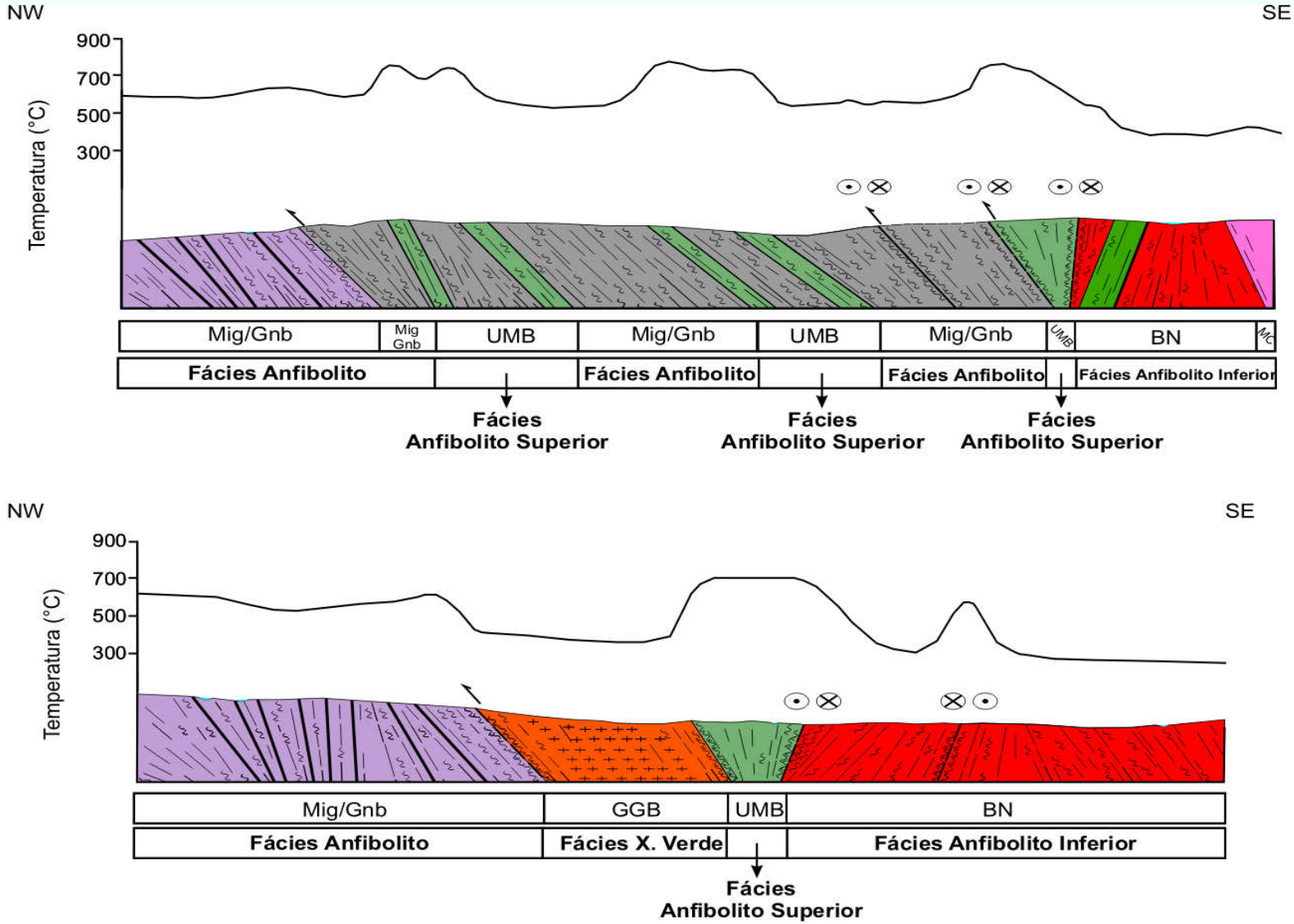


Figura 7.1-1: Perfis geológicos na direção NW-SE, porção central da área mapeada (Anexo 02). A linha preta contínua indica a temperatura aproximada que cada unidade foi submetida. As temperaturas médias da fácies xisto verde são entre 300°C e 500°C, da fácies anfibolito entre 500°C e 700°C e anfibolito/granulito superior entre 700°C e 850°C; Migmatitos-gnáissicos e Gnaisses-migmatíticos (Mig/Gnb); UMB- unidade de metabásicas; GGB - granito Gado Bravo; BN - batólito Nordestina; MC - monzonito Cansanção

CAPÍTULO 8

8. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Neste capítulo serão abordadas as principais feições estruturais observadas na área estudada. Quando possível os dados serão relacionados com os eventos tectônicos regionais descritos na literatura. Conforme anteriormente citado, a área mapeada situa-se na transição entre o embasamento gnáissico-migmatítico mesoarqueano do Complexo Santa Luz do e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru (GBRI).

A evolução estrutural para o greenstone belt consiste em duas fases compressiva principais: D1 responsável pelo encurtamento com direção NW-SE, pelas foliações subhorizontais e cavalgamentos para SE; fase D2 com cinemática sinistral em regime tectônico direcional (strike-slip) desenvolvendo acentuada foliação vertical e diversos corpos plutônicos alongados N-S com idade aproximada de 2080 Ga (Alves da Silva, 1994; Chauvet et al., 1997). O GBRI possui orientação preferencial N-S, porém a sua porção meridional apresenta orientação estrutural E-W e é sugerido por Davison et al. (1988) como discordante estruturalmente em relação à foliação do embasamento gnáissico-migmatítico do Complexo Santa Luz

8.1 Eventos Deformacionais

As informações obtidas no trabalho de mapeamento geológico forneceram dados para que fosse definido um evento deformacional (D_n) atuante na área em questão. D_n é contínuo e composto por três fases de deformação: F_n, F_{n+1} e F_{n+2}.

8.1.1 Fase Deformacional F_n

Esta fase de deformação é melhor representada nos gnaisses bandados (Mig/Gnb) do embasamento, que possuem foliação com direção preferencial aproximada N-S (Figura 8.1-1), mergulhando para NE, E e SE com diversos ângulos (entre 35° e 65°) próximo ao seu limite leste A lineação de estiramento mineral apresenta direção NW-SE caindo para SE e SSE (8° a 10°). As rochas muito alteradas e a falta de bons afloramentos com corte favorável para medidas estruturais de lineação dificultaram a obtenção de mais dados, porém quando presentes as lineações estavam marcadas por minerais placóides (micas) e anfibólio. Novas fases deformacionais colaboraram para apagar esses

registros geológicos. Nesta fase que marca o início da deformação Dn, apresenta caráter dúctil, sendo representada por empurrões com vergência para NW.

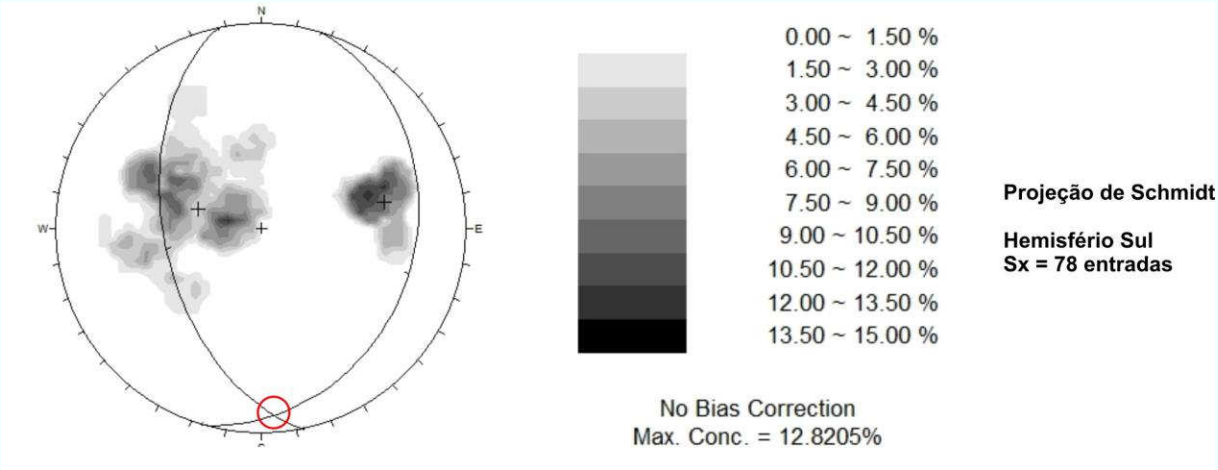


Figura 8.1-1: Estereograma de Sn. Projeção polar das medidas estruturais de Sn obtidas na área mapeada, indicando direção aproximada de N-S a NNE-SSW.

Por outro lado, a direção da foliação varia conforme desloca-se para oeste do embasamento migmatítico-gnáissico. As direções dos planos de foliação variam de NNE-SSW, com mergulhos entre 40° e 80° para WNW-ESE, e direções NNW-SSE com mergulhos entre 45° e 88° para ENE-WSW e verticais. Foram observadas dobras abertas e tipo chevron em rocha gnáissica-migmatítica do complexo Santa Luz, com eixo da dobra caindo para N175/10, conforme, mostrado nas Figuras 8.1-1 e 8.1-2A, B, C e D.

O contato entre a Sequência Metassedimentar Monteiro e o embasamento arqueano não é bem definido, pois os paragnaisses estão estruturados com foliação N-S com mergulho para oeste. Ou seja, enquanto a foliação do embasamento mergulha para E a foliação na SMM mergulha para W. Essas estruturas de dupla vergência podem estar associadas à propagação de falhas em rampas de cavalgamento ou podem representar outra história deformacional.

