UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE

CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS - CTG

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - DGEO

Marcos Daniel França de Souza

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA LOCALIZADA NA PORÇÃO CENTRAL DA FOLHA SALGADO DO MELÃO, SUB-BACIA DE TUCANO NORTE, NORDESTE DO BRASIL

RECIFE

2015

Marcos Daniel França de Souza

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA LOCALIZADA NA PORÇÃO CENTRAL DA FOLHA SALGADO DO MELÃO, SUB-BACIA DE TUCANO NORTE, NORDESTE DO BRASIL

Relatório de conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da UFPE como pré-requisito para obtenção do grau de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho

RECIFE

2015

Catalogação na fonte
Bibliotecária: Rosineide Mesquita Gonçalves Luz / CRB4-1361 (BCTG)

S729m Souza, Marcos Daniel França de.
Mapeamento geológico de área localizada na porção central da Folha Salgado do Melão, Sub-bacia de Tucano Norte, Nordeste do Brasil / Marcos Daniel França de Souza. – 2015.
88 folhas, il., figs., gráfs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho.

TCC (Graduação) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Departamento de Geologia, 2015.
Inclui Referências e Anexos.

1. Geologia. 2. Sub-bacia de Tucano Norte. 3. Complexo Belém de São Francisco. 4. Complexo Cabrobó. 5. Complexo Marancó. 6. Suíte Chorrochó. 7. Serra do Tonã. I. Lima Filho, Mário Ferreira de (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.) BCTG/2016-223

SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
COORDENAÇÃO DO CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE ÁREA LOCALIZADA NA PORÇÃO CENTRAL DA FOLHA SALGADO DO MELÃO, SUB-BACIA DE TUCANO NORTE, NORDESTE DO BRASIL

Relatório de conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da UFPE como pré-requisito para obtenção do grau de bacharel em Geologia.

Banca examinadora:

_____

Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho

_____

Prof. Dr. Gorki Mariano

Situação: APROVADO

Nota: 7,5 (sete e meio)

Dedico este trabalho à minha família. Em especial a meus pais, irmão e avós paterna e materna (in memoriam).

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus que me permitiu avançar mais um nível em minha vida, através de sua graça e misericórdia. Agradeço a meus pais e a meu irmão pelo companheirismo e amor empregado em nossas relações.

Agradeço em especial ao meu orientador Prof. Dr. Mário Ferreira de Lima Filho. Agradeço ao Prof. Dr. Virgínio Henrique Neumann e ao Prof. M.e Rafael Pereira Lima pelo auxílio e pelo direcionamento deste trabalho. Agradeço a todos os professores participantes do PRH26-ANP/UFPE pelo trato e inspiração que me fizeram escolher a área de óleo e gás como especialização. Agradeço à Prof.ª Sônia Agostinho por seu tratamento sempre cortês e por sua ajuda em relação ao transporte utilizado na viagem de campo. Agradeço ao Prof. Dr. Andrés Bustamante por sua ajuda com as lâminas das rochas metamórficas.

Agradeço aos colegas André Jaques e Paulo Brandão pela ajuda no estudo da geologia local e pela companhia durante esta jornada de árdua execução. Agradeço ao colega César Filgueiras por sua ajuda com a edição do mapa geológico e por suas palavras de apoio. Agradeço também aos colegas Bruno César (Bruninho), Felipe Tenório (Harry Potter), Germano Mário (Sheik), Diego Dias (Phelps), Renan Siqueira, João Wojtyla, Nayara Mesquita, Isis, Márcio Carnby, Bruno Varela e José Alves (Zé) pela amizade e companheirismo.

Agradeço à Agência Nacional do Petróleo pelo incentivo na construção deste trabalho e pelo investimento realizado em minha melhoria profissional e intelectual, através de seu convênio com a UFPE (PRH26-ANP/UFPE). Agradeço também a seu coordenador durante o período de vigência de minha bolsa, Prof. Dr. João Adauto.

“A persistência é o menor caminho do êxito”. (Charles Chaplin)

RESUMO

Este trabalho apresenta dados relativos ao mapeamento geológico de uma área localizada na borda oeste da Sub-bacia de Tucano Norte. A área estudada possui 144 km² e está inserida na região central da folha topográfica Salgado do Melão (BA). O mapeamento geológico proporcionou o reconhecimento dos complexos Belém de São Francisco, Cabrobó e Marancó além da Suíte Chorrochó. Estas unidades representam o embasamento da Sub-bacia de Tucano Norte na área estudada e são compostas por rochas metamórficas e ígneas. Foi reconhecida também uma ampla ocorrência de coberturas recentes na área, os chamados depósitos elúvio-coluvionares. Em meio a estes depósitos um afloramento isolado de arenito estratificado, sobreposto a material siltico argiloso de composição carbonática, revelou a ocorrência da Formação Marizal. No topo da Serra do Tonã ocorre a “Sequência Carbonática do topo da Serra do Tonã” (Formação Crato). Os dados de mapeamento geológico apresentado neste trabalho são de grande importância para a evolução do conhecimento sobre a Sub-bacia de Tucano Norte, conhecido o seu potencial produtor de hidrocarbonetos.

Palavras-chave: Sub-bacia de Tucano Norte, Complexo Belém de São Francisco, Complexo Cabrobó, Complexo Marancó, Suite Chorrochó, Formação Marizal, Sequência Carbonática do topo da Serra do Tonã, depósitos elúvio-coluvionares, Serra do Tonã, semi-graben.

ABSTRACT

We construct a geological map of an area of the Tucano Norte Subbasin's west border. The investigated area has an extension of 144 km² and is inserted in the central part of the Salgado do Melão topographic map (Bahia). These data provide a greater understanding regarding the Belém de São Francisco, Cabrobó and Marancó complexes and the Chorrochó Suite. These units constitute the Tucano Norte Subbasin's basement and are composed by metamorphic and igneous rocks. Considerable accumulations of quaternary deposits occur in the area. One outcrop located in the Tonã Plateau's base exposes the occurrence of the Marizal Formation. On top of this plateau, the "Carbonatic Sequence of the Tonã Plateu's Top" (Crato Formation) outcrops. All the aspects studied in this work are of extreme importance for the basin's petroleum geology given its potential as a hydrocarbon producer.

Key-words: Tucano Norte Subbasin, Belém de São Francisco Complex, Cabrobó Complex, Marancó Complex, Chorrochó Suite, quaternary deposits, Marizal Formation, Carbonatic Sequence of the Tonã Plateu's Top, Tonã Plateu.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1. Mapas de localização da área de estudo. À esquerda, o posicionamento da área analisada, representada pelo quadrado vermelho, em relação ao território brasileiro. À direita, em visão ampliada, a localização da área, também representada em vermelho, em relação ao perímetro do município de Macururé. Fonte: o autor (2015). 15
Figura 2.1. Distribuição dos afloramentos visitados na etapa de campo. Fonte: Google Earth Pro, 2015 17
Figura 3.1. Província Borborema e o esquema de amalgamação desta com outros blocos crustais. Fonte: Modificado de Araújo *et al*., 2013. 20
Figura 3.2. Mapa com as representações das unidades tectônicas que compõe do embasamento da Sub-bacia de Tucano Norte, delimitada pelo polígono amarelo. Fonte: Modificado de Kosin, 2009 21
Figura 3.3. Mapa do posicionamento tectônico da Sub-bacia de Tucano Norte e modelo cinemático de abertura do rifte na porção norte do sistema RTJ. Notar legenda interna à figura. Fonte: Modificado de Magnavita *et al*., 2003 26
Figura 3.4. A- Mapa da estruturação regional do embasamento e do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). B- Mapa da distribuição das estruturas internas da Sub-bacia de Tucano Norte em maior detalhe, extraída a partir de A. Fonte: Modificado de Kosin, 2009 28
Figura 3.5. Carta estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte com destaque para a Formação Marizal, identificada nas atividades de campo. Fonte: Modificada de Costa *et al.*, 2007 34
Figura 4.1. Afloramentos relativos ao Complexo Belém de São Francisco. “A”, “B” e “C” ilustram a ocorrência de ortognaisses de composições graníticas. “D” ilustra um xisto rico em muscovita. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-65, “C” se refere ao afloramento AM-150 e “D” se refere ao afloramento AM-88. Fonte: o autor (2014). . 36
Figura 4.2. Dados de campo com a interpretação das principais estruturas observadas no afloramento AM-65. Fonte: o autor (2015) 37
Figura 4.3. Migmatitos encontrados nos limites entre o Complexo Belém de São Francisco e o Complexo Cabrobó. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-66, “C” se refere ao afloramento AM-35 e “D” se refere ao afloramento AM-36. Fonte: o autor (2014) 38
Figura 4.4. Interpretação das feições migmatíticas encontradas nos limites entre o Complexo Belém de São Francisco e o Complexo Cabrobó. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-66, “C” se refere ao afloramento AM-35 e “D” se refere ao afloramento AM-36. Fonte: o autor (2015) 39
Figura 4.5. Litologias mais representativas do Complexo Cabrobó. “A”, “B” e “C” representam gnaisses. “D”, “E” e “F” representam a sequência metassedimentar do Complexo Cabrobó. “A” se refere ao afloramento AM-95, “B” se refere ao

afloramento AM-96, “C” se refere ao afloramento AM-30, “D” e “E” se referem ao afloramento AM-1 e “F” se refere ao afloramento AM-62. Fonte: o autor (2014) 41
Figura 4.6. Amostras de mão relativas à muscovita-xistos da sequência metassedimentar identificada no Complexo Cabrobó. “A” se refere à amostra de mão do afloramento AM-67 (amostra AM-67-01). “B” se refere à amostra de mão do afloramento AM-86 (amostra AM-86-01). “C” se refere à amostra de mão do afloramento AM-62 (amostra AM-62-01). Fonte: o autor (2015) 42
Figura 4.7. Amostra AM-31-01 relativa a um quartzo-microclina augen gnaisse em paralelo com sua representação esquemática. Fonte: o autor (2015). 43
Figura 4.8. Fotomicrografias relativas à amostra AM-31-01 (quartzo-microclina augen gnaisse). “A” e “B” se referem à ocorrência de augen composto por microclina e de sombras de pressão compostas por quartzo, microclina e plagioclásio. Onde Bt: biotita, Mc: microclina, Ms: muscovita e Qtz: quartzo. “A” está em visão a polarizadores paralelos e “B” a polarizadores cruzados. Fonte: o autor (2015) 44
Figura 4.9. Amostra AM-86-01 relativa a um microclina quartzito em paralelo com sua representação esquemática. Fonte: o autor (2015).....45
Figura 4.10. Fotomicrografias relativas à amostra AM-86-01 (microclina quartzito). “A” e “B” se referem à sombra de pressão, composta por microclina e quartzo, em augen. “C” e “D” se referem à ocorrência de cristais de epidoto na rocha. Onde Bt: biotita, Ep: epidoto, Mc: microclina, Ms: muscovita e Qtz: quartzo. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados. Fonte: o autor (2015).....46
Figura 4.11. Amostra AM-62-01 relativa a um muscovita-quartzo xisto em paralelo com sua representação esquemática. Fonte: o autor (2015) 47
Figura 4.12. Fotomicrografias relativas à amostra AM-62-01 (muscovita-quartzo xisto). “A” e “B” se referem a augen composto por cristais de quartzo. “C” e “D” ilustram a ocorrência subordinada da granada. Onde Grt: granada, Ms: muscovita e Qtz: quartzo. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados. Fonte: o autor (2015).....48
Figura 4.13. Amostra AM-01-02 relativa a um quartzo-muscovita xisto com granada em paralelo com sua representação esquemática. Fonte: o autor (2015).....49
Figura 4.14. Fotomicrografias relativas à amostra AM-01-02 (quartzo-muscovita xisto com granada). “A” e “B” revelam a ocorrência de domínios de muscovita e domínios de quartzo. “C” e “D” ilustram a ampla ocorrência de minerais opacos. Onde Grt: granada, Ms: muscovita, Op: minerais opacos e Qtz: quartzo. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados. Fonte: o autor (2015).....50
Figura 4.15. Leucogranito da Suíte Chorrochó exposto no afloramento AM-15, com destaque para a presença de pequeno enclave máfico. Notar abundante conteúdo feldspático. Fonte: o autor (2014).....52
Figura 4.16. Principais feições identificadas na Suíte Chorrochó. “A” ilustra enxame de enclaves máficos. “B” apresenta uma textura fluidal observada em alguns enclaves. “C” mostra a ocorrência de um xenólito de gnaisse. “D” ilustra em detalhe

um enclave máfico, revelando a presença de anfibólios. “A”, “C” e “D” se referem ao afloramento AM-15 e “B” se refere ao afloramento AM-44. Fonte: o autor (2014) 53
Figura 4.17. Supracrustais pretéritas inseridas dentro dos limites da Suíte Chorrochó. Tratam-se de gnaisses bandados de granulação média a fina. “A” revela gnaisse exposto no afloramento AM-18, afetado por dique feldspático. “B” mostra outro gnaisse exposto no afloramento AM-120. Fonte: o autor (2014).....54
Figura 4.18. Amostra AM-15-01 relativa a leucogranitóide (granodiorito) da Suíte Chorrochó em paralelo com sua representação esquemática. Fonte: o autor (2015).....54
Figura 4.19. Fotomicrografias relativas à amostra AM-15-01 (granodiorito). “A” e “B” se referem à grande ocorrência de plagioclásio na rocha. “C” e “D” se referem à ocorrência de anfibólios e titanita na rocha. Onde Am: anfibólio, Bt: biotita, Mc: microclina, Pl: plagioclásio e Qtz: quartzo. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados. Fonte: o autor (2015).....55
Figura 4.20. Amostra AM-146-01 relativa a um biotita gnaisse em paralelo com sua representação esquemática. Fonte: o autor (2015).....56
Figura 4.21. Fotomicrografias relativas à amostra AM-146-01 (biotita gnaisse). “A” e “B” revelam a definição dos planos de foliação da rocha por: biotita, anfibólios e epidoto. Onde Am: anfibólio, Bt: biotita, Ep: epidoto, Mc: microclina, Qtz: quartzo e Ttn: titanita. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados. Fonte: o autor (2015).....57
Figura 4.22. Xisto observado no afloramento AM-55 inserido no contexto do Complexo Marancó. “A” se refere à abundância dos xistos no complexo e a seus aspectos sedosos. “B” se refere à ocorrência de veios quartzosos concordantes com a xistosidade. Fonte: o autor (2014).....59
Figura 4.23. Afloramentos de xistos e gnaisse dentro dos limites do Complexo Marancó. “A” revela xisto afetado por veios quartzosos, “B”-“E” revelam xistos alterados com xistosidades verticalizadas e “F” revela gnaisse de composição granítica. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-52, “C” se refere ao afloramento AM-53, “D” se refere ao afloramento AM-158, “E” se refere ao afloramento AM-161 e “F” se refere ao afloramento AM-162. Fonte: o autor (2014).....60
Figura 4.24. Exposição da Formação Marizal (arenito estratificado), base da Serra do Tonã. Afloramento AM-13. Fonte: o autor (2014).....63
Figura 4.25. Afloramento da Formação Marizal (arenito estratificado) em visão de detalhe (afloramento AM-13). Nota-se a presença de raízes no material mais recente. Fonte: o autor (2015).....63
Figura 4.26. Interpretação e perfil estratigráfico de afloramento relativo à exposição da Formação Marizal na base da Serra do Tonã. Composição da base para o topo: material siltico-argiloso carbonático (24,3 cm), arenito estratificado (22 cm) e solo (55 cm). Fonte: o autor (2015).....64
Figura 4.27. Amostra AM-14-01 relativa a um carbonato laminado silicificado em paralelo com sua representação esquemática. Fonte: o autor (2015).....65

Figura 4.28. Exposição de placas carbonáticas no topo da Serra do Tonã. Afloramento AM-14. Fonte: o autor (2014) 66
Figura 4.29. Interpretação e perfil estratigráfico relativo a afloramento da “Sequência Carbonática do topo da Serra do Tonã” (Formação Crato) (afloramento AM-14). Placas carbonáticas ocorrem em meio a material bastante intemperizado sobreposto à intervalo siltico-argiloso de composição carbonática. Fonte: o autor (2015) 67
Figura 4.30. Material carbonático de textura arenosa, sem estruturas sedimentares, exposto nos domínios da Serra do Tonã. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-136. Fonte: o autor (2014).....68
Figura 4.31. Fotomicrografias relativas à amostra AM-14-01 (carbonato laminado silicificado). “A” ilustra a ocorrência de lâminas de material ferruginoso. “B” ilustra a ocorrência de microfósseis. Fonte: o autor (2015). 69
Figura 4.32. Exposições dos depósitos elúvio-coluviais observados na área mapeada. “A”, “B” e “C” se referem a depósitos sedimentares semelhantes, de coloração bege. “B” e “C” ilustram areiais com pequenos grãos de óxidos e hidróxidos de ferro. “D” ilustra a ocorrência de depósito elúvio-coluvial de coloração castanho-avermelhada que recobre um material arenoso um pouco mais consolidado (próximo à escala). “A” e “B” se referem ao afloramento AM-7, “C” se refere ao afloramento AM-8 e “D” se refere ao afloramento AM-129. Fonte: o autor (2014).....71
Figura 4.33. Estereogramas com os dados das tramas planares e orientações verificadas em cada unidade do embasamento identificada na área de trabalho. Fonte: o autor (2015).....72
Figura 4.34. Estereograma com a densidade das projeções polares das tramas planares e orientações verificadas em campo. Os dados revelam concordância entre si através de uma predominância de estruturas verticais a subverticais com direção noroeste-sudeste. Fonte: o autor (2015). 73
Figura 4.35. Quadrados com preenchimento em azul, marrom e verde representam requerimentos de pesquisa mineral nas proximidades da Serra do Tonã. Quadrado sem preenchimento com limites pretos representa a localização aproximada da área de estudo. Fonte: Modificado do SigMine – DNPM, 2015 74
Figura 4.36. Afloramento de depósito laterítico relativo ao afloramento AM-4. Fonte: o autor (2014).....75

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 15

1.1 LOCALIZAÇÃO, VIAS DE ACESSO E CLIMA 15

1.2 JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS 15

2 METODOLOGIAS EMPREGADAS 16

3 GEOLOGIA REGIONAL 19

3.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO E EMBASAMENTO DA SUB-BACIA DE TUCANO NORTE 19

3.1.1 PROVÍNCIA BORBOREMA 19

3.1.2 UNIDADES TECTÔNICAS 20

3.2 RIFTE ATLÂNTICO SUL E O SISTEMA RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ 24

3.3 BACIA DE TUCANO E A SUB-BACIA DE TUCANO NORTE 26

3.4 ESTRATIGRAFIA DA SUB-BACIA DE TUCANO NORTE 29

3.4.1 SUPERSEQUÊNCIA PRÉ-RIFTE 29

3.4.2 SUPERSEQUÊNCIA RIFTE 30

3.4.2.1 SEQUÊNCIA K10-K20 30

3.4.2.2 SEQUÊNCIA K30 31

3.4.3 SUPERSEQUÊNCIA PÓS-RIFTE 32

3.4.4 SEQUÊNCIAS DO NEÓGENO 33

4 GEOLOGIA LOCAL 35

4.1 EMBASAMENTO 35

4.1.1 COMPLEXO BELÉM DE SÃO FRANCISCO 35

4.1.2 COMPLEXO CABROBÓ 39

4.1.2.1 ANÁLISE PETROGRÁFICA DE GNAISSE DO COMPLEXO CABROBÓ 43

4.1.2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR DO COMPLEXO CABROBÓ 45

4.1.3 SUÍTE CHORROCHÓ 51

4.1.3.1 ANÁLISE PETROGRÁFICA DE LEUCOGRANITÓIDE DA SUÍTE CHORROCHÓ 54

4.1.3.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA DE SUPRACRUSTAL ENCONTRADA NA SUÍTE CHORROCHÓ 56

4.1.1 COMPLEXO MARANCÓ 58
4.2. SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES RELACIONADAS À SERRA DO TONÃ 61
4.2.1. FORMAÇÃO MARIZAL (SEQUÊNCIA K50) 62
4.2.2. SEQUÊNCIA CARBONÁTICA DO TOPO DA SERRA DO TONÃ (FORMAÇÃO CRATO) 65
4.2.2.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA DA SEQUÊNCIA CARBONÁTICA DO TOPO DA SERRA DO TONÃ (FORMAÇÃO CRATO) 69
4.3. DEPÓSITOS ELÚVIO-COLUVIAIS (COBERTURAS RECENTES) 69
4.4. DADOS ESTRUTURAIS 72
4.5. GEOLOGIA ECONÔMICA 74
5. CONCLUSÕES 76
6. RECOMENDAÇÕES 78
REFERÊNCIAS 79
ANEXOS 83

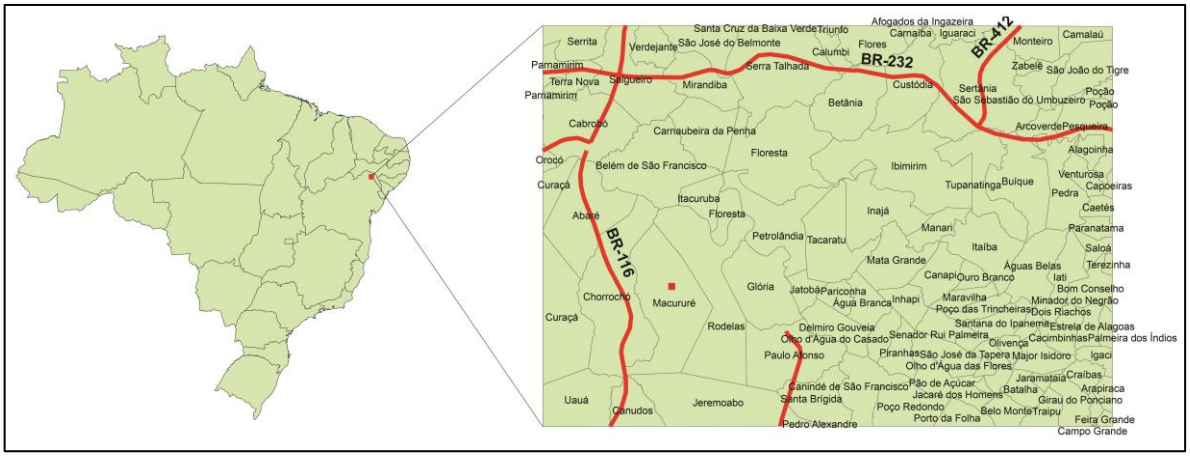
1. INTRODUÇÃO

1.1. LOCALIZAÇÃO, VIAS DE ACESSO E CLIMA

A área de estudo se localiza na região centro-oeste da Sub-bacia de Tucano Norte, próxima ao município de Macururé (BA). Este, por sua vez, se encontra a uma distância aproximada de 535 km em relação à cidade do Recife. As rodovias utilizadas no percurso desde o Recife a Macururé foram a BR-232 e a BR-116 **(Figura 1.1)**.

Em Macururé, o acesso à área de estudo se dá por meio de uma estrada carroçável que conecta este município à cidade de Paulo Afonso. Esta estrada constitui a principal via de acesso para Paulo Afonso. A região estudada possui um clima semiárido, com uma pluviosidade de 583 mm/ano e temperatura média de 26°C (Almeida Filho *et al*., 2002).

Figura 1.1. Mapas de localização da área de estudo. À esquerda, o posicionamento da área analisada, representada pelo quadrado vermelho, em relação ao território brasileiro. À direita, em visão ampliada, a localização da área, também representada em vermelho, em relação ao perímetro do município de Macururé.



Fonte: o autor (2015)

1.2. JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS

A área de estudo se localiza na porção setentrional do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Atualmente a Sub-bacia de Tucano Norte é o único compartimento dentre os meio-grabens deste sistema, localizados no estado da Bahia, que não possui blocos exploratórios. É de conhecimento público que este meio-graben possui potencial produtor (Almeida Filho, 2001; Lammoglia, 2007).

Além dos aspectos relacionados à geologia do petróleo, a área possui poucos trabalhos de geologia na escala empregada nesta pesquisa.

O principal objetivo deste trabalho é a produção de mapa geológico em escala de 1:50.000 de uma área de 144 km² localizada na borda oeste da Sub-bacia de Tucano Norte.