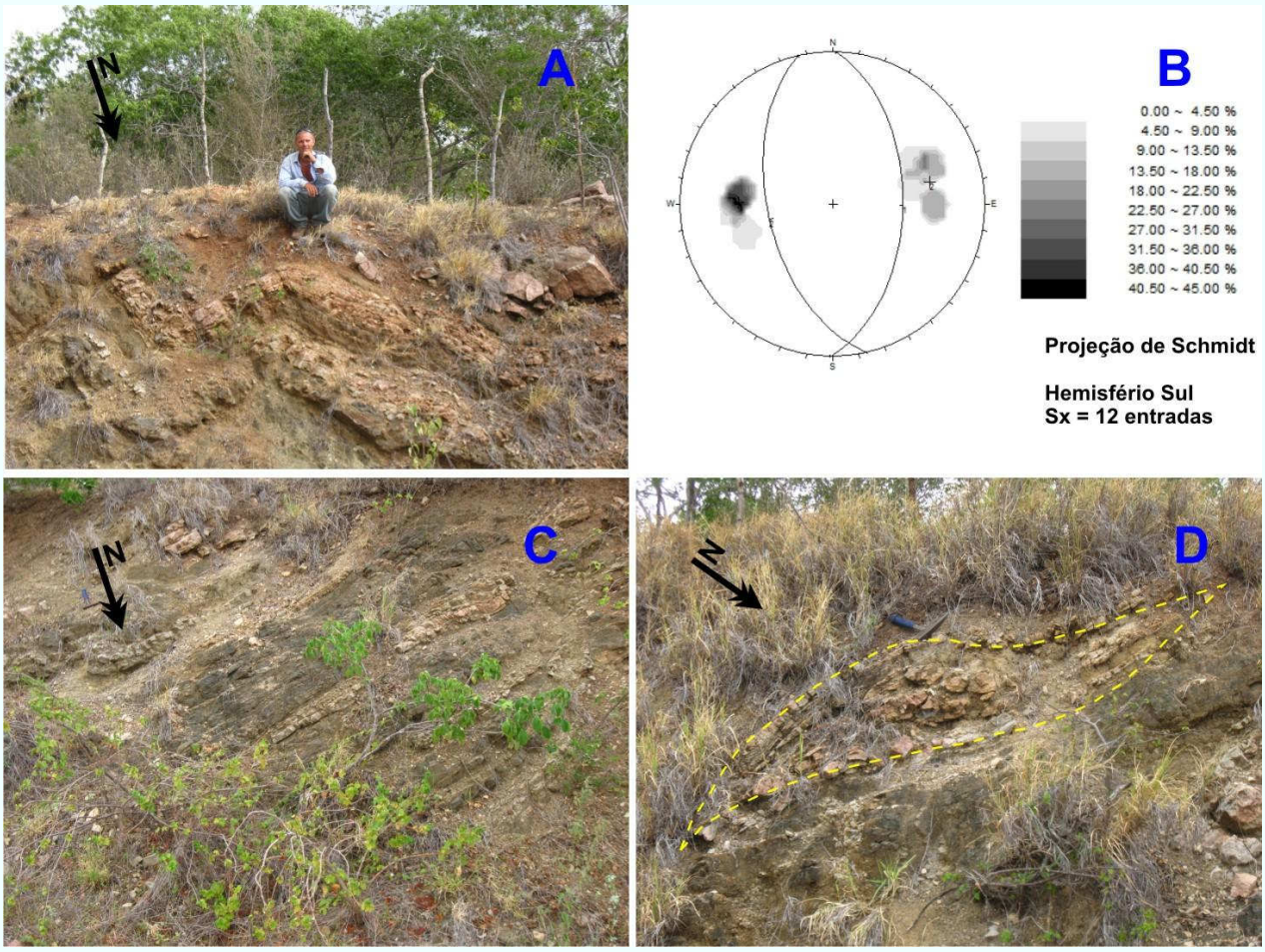


Figura 8.1-2: Aspectos estruturais e estereogramas de F_nA) Dobras sanfonadas em gnaisse bandado do embasamento arqueano, com dobras abertas e eixo das dobras com caimento N172/10 representado pela intersecção das médias dos polos plotados; B) Diagrama de Schmidt em projeção polar para flancos das dobras e planos das médias das concentrações polares, sugerindo σ1 aproximado de direção NE-SW; C) Gnaisse bandado com faixas anfibolíticas em afloramento de corte de estrada, D) Sigmóide em flanco leste de dobra com núcleo de quartzo entre duas camadas anfibolíticas, indicando movimento relativo sinistral em possível deslizamento flexural decorrente da diferença de competência entre as camadas.

Foram observados indicadores cinemáticos, tanto em escala de afloramento (sigmóides de quartzo, foliação S/C), quanto em lâmina (porfiroblastos rotacionados de feldspato e sigmóides de quartzo). As amostras foram orientadas em cortes que contemplam o plano XZ do elipsóide de deformação. Os indicadores cinemáticos indicam movimento com vergência para NW e para SE.

O contato exato entre os gnaisses bandados do complexo arqueano com a sequência

metassedimentar não foi observado (ex.: milonitos ou protomilonitos). Porém, a ocorrência de fragmentos anfibolíticos pertencentes à Unidade de Metabásicas do GBRI, a diferença entre litotipos (embasamento lado a lado com supracrustais) e as raras lineações de estiramento downdip (quartzo e minerais placóides) indicam que as rochas supracrustais do greenstone belt foram empurradas sobre o embasamento gnáissico-migmatítico. Por outro lado, o contato entre o domo gnaissico-migmatítico (representado pela estrutura dômina ao norte do mapa) e as rochas do GBRI é representado por milonitos. Além disso, foi observada lineação de estiramento mineral downdip (quartzo e minerais placóides) , contida no plano XY do elipsóide de deformação (Figura 8.1-3A, B, C e D). Estes milonitos possuem foliação penetrativa com direção NE-SW, mergulho entorno de 40° para SE, sigmóides, porfiroclastos e planos S/C com indicadores cinemáticos de movimento sinistral E-W, em outra fase de deformação Fn+1.

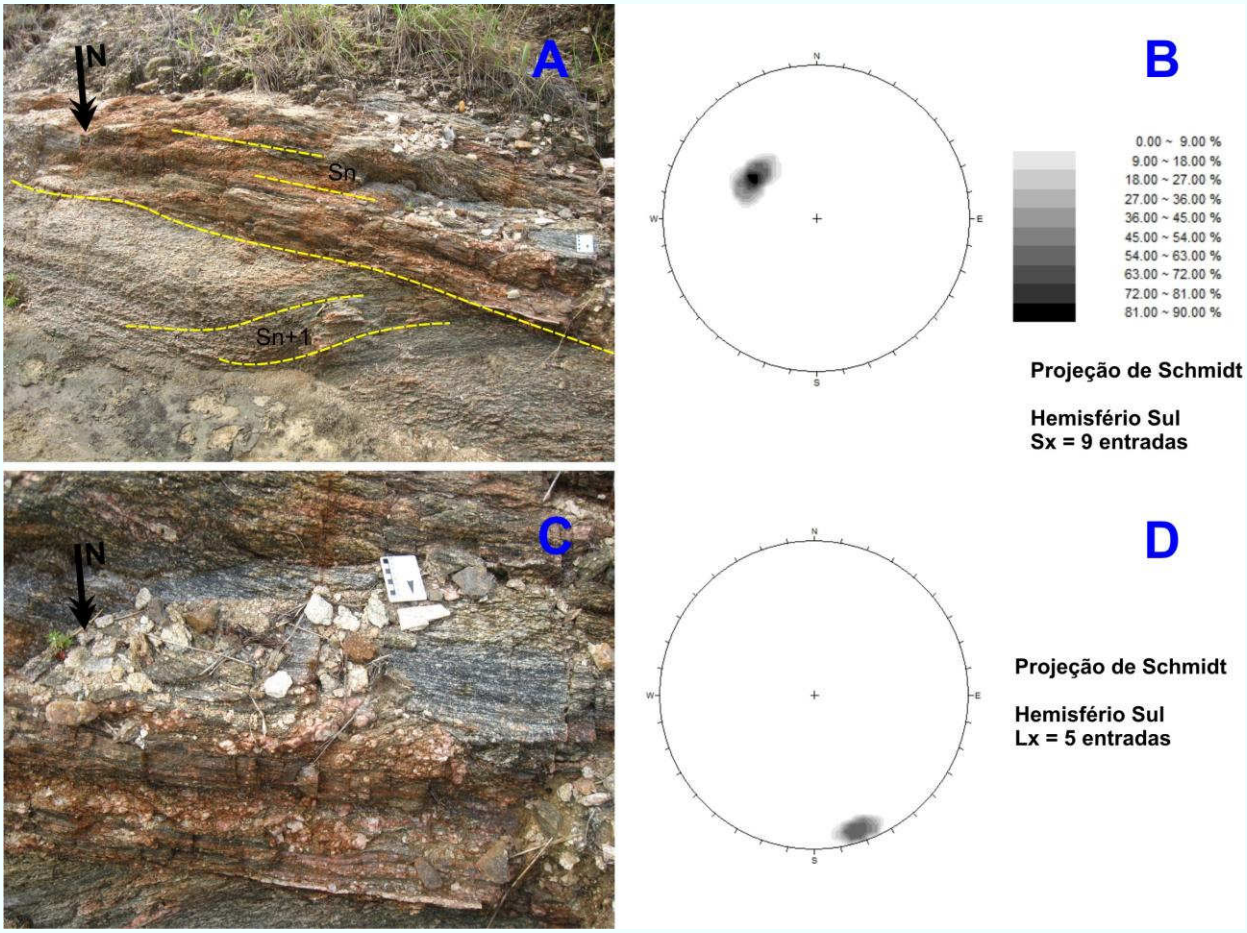


Figura 8.1-3: Aspectos estruturais e estereogramas e F_n. A) Rocha milonitizada em contato com os gnaisses-migmatíticos do domo com unidades do GBRI, evidenciando Sn e Sn+1; B) Projeção polar das medidas estruturais de Sn na borda sudeste do domo gnáissico; C) Aspecto de rocha milonitizada no plano XY do elipsóide de deformação, onde foi possível observar lineação de estiramento; D) Projeção das lineações observadas.

8.1.2 Fase Deformacional F_{n+1}

As falhas transcorrentes, com cinemática sinistral, direção aproximada NNE-SSW e SE-SW e de caráter dúctil estão associadas a esta fase de deformação. O regime transcorrente é resultado da evolução gradual e progressiva da fase precedente (F_n), e assim é caracterizado como uma nova fase deformacional e não um novo evento. Nesta fase de deformação, diferente da primeira, o elemento estrutural mais importante é a foliação com acentuado mergulho (entre 65° e 88°), com direção preferencial N-S variando para NNW-SSE e NNE-SSW (Figura 8.1-4A). Nos limites entre as unidades metabásicas e domo gnáissico-migmatítico temos esse padrão, assim como a falha transcorrente mapeada no Batólito Nordestina.

A lineação mineral tem direção NNW-SSE (strike slip) e desenvolve-se a partir de pequenos grãos de anfibólio e feldspato (embasamento e BN). Outros elementos se alinham na direção N-S, como xenólitos, anfibolitos, autólitos, veios e diques pegmatíticos (Figura 8.1-4B).

Figura 8.1-4: Aspectos estruturais de F_{n+1} A) Gnaisse bandado com direção N-S e foliação subvertical nas adjacências do contato entre Batólito Nordestina e Unidade de Metabásicas; B) Dique pegmatítico subvertical com granada dispersa, localizado nas proximidades do contato entre rochas metassedimentares do GBRI e Batólito Nordestina,

A predominância de indicadores cinemáticos sinistrais sugere o tipo de movimento que predominou ao longo das falhas transcorrentes. Os indicadores mostram movimento sinistral (predominante) ao longo de falhas transcorrentes que bordejam tanto o BN quanto o domo gnáissico-migmatítico a S e SE. Eles são bem representados por boudins orientados para NNW-SSE e NE-SW, veios graníticos e pegmatíticos dobrados, além de dobras ptigmáticas, dobras de arrasto e sigmóides (Figura 8.1-5A-E), e são observados também em escala microscópica (Figura 8.1-5F).

Há três falhas transcorrentes de cinemática sinistral mapeadas (Anexo 02), sendo que a que limita o domo gnáissico e a que está em seu interior possuem direção NE-SW, enquanto que a falha

transcorrente sinistral que limita o BN e o GBRI tem orientação aproximada NNE-SSW. As direções das falhas mapeadas contrastam com o descrito em trabalhos regionais (Pimentel & Silva 2003, Alves da Silva 1994, Chauvet et al. 1997) que definem a Zona de Cisalhamento Principal, com direção NNW-SSE. A unidade gnáissica-migmatítica dômica, situada ao norte do mapa, ainda não caracterizado na literatura, provavelmente teve papel importante para essa divergência estrutural observada. Além disso, esses limites por falhas localizam-se na transição entre a região norte do GBRI e o embasamento arqueano sugerindo dinâmica tectono-estrutural distinta das descritas ao sul do greenstone. Também foi mapeada uma falha de cinemática dextral no Batólito Nordestina, de importância secundária. Esta falha pode representar movimentação relativa entre os blocos deslocados a oeste da falha.

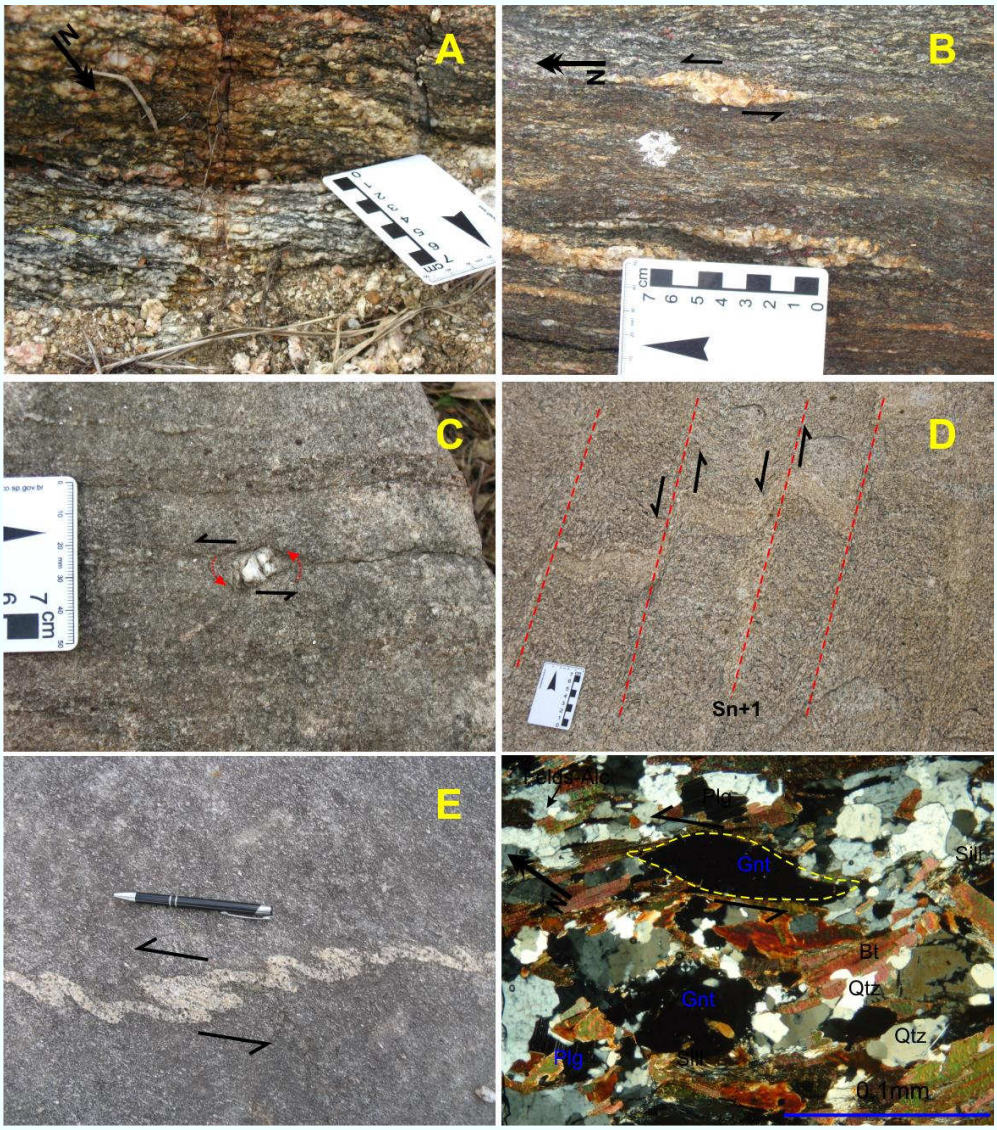


Figura 8.1-5: Aspectos Estruturais de F_{n+1} A) Milonito localizado na borda sudeste do domo gnáissico e sigmóide E-W de cinemática sinistral destacado em amarelo pontilhado; B) Paragnaisse evidenciando sigmóides de cinemática sinistral e orientação N-S; Porfiroclasto rotacionado e paragnaisse da SMM; D) Dobras de arrasto formadas pro cisalhamento sinistral em migmatito; E) Dobras ptigmáticas, cinemática sinistral com direção N-S; e F) Granada pré-cinemática em forma sigmoidal indicando movimento para NW.

8.1.3 Fase Deformacional F_{n+2}

Essa fase de deformação representa os estágios evolutivos finais da área mapeada, marcada por elementos estruturais formados em domínios dúctil-rúptil, rúptil como dobras de arrasto e falhas subverticais com direção aproximada E-W e nos planos X e R` do sistema de Riedel. Estas características indicam que a fase de deformação ocorreu em nível crustal raso com predominância de transcorrência de cinemática sinistral e alguma ocorrência de falhas destrais (Figura 8.1-6A,B e C).

Nas zonas de fraqueza criadas pelas dobras de arrasto e falhas, é comum o preenchimento com material aplítico e pegmatítico. No embasamento foi notado que alguns diques metamorfizados em baixo grau não estavam deformados na fase F_{n+1}, mas apenas nesta última fase F_{n+2} indicando que sua intrusão ocorreu entre essas duas fases (Figura 8.1-6D).

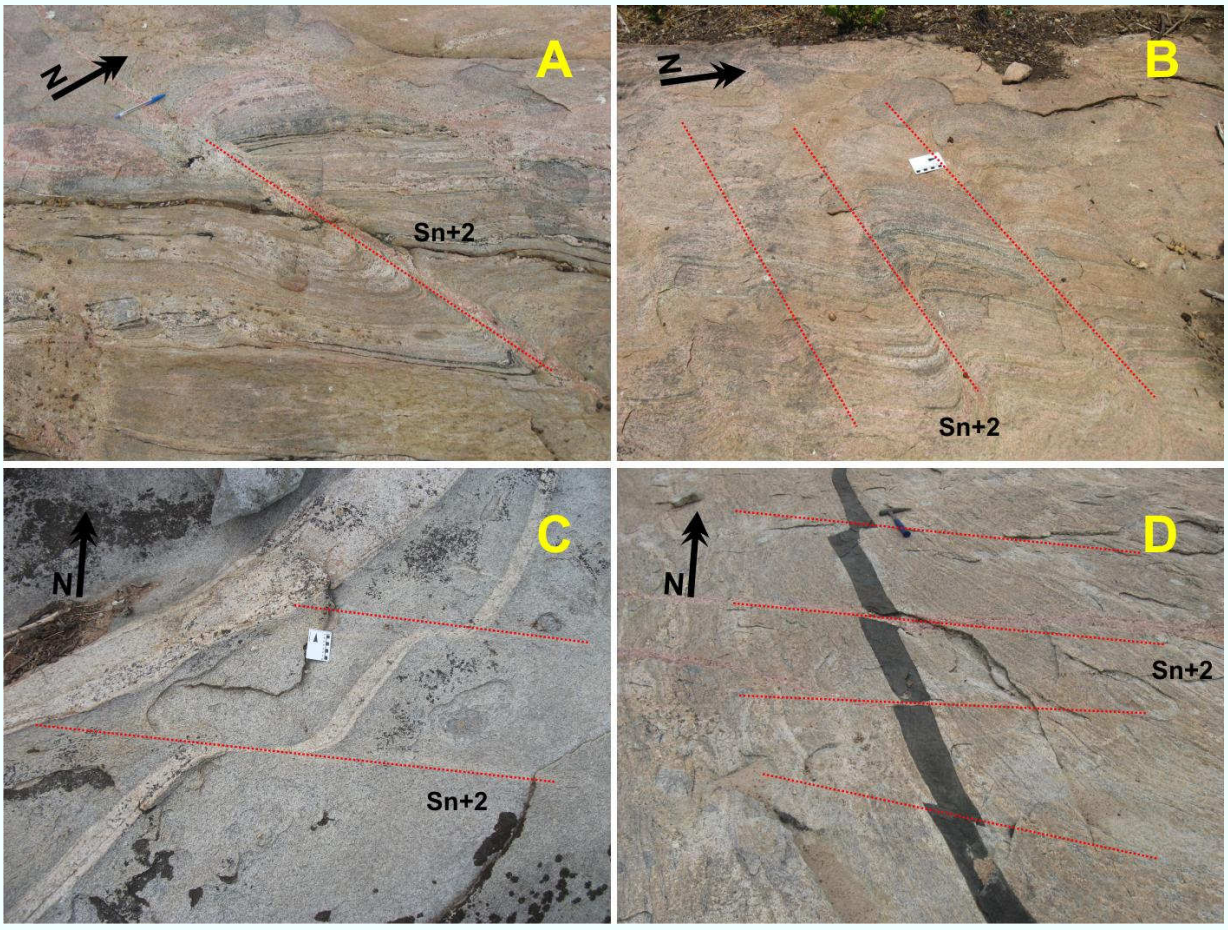


Figura 8.1-6: Aspectos estruturais de F_{n+2}.: A e B) Dobras de arrasto de cinemática sinistral com direção E-W em rocha migmatítica do embasamento arqueano com preenchimento quartzo-feldspático em Sn+2; C) Dobras de arrasto em trondhjemito do Batólito Nordestina em falha R` do sistema do Riedel e D) Anfibolito localizado no embasamento arqueano mostra fase Fn+2 e geração de Sn+2 de direção E-W;

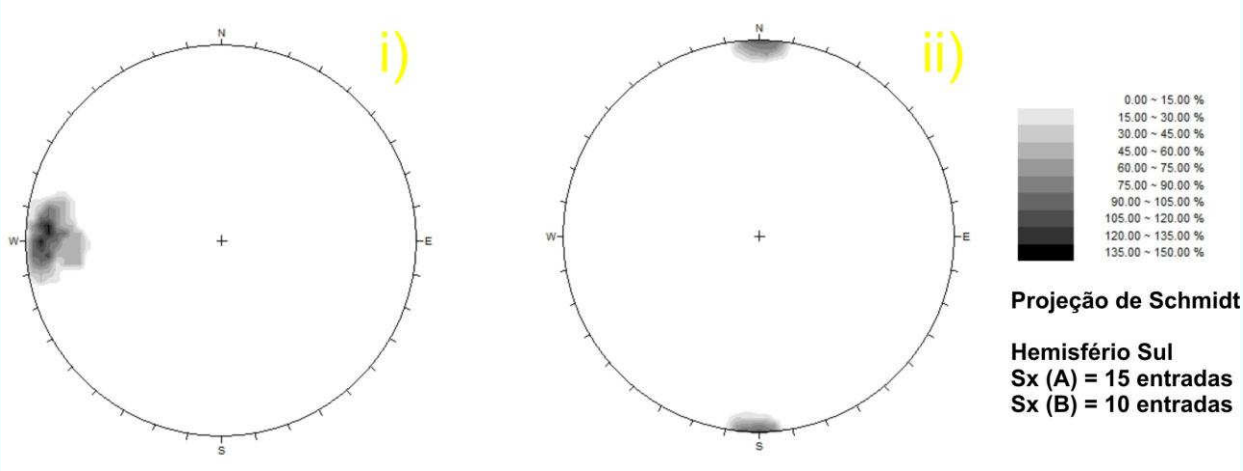


Figura 8.1-6: Aspectos estruturais de F_{n+2}.: i) e ii) projeção polar de Sn+1 e Sn+2 respectivamente

8.2 Discussão

As três fases deformacionais citadas compõem a trama evolutiva de um único evento metamórfico-estrutural que ocorreu no Paleoproterozóico e afetou as rochas estudadas. Os padrões de foliações, aliado aos indicadores cinemáticos observados e às informações da literatura, foram base para que se relacione o evento deformacional a um sistema compressivo que evoluiu para um sistema de transcorrência sinistral. Este padrão também é observado no trabalho de Moreto (2007) e em outros (Grisólia, 2007 ; Araújo, 2010 ; Vale, 2010). Cada uma dessas fases está representada tanto nas rochas do embasamento quanto nas rochas do GBRI. As fases $F_{n,}$ F_{+1} e F_{n+3} estão bem representadas no embasamento, sequência metassedimentar Monteiro e batólito Nordestina. Os padrões das Fases F_{n+1} e F_{n+2} não foi observado no domo gnáissico-migmatítico (Anexo 02).