2. METODOLOGIAS EMPREGADAS

Para a elaboração desta monografia foram seguidas as seguintes etapas:

I. Levantamento bibliográfico
II. Mapeamento geológico
III. Atividades laboratoriais
IV. Confecção de mapa geológico
V. Confecção deste relatório

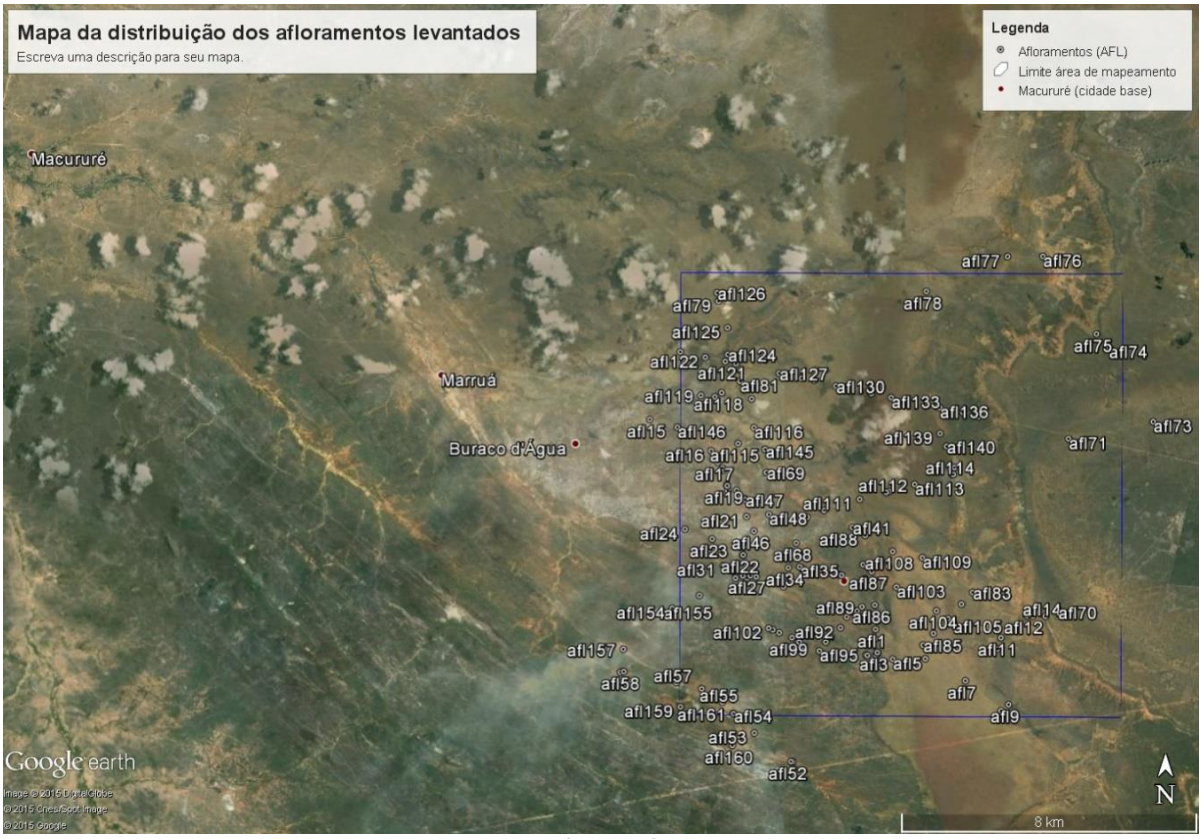
I. Levantamento bibliográfico

Foram realizadas em um primeiro momento pesquisas a respeito de trabalhos científicos que tratassem a respeito da geologia da Sub-bacia de Tucano Norte e do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Neste contexto foram pesquisadas informações sobre o embasamento da sub-bacia e das sequencias sedimentares que a preencheram. Esta sub-bacia em específico possui poucos trabalhos na área de geociências publicados.

II. Mapeamento geológico

O mapeamento geológico foi realizado em um total de dez dias, sendo o município de Macururé (BA) utilizado como localidade base. Nesta etapa foram visitados 164 afloramentos geológicos (**Figura 2.1**), sendo os mesmos caracterizados quanto ao litotipo aflorante e à presença ou não de estruturas geológicas. A metodologia empregada nesta etapa consistiu em se percorrer todas as estradas carroçáveis rastreadas por meio de imagens aéreas e aquelas vias visualizadas durante a etapa de campo. Algumas regiões, ausentes de estradas, foram percorridas a pé.

Figura 2.1. Distribuição dos afloramentos visitados na etapa de campo.



Fonte: Google Earth Pro, 2015

III. Atividades laboratoriais

Em relação às atividades laboratoriais foram confeccionadas sete seções delgadas, sendo quatro relativas ao Complexo Cabrobó, duas relativas à Suíte Chorrochó, representando as amostras mais importantes do embasamento, e uma relativa à “Sequência Carbonática do topo da Serra do Tonã” (Formação Crato). Estas foram analisadas em microscópio petrográfico e foram classificadas segundo os devidos critérios. Foram também procedidas análises das coberturas recentes através de lupa ocular com vistas à análise mineralógica e textural.

A lâmina AM-15-01, referente à amostra ígnea analisada da Suíte Chorrochó, foi classificada segundo os critérios de classificação das rochas ígneas plutônicas mediante a utilização do diagrama QAP (Streckeisen, 1976). As rochas metamórficas foram classificadas baseadas nos critérios estabelecidos por Fettes & Desmons (2007) da Subcomissão de Sistematização das Rochas Metamórficas (*SCMR*) da União Internacional de Ciências Geológicas (*IUGS*).

Foram considerados os seguintes critérios para a escolha das amostras analisadas em microscópio petrográfico: (1) a relevância da distribuição espacial e, (2) a importância da análise petrográfica na caracterização das rochas.

IV. Confecção do mapa geológico

O mapa geológico foi confeccionado através da plataforma ArcGIS 9.3 e sua construção foi baseada na utilização do registro das informações geográficas dos litotipos aflorantes. Imagens do tipo SRTM, fornecidas pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), e imagens aéreas em escala 1:70.000, fornecidas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), foram consultadas.

No mapa geológico estão representadas algumas estruturas de subsuperfície identificadas pelo autor deste trabalho através de pesquisa geofísica realizada no ano de 2014. Os dados geofísicos até o presente momento não foram publicados.

V. Confecção deste relatório

A confecção deste relatório se baseou na compilação de toda a informação adquirida durante o levantamento bibliográfico e durante as etapas de campo.

3. GEOLOGIA REGIONAL

Neste capítulo será apresentada uma contextualização geral a respeito das rochas que compõem o embasamento da Sub-bacia de Tucano Norte e dos sedimentos que a preencheram. Em um primeiro momento será apresentado o contexto geotectônico geral e as principais unidades litotectônicas que compõem o embasamento da sub-bacia de uma maneira geral. Será realizada uma breve discussão a respeito do Rifte Sul Atlântico e por último será apresentada uma síntese sobre a estratigrafia deste meio-graben.

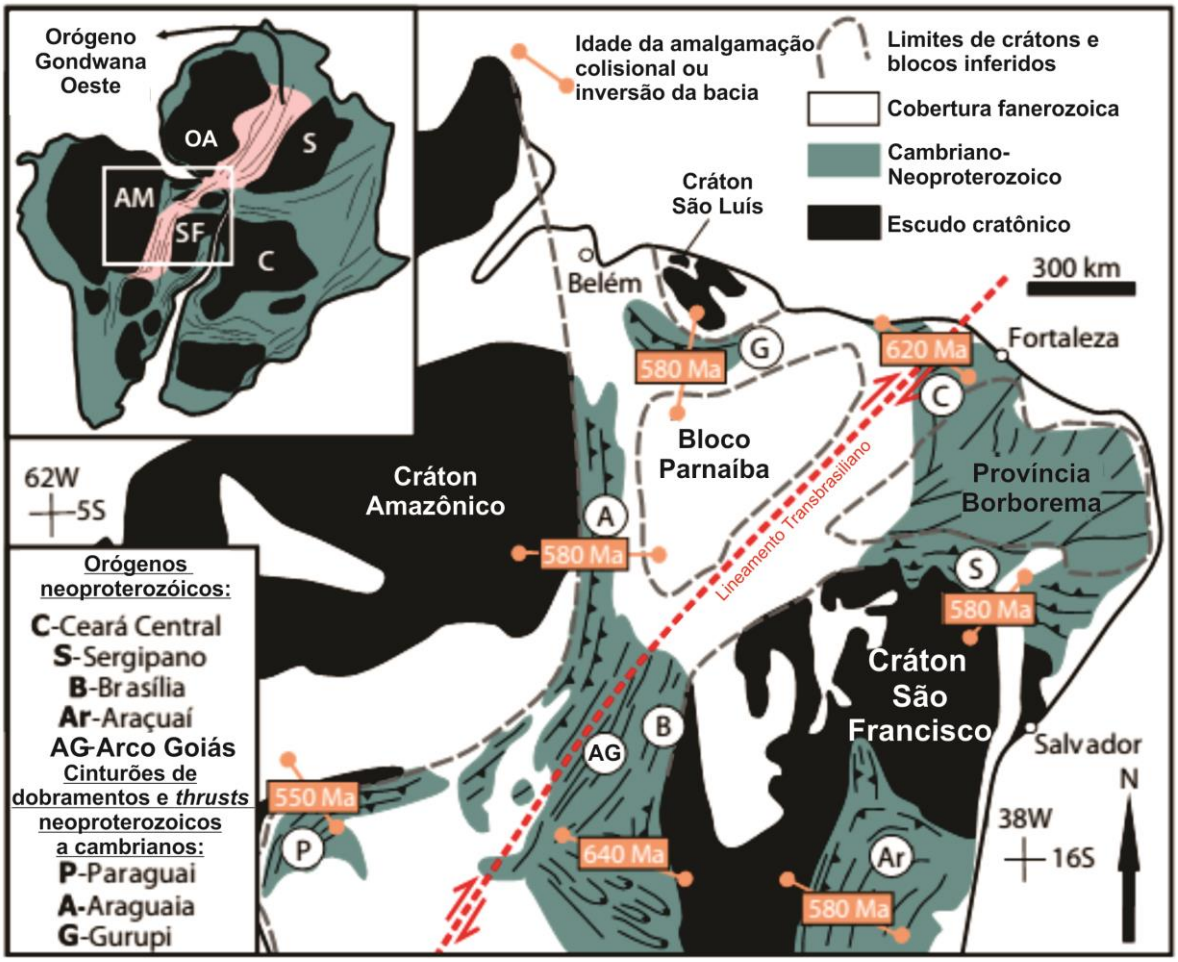
3.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E EMBASAMENTO DA SUB-BACIA DE TUCANO NORTE

3.1.1. PROVÍNCIA BORBOREMA

Almeida *et al.* (1977) definiu a Província Borborema (PB) como sendo um domínio geológico-estrutural observado no nordeste oriental brasileiro. Inicialmente a PB foi considerada como sendo composta por maciços e faixas de dobramentos afetadas pelo Ciclo Brasiliano, limitada ao oeste pelo bloco Parnaíba e ao sul pelo Cráton São Francisco (**Figura 3.1**). Segundo Araújo *et al*. (2013) a Província Borborema é constituída por grande quantidade de rochas gnáissicas-migmatíticas do Arqueano/Paleoproterozoico; por rochas supracrustais do Paleoproterozoico/ Neoproterozoico Inferior, afetadas pelo Ciclo Cariris Velhos; e por intrusões do Neoproterozoico ao Cambriano. Seu limite com o Bloco Parnaíba está controlado pelo Lineamento Transbrasiliano (Araújo *et al*., 2013; **Figura 3.1**). As zonas de cisalhamento, dextrais e de direção leste-oeste, de Patos e de Pernambuco dividem a PB em três subprovíncias: Norte, Central e Sul (Neves, 2003 *apud* Araújo *et al*., 2013).

Araújo *et al*. (2013) propõe um modelo evolutivo para a PB durante o Neoproterozoico (620-570Ma) em que a mesma é afetada por duas orogêneses (colisões). A primeira colisão está relacionada com o Orógeno Gondwana Oeste que afetou a Subprovíncia Norte. Enquanto a segunda colisão está representada pelo Orógeno Sergipano que afetou a Subprovíncia Sul, também conhecida como Subprovíncia Meridional. Este último orógeno está relacionado com a subducção do Oceano Sergipano e a colisão das rochas do Maciço Pernambuco-Alagoas (ou Terreno Pernambuco-Alagoas) com o Cráton São Francisco há 590 Ma.

Figura 3.1. Província Borborema e o esquema de amalgamação desta com outros blocos crustais.



Fonte: Modificado de Araújo *et al*., 2013

3.1.2. UNIDADES TECTÔNICAS

A área em estudo localiza-se na chamada Subprovíncia Meridional da Província Borborema. Segundo Kosin (2009) esta subprovíncia é formada por três unidades tectônicas com histórias de evolução distintas, são elas: o Terreno Pernambuco-Alagoas, o Terreno Canindé-Marancó e a Faixa Sergipana (**Figura 3.2**).

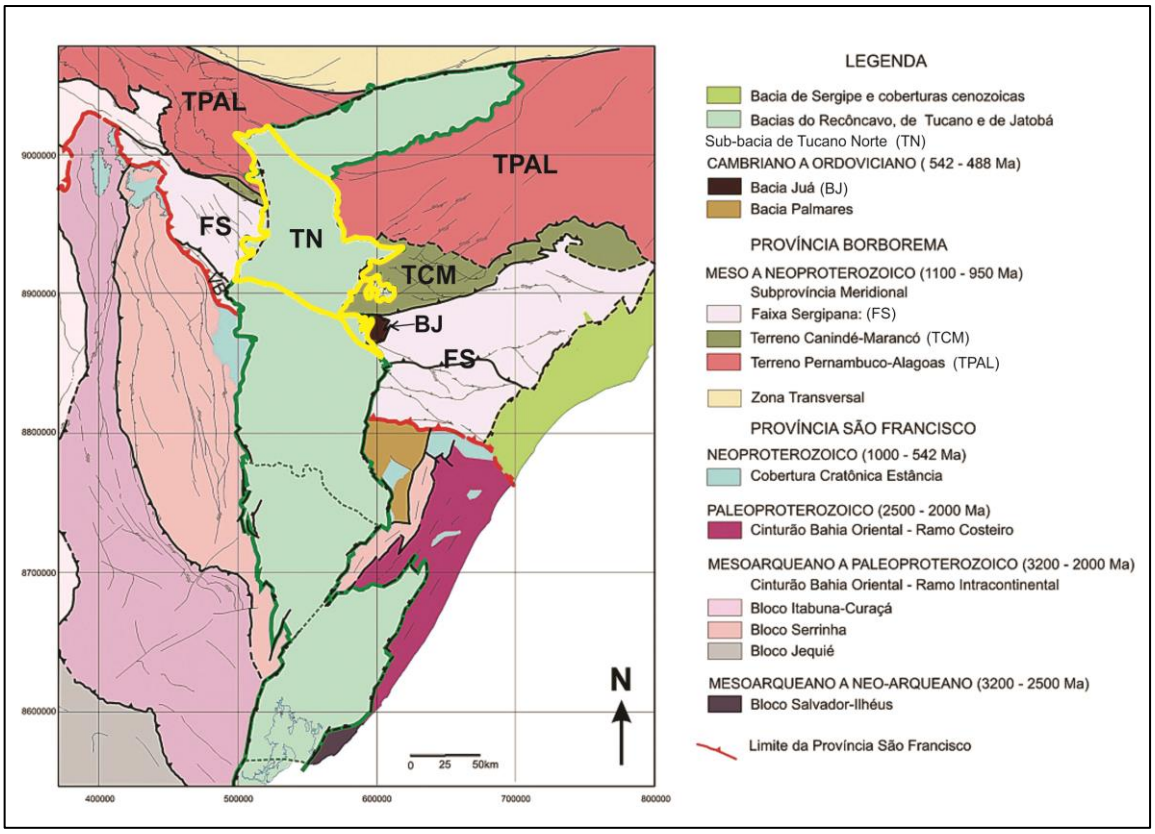
A Subprovíncia Meridional possui suas rochas estruturadas pelos ciclos tectônicos Cariris Velhos, de idade meso a neoproterozoica, e Brasiliano, de idade neoproterozoica (Kosin, 2009). Esta subprovíncia está ainda estruturada por zonas de cisalhamento transpressionais de direções noroeste-sudeste e nordeste-sudoeste (Kosin, 2009). O transporte tectônico de suas rochas, relacionado ao Ciclo Brasiliano, foi para sul/sudoeste, havendo cavalgamento destas por sobre o Cráton São Francisco (Kosin, 2009).

Kosin (2009) considera que o Terreno Pernambuco-Alagoas é constituído por rochas paleo a neoproterozoicas, deformadas pelos ciclos Cariris Velhos e Brasiliano; que o Terreno Canindé-Marancó teve sua evolução geotectônica iniciada no ciclo Cariris Velhos, no início do Neoproterozoico, e continuada durante o Ciclo Brasiliano; e que a Faixa Sergipana foi originada durante o Ciclo Brasiliano, no Neoproterozoico.

Adota-se neste trabalho a concepção de Delgado *et al.* (2003) a qual considera a Faixa Sergipana como um sistema de dobramentos desenvolvidos no Neoproterozoico, com origem e deformação associadas à orogênese Brasiliana. Trabalhos mais antigos como o de Santos & Souza (1988) e Davison & Santos (1989) a consideravam como constituída por terrenos meso a neoproterozoicos, incluindo, desta forma, o Terreno Canindé-Marancó e a Cobertura Cratônica Estância.

Segundo Costa *et al.* (2007) a Sub-bacia de Tucano Norte possui seu embasamento representado por rochas dos terrenos Pernambuco-Alagoas e Canindé-Marancó, ao noroeste e ao leste-nordeste. Além destes pelas coberturas metassedimentares da Faixa Sergipana e pelas rochas sedimentares da Bacia Juá ao oeste-sudoeste e ao sudeste, respectivamente (**Figura 3.2**).

Figura 3.2. Mapa com as representações das unidades tectônicas que compõe do embasamento da Sub-bacia de Tucano Norte, delimitada pelo polígono amarelo.



Fonte: Modificado de Kosin, 2009

3.1.2.1. TERRENO PERNAMBUCO-ALAGOAS

Com orientação leste-oeste, o Terreno Pernambuco-Alagoas corresponde a uma grande uma zona limitada a norte pelo Lineamento Pernambuco, separando-a do Subprovíncia Central, e ao sul por uma zona de cisalhamento sinistral, separando-a do Terreno Canindé-Marancó. Van Schmus *et al*. (1995); Silva Filho *et al*. (2002); Santos (1995), Medeiros & Santos (1998) e Medeiros (2000), definem o Domínio Pernambuco-Alagoas como uma complexa colagem de unidades de diversas idades, separando este terreno em dois complexos: o Complexo Cabrobó e o Complexo Belém do São Francisco.

I. COMPLEXO BELÉM DE SÃO FRANCISCO

O Complexo Belém de São Francisco foi definido inicialmente por Santos (1995). Este complexo faz parte do Terreno Pernambuco-Alagoas e segundo Kosin (2009) é composto por ortognaisses migmatíticos intrudidos por granitóides da Suíte Chorrochó. Costa *et al*. (2007) atribuíram uma origem para este complexo relacionada a arcos magmáticos.

São observados no Complexo Belém de São Francisco biotita ortognaisses migmatíticos, tonalíticos a granodioríticos, com enclaves anfibolíticos e rochas metassedimentares como quartzitos, mármores e rochas calcissilicáticas. Predominam neste complexo metaleucogranitos róseos (Santos, 1999; Kosin, 2004). As fácies migmatitícas deste complexo possuem textura *schlieren,* nebulítica e *raft* que indicam um processo de anatexia *in situ* (Santos, 1999). Os ortognaisses foram originados durante o Ciclo Cariris-Velhos, em (1070-1080 Ma) e metamorfizados na fácies anfibolito durante o Ciclo Brasiliano (655 Ma) (Lima *et al*., 1985 *apud* Kosin, 2009).

II. COMPLEXO CABROBÓ

Segundo Santos (1999) o Complexo Cabrobó é remanescente de um amplo processo de anatexia parcial que afetou o Terreno Pernambuco-Alagoas. O Complexo Cabrobó ocorre intercalado tectonicamente com o Complexo Belém de São Francisco, sendo os limites entre estes dois complexos difuso. Ambas as unidades constituem a raiz de um complexo de *thrusts* empilhados. Este complexo também se encontra intrudido por granitóides da Suíte Chorrochó.

Segundo Kosin (2009) o Complexo Cabrobó é composto principalmente por rochas de natureza metavulcanossedimentar, representadas por biotita e muscovita gnaisses os quais apresentam recorrentes intercalações com metamáficas/ metaultramáficas e rochas calcissilicáticas. Na porção central do complexo pode ser reconhecida uma sequência essencialmente metassedimentar, sendo esta composta

por gnaisses com muscovita e biotita, podendo ou não conter granadas, associados a gnaisses quartzo-feldspáticos. Observa-se ainda neste complexo a ocorrência de biotita xistos, metagrauvacas, metarcóseos, lentes de quartzitos, anfibolitos e mármores. As lentes de quartzito são relacionadas à Formação Garanhuns (Cardozo & Castro,1979 *apud* Carmona, 2002).

As rochas do Complexo Cabrobó foram metamorfizadas na fácies anfibolito alto, com o desenvolvimento de condições de pressão e temperatura suficientes para que tenham ocorrido processos de migmatização em alguns locais deste complexo. Nestes locais são observados leucogranitóides neossomáticos (Medeiros, 2000). Devido à forte relação entre o Complexo Cabrobó e o Complexo Belém de São Francisco, Kosin (2004) atribuiu uma idade mesoproterozóica a este complexo. Neste trabalho, como em Medeiros (2000), será considerado que estes dois complexos são contemporâneos.

III. SUÍTE CHORROCHÓ

A Suíte Chorrochó segundo Kosin (2009) corresponde a uma suíte granítica intrusiva mesoproterozóica e ocorre a oeste da Sub-bacia de Tucano Norte. Medeiros (2000) também reconhece a existência desta suíte na localidade de estudo. Esta suíte é sintectônica ao Ciclo Cariris Velhos e intrudiu os Complexos Cabrobó e Belém de São Francisco, como apresentado anteriormente.

3.1.2.2. TERRENO CANINDÉ-MARANCÓ

Segundo Medeiros (2000) o Complexo Marancó faz parte do Terreno Canindé-Marancó e, da mesma forma que o Complexo Canindé, corresponde a uma sequência metavulcanossedimentar. Estes dois complexos são separados pelo Complexo Migmatítico Poço Redondo.

Segundo (Kosin, 2009) o Terreno Canindé-Marancó está estruturado segundo zonas de cisalhamentos compressionais de direções noroeste-sudeste com vergência para sul. Este terreno é representado, ao oeste da Sub-bacia de Tucano Norte, pelo Complexo Marancó, na forma de uma estreita faixa limitada ao norte pelo Terreno Pernambuco Alagoas e ao sul pelo Domínio Macururé, pertencente à Faixa Sergipana. A deposição dos metassedimentos do Complexo Marancó teria ocorrido entre 960 e 952 Ma e seu empilhamento estratigráfico ainda não foi definido. O contexto deposicional seria de uma bacia de *forearc* e/ou leque de acreção desenvolvido em um ambiente de subducção durante o Ciclo Cariris-Velhos. As rochas metamáficas em associação com as metassedimentares representam restos da crosta oceânica (Carvalho *et al*., 2005 *apud* Kosin, 2009).

3.2. RIFTE ATLÂNTICO SUL E O SISTEMA RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ

Os processos extensionais relacionados à quebra do supercontinente Gondwana e à formação do Oceano Atlântico Sul, no Mesozoico, se iniciaram no Jurássico Superior-Berriasiano Inferior e perduraram até o Aptiano Superior, quando a crosta oceânica começou a se instalar entre a América do Sul e a África (Matos, 1999b).

O Rifte Sul Atlântico, como é conhecido, propiciou a formação de grabens ao longo de três eixos principais: Gabão-Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar (Matos, 1999b). Devido ao estilo de deformação que o rifte desenvolveu ao longo da margem continental brasileira, esta pode ser dividida em dois segmentos: margem transformante (ramo equatorial do Atlântico) e margem divergente (ramo sul do Atlântico). O processo de rifteamento foi desenvolvido de modo diácrono em relação aos dois segmentos da margem continental brasileira, sendo a ruptura crustal iniciada em um primeiro momento no ramo sul do rifte (Matos, 1999b).

Neste trabalho será considerada a visão de Magnavita (1996) a respeito da classificação dos depósitos iniciais do rifte. Este autor considera que o início dos depósitos do rifte no sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) seria síncrono àqueles conglomerados de borda de falha mais antigos da Formação Salvador (Berriasiano Superior). Com o início dos processos extensionais no Jurássico Superior-Berriasiano Inferior procedeu-se uma sedimentação com magmatismo associado. Este magmatismo está registrado em ambas as margens continentais brasileiras, mas é ausente no ramo abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá. A ausência de magmatismo neste sistema pode indicar um “rifteamento a frio” não vulcânico, ou seja, sem a influência de uma anomalia térmica decorrente da ascensão mantélica (Matos, 1999b).

As bacias do Recôncavo, do Tucano e de Jatobá são bacias interiores e estão localizadas no nordeste brasileiro, sendo inclusas em sua maior parte nos territórios da Bahia, Sergipe e Pernambuco (Costa *et al.*, 2007). Estas bacias, em oposição ao que ocorre com as bacias marginais brasileiras que evoluíram para o estágio de margem passiva, representam um ramo intracontinental abortado (aulacógeno) do Rifte Sul Atlântico no Eoaptiano (Costa *et al.*, 2007).

Segundo Kosin (2009) a instalação do sistema RTJ se deu na região limítrofe entre o Cráton São Francisco e a Província Borborema. O aulacógeno formado por estas bacias intracontinentais corresponde a uma associação de semi-grabens orientados na direção norte-sul, com uma inflexão para a direção leste-oeste de sua extremidade setentrional. O embasamento Proterozoico destas bacias, representado por maciços e faixas de dobramentos do Cráton São Francisco e da

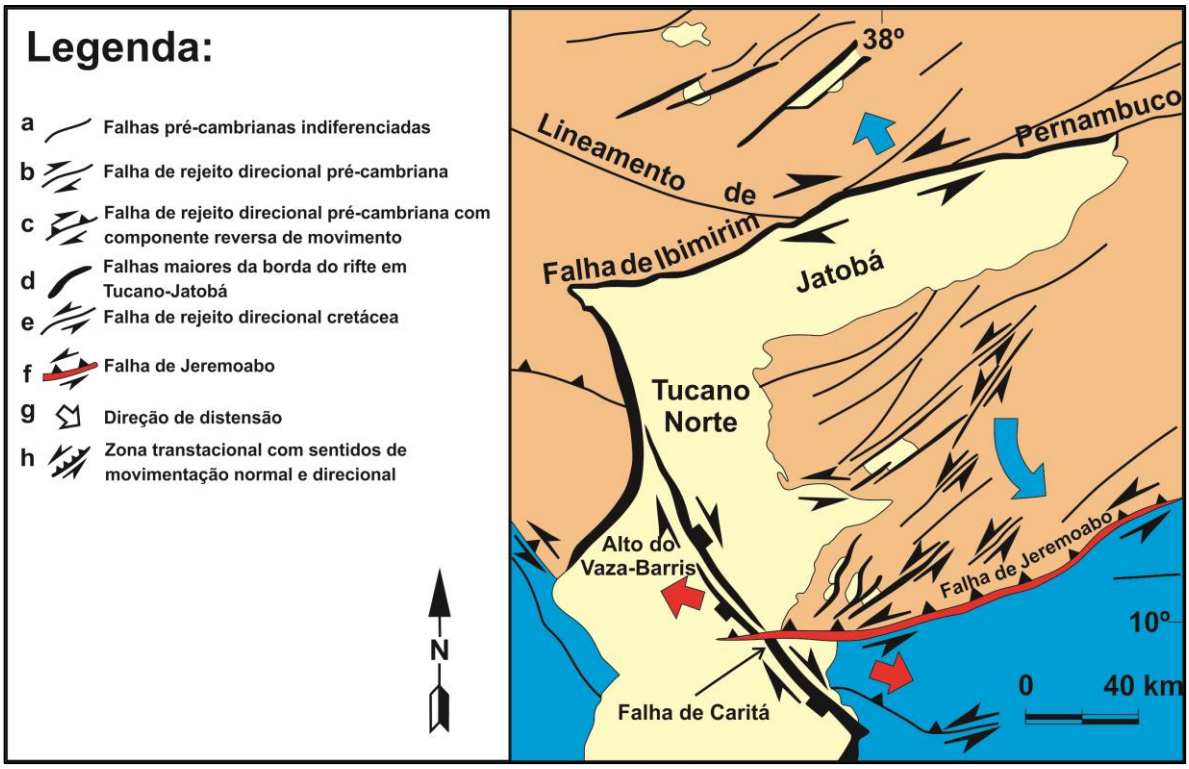
Província Borborema, com suas heterogeneidades e suas estruturas pretéritas, exerceu um controle ativo no desenvolvimento e delineamento do arcabouço estrutural do rifte (Magnavita *et al.*, 2003).

As principais estruturas responsáveis pelos controles estruturais das bacias são representadas por extensas zonas de cisalhamento que se desenvolveram durante o Ciclo Brasiliano. A Zona de Cisalhamento Pernambuco, uma mega estrutura tectônica orientada na direção leste-oeste, recebe destaque especial. Esta feição propiciou a reorientação do sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá em sua porção norte, visualizada através do posicionamento da Bacia de Jatobá, localizada no estado de Pernambuco (**Figura 3.3**). Os planos de foliação de gnaisses e xistos do embasamento do sistema RTJ, representando planos de fraqueza, controlaram a orientação e o crescimento das falhas normais que deram origem aos meios-grabens (Matos, 1999b).

Kosin (2009) citou exemplos claros desse controle estrutural exercido pelo embasamento. A orientação norte-sul da Bacia do Recôncavo e das sub-bacias de Tucano Sul e Central, as quais possuem como embasamento o Ramo Intracontinental do Cinturão Bahia Oriental, foi claramente regida pelas características de seu embasamento. Estas bacias possuem ainda falhas de borda ao leste e margem flexural ao oeste, como características em comum. A Bacia do Recôncavo, quando vista isoladamente, possui orientação nordeste-sudoeste decorrente do controle exercido pelo Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental (**Figura 3.4**).

Magnavita *et al.* (2003) propôs um modelo cinemático (**Figura 3.3**) para o desenvolvimento do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá em sua porção norte através da observação da existência de componente compressiva na falha de Jeremoabo. Este modelo considera que ocorreu, além da translação, uma leve rotação do bloco crustal localizado entre a falha de Ibimirim e Jeremoabo. Este modelo é sustentado pela observação de uma distensão diferencial ao longo da falha de Ibimirim, sendo esta maior em sua porção oeste.

Figura 3.3. Mapa do posicionamento tectônico da Sub-bacia de Tucano Norte e modelo cinemático de abertura do rifte na porção norte do sistema RTJ. Notar legenda interna à figura.



Fonte: Modificado de Magnavita *et al*., 2003

3.3. BACIA DE TUCANO E A SUB-BACIA DE TUCANO NORTE

A Bacia de Tucano possui aproximadamente 30.500 km² e é dividida nas sub-bacias Tucano Sul, Central e Norte. Estes meios-grabens são separados por zonas de acomodação ou de transferência de orientação noroeste-sudeste. Os blocos falhados da Bacia de Tucano tipicamente possuem orientação nordeste-sudoeste e norte-sul.

Suas sub-bacias correspondem a agrupamentos estruturalmente coerentes dos blocos falhados. O embasamento das sub-bacias de Tucano Central e Sul mergulha para sudeste, sendo o depocentro mais profundo do sistema encontrado em Tucano Central. Neste depocentro a espessura sedimentar é superior a 12.000 metros (Delgado *et al.*, 2003). A sedimentação das sub-bacias de Tucano Central e Sul se assemelha com aquela ocorrida na Bacia do Recôncavo (Delgado *et al.*, 2003). Por outro lado o preenchimento de Tucano Norte se procedeu de maneira distinta, sendo muito semelhante com a sedimentação observada na Bacia do Jatobá (Costa *et al.*, 2007).

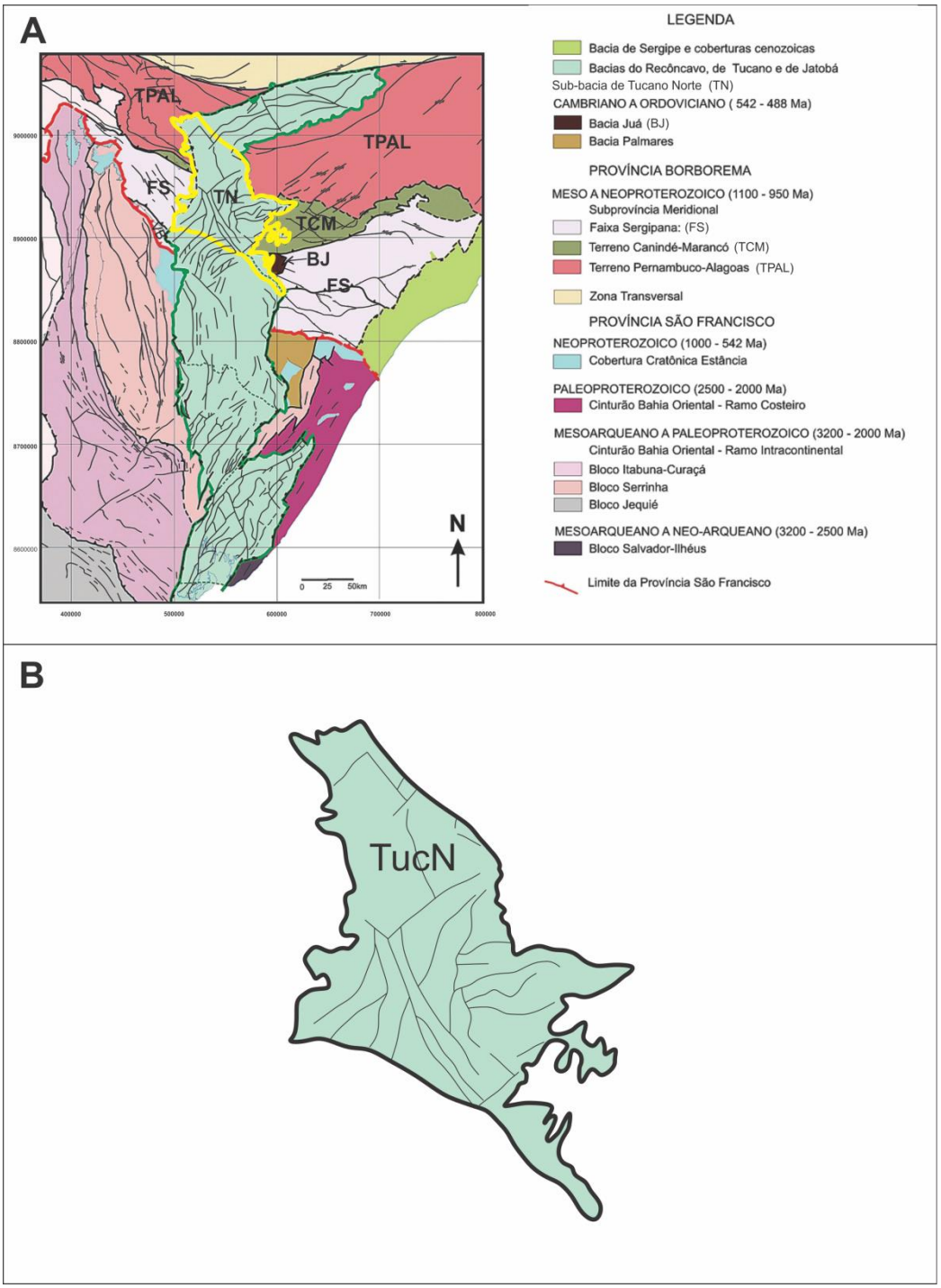
A Sub-bacia de Tucano norte possui aproximadamente 8.800 km² e juntamente com a Bacia de Jatobá representa a extremidade setentrional do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. A Sub-bacia de Tucano Norte está limitada a nordeste pela falha de São Francisco, que a limita com a Bacia de Jatobá, e a sul pela Zona de Acomodação do Vaza Barris, que a limita com a Sub-bacia de Tucano Central (Magnavita *et al.*, 2003; Costa *et al.*, 2007).

A Zona de Acomodação do Vaza Barris é uma feição antiformal constituída pelas falhas de transferência de Caritá e Jeremoabo e pelo Alto do Vaza-Barris (**Figura 3.3**). A Zona de Acomodação do Vaza Barris teve sua formação relacionada com a competição por espaço entre as falhas de borda, de sentidos de mergulho opostos, das sub-bacias de Tucano Norte e de Tucano Central. A Zona de Acomodação do Vaza Barris marca uma mudança na posição da assimetria dos meios-grabens quando na transição entre Tucano Central e Tucano Norte. A falha de Caritá, uma grande falha de direção noroeste-sudeste e cinemática dextral, através da mudança de seu sentido de mergulho ao longo de seu *strike*, marca bem esta inversão. Em oposição ao que ocorre com as bacias a sul desta zona de acomodação, a Sub-bacia de Tucano Norte possui seus estratos mergulhando para o oeste em direção à Falha de São Saité. A profundidade estimada do embasamento no Baixo do Salgado do Melão é de cerca de 7.000 metros (Magnavita *et al.*, 2003).

Segundo Kosin (2009) o Arco de Vaza Barris possui complexa estruturação decorrente da transição de características estruturais e reológicas entre o Cráton São Francisco e a Província Borborema. Tal característica se reflete no mosaico de falhas de direções nordeste-sudoeste, noroeste-sudeste e norte-sul que compõem a estruturação da Sub-bacia de Tucano Norte (**Figura 3.4**).

Os principais depocentros da Sub-bacia de Tucano Norte foram identificados por Almeida Filho & Miranda (1997). Estes autores, através do processamento digital de imagens relativas às anomalias gravimétricas Bouguer e Bouguer residual, identificaram anomalias com valores em torno de -100 mGal relativas ao Baixo do Salgado do Melão. Propuseram ainda a denominação Raso da Catarina para uma anomalia semelhante.

Figura 3.4. A- Mapa da estruturação regional do embasamento e do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ). B- Mapa da distribuição das estruturas internas da Sub-bacia de Tucano Norte em maior detalhe, extraída a partir de A.



Fonte: Modificado de Kosin, 2009

3.4. ESTRATIGRAFIA DA SUB-BACIA DE TUCANO NORTE

A Sub-bacia de Tucano Norte possui grandes similaridades no tocante ao seu arcabouço estrutural e registro sedimentar quando comparada com a Bacia de Jatobá. A Petrobrás publicou uma carta estratigráfica que ilustra de maneira integrada as principais características estratigráficas destas duas bacias (Costa *et al*., 2007; **Figura 3.5**). Ambas as bacias possuem uma geometria típica de meio-graben.

O registro estratigráfico da Sub-bacia de Tucano Norte é composto por coberturas sedimentares do Paleozoico ao Cenozoico, sendo observada a presença de discordâncias erosionais entre suas sequências estratigráficas (Magnavita *et al*., 2003). Seus depósitos sedimentares estão relacionados ao processo de ruptura crustal juro-cretáceo e datam do Neojurássico ao Neo-Aptiano, sendo agrupados em três sequências deposicionais. Segundo Costa *et al*. (2007) estas três sequências estão relacionadas aos estágios pré-rifte, sin-rifte e pós-rifte, sendo as mesmas apresentadas a seguir.

3.4.1. SUPERSEQUÊNCIA PRÉ-RIFTE

A Supersequência Pré-Rifte é constituída por sequência Juro-cretácea (J20-K05, **Figura 3.5**), composta predominantemente por sedimentos neojurássicos, do Andar Dom João. Nesta época (Neojurássico), a área definida pelos limites da Sub-bacia de Tucano Norte e da Bacia de Jatobá, representou a porção distal de sistemas aluviais desenvolvidos em paleoclima árido.

Na Sub-bacia de Tucano Norte e na Bacia de Jatobá destaca-se o espessamento dos pelitos de origem lacustre, representados pelo Membro Capianga. Estes depósitos apresentam suas maiores espessuras na Sub-bacia de Tucano Norte e na Bacia de Jatobá. Na contraparte, os depósitos flúvio-eólicos vinculados com a Formação Sergi e ao Membro Boipeba apresentam uma tendência de adelgaçamento nesta porção do ramo abortado do Rifte Sul Atlântico.

Os depósitos da base do Eocretáceo (Eoberriasiano), topo da seção pré-rifte, da Formação Itaparica, são de ocorrência mais restrita, ocorrendo apenas na porção centro-sul da Sub-bacia de Tucano Norte. Já os depósitos da Formação Água Grande que constituem o topo da Supersequência Pré-Rifte na Bacia do Recôncavo e na porção sudeste da Sub-bacia de Tucano Sul se encontram ausentes na Sub-bacia de Tucano Norte.

3.4.2. SUPERSEQUÊNCIA RIFTE

A transição da Supersequência Pré-Rifte para a Supersequência Rifte é marcada por uma discordância erosiva que sobrepõem a Formação Candeias à Formação Itaparica, formada por depósitos pelíticos, ou diretamente sobre os arenitos flúvio-eólicos da Formação Sergi. Os depósitos deste estágio são agrupados em duas sequências de idades Eorrio da Serra (Eoberriasiano) a Neojiquiá (Eoaptiano).

A Supersequência Rifte é marcada por uma rápida colmatação da Sub-bacia de Tucano Norte e da Bacia de Jatobá, sendo estas preenchidas por um sistema axial. Já durante o andar Rio da Serra, sistemas fluviais dominavam a sedimentação na Sub-bacia de Tucano Norte e na Bacia de Jatobá. A caracterização mais detalhada das sequências estratigráficas que compõem o estágio rifte é carente de um maior número de poços estratigráficos.

3.4.2.1. SEQUÊNCIA K10-K20

Esta sequência possui idade Rio da Serra (Eoberriasiano/Eohauteriviano) e seus depósitos abrangem as formações Candeias, São Sebastião, Salvador e o Grupo Ilhas. Devido ao fato de seus depósitos não apresentarem expressivas variações em seus padrões internos de sedimentação estas unidades são indivisas na Sub-bacia de Tucano Norte e na Bacia de Jatobá.

A tectônica que atuou sobre as bacias do rifte intracontinental, adicionada ao clima úmido, proporcionou a instalação e progressiva expansão de um sistema lacustre. Os depósitos pelíticos desta fase foram sedimentados principalmente durante o início do Mesorrio da Serra (Eo/Neoberriasiano) e são relacionados à Formação Candeias. Devido às variações no nível de base do paleolago, induzidas por tectônica, é possível se observar uma configuração onde arenitos deltaicos descontínuos, a partir da borda flexural das bacias, se intercalam com os pelitos de origem lacustre. A progradação dos corpos arenosos em direção ao interior do paleolago estava ligada diretamente a períodos de pouca atividade tectônica.

O paleolago implantado na Sub-bacia de Tucano Norte possuía paleobatimetria inferior aos sistemas lacustres contemporâneos instalados na Bacia do Recôncavo. Aliada a uma paleobatimetria inferior, as baixas taxas de subsidência seriam responsáveis por uma menor espessura da Formação Candeias na Bacia de Jatobá, impossibilitando o aprofundamento do paleolago (Santos *et al.* 1990).

A implantação do paleolago se deu devido a um primeiro ciclo tectônico que teve seu ápice no Mesorrio da Serra. A diminuição da atividade tectônica ainda durante o Mesorrio da Serra (Neoberriasiano/Eovalanginiano) permitiu a

progradação dos arenitos deltaicos na margem flexural. O assoreamento da bacia foi possibilitado graças a esta calmaria tectônica. As rochas do Grupo Ilhas caracterizam esta fase evolutiva da bacia.

Durante o Neorio da Serra (Neovalanginiano/Eohauteriviano) até o Neojiquiá (Eoaptiano), sob condições de um tectonismo amenizado, sistemas fluviais dominaram a sedimentação, este registro está representado por sedimentos da Formação São Sebastião.

3.4.2.2. SEQUÊNCIA K30

A discordância erosional (hiato) entre esta sequência e a Sequência K10-K20, não apresenta expressão sísmica característica, sendo, portanto, de difícil mapeamento. Dados bioestratigráficos sugerem que esta discordância abrange o andar Neorio da Serra (Neovalanginiano/Eohauteriviano) na porção centro sul da Sub-bacia de Tucano Norte. Sugere-se que a sedimentação nos depocentros continuou mesmo durante este período de erosão. Dados sísmicos sugerem uma sedimentação dos conglomerados de borda de falha da Formação Salvador quase que contínua.

A deposição da sequência K30 está relacionada a um período de reativação tectônica do rifte, representando um segundo ciclo distensional. Esta reativação permitiu a movimentação das falhas de borda, expansão dos depocentros e crescimento da seção sedimentar durante o Eo/Mesoaratu (Hauteriviano). Nesta idade ocorrem taxas de subsidência maiores que as que imperavam no Neorio da Serra (Neovalanginiano/Eohauteriviano).

Durante a sedimentação da Sequência K30 ocorreu um equilíbrio entre as taxas de subsidência e o aporte sedimentar, tendo como reflexo um padrão de empilhamento estratigráfico agradacional, representado pela recorrência de ciclos fluviais. Um terceiro episódio distensivo, de idade Neoburacica a Jiquiá (Neobarremiano/Eoaptiano) e de maior intensidade que os dois primeiros ciclos tectônicos, afetou a Sub-bacia de Tucano Norte. Este evento provocou uma extensiva sedimentação no meio-graben.

Os ciclos tectônicos relacionados à evolução da Sub-bacia de Tucano Norte estão relacionados com processos de rejuvenescimento do relevo através do soerguimento e posterior denudação das ombreiras do rifte, assim como pelo aprofundamento da sub-bacia. Associados a estes eventos ocorrem os conglomerados sintectônicos de borda da Formação Salvador que são observados em seções de idade Mesorrio da Serra a Neojiquiá (Eoberriasiano/Eoaptiano).

3.4.3. SUPERSEQUÊNCIA PÓS-RIFTE

A Supersequência Pós-Rifte está representada pelos depósitos da Sequência K50 os quais correspondem a uma associação de fácies aluviais relacionadas à Formação Marizal. Estes depósitos foram sedimentados num contexto de subsidência térmica, em bacia do tipo *sag*. Esta fase teria se estendido desde o Aptiano até o Eoalbiano (Magnavita *et al.*, 2003).

Os sedimentos da Formação Marizal são revelados principalmente por clásticos grossos, conglomerados e arenitos, de idade Neo-Alagoas (Neo-Aptiano). Segundo Varejão (2013) o início da deposição da Formação Marizal no Eoaptiano marca o início da fase pós-rifte no sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá. Os sedimentos da Formação Marizal foram depositados sobre uma superfície de erosão e estão em discordância angular com os depósitos da sequência rifte. Para Magnavita *et al*. (1994) seus depósitos são compostos por arenitos fluviais, conglomerados de leques aluviais e por vezes folhelhos lacustres. Costa *et al*. (2007) definiram a Formação Marizal como constituída por uma associação de fácies aluviais composta por arenitos e conglomerados neo-aptianos.

Rolim & Mabesoone (1982) atribuíram a esta unidade uma origem relacionada a um sistema fluvial que fluía aproximadamente para sul do sistema RTJ. Este sistema fluvial seria o mesmo que deu origem à Formação São Sebastião, relacionada à fase rifte do sistema RTJ e separada da Formação Marizal por um rápido hiato sedimentar. A Formação Marizal possui semelhanças com formações de outras bacias sedimentares do nordeste brasileiro. Assine (1994) correlacionou esta formação com a Formação Barbalha da Bacia do Araripe e concluiu que a tectônica rifte não alterou significativamente a paleodrenagem continental, que continuava a fluir para o sistema RTJ.

Na Serra do Tonã, na Sub-bacia de Tucano Norte, são observados ainda folhelhos verdes e calcários escuros (com óxidos de ferro) albo-aptianos. Bueno (1996a) e Magnavita *et al.* (2003) correlacionaram estes calcários com os calcários da Formação Crato, na Bacia do Araripe. Apesar das várias correlações do intervalo carbonático da Serra do Tonã com intervalos semelhantes em outras bacias do nordeste brasileiro, este ainda não foi definido formalmente.

As correlações procedidas em relação ao intervalo carbonático da Serra do Tonã se baseiam em semelhanças sedimentológicas e estratigráficas, paleoambientais, cronológicas e estruturais. Algumas destas correlações associam os calcários da Serra do Tonã com a Formação Marizal (Ghignone, 1979) ou ainda com o “Calcário Traíri” da Formação Paracuru na Bacia do Ceará (Neumann *et al*., 2009 e 2010). Silveira (2014) relacionou os calcários da Sub-bacia de Tucano Norte com os calcários da Bacia do Jatobá.