A fase F_n representa o estágio de encurtamento crustal regional com σ1 de direção NW-SE (Alves da Silva, 1994; Chauvet et al., 1997) com vergência para NW. Nessa fase foi desenvolvida foliação Sn de baixo ângulo (entre 25° e 40°) com direção NNE-SSW com lineação com caimento para sudeste. As lineações encontradas podem ser correlacionadas ao Evento deformacional D1 proposto pelos autores acima citados.

A evolução da deformação culminou em duas fases subsequentes (Fn+1 e Fn+2). A fase Fn+1 em regime de transcorrência dúctil sinistral, orientada na direção NNW-SSE, desenvolveu a foliação de alto ângulo (70°-80°), as lineação strike slip e os diversos indicadores cinemáticos como sigmóides, dobras de arrasto e boudins. A fase Fn+2 gerou falhas X e R` no sistema de falhas de Riedel. Estas fases podem ser relacionadas ao evento deformacional D2 proposto por Alves da Silva (1994) e Chauvet et al.(1997). O diagrama modificado de MacClay (1987) exibe as fases de deformação relacionadas à elipse de strain em um sistema de transcorrência sinistral (Figura 8.1-9).

A estrutura dômica, situada ao norte do mapa, é a unidade mapeada que se destaca por apresentar sua trama lito-estrutural destoando das demais. Possui forma elipsoidal e alongada na direção N-S, é composta por gnaisses migmatíticos (principalmente) e pequenos corpos graníticos. O domo gnáissico é delimitado por falhas de empurrão a oeste, falha transpressional com cinemática sinistral a sul – sudeste e por falha transcorrente de cinemática sinistral a leste. A forma elipsoidal da estrutura é marcada por faixas anfibolíticas (diques?). Na região central mapeada da unidade dômica foram observadas estruturas elipsoidais de pequena escala, as quais podem ser interpretadas como dobras em bainha em corte ZY do elipsóide de deformação (Figura 8.1-7A e B) e possivelmente relacionadas as fases Fn e Fn+1.

No greenstone belt do Rio Itapicuru ocorrem outros domos gnáissico-migmatíticos, que são geralmente alongados na direção norte-sul e possuem formas elipsoidais. São representados pelos domos de Ambrósio, Pedra Alta, Salgadália e Poço Grande e classificados como pertencentes ao grupo G2 (Rios et al. 1998). O domo do Ambrósio é o que melhor representa essas estruturas, possui composição granodiorítica com bordas fortemente gnaissificadas, e as porções centrais mais isotrópicas de composição granítica (Lacerda 2000). Mello et al.(1999) obtiveram idade de 2080±2 Ma para granito deste domo. Lacerda (2000) propôs um modelo de colocação para o domo de Ambrósio envolvendo um escape tectônico lateral de direção norte sul, gerado durante a mudança da tectônica do tipo obliqua para transcorrente.

Em trabalho recente Grisólia e Oliveira (2012) demostraram a ocorrência de populações de zircões detríticos com idades entre 2,17 e 2,25 Ga. Estes dados sugerem que as rochas fonte para essas populações de zircão podem ser de um arco mais antigo ou complexo de arcos ainda não reconhecidos na região, já que os terrenos-fonte principais de clastos (greenstone belts do Rio Itapicuru e Rio Capim) até o momento não contém rochas com idades nesse intervalo. Então, onde estaria esse terreno? Poderia a estrutura dômica reconhecida no presente trabalho ser um bloco alóctone que foi acrescionado entre o GBRI e o embasamento arqueano do Complexo Santa Luz? O domo é mais uma intrusão granito-gnáissico no GBRI ou uma megadobra em bainha formada pela deformação da borda leste do complexo arqueano? Para responder a essas perguntas são necessários mais estudos que incluam geoquímica elementar e isotópica e datação U-Pb em zircão, além da caracterização lito-estrutural detalhada da unidade.

Figura 8.1-7: Dobra em bainha em domo gnáissico. A e B) Dobras em bainha no domo gnáissico-migmatítico observadas no plano ZY do elipsóide de deformação, com eixo Lb com caimento aproximado de 45° para Sul.

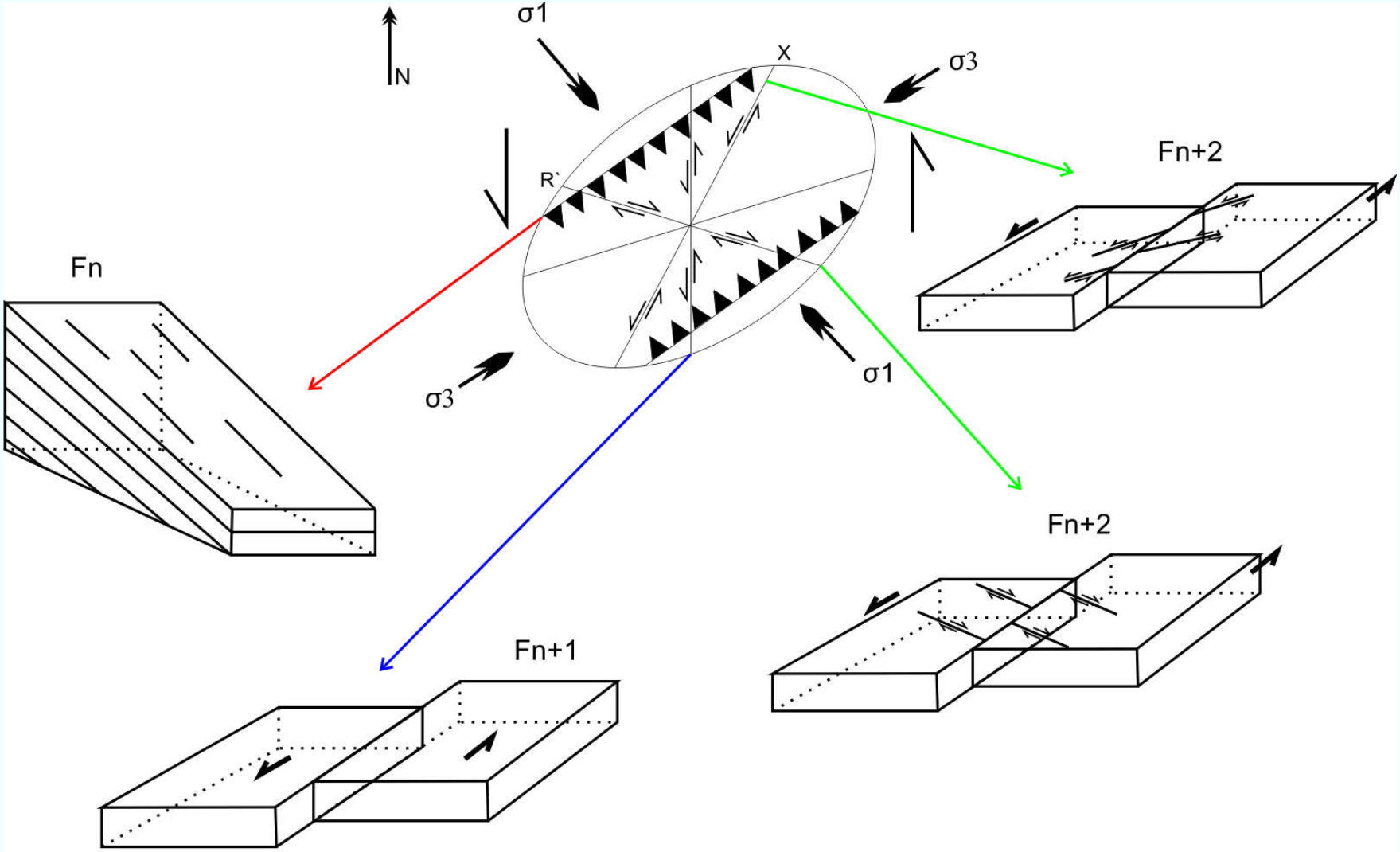


Figura 8.1-8: Sistema transcorrente sinistral em Elipse de Strain (Modificado de MacClay, 1983 e adaptado de Moreto. 2007)

CAPÍTULO 9

9. DISCUSSÕES FINAIS

A utilização de imagens de satélite processadas digitalmente mostrou ser uma ferramenta de grande importância para o mapeamento geológico. Tanto na etapa pré-campo quanto na etapa pós-campo, as imagens processadas auxiliaram na delineação de contatos litológicos, identificação de falhas e fraturas e unidades litológicas. A composição R7G4B3 foi a que melhor destacou o contraste entre os litotipos, assim como a composição R4G5B3 se mostrou importante para a delimitação da unidade metassedimentar e dos diques máficos alojados no embasamento.

As unidades cartografadas foram: 1) embasamento migmatíto-gnáissico do Complexo Santa Luz, 2) domo gnáissico-migmatítico, 3) sequência metassedimentar Monteiro, 4) metabásicas e 5) rochas intrusivas (granitos e granitóides).

Com base no levantamento estrutural, foi possível identificar 3 fases pertencentes a um único evento deformacional: nomeadamente a primeira fase (F_n) pode ser relacionada com o evento D1, reconhecido na literatura, de caráter regional ocorrido por volta de 2127 Ma (Alves da Silva 1994, Chauvet et al. 1997). Esta fase Fn seria responsável pelo empurrão com vergência para NW, em regime dúctil, sendo bem caracterizado na Sequência Metassedimentar Monteiro nos trabalhos realizados a sul da área (Grisólia, 2007 e 2010; Moreto, 2007). Contudo na área mapeada foram identificadas camadas com vergência tanto para NW quanto para SE, e podem estar relacionadas a estruturas de dupla vergência descritas em zonas de raíz de estruturas duplex (Ramsey e Huber, 1987). A formação de dobras sanfonadas no embasamento arqueano com plano axial (Sn+1) aproximadamente N-S também pode indicar o registo de F_n, pois foi nessa houve a geração da foliação de direção NNE-SSW.

A segunda fase (Fn+1) pode ter ocorrido no intervalo 2100-2070 Ma, e seria a responsável pela transcorrência sinistral de direção NNW-SSE, originadas em regime dúctil e bem representada nas várias unidades mapeadas. Nessas unidades a fase Fn+1 é representada pela foliação de alto ângulo a vertical, lineação de estiramente de direção N-S (strike slip) e indicadores cinemáticos sinistrais (dobras de arrasto, dobras ptigmáticas, planos S/C).

A terceira e última fase (Fn+2) é representada na maior parte das vezes por dobras de arrasto e falhas (estruturas rúpteis) com direção E-W. Essa fase teria ocorrido em regime dúctil-rúptil, em níveis crustais mais rasos.

Os resultados obtidos por análise microscópica em lâminas delgadas revelaram o seguinte

panorama metamórfico na área mapeada: os migmatitos-gnáissicos (embasamento) e gnaisses-migmatíticos (domo) foram ~~a~~ recristalizados na fácies metamórfica anfibolito; na unidade de metabásicas, a fácies metamórfica identificada pela assembleia mineral é diagnóstica de fácies anfibolito superior com indícios de retrometamorfismo a partir de fácies granulito; o batólito Nordestina e o monzonito Cansanção foram submetidos em suas porções marginais à fácies metamórfica anfibolito inferior, enquanto que a assembleia mineral descrita nas bordas do granito Gado Bravo indica que esse atingiu a fácies xisto verde.

Com base em análises geocronológicas da literatura, as prováveis idades das unidades reconhecidas são: Complexo Santa Luz (embasamento) com idades entre 3152-2983 Ma (U-Pb SHRIMP, Oliveira et al. 2010); Unidade de Metabásicas do greenstone belt Rio Itapicuru com idade de aproximadamente 2145 Ma (U-Pb SHRIMP, Oliveira et al., 2010); Batólito Trondhjemítico Nordestina com idade 2155 Ma (evaporação de Pb, Cruz Filho et al., 2005); Monzonito Cansanção de 2105 Ma (evaporação de Pb, Rios, 2002) e Sequência Metassedimentar Monteiro com idade de deposição no intervalo 2125-2110 Ma (LA-ICP-MS, Grisólia e Oliveira, 2012).