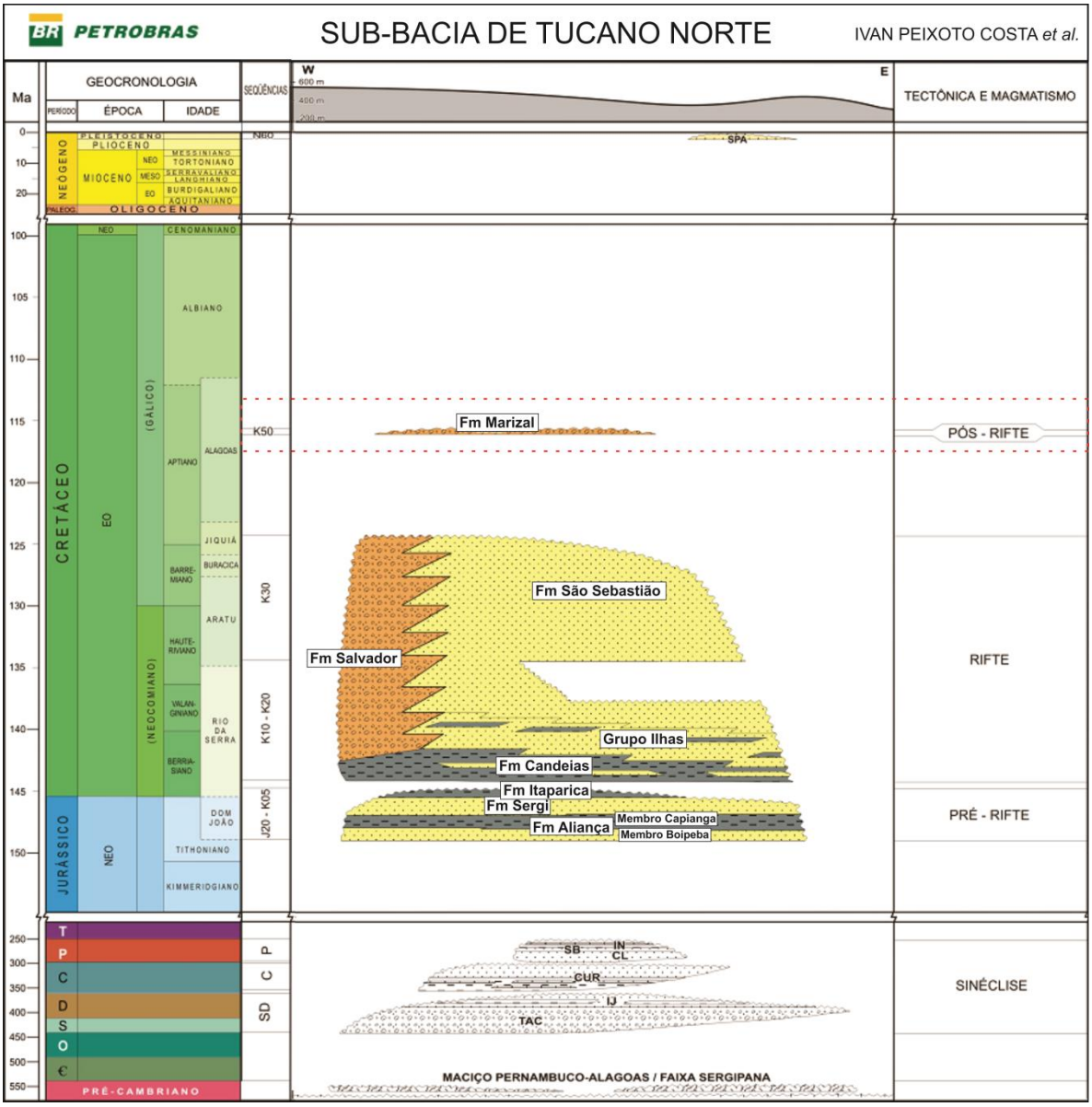
Segundo Silveira (2014) a “Sequência Carbonática do topo da Serra do Tonã” (Formação Crato) representa a quarta fase lacustre da Sub-bacia de Tucano Norte ou ainda a segunda fase lacustre pós-rifte desta sub-bacia. Esta autora identificou, através de seus estudos no poço estratigráfico 2-TN-ST-03a-BA e em afloramentos próximos à Serra do Tonã, três litofácies relacionadas aos calcários da Associação de Fácies Lacustre da Serra do Tonã, sendo elas: calcários laminados, calcários maciços e margas. Silveira (2014) também realizou análises isotópicas de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ cujos resultados indicaram uma origem associada a um ambiente lacustre hidrologicamente fechado, sensível às variações no equilíbrio entre influxo de água no sistema e evaporação. Suas análises indicaram ainda a presença de uma estratificação na coluna d’água do paleolago, com a presença de água mais doce no topo e na base do lago e uma água mais salina na porção intermediária.

Apesar de recobrirem vastas áreas da Sub-bacia de Tucano Norte e da Bacia de Jatobá e, portanto, grande parte dos depósitos das fases anteriores, a sedimentação pós-rifte não foi significativa na Bacia de Tucano (Varejão, 2013). A seção da fase pós-rifte repousa diretamente sobre a Formação São Sebastião e a recobre diretamente através de discordância angular. Esta discordância é relativa ao evento de *break up* presente nas bacias da margem leste brasileira e oeste africana (Magnavita *et al.* 2003).

3.4.4. SEQUÊNCIAS DO NEÓGENO

Não são observados depósitos do Neocretáceo ou Neógeno na Sub-bacia de Tucano Norte e na Bacia de Jatobá. Os depósitos mais recentes nestas duas bacias são do Quaternário, sendo representados por aluviões associados aos principais rios que cortam a região.

Figura 3.5. Carta estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte com destaque para a Formação Marizal, identificada nas atividades de campo.



Fonte: Modificada de Costa *et al.*, 2007

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1. EMBASAMENTO

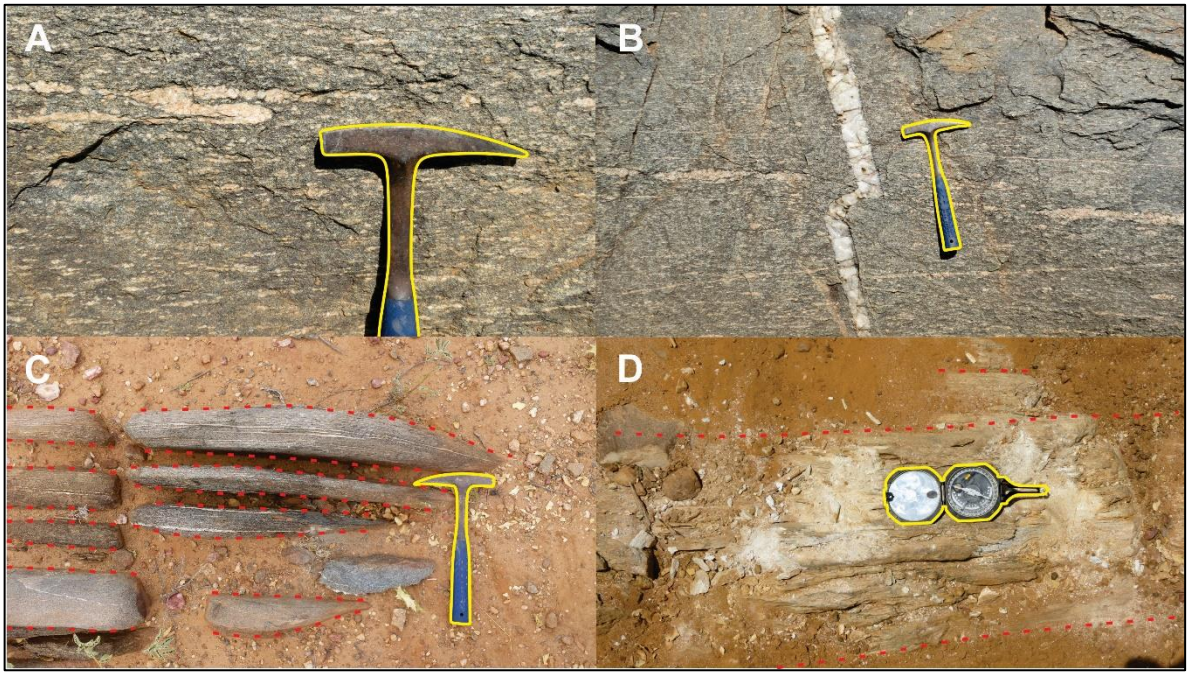
As rochas relacionadas ao embasamento da Sub-bacia de Tucano Norte estão localizadas na porção oeste da área mapeada (mapa geológico em anexo). As principais litologias do embasamento estão representadas por gnaisses, xistos e por uma suíte intrusiva de composição granodiorítica. Nesta seção será procedida uma apresentação das principais características das rochas que constituem o embasamento da Sub-bacia de Tucano Norte na área de pesquisa.

4.1.1. COMPLEXO BELÉM DE SÃO FRANCISCO

O Complexo Belém de São Francisco foi reconhecido nos trabalhos de campo através da visualização de gnaisses típicos de rochas ortoderivadas e de rocha metassedimentar (**Figura 4.1**). Os gnaisses visualizados neste complexo possuem composição granítica, rica em quartzo e feldspatos, e provavelmente representam intrusões gnaissificadas da Suíte Chorrochó alojadas no Complexo Belém de São Francisco (**Figura 4.1**, **A**, **B** e **C**). O xisto encontrado no afloramento AM-88 representa a participação de rochas metassedimentares na constituição deste complexo. Essa rocha apresentou composição rica em muscovita (**Figura 4.1**, **D**).

As foliações das rochas no Complexo Belém de São Francisco se encontram subverticalizadas (**Figura 4.1**, **C**) e concordantes com a orientação geral noroeste-sudeste do embasamento na região. Não foi visualizado um grande número de afloramentos relativos a este complexo durante os trabalhos de campo. Dentro dos limites estabelecidos para o Complexo Belém de São Francisco, não foram reconhecidos os ortognaisses róseos típicos deste complexo em outras localidades.

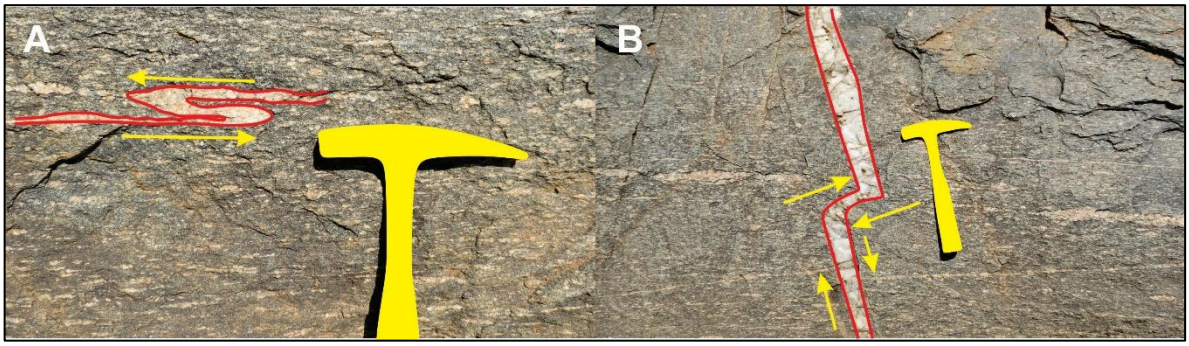
Figura 4.1. Afloramentos relativos ao Complexo Belém de São Francisco. “A”, “B” e “C” ilustram a ocorrência de ortognaisses de composições graníticas. “D” ilustra um xisto rico em muscovita. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-65, “C” se refere ao afloramento AM-150 e “D” se refere ao afloramento AM-88.



Fonte: o autor (2014)

A **Figura 4.2** ilustra as interpretações das estruturas de maior evidência em “A” e em “B” na figura anterior (**Figura 4.1**). “A” revela a ocorrência de uma dobra intrafolial no ortognaisse do afloramento AM-65. Sua forma evidencia uma cinemática sinistral para o cisalhamento atuante sobre a rocha. “B” ilustra uma deformação tardia, posterior à geração da foliação do mesmo corpo ilustrado em “A”. Esta deformação é revelada através de um veio de quartzo que se encontra discordante à foliação gnáissica. Verifica-se, ao se observar mais atentamente a foliação da rocha, definida pela orientação dos cristais de quartzo e feldspato, que a deformação tardia promoveu seu deslocamento em mais de uma direção (**Figura 4.2**, **B**). Em “A” e na porção superior direita de “B” pode ser observado um processo de esfoliação esferoidal.

Figura 4.2. Dados de campo com a interpretação das principais estruturas observadas no afloramento AM-65.



Fonte: o autor (2015)

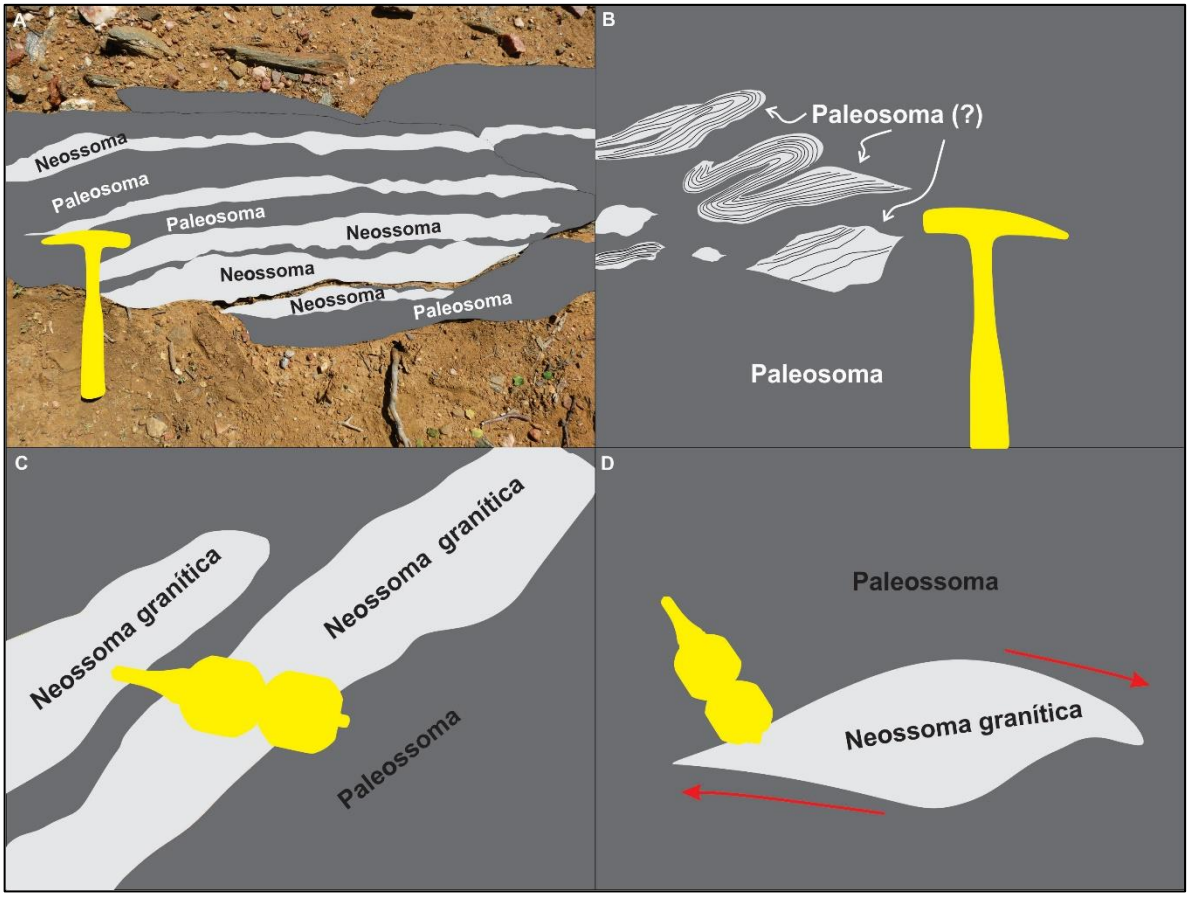
O limite entre os complexos Belém de São Francisco e Cabrobó é marcado pela ocorrência de migmatitos. Devido à ocorrência destas rochas nas regiões limítrofes entre os dois complexos, o mapeamento preciso dos limites de cada unidade se torna mais dificultado. Foram reconhecidas rochas migmatíticas em três localidades distintas, sendo elas relativas aos afloramentos AM-35, AM-36 e AM-66 (**Figura 4.3**). Pôde-se observar nestes afloramentos as porções típicas das rochas parcialmente fundidas: a paleossoma e a neossoma. A neossoma dos migmatitos observados apresentou composição granítica, quartzo-feldspática, enquanto que a paleossoma dos mesmos apresentou aspecto máfico e xistoso (**Figura 4.3** e **Figura 4.4**). Uma paleossoma que apresenta estruturas de bandamento interno foi observada no afloramento AM-66 (**Figura 4.3**, **B** e **Figura 4.4**, **B**). Esta paleossoma indica um gnaisse como provável rocha primária para estes migmatitos. A **Figura 4.4** representa as principais interpretações das estruturas migmatíticas observadas na **Figura 4.3**.

Figura 4.3. Migmatitos encontrados nos limites entre o Complexo Belém de São Francisco e o Complexo Cabrobó. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-66, “C” se refere ao afloramento AM-35 e “D” se refere ao afloramento AM-36.

Fonte: o autor (2014)

Na **Figura 4.4** em “A” recebe destaque a intercalação entre camadas de paleossoma (tonalidade de cinza mais escuro) e as camadas de neossoma (tonalidade de cinza mais claro). Esta alternância caracteriza a rocha como um migmatito do tipo estromático. “B” destaca a ocorrência de possíveis relictos da rocha primária, ou seja, de paleossomas. Estas paleossomas em tonalidade de cinza mais claro se apresentam na forma de augens ou de camadas segmentadas e convolvidas por algum tipo de material mais fluido, provavelmente rocha fundida. “C” denota um aspecto semelhante ao discutido em “A”. “D” revela um cisalhamento dextral sobre uma neossoma (tonalidade de cinza mais claro).

Figura 4.4. Interpretação das feições migmatíticas encontradas nos limites entre o Complexo Belém de São Francisco e o Complexo Cabrobó. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-66, “C” se refere ao afloramento AM-35 e “D” se refere ao afloramento AM-36.



Fonte: o autor (2015)

4.1.2. COMPLEXO CABROBÓ

O Complexo Cabrobó foi reconhecido em campo através da ampla ocorrência de gnaisses félsicos (**Figura 4.5**, **A**, **B** e **C**) os quais foram utilizados por Santos (1999) como argumento para sustentar sua tese da ampla influência vulcanogênica no mesmo. Uma sequência essencialmente metassedimentar de dimensões expressivas também foi reconhecida no Complexo Cabrobó (**Figura 4.5**, **D**, **E** e **F**).

A **Figura 4.5** ilustra em “A” um gnaisse encontrado no afloramento AM-95 e que possui um elevado grau de deformação, evidenciado pela segregação bem definida entre bandas máficas e félsicas. “B” ilustra uma rocha gnaissificada exposta no afloramento AM-96, de composição granítica, semelhante ao gnaisse em “A”, mas que foi deformada em um grau inferior. Pelo aspecto geral da rocha em “B” e pela semelhança composicional entre as rochas em “A” e em “B”, infere-se que

possivelmente ambas as rochas se referem a intrusões gnaissificadas da Suíte Chorrochó posicionadas dentro dos limites do Complexo Cabrobó. “C” ilustra um gnaisse com aspecto milonítico e foliação subvertical exposto no afloramento AM-30. Ainda neste afloramento ocorre o que parecem ser intercalações entre gnaisses e rochas metamáficas. “D”, “E” e “F” se referem a xistos ricos em muscovita que constituem uma sequência metassedimentar no Complexo Cabrobó. Esta sequência destoa das características dominantes no restante do complexo, abundante em gnaisses. “E” ilustra a ocorrência de uma lente quartzítica no afloramento AM-1, o mesmo do xisto ilustrado em “D”. “F” ilustra outro xisto observado no afloramento AM-62. Foram coletadas amostras tanto do afloramento AM-1 (amostra AM-01-02) quanto do afloramento AM-62 (amostra AM-62-01). A observação mesoscópica destas duas amostras revelou que a ocorrência de minerais do grupo da granada estava restrita à amostra AM-01-02. Esta constatação pode indicar um maior grau metamórfico (maior profundidade de formação) para esta última amostra ou pode estar apenas relacionada a uma variação composicional entre estas rochas. As tramas planares (foliação e xistosidade) das rochas na **Figura 4.5** se encontram subverticalizadas e orientadas segundo a direção noroeste-sudeste. Os dados estruturais deste complexo serão apresentados na **Seção 4.4**.

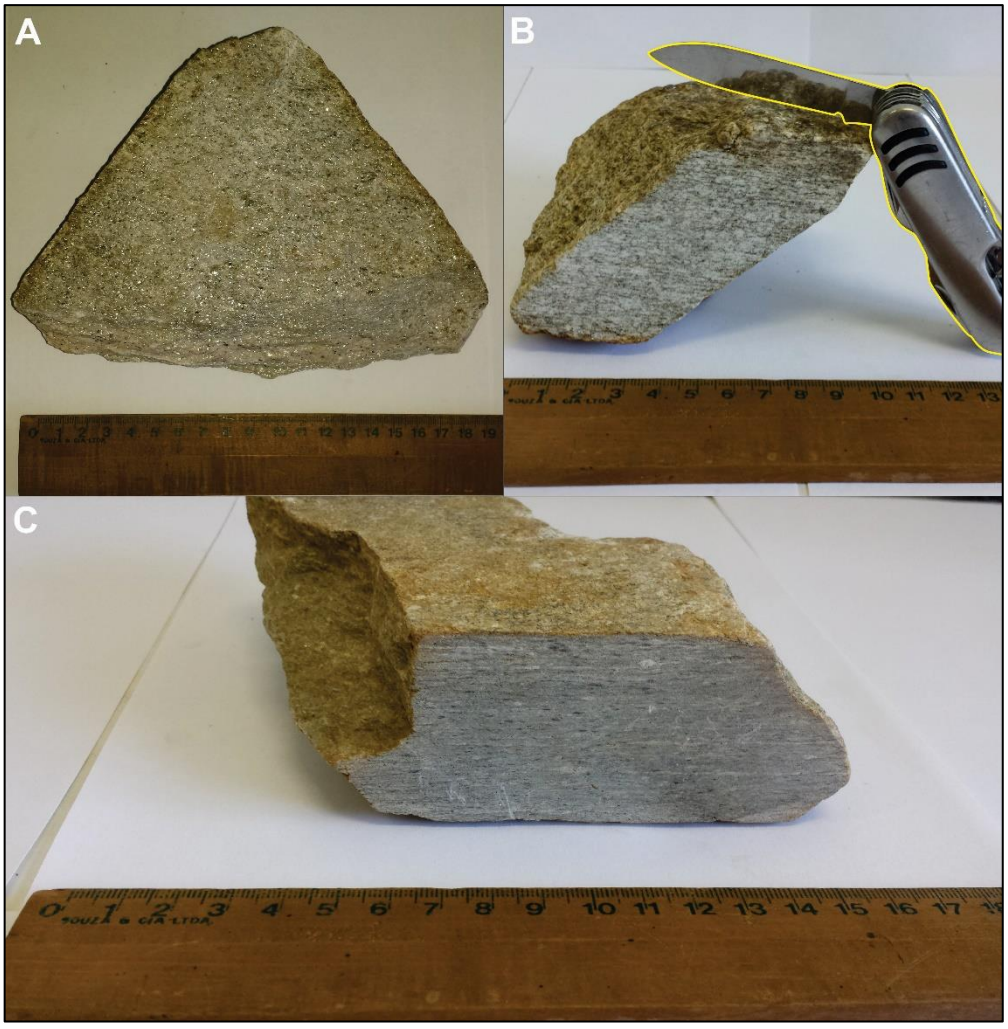
Figura 4.5. Litologias mais representativas do Complexo Cabrobó. “A”, “B” e “C” representam gnaisses. “D”, “E” e “F” representam a sequência metassedimentar do Complexo Cabrobó. “A” se refere ao afloramento AM-95, “B” se refere ao afloramento AM-96, “C” se refere ao afloramento AM-30, “D” e “E” se referem ao afloramento AM-1 e “F” se refere ao afloramento AM-62.

Fonte: o autor (2014)

Em relação às amostras analisadas da sequência metassedimentar inserida dentro dos limites do Complexo Cabrobó, estas estão ilustradas na **Figura 4.6**. Pode-se observar nesta figura que, apesar de não serem idênticas, as referidas amostras guardam semelhanças entre si. Todas se apresentam foliadas, com aspecto compacto e com composição quartzo-feldspática. Apresentam ainda evidente conteúdo em filossilicatos (muscovita), principalmente em sua superfície,

mas também entre os planos de foliação. Na **Figura 4.6,** “A”, “B” e “C” se referem respectivamente aos afloramentos AM-67, AM-86 e AM-62. Tanto a amostra ilustrada em “B” (AM-86-01) como a amostra ilustrada em “C” (AM-62-01) foram analisadas em microscópio petrográfico, sendo suas descrições apresentadas a seguir. Além destas, a amostra AM-01-02, relativa a um xisto granadífero, também foi analisada sob a mesma ótica.

Figura 4.6. Amostras de mão relativas à muscovita-xistos da sequência metassedimentar identificada no Complexo Cabrobó. “A” se refere à amostra de mão do afloramento AM-67 (amostra AM-67-01). “B” se refere à amostra de mão do afloramento AM-86 (amostra AM-86-01). “C” se refere à amostra de mão do afloramento AM-62 (amostra AM-62-01).

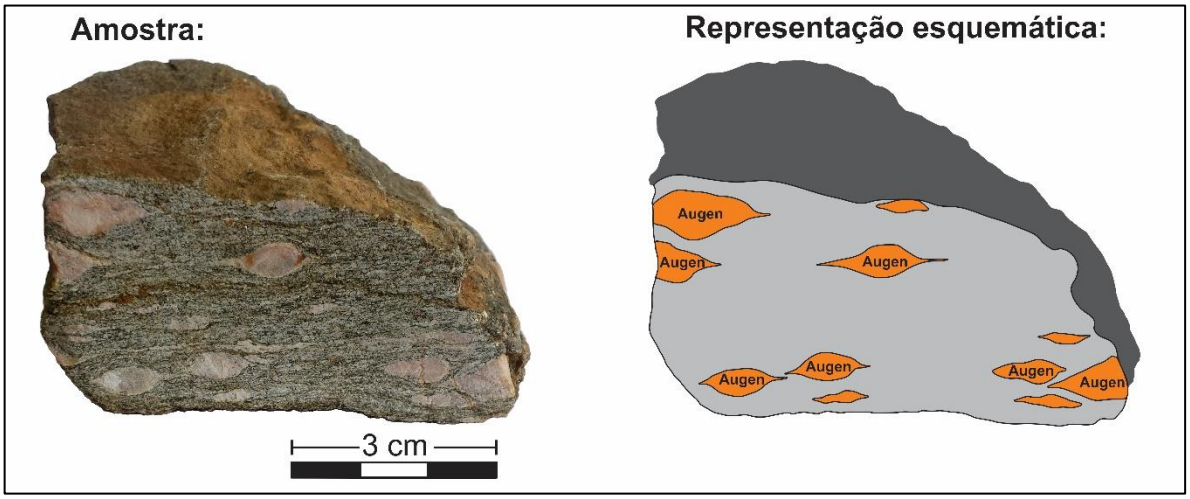


Fonte: o autor (2015)

4.1.2.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA DE GNAISSE DO COMPLEXO CABROBÓ

A lâmina AM-31-01 se refere a uma rocha classificada macroscopicamente como um augen gnaisse, sendo seus porfiroclastos constituídos principalmente por feldspato potássico (**Figura 4.7**). Em seção delgada foram identificados os minerais que definem seus planos de foliação. Microscopicamente a amostra é composta por microclina (48%), quartzo (39%), biotita (7%), granada (3%) e como minerais traços (<1%), muscovita, plagioclásio e titanita.

Figura 4.7. Amostra AM-31-01 relativa a um quartzo-microclina augen gnaisse em paralelo com sua representação esquemática.

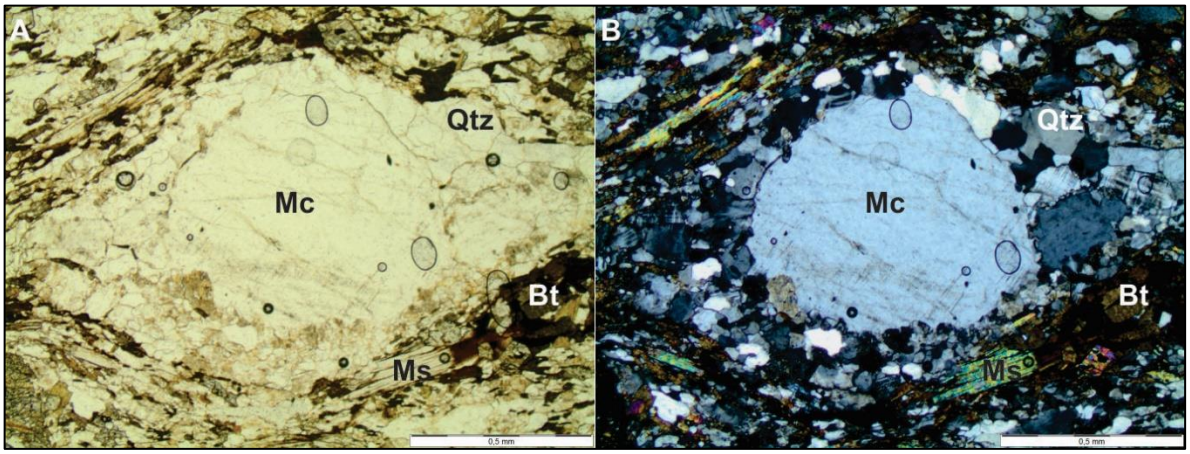


Fonte: o autor (2015)

Texturalmente a rocha é lepidoblástica, definida pela orientação dos minerais micáceos, notadamente biotita. Os porfiroclastos correspondem a grãos de feldspato potássico (microclina) e definem a textura augen (**Figura 4.8**). As sombras de pressão são simétricas e são compostas por grãos de quartzo e microclina. A rocha apresenta ainda um estilo de deformação milonítico (deformação dúctil). A observação da textura augen indica um provável protólito ígneo para esta rocha.

A rocha pode ser classificada como quartzo-microclina augen gnaisse.

Figura 4.8. Fotomicrografias relativas à amostra AM-31-01 (quartzo-microclina augen gnaisse). “A” e “B” se referem à ocorrência de augen composto por microclina e de sombras de pressão compostas por quartzo, microclina e plagioclásio. Onde Bt: biotita, Mc: microclina, Ms: muscovita e Qtz: quartzo. “A” está em visão a polarizadores paralelos e “B” a polarizadores cruzados.



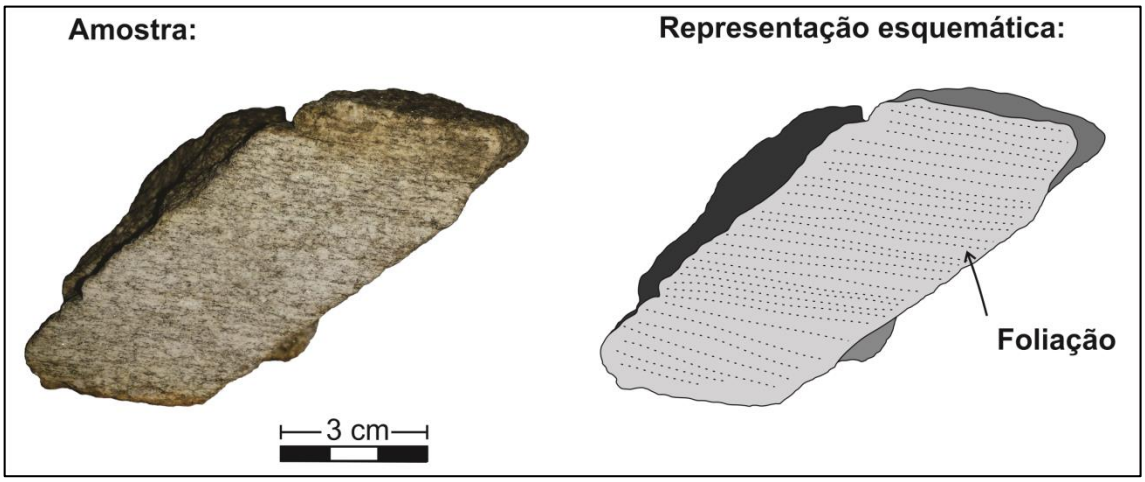
Fonte: o autor (2015)

4.1.2.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR DO COMPLEXO CABROBÓ

I. AMOSTRA AM-86-01

A lâmina AM-86-01 se refere a uma rocha foliada e composta predominantemente por quartzo e feldspato (**Figura 4.9**). Microscopicamente a rocha é constituída por quartzo (77%), microclina (12%), biotita (5%), plagioclásio (3%), e por minerais traços (~1%) muscovita, granada e epidoto.

Figura 4.9. Amostra AM-86-01 relativa a um microclina quartzito em paralelo com sua representação esquemática.



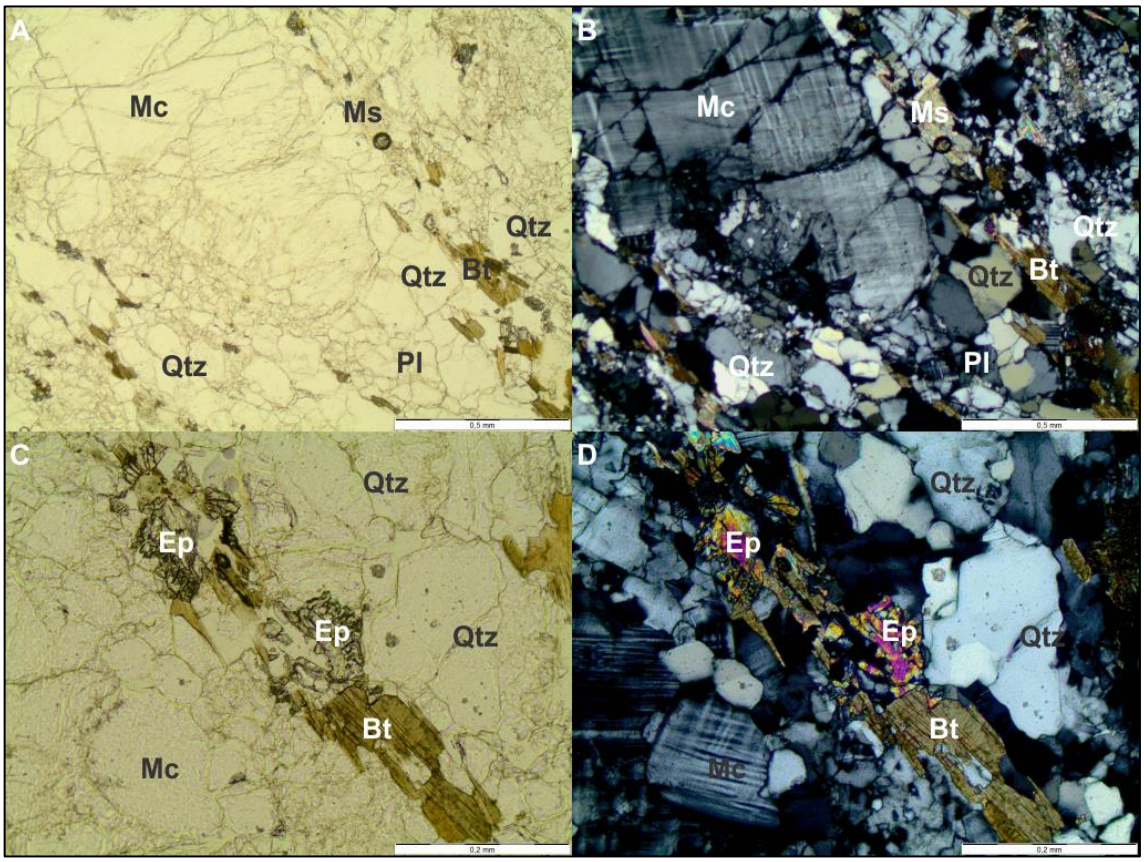
Fonte: o autor (2015)

Em relação às texturas, a rocha apresenta-se lepidoblástica, pela orientação da biotita, e heteroblástica, devido à distribuição de grãos xenoblásticos de quartzo e feldspato (**Figura 4.10**). Pequenos augens, compostos por quartzo e microclina, estão distribuídos na rocha. A configuração geral dos cristais da rocha (granulares, anédricos e cominuídos) indica uma provável deformação em regime rúptil, cataclástica.

Com base na composição mineralógica e no contexto geológico ao qual a rocha está inserida, próxima a metassedimentos, pode-se inferir que esta também se trata de uma rocha metassedimentar. O protólito desta rocha foi provavelmente um arenito.

A rocha pode ser classificada como um microclina quartzito.

Figura 4.10. Fotomicrografias relativas à amostra AM-86-01 (microclina quartzito). “A” e “B” se referem à sombra de pressão, composta por microclina e quartzo, em augen. “C” e “D” se referem à ocorrência de cristais de epidoto na rocha. Onde Bt: biotita, Ep: epidoto, Mc: microclina, Ms: muscovita e Qtz: quartzo. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados.

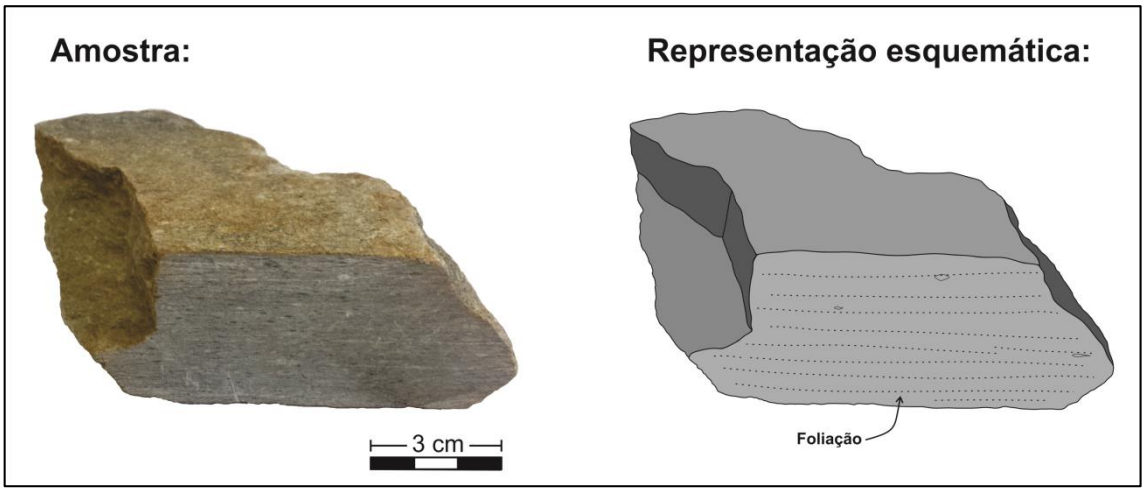


Fonte: o autor (2015)

II. AMOSTRA AM-62-01

A lâmina AM-62-01 se refere a uma rocha que, analisada macroscopicamente, se mostrou compacta e foliada, sendo composta majoritariamente por quartzo e muscovita (**Figura 4.11**). Microscopicamente a mineralogia desta rocha é caracterizada pela presença de quartzo (60%), muscovita (37%), granada (2%) e feldspatos (1%).

Figura 4.11. Amostra AM-62-01 relativa a um muscovita-quartzo xisto em paralelo com sua representação esquemática.

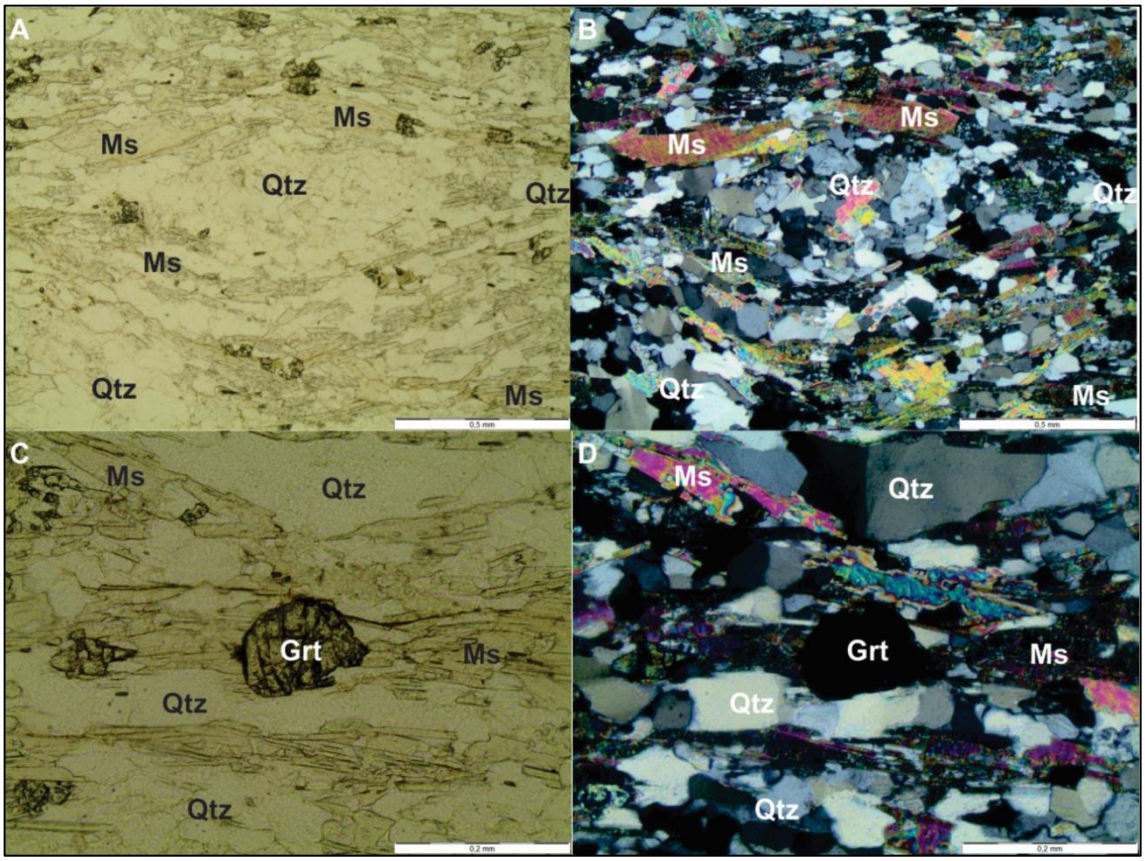


Fonte: o autor (2015)

A rocha apresenta textura lepidoblástica definida pela orientação das lamelas de muscovita. A granada apresenta-se xenoblástica, intensamente fraturada e disseminada na amostra (**Figura 4.12**). São observados augens de pequenas dimensões compostos por grãos de quartzo (**Figura 4.12**, **A** e **B**). A amostra se trata de uma rocha metassedimentar.

A rocha pode ser classificada como muscovita-quartzo xisto.

Figura 4.12. Fotomicrografias relativas à amostra AM-62-01 (muscovita-quartzo xisto). “A” e “B” se referem a augen composto por cristais de quartzo. “C” e “D” ilustram a ocorrência subordinada da granada. Onde Grt: granada, Ms: muscovita e Qtz: quartzo. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados.

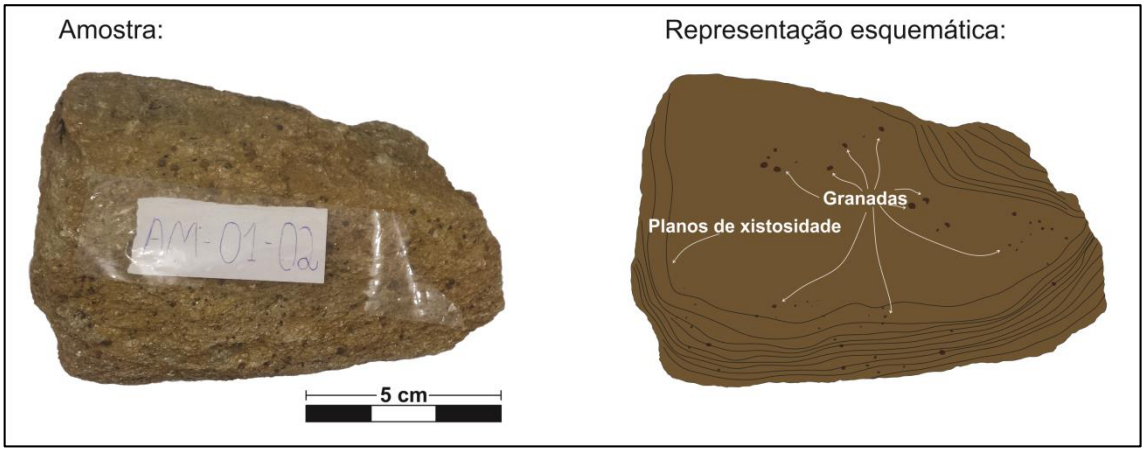


Fonte: o autor (2015)

III. AMOSTRA AM-01-02

Macroscopicamente a amostra AM-01-02 é uma rocha com uma xistosidade bem definida pela abundante ocorrência de minerais micáceos orientados. Esta rocha revela farta presença de granada (**Figura 4.13**). Mediante a análise feita em seção delgada, foram identificados muscovita (45%), quartzo (41%), granada (8%), minerais opacos (5%) e biotita (~1%).

Figura 4.13. Amostra AM-01-02 relativa a um quartzo-muscovita xisto com granada em paralelo com sua representação esquemática.



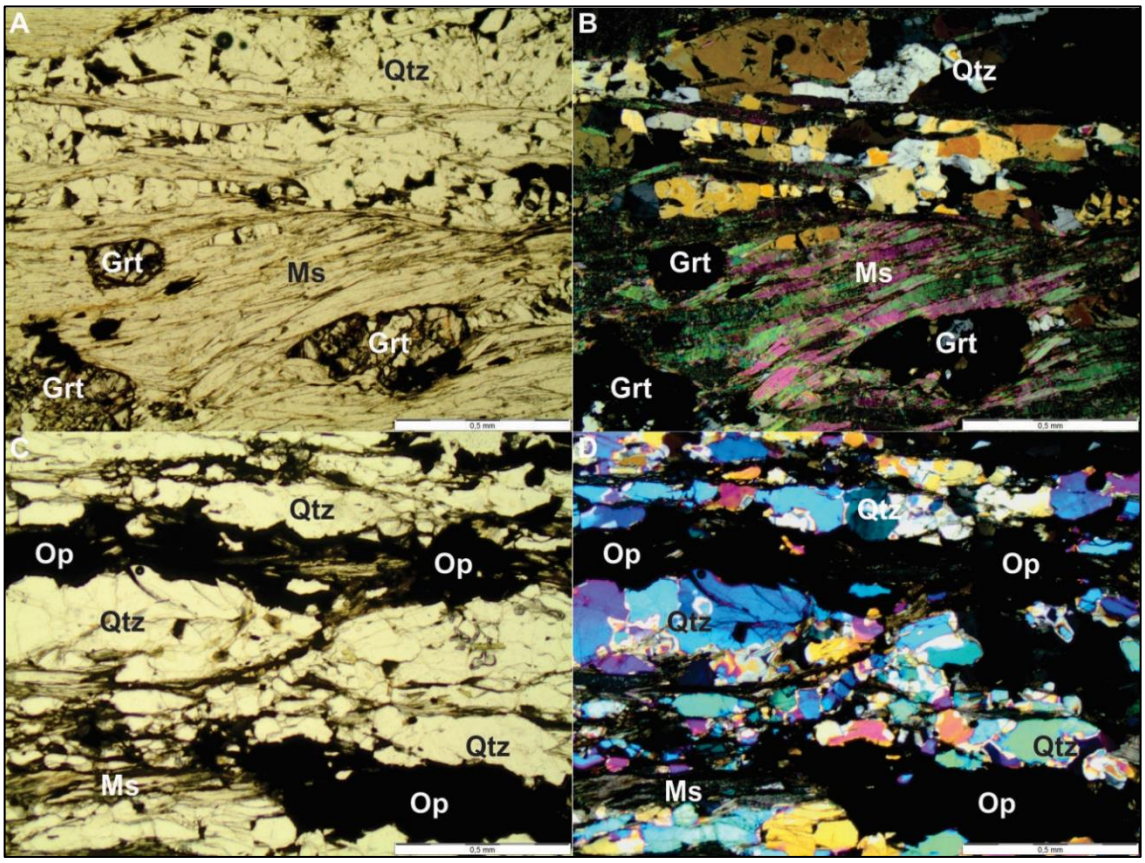
Fonte: o autor (2015)

A análise detalhada da seção delgada revelou domínios de quartzo e domínios de micas bem marcados os quais contribuem em maior parte para a definição dos planos de foliação da rocha (**Figura 4.14**, **A** e **B**). Os minerais micáceos, principalmente muscovita, orientados conferem uma textura lepidoblástica à rocha (**Figura 4.14**). *Mica fish* em muscovita são relativamente comuns, indicando a intensa deformação dúctil da amostra. Os cristais de granada conferem ao xisto uma textura porfirítica.