A partir dos dados geocronológicos da literatura e dos resultados obtidos no presente trabalho, podemos associar os eventos deformacionais regionais D1 (2127 Ma) e D2 (2100-2070 Ma), propostos por Alves da Silva (1994) e Chauvet et al (1997) para contextualizar a evolução geológica local. Além disso, o modelo proposto por Oliveira et al. (2010) para evolução do segmento norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaça também será levado em consideração.

O Batólito Nordestina (BN) teria sido afetado pelas duas fases de deformação (D1 e D2), que são caracterizadas pela foliação NNE-SSW e pelas deformações de cinemática sinistral registradas nos enclaves metadioríticos e nos veios dobrados. A unidade de metabásica (UMB-G) no pode corresponder aos basaltos do GBRI, metamorfizados em fácies granulito no evento D1 e posteriormente submetidos ao retrometamorfismo para fácies anfibolito superior durante a fase D2 de transcorrência. Os enclaves metadioríticos no BN, assim como as metabásicas do GBRI (metabasaltos?) podem representar restos de crosta oceânica. Já as rochas metassedimentares da SSM teriam se originado no intervalo 2125-2110 Ma (Grisólia e Oliveira, 2012) e posteriormente deformados na fase final da colisão D1 (que atingiu alto grau metamórfico, segundo mostram as análises petrográfica) e de transcorrência em D2. Essas rochas metassedimentares podem ser representantes de um possível complexo de antearco paleoproterozóico (Oliveira et al., 2010a; Grisólia e Oliveira, 2012)

O granito Gado Bravo (GGB) teria se alojado ao final da fase colisional D1, sendo

caracterizado como um possível representante intrusivo tardi a pós-colisional. Esse granito possui aglomerados com biotita e granada e xenólitos da Sequência Metassedimentar Monteiro, indicando uma contribuição sedimentar para a gênese do granito. Em trabalho recente Stevens et al. (2007) descrevem a gênese de granitos tipo-S, com granada associada, em ambientes profundos, cerca de 20 km de profundidade, situação que pode ser correlacionada com o contexto local, conforme ilustrado na Figura 9.1-1. Outro indício que corrobora a gênese profunda do GGB é a ocorrência de rocha calciossilicática com assembleia de alto grau metamórfico, associada às rochas metabásicas contidas no granito.

Por outro lado a ocorrência de corredores e enxames de enclaves, enclaves dispersos e diques máficos no monzonito Cansação indicam que foram colocados simultaneamente com os termos ácidos monzoníticos (sin-plutônicos), e são relacionadas aos orógenos mais recentes, de natureza tardi a pós-orogênica (Sabaté et al. ,1990 e Nascimento, 1996).

As unidades embasamento arqueano e domo gnáissico-migmatítico (Mig/Gnb) caracterizam-se por apresentarem assembleia mineralógica característica de fácies anfibolito superior, em transição para fácies granulito. As reações de retrometamorfismo estão preservadas nas rochas metabásicas do domo (UMB-D). Essas possuem a peculiar forma elipsoidal observada no norte da área. Por outro lado, no embasamento arqueano os indícios encontram-se preservados na borda de reação entre a rocha encaixante e diques anfibolíticos, indicando fácies anfibolito superior transicional para fácies granulito. As rochas metabásicas do domo (UMB-D), em sua forma elíptica, podem representar diques sub-horizontais intrudidos na borda do Complexo Santa Luz que posteriormente foram retrabalhados por tectônica sub-vertical (mega dobra em bainha?). As evidências retrometamórficas descritas sugerem a possibilidade de ascensão crustal do embasamento arqueano durante um evento colisional (D1?). Outra possibilidade seria do domo gnáissico-migmatítico ser um fragmento crustal alóctone acrescionado entre o GBRI e o Complexo Santa Luz. Cartografia geológica, análises geocronológicas e idade modelo TDM podem fornecer informações complementares sobre a origem deste domo.

Ver modelo proposto para o local investigado na Figura 9.1-2. A sequência (A-D) mostra o estágio pós fechamento de oceano com amalgamação e subducção de supracrustais (sequência metassedimentar Monteiro e unidade de Metabásicas), geração de Sn e possível domeamento do embasamento com metamorfismo progressivo de alto grau (fácies granulito). Em um estágio tardi a pós colisão o monzonito Cansanção foi intrudido e a partir de então deu-se o início da fase D2. Nessa fase deformacional, de caráter transcorrente e cinemática sinistral, as rochas metamorfizadas em alto grau foram submetidas a retrometamorfismo até fácies anfibolito superior a anfibolito inferior. O domo

gnáissico teria ascendido nesta fase (?). A intrusão granítica Gado Bravo teria se alojado em níveis crustais profundos e sua propagação para níveis superiores se deu por meio de diques graníticos e de pegmatitos.

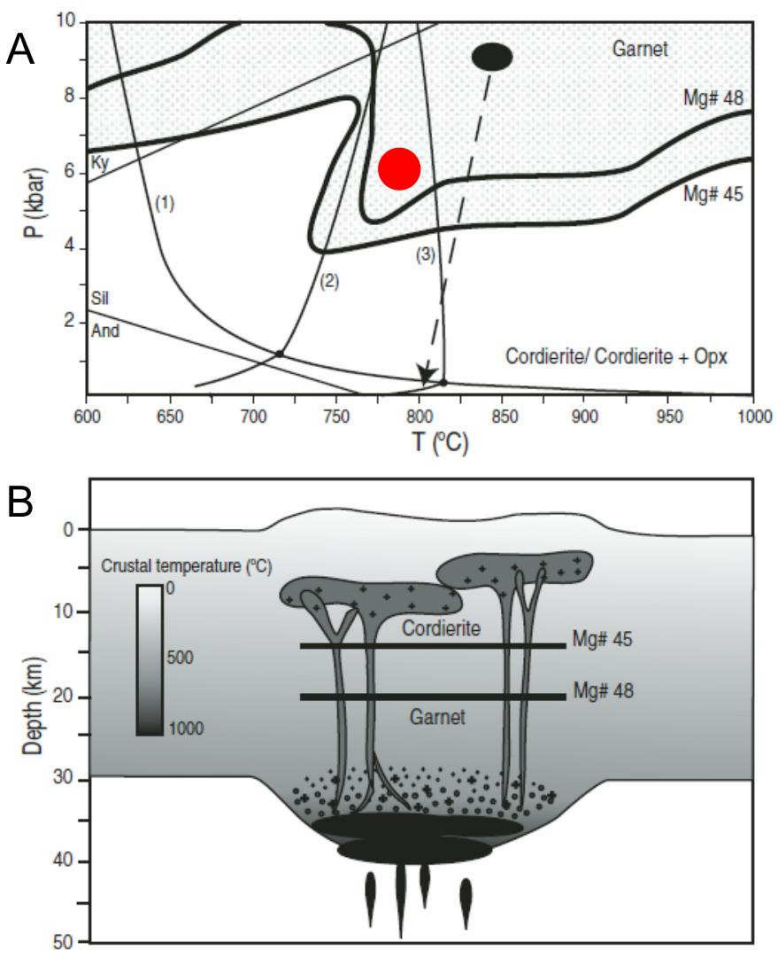


Figura 9.1-1: Modelo petrogenético de granitos tipo-S, segundo Stevens et al. (2007). A) Resumo das relações de fase. (1), (2) e (3) representam fluidos de fusão sem biotita em equilíbrio com metapelitos e metapsamitos. A seta tracejada ilustra ascensão adiabática de magma em altas temperaturas, sub-saturado em água, gerado por fusão com fluidos sem biotita em altas pressões. Os limites para estabilidade da granada em granitos máficos com composições Mg# = 0,45 e Mg# 0,48 são sobrepostos às reações de fusão,; B)Seção crustal simplificada durante a gênese granítica. Fusão ocorrendo no campo de estabilidade da granada, e reações de rápida fusão progressiva associadas aos altos fluxos de calor de fundidos em zonas intraplaca ou do manto sub-placa. Os magmas graníticos intrudem rapidamente em níveis crustais superiores via sistemas de diques. A associação de magmas com granada ocorre quando estes são colocados em níveis crustais de menor pressão com temperaturas ligeiramente mais amenas que os locais de fusão. Círculo vermelho indica possível nível crustal de intrusão do GGB.

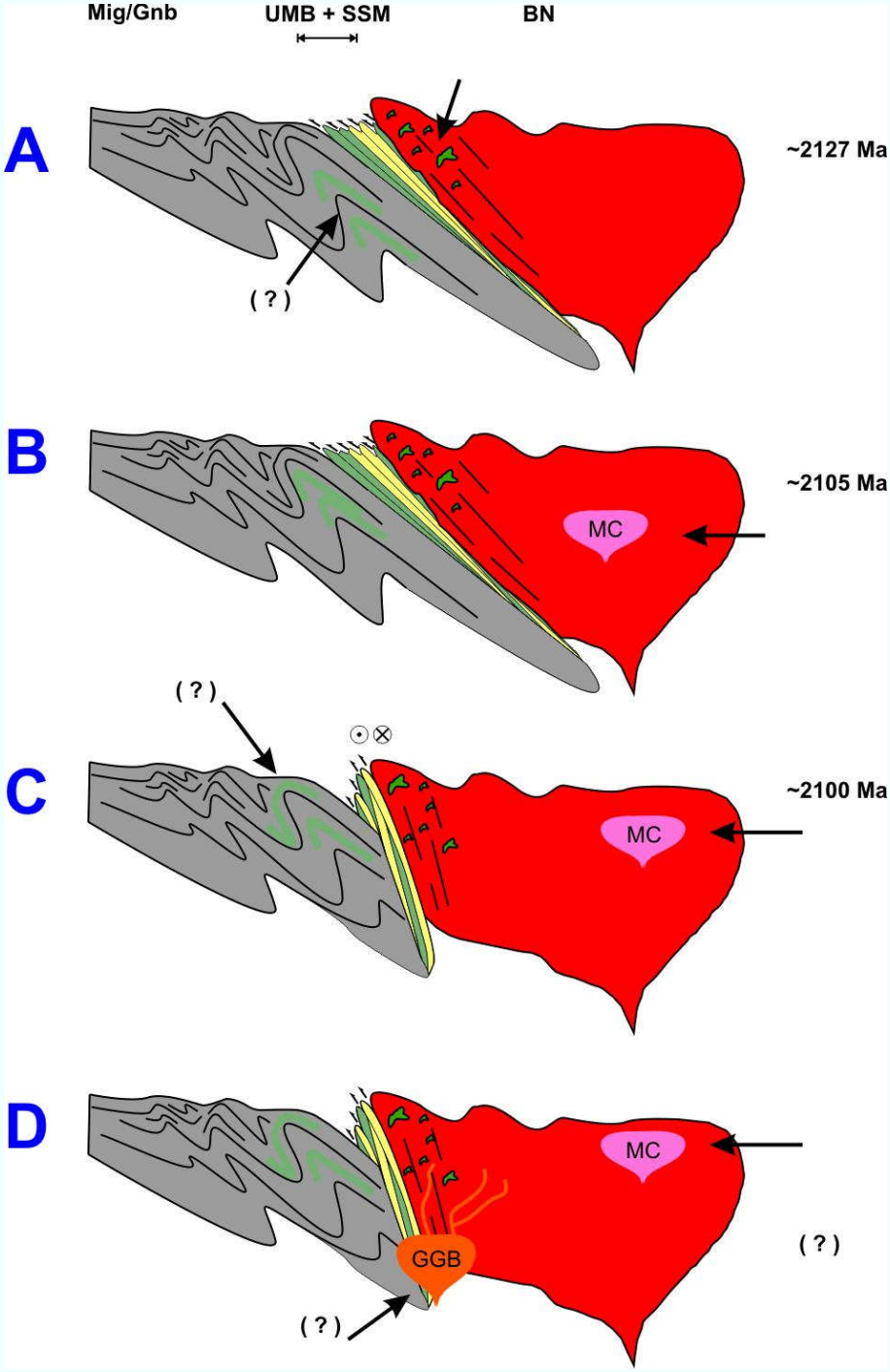


Figura 9.1-2: Modelo tectônico para a região estudada. A) Colisão em D1 com geração de foliação NNE-SSW, formação de complexo de antearco e vergência para NW, magmatismo na margem do Batólito Nordestina e possível domeamento do complexo arqueano indicado pelas setas; B) Intrusão do Monzonito Cansanção (MC) em contexto tardi a pós-colisão; C) Ascensão do MC e início de D2 com geração de transcorrência de cinemática sinistral com possível acensão do domo gnáissico em provável dobra em bainha de grande escala e D) Estágio tardio da orogênese com colocação do Granito Gado Bravo (GGB) e implantação de sistemas de diques graníticos e de pegmatitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alibert C., Barbosa J.S.F., 1992. Âges U-*Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du Complex de* Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. In: Réun. Sci. Terre,Toulouse, France, 14:4.

Alkmin F.F., 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed.Beca. SP. pp. 17-34.

Alkmim F., Marshak S., 2002. Formation of Gneiss Domes in Precambrian Dome-and- Keel provinces: A Consequence of Extensional Tectonics; Geological Society of America 2002 annual meeting, Denver, CO, United States, Oct. 27-30, 2002

Alkmim F.F., Marshak, S., 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. Precambriam Research 90: 29-58.

Almeida F. F. M., 1977. O cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências 7: 349-364.

Almeida F. F. M., 1981. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1., 1979, Salvador. Anais… Salvador: SBG-Núcleo da Bahia: CPM, 1981. parte I, p. 1-10.

Araújo R.L., 2010. Integração dos Dados de Geologia Estrutural na Transição Embasamento-Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bloco Serrinha, Região de Conceição do Coité. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia, Universidade Estadual de Campinas.

Alves da Silva F.C., 1994. Etude structurale du Greenstone Belt Paleoproterozoique du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil). Tese de Doutoramento, Orleans, Géosciences, Université d'Orleans 340 p.

Barbosa J.S.F, Sabaté P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. Precambrian Research 133: 1–27.

Barbosa J.S.F., Peucat J.J., Martin H., 2003. Geocronologia das rochas granulíticas da parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá. Uma Síntese. Referencia completa???

Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M., 2003a. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. Revista Brasileira de Geociências 33: 3-6.

Barbosa J.S.F., Sabaté P., 2003b. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. Revista Brasileira de Geociências 33 (1-suplemento): 7-14.

Barbosa J.S.F., Sabaté P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil. A synthesis. Anais Academia Brasileira de Ciencias 74: 343-359

Barbosa J. S. F., Sabaté P., Marinho M. M., 2001a. O Cráton do São Francisco um pequeno resumo do seu embasamento. In: Workshop sobre o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, Salvador, SBG.

Barbosa J.S.F., 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. Revista Brasileira de Geociências 27: 241-256.

Barros Silva, A . , 2003 Sistemas de Informações GeoReferenciadas. Campinas, SP: Editora da. UNICAMP, 2003. 236p.

Barrueto H. R., 2002. Petrogênese das intrusões compostas de Teofilândia e Barrocas, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, UNICAMP. 188 p.

Bastos Leal, L.R., Teixeira W., Piccirillo E.M., Menezes Leal A.B., Girardi V.A.V., 1994. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar do enxame de diques máficos de Uauá, Bahia (Brasil). Geochimica Brasiliensis 8, 99–114.

Brito Neves B.B.; Cordani U.G., Torquato J.R.F., 1980. Evolução Geocronológica do Précambriano no Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. & Duarte, F. B. (Orgs.). 1980. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; Textos Básicos. v. 3, Salvador, SME/CPM, p. 1-101.

Chauvet A., Guerrot C., Alves da Silva F.C., Faure M., 1997. Géochronologie 207Pb/206Pb et 40Ar/39Ar des granites paléoprotérozoiques de la ceinture de roches vertes du Rio Iapicuru (Bahia, Brésil). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris II 324: 293-300.

Carvalho M.J., Oliveira E.P., 2003. Geologia do Tonalito Itareru, bloco Serrinha, Bahia: uma intrusão sin-tectônica do início da colisão continental no segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Revista Brasileira de Geociências 33: 55-68.

Cordani U.G., Sato, K., Nutman, A., 1999. Single zircon SHRIMP determination from Archean tonalitic rocks near Uauá, Bahia, Brazil. Proceedings II South American Symposium on Isotope Geology, pp. 27–30.

Costa F. G, Oliveira E.P., McNaughton N.J., 2011. The Fazenda Gavião granodiorite and associated potassic plutons as evidence for Palaeoproterozoic arc-continent collision in the Rio Itapicuru greenstone belt, Brazil. Journal of South American Earth Sciences 32: 127-141.

Costa F. G., 2008. Petrogenese do granodiorito Fazenda Gavião: registro de uma colisão arco-continente no greenstone belt do Rio Itapicuru, Craton do São Francisco, Bahia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências Universidade Estadual de Campinas.

Cruz Filho B.E., Conceição H., Rosa M.L.S., Rios D.C., Macambira M.J.B., Marinho M.M., 2005. Geocronologia e assinatura isotópica (Rb–Sr e Sm–Nd) do Batólito Trondhjemítico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste do Estado da Bahia. Revista Brasileira de Geociências 35, 1–8.

Cruz Filho B.E., Conceição H., Rios D.C., Rosa M.L.S., Marinho M.M., 2003. Geologia, petrografia e litogeoquímica do batólito trondhjemítico Nordestina, Núcleo Serrinha,

Nordeste da Bahia. Revista Brasileira de Geociências 33: 175-186.

Davison I., Teixeira J.B.G., Silva M.G., Neto M.B.R., Matos F.M.V., 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Structure and Stratigraphical Outline. Precambrian Research 42: 1-17.

Fonseca V.P., 1986. Geologia da região de Rio Capim, Uauá-BA — Área Algodões. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, UFRN, 191 pp.

Grisólia M.F.P. 2010. Proveniência de rochas metassedimentares do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas. 108.p

Grisolia M.F.P., 2007. Geologia da transição greenstone belt-embasamento, a oeste do batólito Nordestina, greenstone belt do Rio Itapicuru/BA. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.

Grisólia M.F.P., Oliveira E.P., 2012. Sediment provenance in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt, Brazil, indicates deposition on arc settings with a hidden 2.17-2.25 Ga substrate. Journal of South American Earth Sciences, doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.004.

Hunt G.R. 1979. Near-infrared spectra of alterations minerals: Potential for use in remote sensing. Geophysics, **42**:501-513.87

Hunt G.R. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible near-infrared. Geophysics, **42**(3):501-513.

IICA – SITE (acesso em 26/06/2012) - http://www.iica.org.br/

Inda H.A.V., Souza A.G., Silva Filho A.A., Pires A.B., Portela A.C.P., Cavedon A.D., Sanchez B.A., Santos E.Z., Pereira F.S., Gonçalves J.C., Neto L.F.B., Costa M.R.A., Damião R.N., Nasamann R., Oliveira V., 1976. Projeto Rochas Básicas e Ultrabásicas de Euclides da Cunha. Relatório Final. Rio de Janeiro, SME-BA. 12 volumes.

Jardim de Sá E.F.J., Souza Z.S., Fonseca V.P., Legrand J.M., 1984. Relações entre "greenstone belts" e terrenos de alto grau: o caso da faixa Rio Capim, NE da Bahia. Proceedings XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, pp. 2615–2629.

Kishida A., Riccio L., 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. Precambrian Research 11: 161-178.

Kishida A. 1979. Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcano-sedimentares no Médio Rio Itapicuru, Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 98 p.

Kosin M., Melo R.C., Souza J.D., Oliveira E.P., Carvalho M.J., Leite C.M.M., 2003. Geologia do segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão. Revista Brasileira de

Geociências 33(1-suplemento): 15-26.

Köppen W., 1948. Climatologia. Fondo de Cultura Económica. México.

Kretz, R., 1994 Metamorphic crystalization. John Wiley & Sons, 507p.

Lacerda C.M.M., 2000. Evolução estrutural e petrogenética do Domo Granodiorítico de Ambrósio: Implicações para o mecanismo de colocação. Campinas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Tese de Doutoramento, 120p.

Lana C., Tohver E., Cawood P., 2010. Quantifying rates of dome-and-keel formation in the Barberton granitoid-greenstone belt, South Africa. Precambriam Research. Volume 177,Issues 1-2, February 2010, Pages 199–211

Ledru P., Milesi J.P., Johan V., Sabaté P., Maluski H., 1997. Foreland basins and goldbearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco Province,Brazil). Precambrian Res. 86, 155-176.

McClay K. R., 1987. -The mapping of geological structures. Geological Society of London Handbook. Open University Press, Milton Keynes. 161 pp

Marinho M.M., Vidal P.H., Alibert C., Barbosa J.S.F., Sabaté P., 1994. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and the Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. In: M.C.H. Figueirêdo, A.J. Pedreira (eds.). Petrological and Geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil. Boletim IG-USP 17: 73-96.

Matos F.M.V, Conceição H., 1993. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: geologia e tipologia. In: SBG, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Anais, 60-62.

Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. (orgs.), 1995. Serrinha, folha SC.24-Y-D: Estado da Bahia. Brasília, CPRM, 80 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

Melo R.C., 1991. Geologia Regional. In: L.H.M. Pereira (ed) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGBB). Folha Serrinha (SC.24-Y-D-VI), Escala 1/100.000, Estado da Bahia. Brasília-DF, DNPM/CPRM, 18-21.

Mello E.F., 2000. Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, BA: evolução crustal e metalogenia do ouro. Unpub. PhD Thesis, Geosciences Institute (IG), State University of Campinas (UNICAMP), 163 pp.

Mello E.F., Xavier R.P., McNaughton N.J., Hagemann S.G., Fletcher I., Snee L., 2006. Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralisation in the Paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. Miner. Deposita, **40**:849-866.

Mello E. F.; Oliveira E. P., Mcnaughton N., 1999. SHRIMP U-Pb geochronology of Early Precambrian quartzite and its basement (Caldeirão Belt), NE Sao Francisco Craton, Bahia-Brazil. In:

South American Symposiun on Isotope Geology 2. Córdoba. Actas. Córdoba: SEGEMAR, p. 78-81.

Miyashiro, A ., 1975 - Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin Ltda.

Moreto C.P.N. 2007. Mapeamento Geológico do Contato Entre o Embasamento e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru na Região de Queimadas-BA. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP)

Mascarenhas J.F., Garcia T.W., 1989. Texto Explicativo do Mapa Geocronológico do Estado da Bahia. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Salvador. 189 pp.

Mascarenhas J.F, Sá J.H.S., 1982. Geological and metallogenic patterns in the Archean and Early Proterozoic of Bahia State, Eastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências 13: 193-214.

Mascarenhas J.F., 1979. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed.) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos. Salvador-BA, SME/CPM, 2:57- 165.

Moores, E. M. and Twist, R. J., 1995, Tectonics: W. H. Freeman & Co.

Nascimento H.S., 1996. Evolução petrogenética da intrusão ácido-básica de Cansanção. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 205p.