A abundância em minerais ricos em alumínio, a presença de granada e de xistosidade na rocha, todos estes aspectos aliados, sugerem um protólito pelítico para a mesma. Esta verificação quando comparada com as análises petrográficas anteriores dos metassedimentos revela uma variação composicional dos litotipos que compõe a sequência metassedimentar do Complexo Cabrobó.

A rocha pode ser classificada como um quartzo-muscovita xisto com granada.

Figura 4.14. Fotomicrografias relativas à amostra AM-01-02 (quartzo-muscovita xisto com granada). “A” e “B” revelam a ocorrência de domínios de muscovita e domínios de quartzo. “C” e “D” ilustram a ampla ocorrência de minerais opacos. Onde Grt: granada, Ms: muscovita, Op: minerais opacos e Qtz: quartzo. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados.



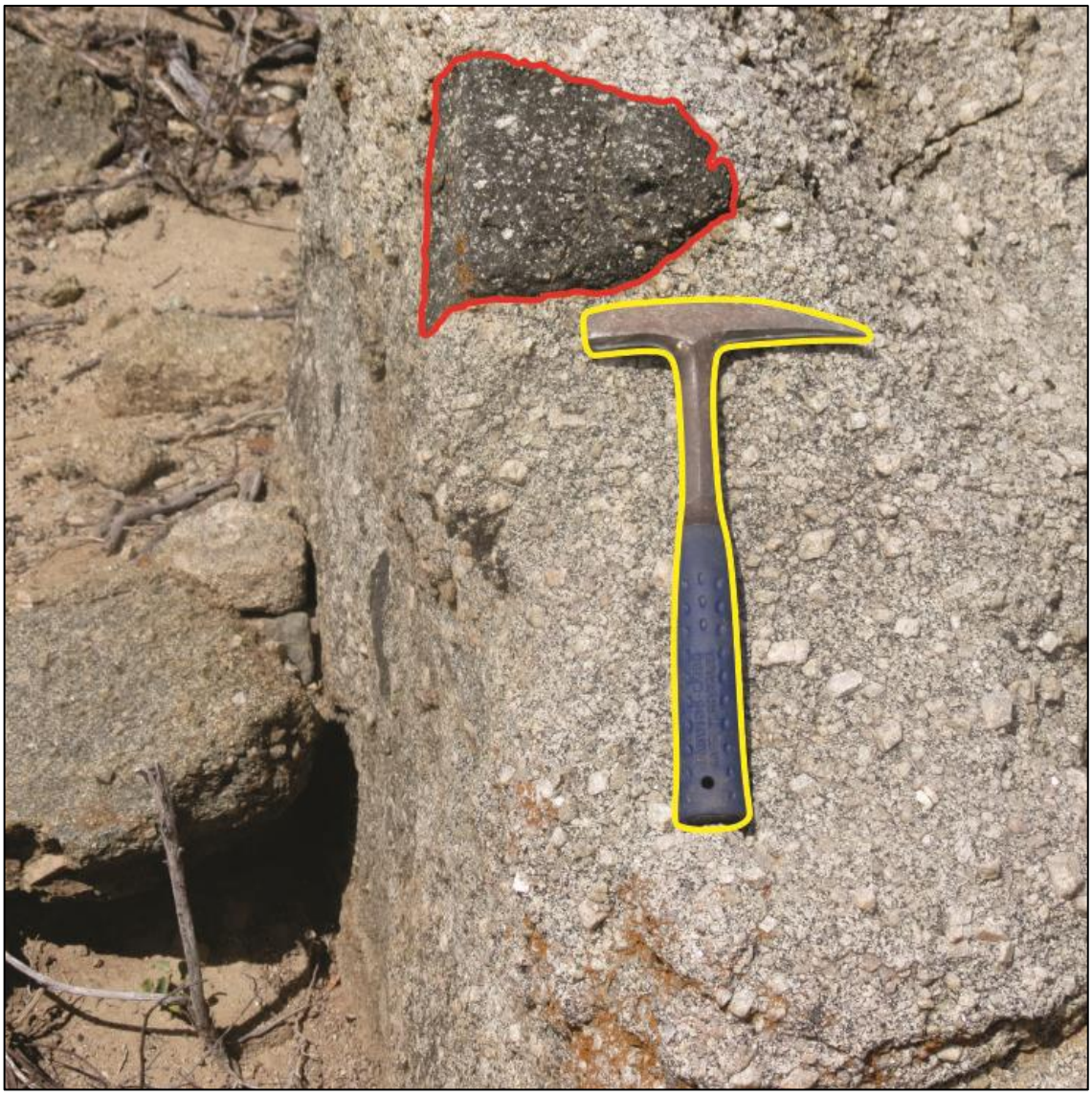
Fonte: o autor (2015)

4.1.3. SUÍTE CHORROCHÓ

A Suíte Chorrochó é revelada, dentro dos limites estabelecidos da área estudada através do afloramento de grande quantidade de leucogranitóides. Esta suíte está representada na porção noroeste do mapa geológico (em anexo) e a principal forma de exposição de seus corpos se dá na forma de grandes lajedos. De maneira geral se observa em suas exposições um aspecto indeformado e isotrópico, não havendo o desenvolvimento de estruturas metamórficas como observado em outras rochas representantes do embasamento da sub-bacia. Foi observado em campo que a deformação da Suíte Chorrochó se concentra em suas bordas as quais estão definidas no mapa geológico em anexo. Não serão consideradas nesta abordagem as possíveis fácies deformadas desta suíte intrudidas em outros complexos.

Os granitos da Suíte Chorrochó possuem elevado conteúdo feldspático, representado pela ampla ocorrência de fenocristais de plagioclásio, minerais de cor branca, **Figura 4.15**. Os fenocristais de plagioclásio possuem dimensões centimétricas a decimétricas e assumem formas subédricas a euédricas. A observação de cristais de feldspatos com dimensões pronunciadas nas rochas desta suíte atribui a estas uma aparência textural porfirítica. Neste contexto, as geometrias dos fenocristais, aproximadamente regulares, emprestam um aspecto textural hipidiomórfico para as mesmas.

Figura 4.15. Leucogranito da Suíte Chorrochó exposto no afloramento AM-15, com destaque para a presença de pequeno enclave máfico. Notar abundante conteúdo feldspático.



Fonte: o autor (2014)

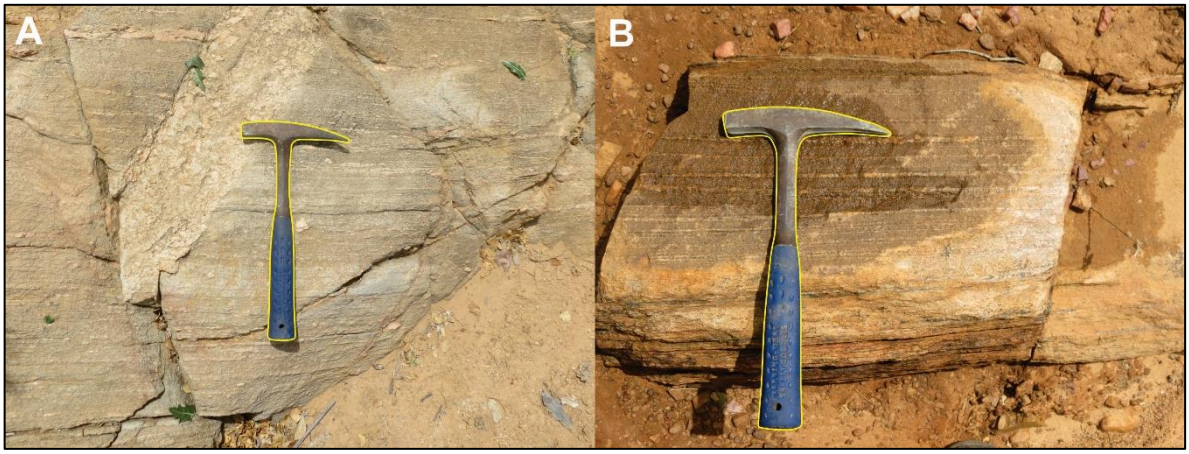
Enxames de enclaves máficos também fazem parte dos cenários visualizados nos afloramentos da Suíte Chorrochó. Em alguns destes enclaves observa-se texturas indicativas de fluxo (**Figura 4.16**, **A** e **B**), sendo constatada uma composição anfibolítica para os mesmos (**Figura 4.16**, **D**). São observados com menor frequência xenólitos de rochas provavelmente supracrustais nos afloramentos da Suíte Chorrochó, como ilustrado em “C” na **Figura 4.16**. Na imagem referida pode-se observar um xenólito de uma rocha bandada (gnaisse).

Figura 4.16. Principais feições identificadas na Suíte Chorrochó. “A” ilustra enxame de enclaves máficos. “B” apresenta uma textura fluidal observada em alguns enclaves. “C” mostra a ocorrência de um xenólito de gnaisse. “D” ilustra em detalhe um enclave máfico, revelando a presença de anfibólios. “A”, “C” e “D” se referem ao afloramento AM-15 e “B” se refere ao afloramento AM-44.

Fonte: o autor (2014)

Os afloramentos AM-18 e AM-120, inseridos dentro dos limites estabelecidos no mapa geológico para a Suíte Chorrochó, revelam a exposição única e exclusiva de gnaisses (**Figura 4.17**). Este fato indica que rochas supracrustais deformadas estavam alojadas anteriormente na região onde se observa esta suíte atualmente.

Figura 4.17. Supracrustais pretéritas inseridas dentro dos limites da Suíte Chorrochó. Tratam-se de gnaisses bandados de granulação média a fina. “A” revela gnaisse exposto no afloramento AM-18, afetado por dique feldspático. “B” mostra outro gnaisse exposto no afloramento AM-120.

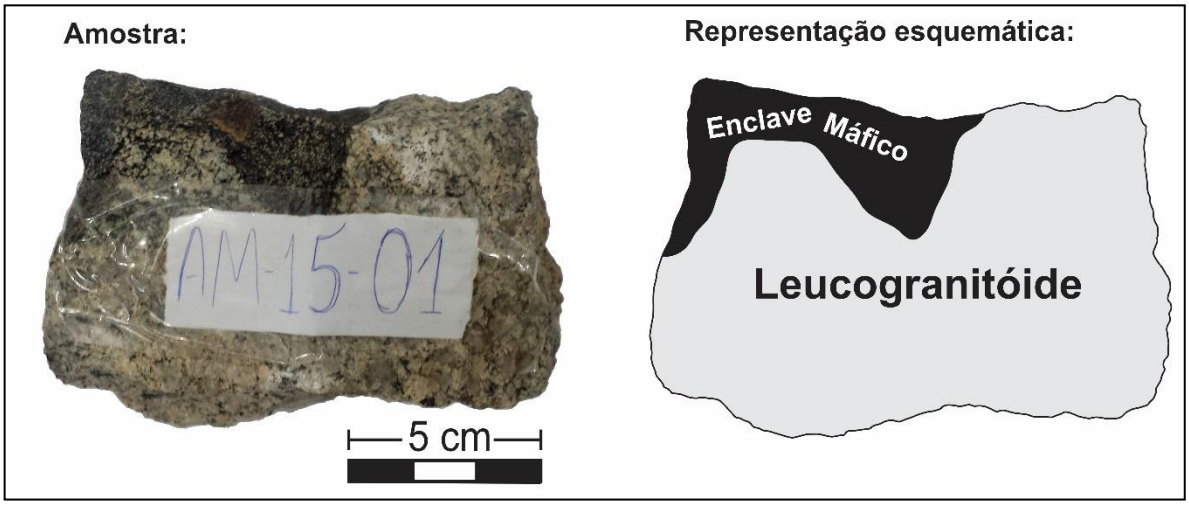


Fonte: o autor (2014)

4.1.3.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA DE LEUCOGRANITÓIDE DA SUÍTE CHORROCHÓ

A amostra AM-15-01 (**Figura 4.18**) relativa a um leucogranitóide da Suíte Chorrochó foi analisada mesoscopicamente e microscopicamente. Esta amostra é composta em sua grande maioria por quartzo e feldspato, com a presença de minerais máficos como biotita e anfibólio. A amostra foi escolhida por representar a composição geral da Suíte Chorrochó e por representar a ocorrência de enclaves máficos na mesma.

Figura 4.18. Amostra AM-15-01 relativa a leucogranitóide (granodiorito) da Suíte Chorrochó em paralelo com sua representação esquemática.

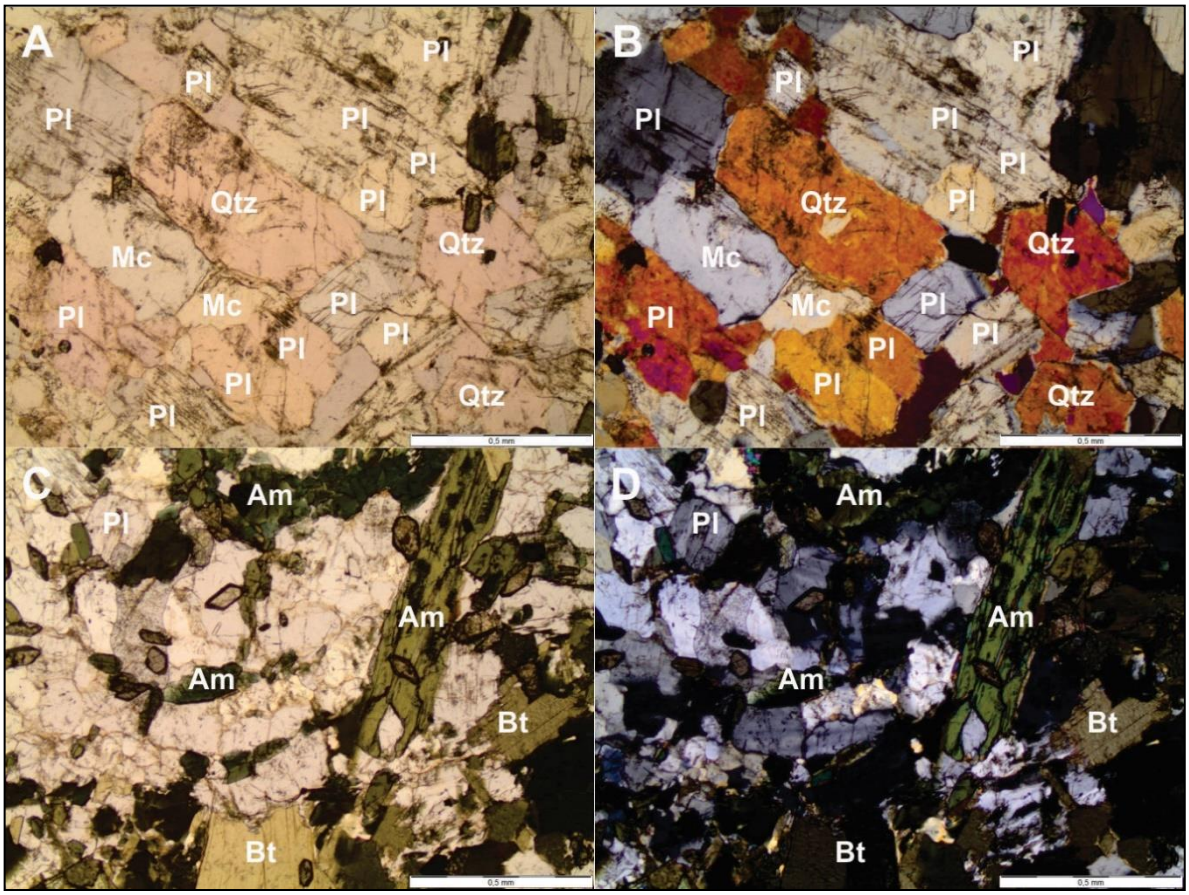


Fonte: o autor (2015)

A amostra AM-15-01 se apresentou isotrópica, não apresentando indícios de deformação. Em seção delgada foi observada a seguinte composição mineralógica: plagioclásio (70%), quartzo (22%), microclina (3%), anfibólio (3%), titanita (1%) e biotita (1%).

Petrograficamente a rocha é equigranular e hipidiomórfica (**Figura 4.19**), correspondendo a um granodiorito. As porcentagens recalculadas para sua classificação foram: 73,6% para plagioclásio, 23,2% para quartzo e 3,2% para microclina.

Figura 4.19. Fotomicrografias relativas à amostra AM-15-01 (granodiorito). “A” e “B” se referem à grande ocorrência de plagioclásio na rocha. “C” e “D” se referem à ocorrência de anfibólios e titanita na rocha. Onde Am: anfibólio, Bt: biotita, Mc: microclina, Pl: plagioclásio e Qtz: quartzo. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados.

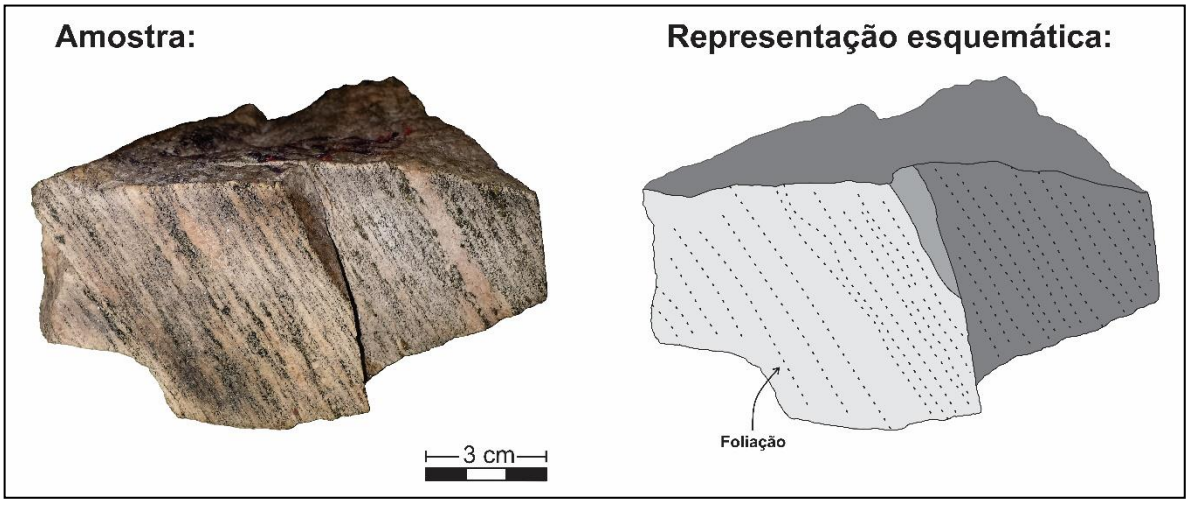


Fonte: o autor (2015)

4.1.3.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA DE SUPRACRUSTAL ENCONTRADA NA SUÍTE CHORROCHÓ

A amostra AM-146-01 se refere à ocorrência de rochas supracrustais dentro dos limites da Suíte Chorrochó. Macroscopicamente a amostra se apresentou foliada e composta por quartzo, feldspato e minerais máficos. A rocha foi classificada através da análise mesoscópica como um biotita-gnaisse com a alternância de bandas máficas e félsicas (**Figura 4.20**). Em seção delgada a rocha apresenta quartzo (50%), plagioclásio (17%), biotita (15%), microclina (13%), epidoto (2%), anfibólio (2%) e titanita (1%).

Figura 4.20. Amostra AM-146-01 relativa a um biotita gnaisse em paralelo com sua representação esquemática.

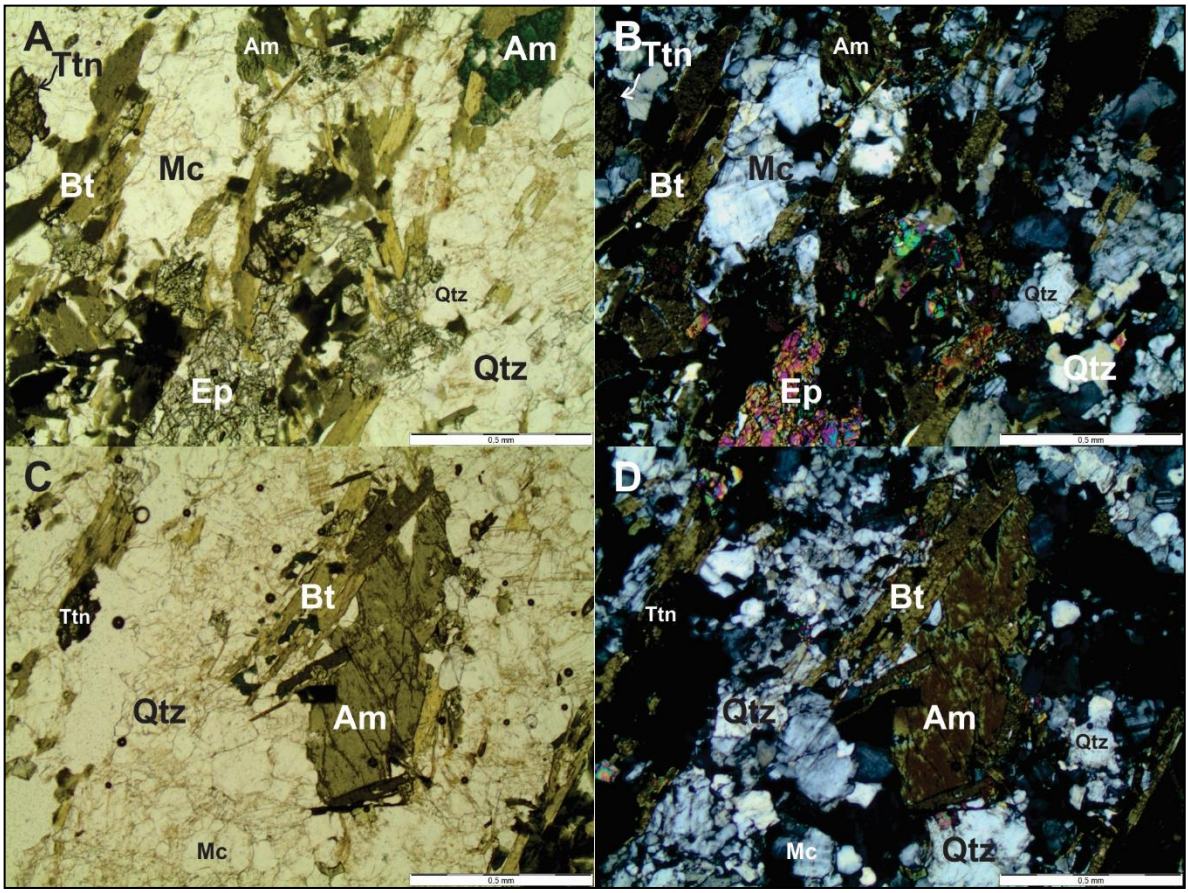


Fonte: o autor (2015)

A textura geral observada na amostra é heteroblástica, pois há uma distribuição inequigranular de seus componentes. Os planos de foliação da rocha são marcados pela orientação da biotita, epidoto e anfibólio, configurando localmente uma textura nematolepidoblástica (**Figura 4.21**). Em relação à forma dos grãos estes se apresentam com aspecto xenoblástico, por vezes cominuídos. Este último aspecto pode indicar uma deformação em regime rúptil.

A rocha pode ser classificada como biotita gnaisse.

Figura 4.21. Fotomicrografias relativas à amostra AM-146-01 (biotita gnaisse). “A” e “B” revelam a definição dos planos de foliação da rocha por: biotita, anfibólios e epidoto. Onde Am: anfibólio, Bt: biotita, Ep: epidoto, Mc: microclina, Qtz: quartzo e Ttn: titanita. “A” e “C” estão em visão a polarizadores paralelos, “B” e “D” a polarizadores cruzados.