Oliveira E.P., Costa F.G., Donatti Filho J.P., Grisólia M.F.P., Ruggiero A., Moreto C.P.N, Vale I.Z., Araújo R.L., 2011. Palaeoproterozoic arc-continent collision in the Serrinha Block, Bahia, São Francisco Craton, Brazil. do XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET, Campinas, maio de 2011.

Oliveira E.P., McNaughton N.J., Armstrong R., 2010. Mesoarchaean to Palaeoproterozoic growth of the northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. In: Kusky, T., Mingguo, Z., Xiao, Z. (Eds.), The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth. The Geological Society, London, Special Publication 338, 263-286.

Oliveira E.P., Grisólia M.F., Moreto C., Donatti Filho J.P., McNaughton N., Vale I.Z., 2010a. Descoberta de um Complexo de Fore-arc Paleoproterozóico no Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, e Implicações Geodinâmicas. 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Simpósio SP02 e Evolução de Terrenos Paleoproterozóicos e Mesoproterozóicos. PAP65.

Oliveira EP, Souza ZS, McNaughton NJ, Lafon JM, Costa FG, Figueiredo AM, 2011. The Rio Capim volcanic-plutonic-sedimentary belt, São Francisco craton, Brazil: geological, geochemical and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Palaeoproterozoic continentalcollision. Gondwana Research doi:10.1016/j.gr.2010.06.005

Oliveira E. P., 2009. Arc-continent collision in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, São Francisco Craton, Brazil. In: Glen, R. A. & Martin, C. (Compilers) International Conference on Island- Arc Continent Collisions: The Macquarie Arc Conference, April 2009,Geological Society of Australia Abstracts, 92, 104–105.

Oliveira E.P., Carvalho M.J., McNaughton N.J., 2004a. Evolução do segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acresção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. Geologia USP, Série Científica. 4:41-53

Oliveira EP, Windley BF, McNaughton NJ, Pimentel M, Fletcher IR, 2004b. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador- Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: New zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. Precambrian Research 128: 143–165.

Oliveira E.P., Silveira E.M., Söderlund U., Ernst R.E., 2012. U-Pb ages and geochemistry of mafic dyke swarms from the Uauá Block, São Francisco Craton, Brazil: LIPs remnants relevant for Late Archaean break-up of a supercraton. Lithos, doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.025.

Oliveira E.P., Mello E.F., MacNaughton N.J., 2002. Reconnaissance U–Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: implications for the early evolution of the Palaeoproterozoic Salvador–Curaçá Orogen. Journal of South American Earth Sciences 15, 284–298.

Oliveira E.P., Souza Z.S., Corrêa Gomes L.C., 2000. U–Pb dating of deformed mafic dyke and host gneiss: implications for understanding reworking processes on the western margin of the Archaean Uauá block, NE São Francisco Craton, Brazil. Revista Brasileira de Geociências 30, 149–152.

Oliveira E.P., Lafon J.-M., Souza Z.S., 1999. Archaean–Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U–Pb, Pb–Pb and Nd isotope constraints. FirstInternational Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society, Lençóis-BA, 12–15 May. Abstract Volume, pp. 38–40.

Paixão M.A.P., Oliveira E.P., 1998. The Lagoa da Vaca complex: an Archaean layered anorthosite body on the western edge of the Uauá Block, Bahia, Brazil. Revista Brasileira de Geociencias 28, 201–208.

Pinho I.C.A., Peucat J-C, Barbosa J.S.F, Paquete, J-L., Martin H., Fanning V.M., Leal A.B.M., Cruz S., 2011. Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages. Journal of South American Earth Sciences volume?. 397-413.

Ramsay J.G., Hubber M.I., 1987 – The Techniques of Modern Structural Geology, vol.2: Folds and Fractures. Academic Press, 700pg.

Reinhardt M. C., Davison I., 1989. Controle litoestrutural dos corpos auríferos da Mina Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. Revista Brasileira de Geociências 19: 121-131.

Rios D.C., Conceição H., Davis D.W., Rosa M.L.S., Macambira M.J.B., Peixoto A.A., Marinho M.M., 2006. Morro do Lopes Granites: Palaeoproterozoic alkaline magmas and their significance for Serrinha Nucleus evolution, northeastern Bahia, Brazil. V South American Symposium on Isotope Geology, p. 238.

Rios D.C., Conceição H., Davis D.W., Rosa M.L.S., Marinho M.M., 2005. Expansão do magmatismo pós-orogênico no Núcleo Serrinha (NE Bahia) Cráton do S˜ao Francisco: Idade U–Pb do maciço granítico PedraVermelha. Rev. Bras. Geociências 35 (3), 423–426.

Rios D.C., 2002. Granitogênese no Núcleo Serrinha: Geocronologia e Litogeoquímica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 235 p.

Rios D.C., Davis D.W., Conceição H., Macambira M.J.B., Peixoto A.A., Cruz Filho B.E., Oliveira L.L., 2000. Granite Ages of Serrinha Nucleus, Bahia (Brazil): an overview. Rev. Bras. Geoc., **30**:74-77.

Rios D.C., Conceicao H., Macambira M.J.B., Burgos C.M.G., Peixoto A.A, Cruz Filho B.E., Oliveira L.L., Lisboa M.P., 1998. Granitogênese da parte meridional-oriental do Nucleo Serrinha: Idade, Petrografia e Geoquímica. In: H. Conceição; M.J.M. Cruz; H.J.S. Sd; P. Sabate (Eds.) Contrbiuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas. Public. Esp. da SBG., Nucleo BA-SE. 5: 91-113.

Ruggiero A., Oliveira E.P., 2010. Caracterização de vulcânicas adakíticas e cálcio-alcalinas no greenstone belt do rio Itapicuru, Bahia: petrogênese e implicações geodinâmicas. Revista Brasileira de Geociências 40: páginas???

Sabaté P., Marinho M.M., Vidal P., Vachette M.C., 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia-Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. Chemical Geology 83: 325-338.

Silva L. C., Armstrong R., Delgado I.M., Arcanjo J.B., Melo R.C., Teixeira L.R., Jost H., Cardoso Filho J.M., Pereira L.H.M., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Précambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP. Parte I: Limite centro- oriental do Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências 33: 501-502.

Silva M.G., Coelho C.E.S., Teixeira J.B.G., Alves da Silva F.C., Silva R.A., Souza J.A.B., 2001. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. Mineralium Deposita 36: 345-357.

Silva LC, McNaughton NJ, Melo RC and Fletcher IR. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG hight-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: ISGAM – International Symposium on Granites and Associated Mineralization, Salvador, Abstracts, SBG, v.1: 282-283.

Silva M.G., 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de acrescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, Resumos Expandidos, **2**:181-182.

Silva M.G., 1987. Geochemie, Petrologie und Geotektonische Entwicklung Eines Proterozoischen Grunsteingurtels: Rio Itapicuru, Bahia, Brasil. Alemanha. 179 p. Tese de Doutorado, Geologisches Institut der Universitaet Freiburg.

Souza Z.S., 1984. Mapeamento geológico do “greenstone belt”do Rio Capim-BA — Área de Riacho

das Pedras. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, UFRN, 2 vols. 430 pp.

Spear, F.S., 1995 – Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society Of America.

Stevens G., Vilaros A., Moyen J-F., 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. Geological Society of America Vol.35 num.:1, : 9–12 p.

Stevens G., Clemens J.D., Droop G.T.R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: Experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths: Contributions to Mineralogy and Petrology 128: 352–370. doi: 10.1007/s004100050314.

Teixeira, W.; Carneiro, M.A.; Noce, C.M.; Machado. N.; Sato, K.; Taylor, P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotopic constraints on the Archaean evolution of gneissic granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. Precambrian Research, 78:151-164.

Vale I.Z., 2010. Caracterização geoquímica das rochas anfibolíticas na transição embasamento-greenstone belt Rio Itapicuru – Bahia. Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia, Universidade Estadual de Campinas.

Van Kranendonk M.J., 2011. Cool greenstone drips and the role of partial convective overturn in Barberton greenstone belt evolution. Journal of African Earth Sciences 60: 346–352.

Winge M. 1984. A seqüência vulcanossedimentar do Grupo Capim, Bahia. In: P.V.S. Viveiros & F.B. Duarte (eds.). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos. Salvador, SME/CPM 5: 43-103.

Winge M., 1981. A Sequência Vulcano-sedimentar do Grupo Capim — Bahia: Caracterização geológica e modelo metalogenético. Master Dissertation, Departamento de Geociências, Universidade de Brasília, 120 pp.

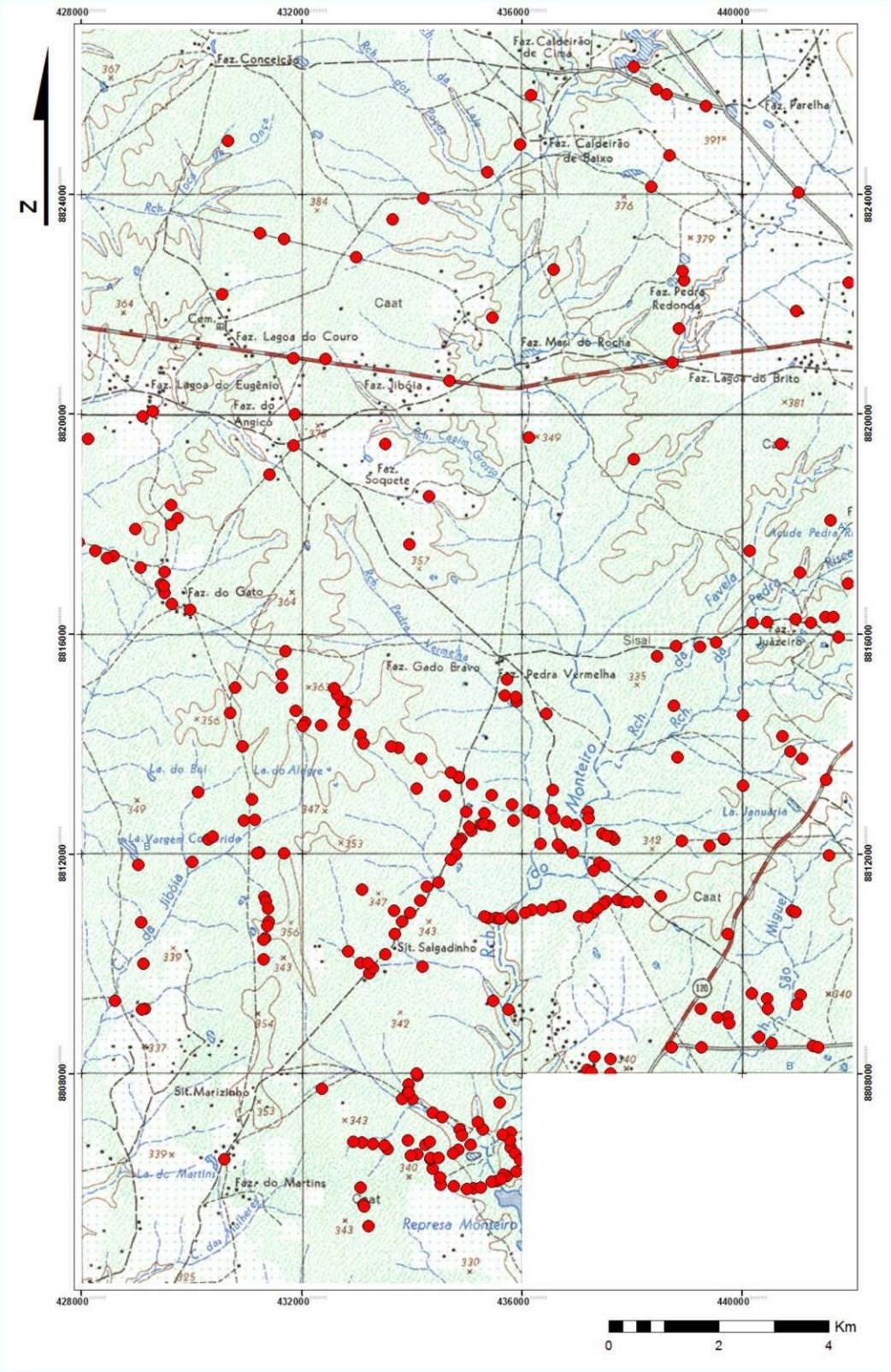
Winge M., Danni J.C.M., 1980. Compartimentos geotectônicos prebrasilianos entre Caratacá e Bendengó, município de Uauá — Bahia. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, Camboriú, V. 5, pp. 2785–2795.