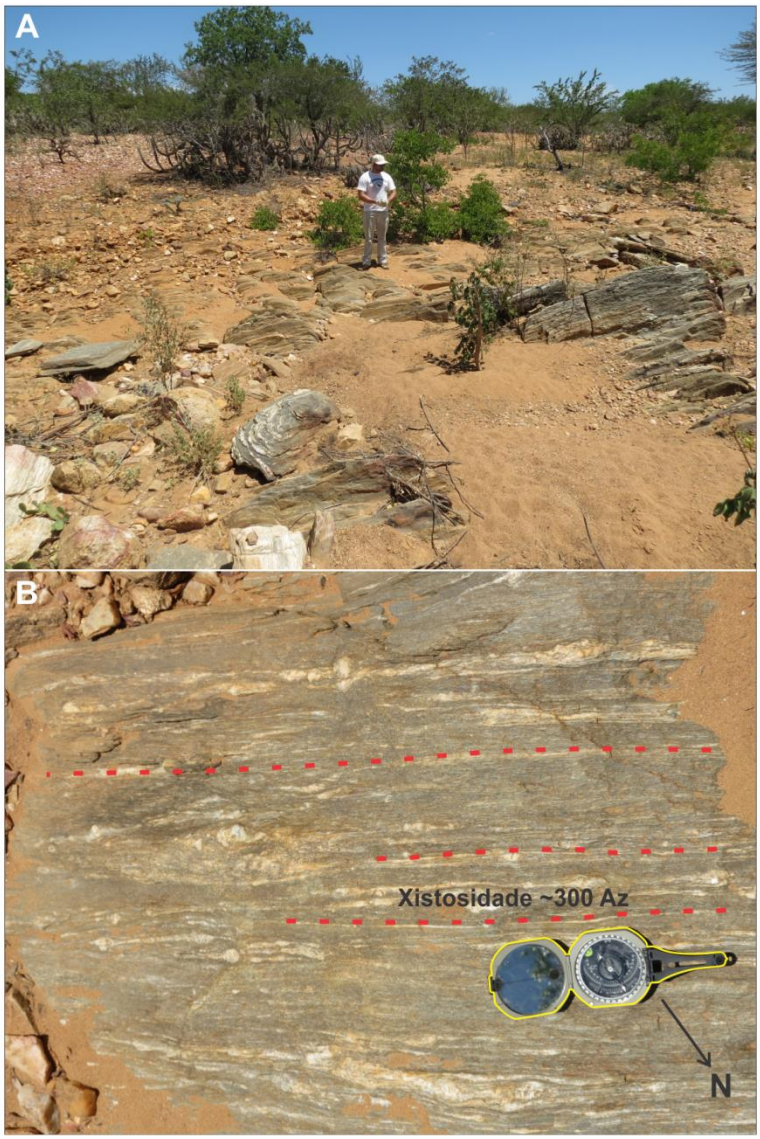
Fonte: o autor (2015)

4.1.1. COMPLEXO MARANCÓ

O Complexo Marancó foi reconhecido em campo através da ocorrência de rochas de grau metamórfico inferior àquelas observadas no Complexo Cabrobó, ocorrendo a sul deste último. Dentro dos limites estabelecidos para a área de mapeamento, o Complexo Marancó se revelou por meio da ocorrência de rochas metassedimentares de granulação fina e de gnaisses (**Figura 4.22**). Apesar do tamanho reduzido dos cristais constituintes dos metassedimentos, estes ainda são classificados como xistos. A análise das amostras de mão dos xistos denunciou a ocorrência de cristais de magnetita, revelados pelo hábito cúbico e propriedade magnética.

Grande parte dos xistos aflorantes no Complexo Marancó apresentam um aspecto superficial sedoso. Este aspecto pode ser observado tanto no afloramento AM-55 quanto em outros afloramentos no Complexo Marancó (**Figura 4.23**, **A**). Esta característica está relacionada à granulação fina e à grande abundância das lamelas de muscovita nos xistos. Em algumas porções do Complexo Marancó seus xistos se encontram afetados por veios quartzosos, concordantes com suas tramas planares (**Figura 4.22**, **B**). As xistosidades dos metassedimentos deste complexo apresentam orientações noroeste-sudeste, concordantes com as informações da geologia regional. Foi observada uma orientação de aproximadamente 300 Az (noroeste-sudeste) para a xistosidade no afloramento AM-55 (**Figura 4.22**, **B**).

Figura 4.22. Xisto observado no afloramento AM-55 inserido no contexto do Complexo Marancó. “A” se refere à abundância dos xistos no complexo e a seus aspectos sedosos. “B” se refere à ocorrência de veios quartzosos concordantes com a xistosidade.

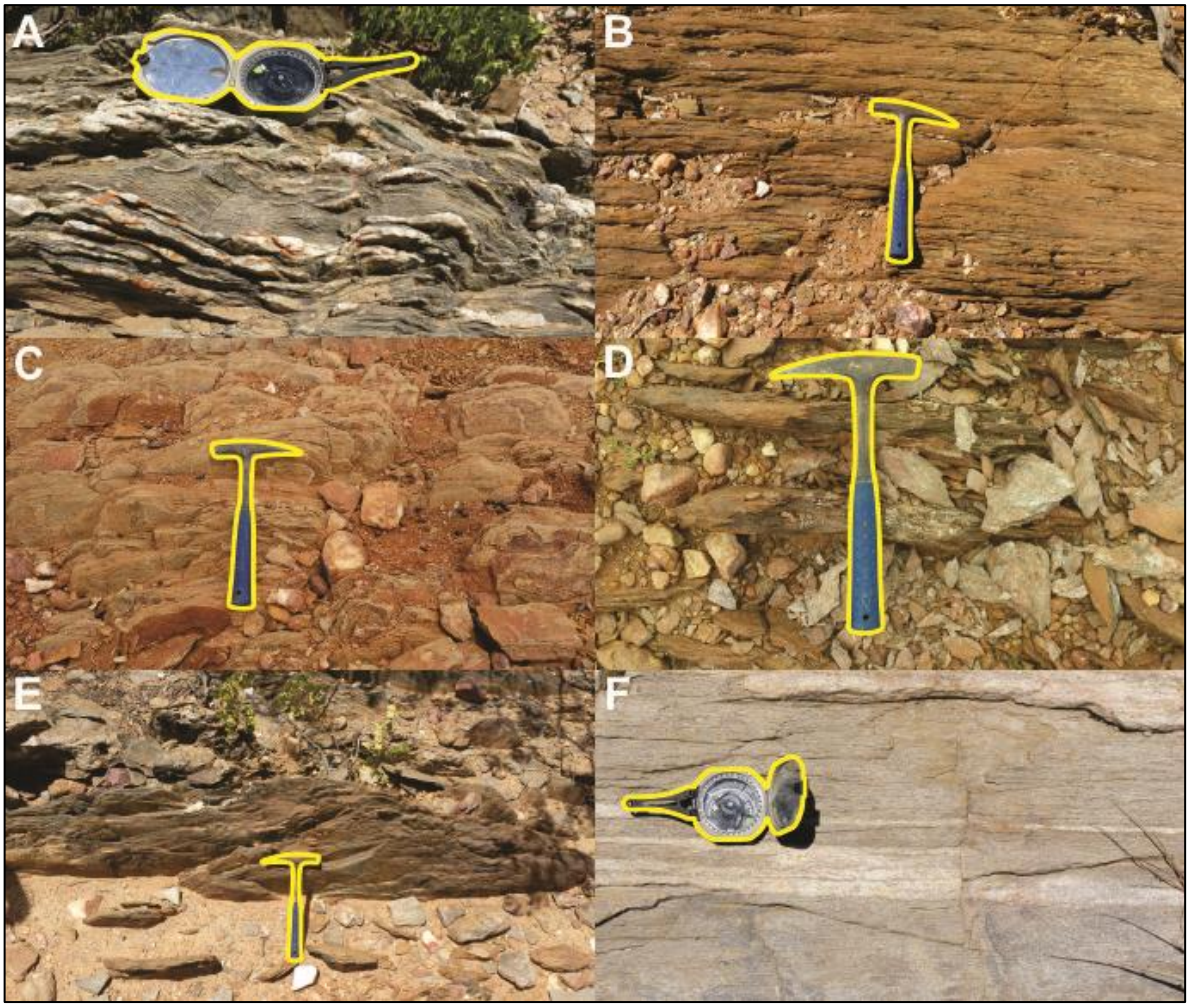


Fonte: o autor (2014)

A **Figura 4.23** ilustra em “A” aspectos semelhantes aos discutidos no parágrafo anterior (aspecto superficial sedoso e presença de veios quartzosos), mas visualizados no afloramento AM-52. Algumas exposições dos xistos do Complexo Marancó se apresentam mais intemperizadas, como ocorre nos afloramentos AM-53 e AM-158 (**Figura 4.23**, **B** e **C**). “D”, “E” e “F” na **Figura 4.23** se referem respectivamente aos afloramentos AM-161, AM-162 e AM-57. De maneira semelhante às tramas planares visualizadas nos outros complexos mapeados, as xistosidades dos metassedimentos do Complexo Marancó se encontram

subverticalizadas. Esta característica pode ser visualizada em “D” e “E” na **Figura 4.23**. Em “B”, “C”, “D” e “E” na figura discutida não se observa a ocorrência de veios quartzosos nos xistos, revelando que esta não é uma característica amplamente difundida. “F” se refere a gnaisse félsico, de composição aparentemente granítica. Gnaisses como o de “F” foram encontrados nos afloramentos AM-59, AM-157 e AM-159.

Figura 4.23. Afloramentos de xistos e gnaisse dentro dos limites do Complexo Marancó. “A” revela xisto afetado por veios quartzosos, “B”-“E” revelam xistos alterados com xistosidades verticalizadas e “F” revela gnaisse de composição granítica. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-52, “C” se refere ao afloramento AM-53, “D” se refere ao afloramento AM-158, “E” se refere ao afloramento AM-161 e “F” se refere ao afloramento AM-162.



Fonte: o autor (2014)

4.2. SEQUÊNCIAS SEDIMENTARES RELACIONADAS À SERRA DO TONÃ

A Serra do Tonã representa a feição geomorfológica de maior destaque na área de estudo. Revela-se através de uma estrutura geológica levemente escarpada, com topo em forma de chapada e orientação geral norte-sul. Corresponde ainda a um morro testemunho, constituído por material sedimentar, recente ou não. Sua configuração como remanescente sedimentar indica a existência pretérita de um registro sedimentológico mais amplo.

A sucessão sedimentar que compõe a Serra do Tonã é composta pela sequência pós-rifte, de idade aptiana, da Sub-bacia de Tucano Norte. Esta sequência está recoberta por sedimentos quaternários inconsolidados que são resultados de sua erosão e remobilização. A extensiva ocorrência de coberturas recentes, não apenas nos limites da Serra do Tonã, mas além destes, é responsável por encobrir grande parte dos intervalos estratigráficos desta sub-bacia. A carência de afloramentos tipo na área mapeada aliada à escassez de vias de acesso em bom estado para as escarpas da serra representaram um entrave para o levantamento de perfis estratigráficos durante o trabalho de campo.

Neste trabalho foram observadas as exposições de dois intervalos estratigráficos relacionados à Serra do Tonã e à Sub-bacia de Tucano Norte. O primeiro intervalo corresponde à Formação Marizal, exposta na base da serra (**Figura 4.24**). O segundo e mais expressivo está relacionado à “Sequência Carbonática do topo da Serra do Tonã” (Formação Crato), encontrada em ampla escala no topo da chapada (**Figura 4.28**) sob a forma de placas laminadas destacadas.

Os dois intervalos identificados estão relacionados ao sistema lacustre aptiano da Serra do Tonã que segundo Silveira (2014) é composto por duas associações de fácies sedimentares: uma Associação de Fácies Deltaica-Lacustre (AFDL) e uma Associação de Fácies Lacustre (AFL). A AFDL é composta por arenitos calcíferos com tons de cinza e com laminações plano-paralelas, por materiais siltico-argilosos acinzentados calcíferos e sem estruturas, e por folhelhos com pouco teor em material carbonático e com coloração cinza escura. A AFL é formada por calcários com diversas tonalidades de marrom; por folhelhos com pouco carbonato, apresentando níveis arenosos; e por margas com tons de bege.

4.2.1. FORMAÇÃO MARIZAL (SEQUÊNCIA K50)

A Formação Marizal está exposta na área investigada graças ao desenvolvimento de uma rede de drenagem intermitente. O fluxo superficial de água gerou uma ravina que acaba por revelar a geologia abaixo do material mais recente, remobilizado e vegetado (**Figura 4.24** e **Figura 4.25**). Esta formação sedimentar aflora próxima à base da Serra do Tonã na forma de uma camada arenosa com estratificações cruzadas. Seu afloramento foi interpretado visando-se a construção do perfil estratigráfico ilustrado na **Figura 4.26**.

Uma visão mais aproximada do afloramento está ilustrada na **Figura 4.25**. Nesta figura é dada uma maior ênfase para o intervalo arenoso, situado entre as linhas roxa e verde. Abaixo da linha roxa ocorre um material siltico-argiloso e acima da linha verde ocorre solo. Recebe também destaque a ocorrência de raízes no material superior, indicando que o mesmo pode ser classificado como solo.

O afloramento AM-13 ao qual o perfil da **Figura 4.26** se refere está situado a 509 metros de altitude e possui em sua base um nível de 24,3 centímetros de espessura. Este primeiro nível é relativo a um material siltico-argiloso, maciço e de coloração verde esbranquiçada. O intervalo se mostrou reativo ao ataque de ácido clorídrico a 10%, revelando uma composição carbonática em sua constituição. Sobreposto a este nível basal, ocorre o arenito estratificado interpretado como pertencente à Formação Marizal. Este arenito é bem selecionado e apresenta-se constituído por grãos de granulometria areia fina a areia média; suas estratificações cruzadas apresentam elevada frequência. Não foram adquiridas medidas de paleocorrentes, pois os estratos visualizados aparentam estar basculados. Por fim, seguido o intervalo arenoso, aproximadamente 55 centímetros de solo capeiam a Formação Marizal.

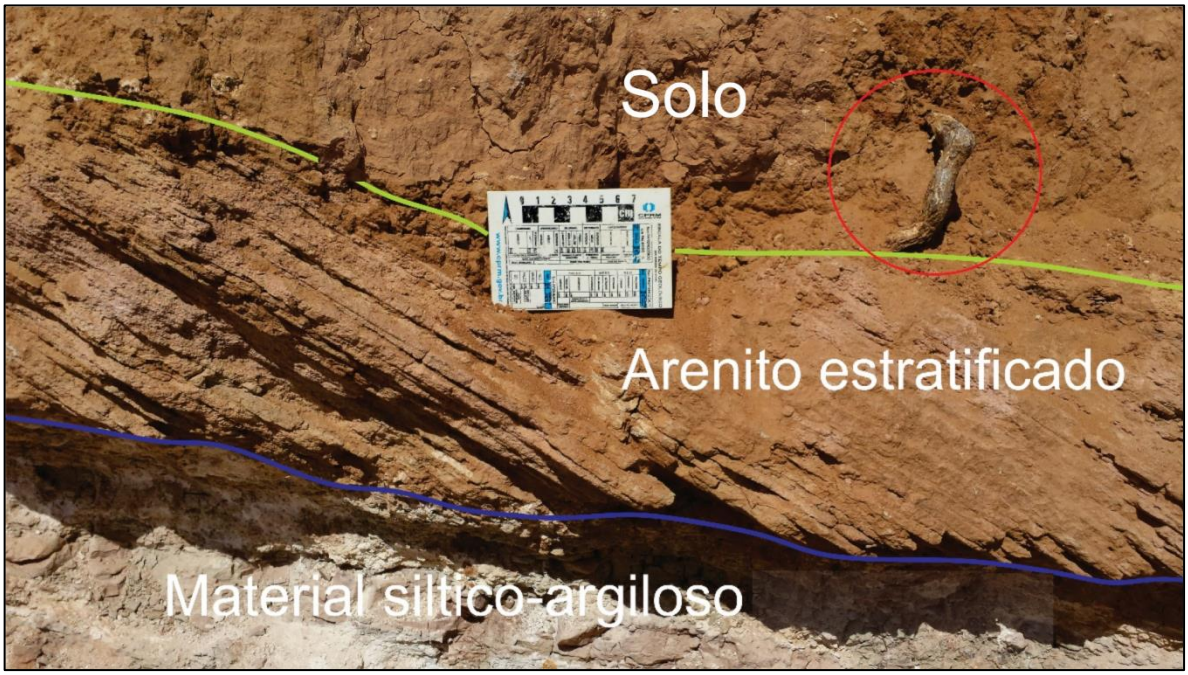
O intervalo reconhecido, constituído pelo material siltico-argiloso carbonático e pelo arenito estratificado, está provavelmente relacionado com a Associação de Fácies Deltaica-Lacustre (AFDL) reconhecida por Silveira (2014).

Devido à pequena extensão do afloramento da Formação Marizal e da não visualização desta formação de maneira ampla na área de mapeamento, a mesma não pôde ser representada no mapa geológico confeccionado (em anexo). Porém seu afloramento está indicado como uma exposição de relevância para estudos a respeito da evolução estratigráfica da Sub-bacia de Tucano Norte (em anexo).

Figura 4.24. Exposição da Formação Marizal (arenito estratificado), base da Serra do Tonã. Afloramento AM-13.

Fonte: o autor (2014)

Figura 4.25. Afloramento da Formação Marizal (arenito estratificado) em visão de detalhe (afloramento AM-13). Nota-se a presença de raízes no material mais recente.



Fonte: o autor (2015)

Figura 4.26. Interpretação e perfil estratigráfico de afloramento relativo à exposição da Formação Marizal na base da Serra do Tonã. Composição da base para o topo: material siltico-argiloso carbonático (24,3 cm), arenito estratificado (22 cm) e solo (55 cm).

Fonte: o autor (2015)

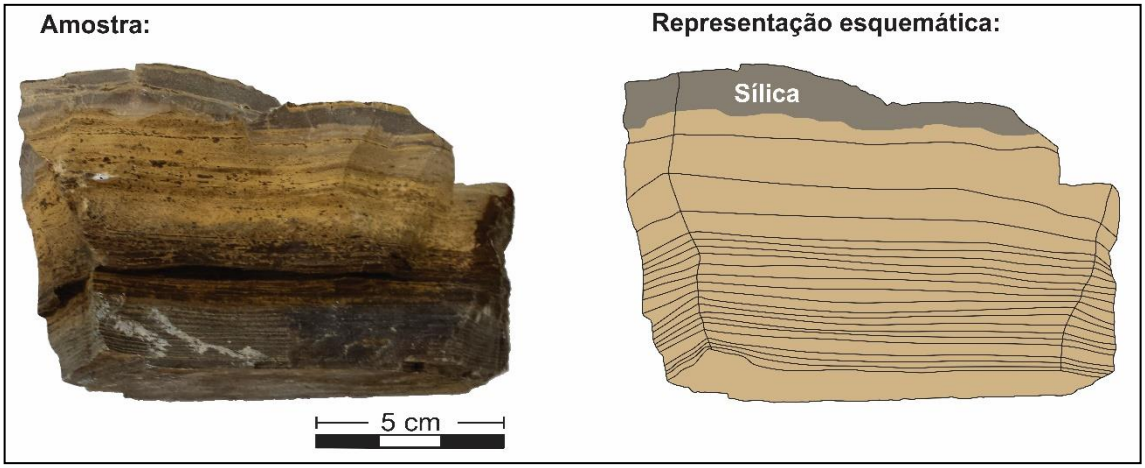
4.2.2. SEQUÊNCIA CARBONÁTICA DO TOPO DA SERRA DO TONÃ (FORMAÇÃO CRATO)

No topo da Serra do Tonã, sobreposta aos depósitos da Formação Marizal, observa-se a ocorrência de uma sequência carbonática lacustre de idade aptiana (Andar Alagoas). Este trabalho adota as correlações desta sequência com a Formação Crato, sendo este termo usado como sinônimo.

A Formação Crato está representada, em geral, por calcários laminados, silicificados, com colorações em tons de marrom, abrangendo tonalidades desde o bege claro ao marrom escuro. Ocorrem na área estudada na forma de placas laminadas descontínuas, claramente destacadas de um horizonte carbonático contínuo anterior. Estão distribuídos de forma abundante ao longo do topo da Serra do Tonã, mas observam-se pequenos fragmentos soltos próximos às escarpas da serra. Este último fato indica que a extensão dos depósitos carbonáticos se estendia para além dos limites da serra.

A análise macroscópica da amostra de mão AM-14-01 referente aos carbonatos da Formação Crato na área de estudo revela a alternância de lâminas claras e escuras, em tons de marrom, milimétricas a centimétricas. Esta amostra está ilustrada na **Figura 4.27** juntamente com sua representação esquemática. A coloração mais escura de algumas lâminas é aqui atribuída à presença de óxido de ferro e/ou matéria orgânica preservada. Os carbonatos são classificados, mesoscopicamente, segundo a classificação de Grabau (1904) como calcilutitos.

Figura 4.27. Amostra AM-14-01 relativa a um carbonato laminado silicificado em paralelo com sua representação esquemática.



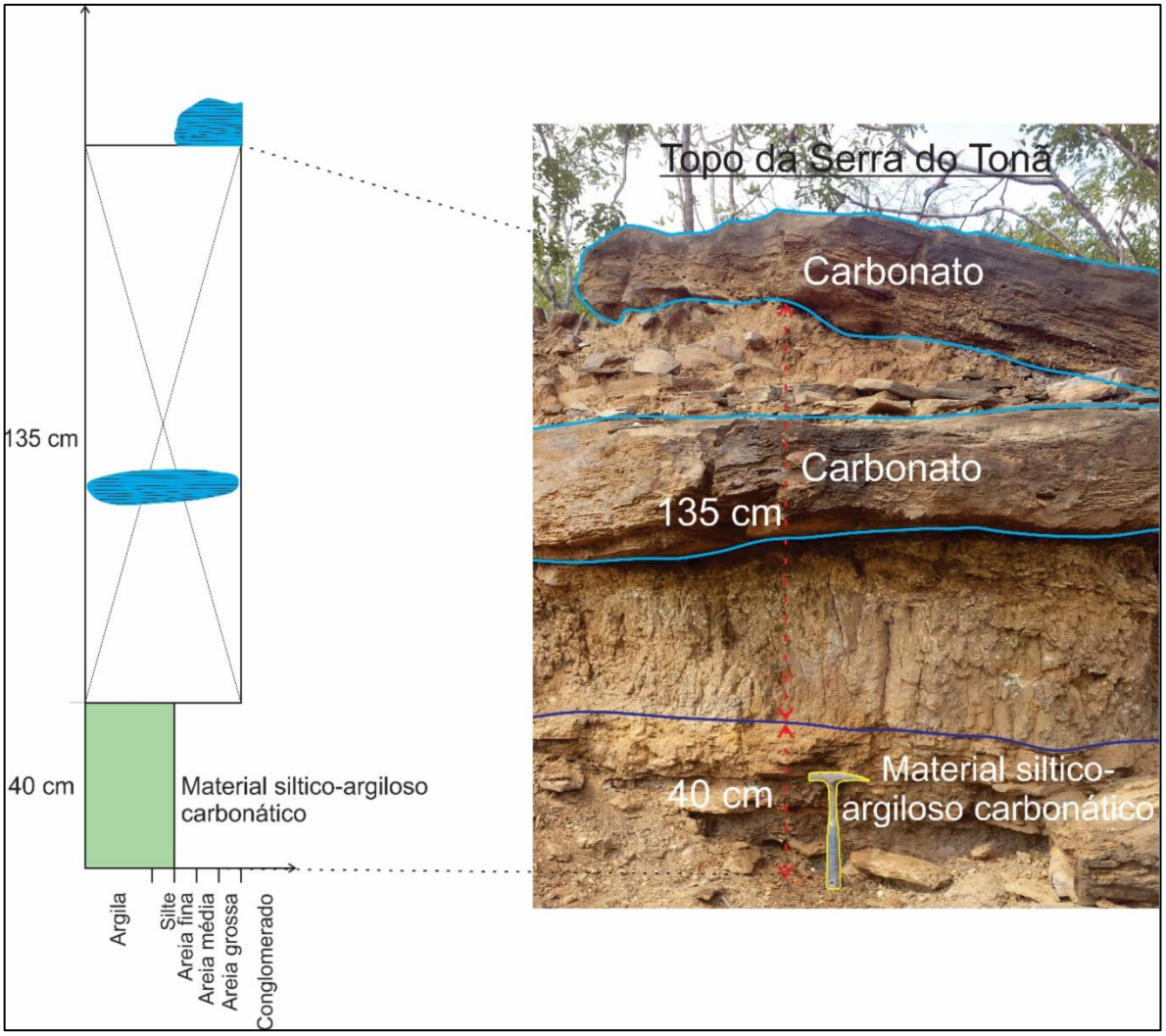
Fonte: o autor (2015)

A “Sequência Carbonática do topo da Serra do Tonã” (Formação Crato) foi reconhecida de maneira mais ilustrativa próxima ao afloramento da Formação Marizal, interpretado anteriormente (**Figura 4.24**). De forma semelhante ao afloramento desta última formação, uma exposição desta sequência carbonática (afloramento AM-14, **Figura 4.28**) foi interpretada e representada em perfil estratigráfico (**Figura 4.29**). Este perfil está localizado a 534 metros de altitude e em sua base ocorre um nível de aproximadamente 40 centímetros de espessura composto por material siltico-argiloso de coloração esverdeada. Este primeiro nível aparenta possuir alguns níveis finos de material oxidado e estruturas de pequeno porte que se assemelham a estratificações plano-paralelas. A existência destas feições é duvidosa dada a natureza pouco consolidada do intervalo e do intemperismo atuante na região. Este primeiro intervalo apresenta ainda composição carbonática, pois se mostrou reativo ao ataque de ácido clorídrico a 10%. Acima deste nível observa-se a ocorrência de grandes placas soltas de carbonatos, com dimensões métricas, imersas em um material bastante intemperizado com aproximadamente 1,35 metro de espessura.