Winkler, J.G.F., 1977 – Petrogênese das rochas metamórficas. Edgard Blücher Ltda.

Vielzeuf, D. & Vidal, Ph., 1988 – Granulites and crustal evolution. NATO ASI Series C: Mamematical and Physical Sciences, vol.311, 585p.

Zharikov, V.A . & Khodorevskaya L.I., 1995 – Mesting of anfiphibolites and gneisses of tonalite-trondhjemite magmatic series (from experimental data). // Experiment in Geocciences, V.4, N.2, pp.18-23.

ANEXO 1 – MAPA DE PONTOS



ANEXO 3 – TABELA DE PONTOS

4	439724	8810540	**52**	444016	8807480	**100**	434374	8807282
5	440161	8809460	**53**	443032	8808308	**101**	433994	8807532
6	440852	8809588	**54**	442693	8808316	**102**	433809	8807532
7	441047	8809434	**55**	442352	8808312	**103**	435587	8807468
8	440987	8809256	**56**	442522	8808478	**104**	0	0
9	0	0	**57**	442420	8808536	**105**	433926	8807654
10	444499	8818952	**58**	441278	8808502	**106**	433931	8807660
11	444587	8819090	**59**	438216	8807780	**107**	433933	8807808
12	444756	8818938	**60**	437594	8808272	**108**	434074	8808002
13	443013	8817200	**61**	437301	8808312	**109**	433926	8807654
14	0	0	**62**	437250	8808032	**110**	434099	8807964
15	0	0	**63**	437172	8808061	**111**	432353	8807722
16	0	0	**64**	437595	8807996	**112**	437624	8807570
17	445013	8811294	**65**	441368	8808480	**113**	430588	8806442
18	445264	8811978	**66**	442484	8814590	**114**	431328	8810460
19	444306	8813542	**67**	445082	8815538	**115**	433510	8810166
20	0	0	**68**	444407	8815394	**116**	433214	8809832
21	442559	8812550	**69**	444393	8815294	**117**	433286	8809926
22	445058	8811838	**70**	444275	8814992	**118**	433059	8810010
23	445070	8811394	**71**	443655	8814764	**119**	431183	8812012
24	444786	8812570	**72**	443172	8814360	**120**	430942	8812602
25	443614	8816776	**73**	441566	8811966	**121**	431091	8812994
26	445047	8812684	**74**	440956	8810942	**122**	430694	8814568
27	445075	8811558	**75**	439251	8808480	**123**	429640	8816554
28	444593	8811146	**76**	440527	8808562	**124**	431848	8821016
29	440895	8810970	**77**	440292	8808658	**125**	431876	8820002
30	439664	8812264	**78**	439730	8809034	**126**	431841	8819432
31	438889	8812238	**79**	439542	8809016	**127**	431407	8818898
32	439401	8812148	**80**	439234	8809180	**128**	429741	8818114
33	437488	8811768	**81**	439755	8808918	**129**	429627	8817994
34	0	0	**82**	437296	8811686	**130**	428581	8817422
35	444139	8808708	**83**	437400	8811836	**131**	428247	8817516
36	444645	8811150	**84**	436904	8812020	**132**	427941	8817668
37	445364	8811452	**85**	436640	8812166	**133**	427063	8817818
38	446547	8811418	**86**	436533	8812786	**134**	426437	8818042
39	447461	8811026	**87**	436550	8813158	**135**	425671	8817900
40	445050	8812684	**88**	436433	8814546	**136**	424986	8817184
41	445184	8812716	**89**	435898	8814770	**137**	426260	8819638
42	445519	8812478	**90**	435680	8814882	**138**	426731	8819770
43	445767	8812620	**91**	435726	8815174	**139**	427607	8820148
44	446209	8814102	**92**	435882	8814860	**140**	428107	8819550
45	445766	8814084	**93**	435769	8806778	**141**	429103	8819964
46	446237	8813902	**94**	435642	8806896	**142**	429293	8820048
47	445585	8812370	**95**	435280	8806978	**143**	429625	8818342
48	445203	8811730	**96**	438709	8808480	**144**	428977	8817914
49	445083	8814406	**97**	435184	8807114	**145**	429071	8817216
50	440437	8809366	**98**	434896	8806880	**146**	429497	8817132
51	440462	8809184	**99**	434538	8807212	**147**	429435	8816908

148	429508	8816750	**196**	435890	8806212	**244**	436351	8810972
149	430781	8815030	**197**	435726	8806138	**245**	436172	8810982
150	430923	8813958	**198**	435656	8806168	**246**	436045	8810926
151	430300	8812268	**199**	435619	8806080	**247**	435826	8810836
152	430111	8813122	**200**	435532	8806046	**248**	435811	8810866
153	430375	8812316	**201**	435436	8806028	**249**	435606	8810820
154	429999	8811854	**202**	435250	8805926	**250**	435524	8810834
155	429028	8811802	**203**	435117	8805916	**251**	435382	8810828
156	429080	8810758	**204**	434988	8805900	**252**	435312	8810864
157	429114	8809994	**205**	434751	8805954	**253**	435833	8812608
158	429143	8809180	**206**	434521	8805982	**254**	435407	8812512
159	429086	8809166	**207**	434504	8806106	**255**	435067	8812418
160	428597	8809318	**208**	434376	8806262	**256**	434884	8812278
161	434180	8809944	**209**	434331	8806440	**257**	434849	8812234
162	435748	8809170	**210**	434328	8806472	**258**	434809	8812184
163	439290	8804664	**211**	434232	8806710	**259**	435036	8812486
164	444365	8817802	**212**	434323	8806754	**260**	435261	8812544
165	441516	8813346	**213**	433915	8806788	**261**	435295	8812544
166	441081	8813726	**214**	434098	8806534	**262**	436809	8812574
167	440869	8813858	**215**	434480	8806462	**263**	436957	8812528
168	440721	8814134	**216**	434736	8806550	**264**	437199	8812650
169	440005	8814524	**217**	434838	8806606	**265**	437191	8812764
170	439662	8812276	**218**	435063	8806704	**266**	437457	8812364
171	438512	8811224	**219**	434860	8806984	**267**	437529	8812326
172	436696	8812118	**220**	433967	8806500	**268**	437620	8812312
173	436574	8812648	**221**	433553	8806624	**269**	437663	8812268
174	436208	8812748	**222**	433492	8806696	**270**	435312	8812742
175	436114	8812794	**223**	433279	8806722	**271**	434842	8813404
176	435818	8812902	**224**	433088	8806740	**272**	434700	8813478
177	436326	8812176	**225**	432929	8806760	**273**	434162	8813728
178	435446	8813062	**226**	433200	8805218	**274**	433753	8813928
179	435083	8813272	**227**	433126	8805582	**275**	433619	8813958
180	434840	8813386	**228**	433116	8805622	**276**	433112	8814008
181	440977	8821878	**229**	433061	8805930	**277**	433061	8814164
182	442103	8821830	**230**	433745	8803454	**278**	432756	8814354
183	442409	8821758	**231**	438094	8811122	**279**	432766	8814566
184	442631	8822202	**232**	437898	8811128	**280**	432779	8814604
185	442284	8822824	**233**	437845	8811128	**281**	432798	8814764
186	443139	8821928	**234**	437732	8811162	**282**	432718	8814786
187	443210	8821870	**235**	437520	8811132	**283**	432638	8814896
188	444386	8821202	**236**	437467	8811084	**284**	432587	8815020
189	444572	8821050	**237**	437357	8811000	**285**	432344	8814334
190	436858	8806556	**238**	437283	8810928	**286**	432059	8814394
191	436208	8806920	**239**	437180	8810848	**287**	432019	8814324
192	435789	8806928	**240**	437025	8810854	**288**	431889	8814604
193	435784	8806650	**241**	436685	8811052	**289**	431630	8815028
194	435860	8806546	**242**	436633	8811040	**290**	431634	8815264
195	435962	8806430	**243**	436553	8811032	**291**	431696	8815694

292	434074	8813188	**340**	438436	8825910	**387**	442913	8818108
293	434981	8812764	**341**	438020	8826324	**388**	442232	8815738
294	434792	8811990	**342**	441014	8824038	**389**	441738	8815936
295	434696	8811888	**343**	444338	8821234	**389**	438822	8813750
296	434478	8811476	**344**	434671	8820606	**390**	438743	8814702
297	434258	8811396	**345**	430550	8822186	**391**	440132	8817520
298	434148	8811148	**346**	431235	8823302	**392**	440688	8819465
299	433959	8810928	**347**	431674	8823194	**393**	440013	8813234
300	433809	8810764	**348**	432426	8821006	**394**	441600	8818076
301	433679	8810542	**349**	432983	8822864	**395**	441045	8817123
302	433666	8810962	**350**	433648	8823546	**396**	441243	8816210
303	433092	8811348	**351**	434202	8823926	**397**	441918	8816925
304	431672	8812016	**352**	435358	8824412	**398**	436560	8822640
305	431228	8812022	**353**	435958	8824908	**399**	435449	8821767
306	431317	8811216	**354**	436152	8825804	**400**	436123	8819584
307	431339	8811132	**355**	438723	8820944	**401**	434298	8818512
308	431375	8811008	**356**	425248	8821998	**402**	438028	8819187
309	431390	8810770	**357**	426631	8819730	**403**	430647	8824981
310	431366	8810692	**358**	425388	8818110	**404**	433941	8817639
311	431301	8810434	**359**	424786	8818314			
312	431297	8810076	**360**	424153	8818378			
313	431142	8812616	**361**	423776	8818582			
314	429970	8816436	**362**	423717	8819138			
315	429483	8816884	**363**	423059	8819124			
316	428456	8817382	**364**	424542	8818320			
317	425251	8819382	**365**	424867	8817704			
318	433508	8819458	**366**	425073	8817220			
319	445970	8824414	**367**	424975	8817128			
320	445760	8825932	**368**	425270	8816696			
321	445595	8826288	**369**	424273	8819656			
322	445834	8824386	**370**	435466	8809320			
323	445347	8823430	**371**	432842	8810228			
324	445044	8823152	**372**	433196	8810016			
325	444870	8822868	**373**	434597	8813050			
326	444600	8823328	**374**	443222	8817342			
327	444612	8822500	**375**	442858	8817248			
328	443774	8822502	**376**	442391	8816792			
329	443365	8822606	**377**	441648	8816316			
330	442916	8822666	**378**	441506	8816304			
331	441925	8822400	**379**	440958	8816266			
332	442260	8821528	**380**	440449	8816224			
333	438844	8821562	**381**	440183	8816204			
334	438931	8822434	**382**	439518	8815850			
335	438912	8822610	**383**	439231	8815768			
336	438340	8824148	**384**	438789	8815786			
337	438668	8824714	**385**	438440	8815602			
338	439327	8825610	**386**	442878	8817894			
339	438619	8825824						

Tabela 2: Número do ponto realizado em trabalho de campo (negrito) com coordenadas UTM, DATUM Córrego Alegre