Figura 4.28. Exposição de placas carbonáticas no topo da Serra do Tonã. Afloramento AM-14.

Fonte: o autor (2014)

Figura 4.29. Interpretação e perfil estratigráfico relativo a afloramento da "Sequência Carbonática do topo da Serra do Tonã" (Formação Crato) (afloramento AM-14). Placas carbonáticas ocorrem em meio a material bastante intemperizado sobreposto a intervalo siltico-argiloso de composição carbonática.



Fonte: o autor (2015)

Dentro dos domínios da Serra do Tonã constatou-se a exposição de material arenoso carbonático de coloração branca abaixo de uma pequena capa de solo (afloramento AM-136, **Figura 4.30**). Este material não apresentou estruturas sedimentares e se mostrou reativo ao ataque de acido ácido clorídrico a 10%.

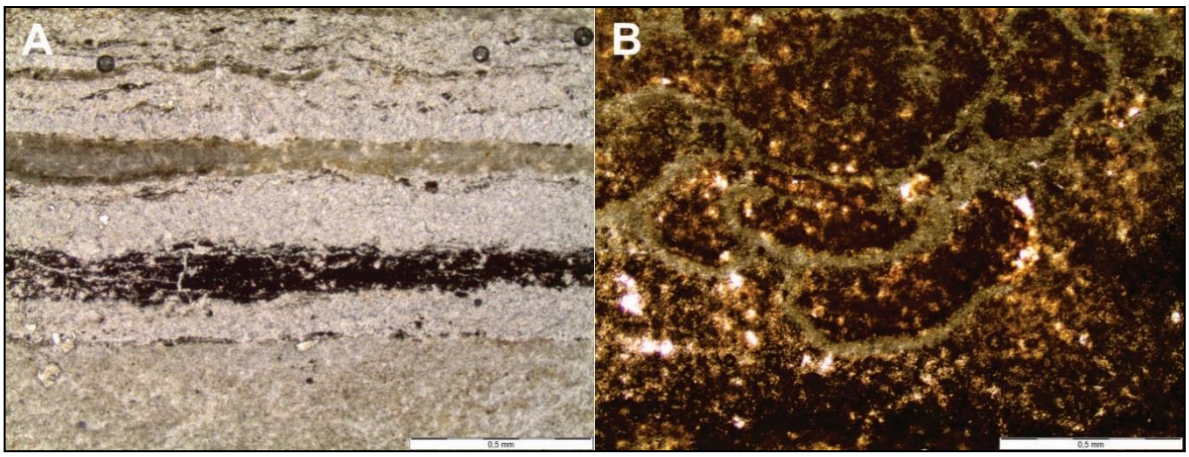
Figura 4.30. Material carbonático de textura arenosa, sem estruturas sedimentares, exposto nos domínios da Serra do Tonã. “A” e “B” se referem ao afloramento AM-136.

Fonte: o autor (2014)

4.2.2.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA DA SEQUÊNCIA CARBONÁTICA DO TOPO DA SERRA DO TONÃ (FORMAÇÃO CRATO)

A análise petrográfica da amostra AM-14-01 (**Figura 4.27**) possuiu como principal entrave para a determinação de sua constituição mineralógica o tamanho reduzido de seus principais constituintes. Foi observada na seção delgada a presença de lâminas de material ferruginoso, opaco e de coloração acastanhada (**Figura 4.31**, **A**). Estes materiais ocorrem intercalados com calcita micrítica, revelada pela ocorrência de pequenos cristais translúcidos de calcita (**Figura 4.31**, **A**). Observa-se ainda a presença de microfósseis (**Figura 4.31**, **B**), possivelmente ostracodes, dado o ambiente de deposição lacustre, e a presença pontual de cristais de quartzo o que revela a existência de um pequeno aporte siliciclástico no ambiente deposicional da rocha. A presença de cristais de quartzo também está relacionada a processos de silicificação. A rocha corresponde a um carbonato laminado silicificado.

Figura 4.31. Fotomicrografias relativas à amostra AM-14-01 (carbonato laminado silicificado). “A” ilustra a ocorrência de lâminas de material ferruginoso. “B” ilustra a ocorrência de microfósseis.



Fonte: o autor (2015)

4.3. DEPÓSITOS ELÚVIO-COLUVIAIS (COBERTURAS RECENTES)

Depósitos elúvio-coluviais são depósitos de cobertura, recentes, e que estão associados a formações eluviais ou formações elúvio-coluviais. Estas formações são observadas em regiões tropicais úmidas, próximas a vertentes ou interflúvios (Casseti, 2005).

Depósitos eluvionares são definidos como depósitos formados por materiais derivados do intemperismo químico atuante sobre as rochas e que permanecem *in*

situ. Depósitos coluvionares se referem aos materiais detríticos oriundos da atuação do intemperismo físico sobre rochas mais elevadas topograficamente, os clastos produzidos são então depositados em uma região menos elevada, propícia para a sedimentação. A origem de um depósito coluvial pode também estar relacionada com a mobilização de material eluvial (Casseti, 2005).

Depósitos coluvionares são produzidos a montante e transportados para jusante por algum mecanismo de transporte, como enxurradas ou a própria ação da gravidade. Em geral o colúvio não possui estruturas sedimentares. Quando ocorre a colonização de um colúvio por microrganismos, fato que dá suporte ao desenvolvimento de vegetação no mesmo, este recebe o nome de colúvio pedogenizado (solo). O colúvio em geral tem por característica a presença de grãos angulosos devido à natureza do transporte sedimentar e à sua pouca intensidade.

Os depósitos elúvio-coluviais identificados na área correspondem aos depósitos mais recentes, quaternários, e representam uma grande extensão da região estudada. Ocorrem na forma de extensos areiais e estão localizados na região central do mapa geológico em anexo, entre os litotipos representantes do embasamento da sub-bacia e a “Sequência Carbonática do topo da Serra do Tonã” (Formação Crato).

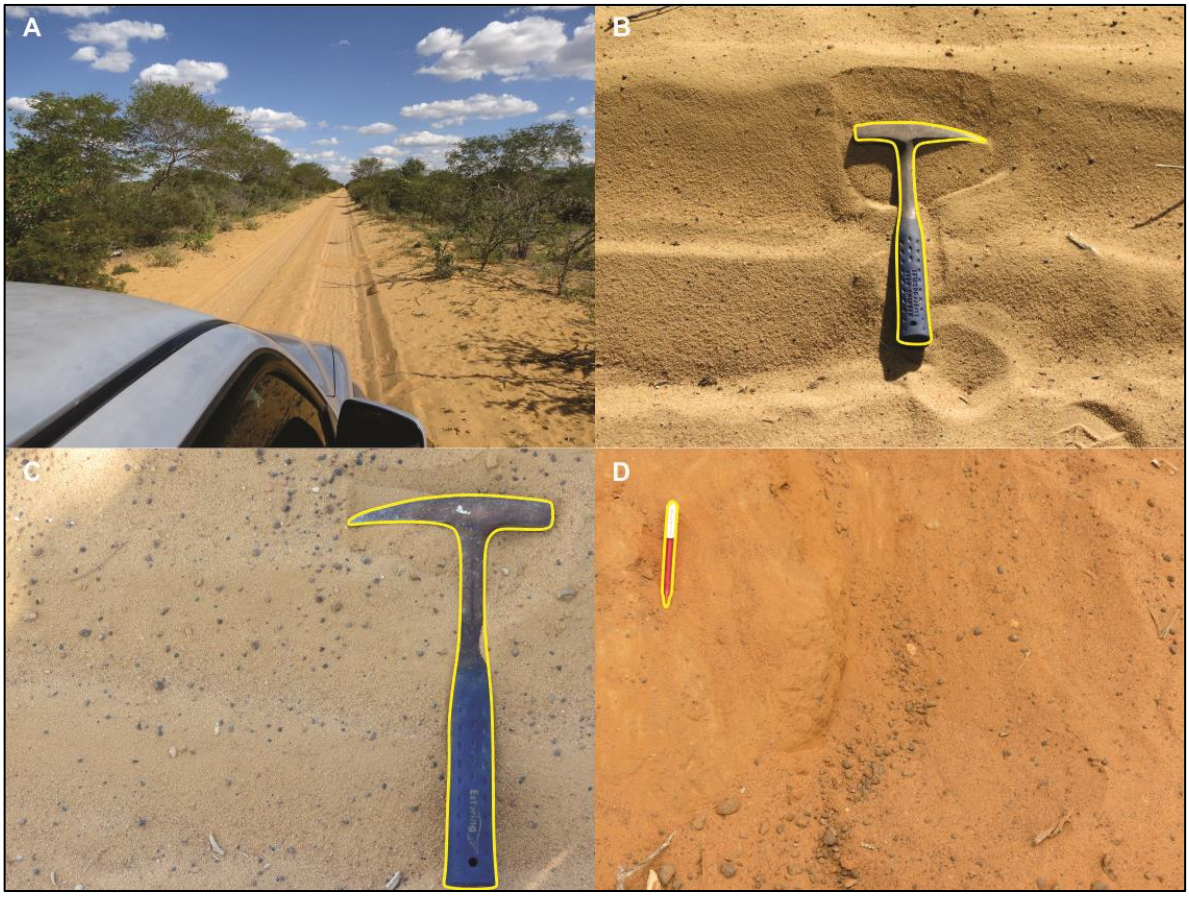
Os principais aspectos que podem ser destacados a respeito dos depósitos elúvio-coluviais observados são: sua natureza inconsolidada, sua granulometria arenosa, a alternância de cores entre seus depósitos e o desenvolvimento de vegetação. A granulometria desses depósitos varia de areia fina a grossa e suas colorações variam desde tonalidades do marrom claro (bege) ao marrom avermelhado (castanho-avermelhado), (**Figura 4.32**). Estes areiais estão relacionados aos pequenos riachos intermitentes que cortam a área e com o intemperismo físico das rochas próximas, principalmente aquelas de origem sedimentar, como por exemplo, a Formação Marizal.

Foram procedidas análises laboratoriais destes sedimentos com o auxílio de lupa ocular na tentativa de se observar as características texturais e mineralógicas de seus grãos. Pôde-se constatar a partir desta análise que os grãos constituintes dos depósitos elúvio-coluviais são compostos em sua imensa maioria por grãos de quartzo. Estes grãos, no geral, possuem aspectos superficiais pouco polidos e arredondamentos moderados a incipientes. Desta forma, pode-se concluir que a maioria dos depósitos recentes é composta por formações coluvionares.

A **Figura 4.32** ilustra a ocorrência dos depósitos elúvio-coluviais na área estudada. “A”, “B” e “C” representam exposições de areiais semelhantes, de coloração bege. “A” e “B” ilustram o mesmo depósito relativo ao afloramento AM-7. “C” ilustra o afloramento AM-8. “B” e “C” ilustram areais com óxidos e hidróxidos de ferro. “D” ilustra a ocorrência de depósito de coloração castanho-avermelhada no afloramento AM-129.

Observa-se em algumas localidades pontuais dos depósitos elúvio-coluviais o recobrimento de areias um pouco mais consolidadas que podem estar relacionadas com alguma formação sedimentar pretérita (Formação Marizal), (**Figura 4.32**, **D**). Estes possíveis arenitos não se apresentam em grandes exposições como paredões ou cortes de estrada e não apresentam estruturas sedimentares o que dificulta a associação dos mesmos com alguma formação.

Figura 4.32. Exposições dos depósitos elúvio-coluviais observados na área mapeada. “A”, “B” e “C” se referem a depósitos sedimentares semelhantes, de coloração bege. “B” e “C” ilustram areiais com pequenos grãos de óxidos e hidróxidos de ferro. “D” ilustra a ocorrência de depósito elúvio-coluvial de coloração castanho-avermelhada que recobre um material arenoso um pouco mais consolidado (próximo à escala). “A” e “B” se referem ao afloramento AM-7, “C” se refere ao afloramento AM-8 e “D” se refere ao afloramento AM-129.

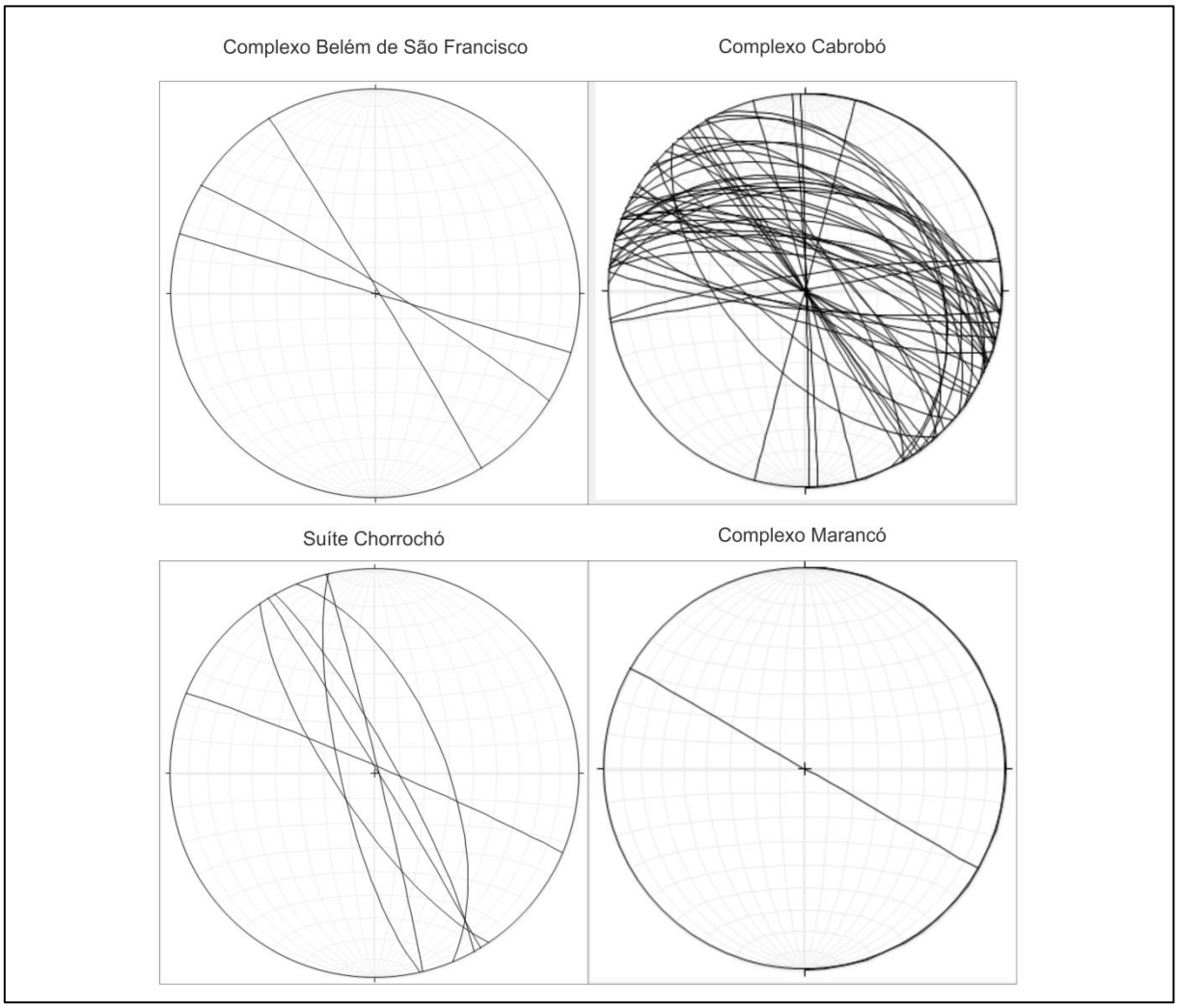


Fonte: o autor (2014)

4.4. DADOS ESTRUTURAIS

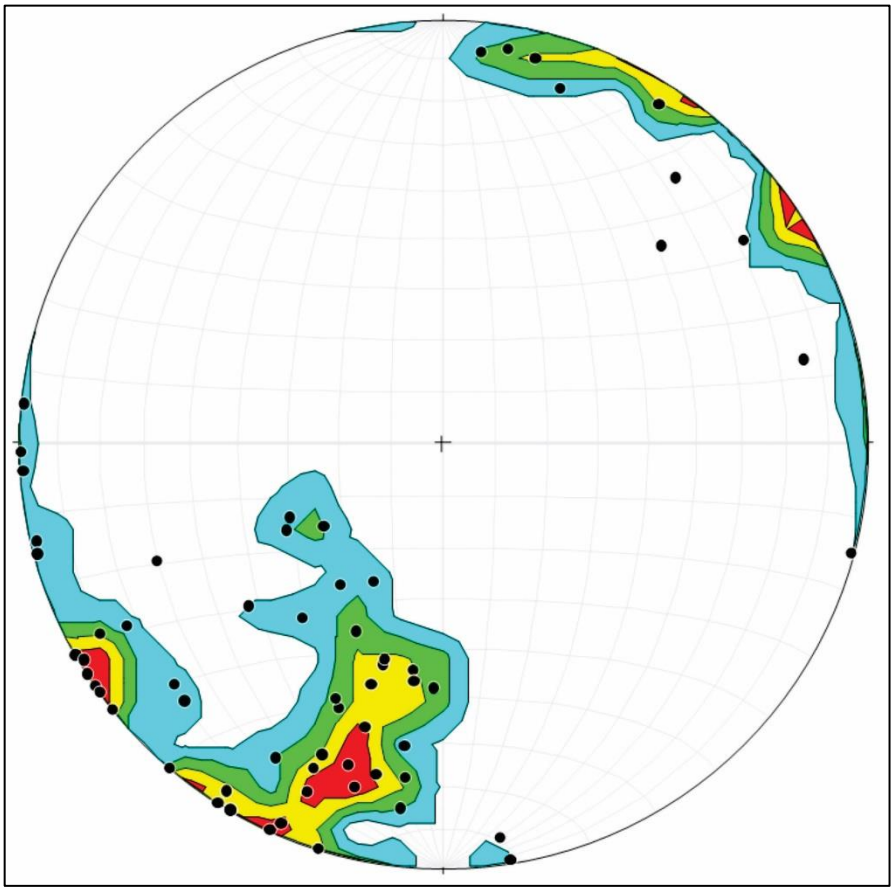
Foram adquiridas 61 atitudes relativas às tramas planares observadas nas rochas deformadas do embasamento e às feições orientadas observadas na Suíte Chorrochó. As representações das atitudes tomadas em cada unidade do embasamento estão representadas nos diagramas da **Figura 4.33**. A **Figura 4.34** ilustra a densidade das projeções polares destas estruturas. Este último diagrama é o resultado da compilação dos dados estruturais adquiridos em todos os complexos e na suíte intrusiva. Os dados estruturais foram obtidos com o auxílio de bússola Brunton e da utilização do aplicativo Android Rocklogger.

Figura 4.33. Estereogramas com os dados das tramas planares e orientações verificadas em cada unidade do embasamento identificada na área de trabalho.



Fonte: o autor (2015)

Figura 4.34. Estereograma com a densidade das projeções polares das tramas planares e orientações verificadas em campo. Os dados revelam concordância entre si através de uma predominância de estruturas verticais a subverticais com direção noroeste-sudeste.



Fonte: o autor (2015)

Pode-se observar no estereograma da **Figura 4.34** que na região estudada há o um predomínio de estruturas planares verticais a subverticais, com orientação noroeste-sudeste. Estes planos ora mergulham para nordeste ora para sudoeste, havendo um aparente predomínio daqueles que mergulham para nordeste. A disposição dos nichos dos polos dos planos (em lados opostos) pode ter relação com a ocorrência de cavalgamentos e dobras. Entretanto, como o diagrama não traz referência quanto ao posicionamento dos pontos amostrados, essa assertiva se estabelece no campo das suposições.

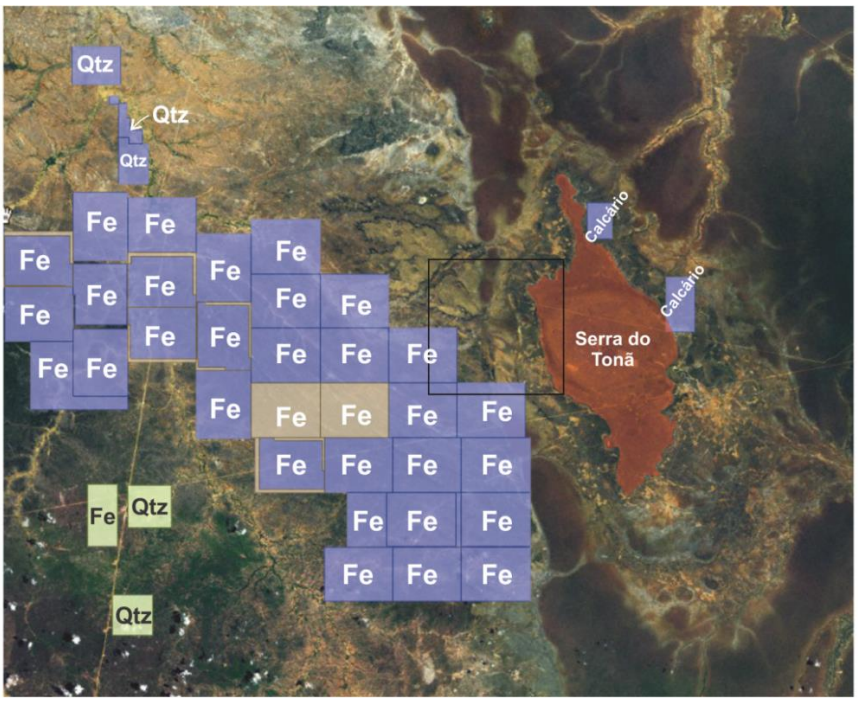
4.5. GEOLOGIA ECONÔMICA

Nas proximidades da Serra do Tonã há uma série de requerimentos de pesquisa mineral junto ao Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM). A maior parte destes se localiza sob uma grande zona de cisalhamento ao noroeste, ao oeste e ao sudoeste da área mapeada (**Figura 4.35**). Esta zona de cisalhamento está relacionada à amalgamação do Cráton São Francisco com a Província Borborema. Os materiais de interesse econômico na área mapeada e em suas adjacências estão listados abaixo:

I. MINÉRIO DE FERRO

A maior parte dos requerimentos de pesquisa mineral registrados na área se refere a minério de ferro com destinação industrial. Na área mapeada observou-se a ocorrência de material ferruginoso na forma de depósitos residuais (lateritas, **Figura 4.36**) e como material intercalado nas placas carbonáticas da Formação Crato. As lateritas ocorrem em sua maioria associadas aos depósitos elúvio-coluviais e são os recursos minerais mais aparentes visualizados durante este mapeamento.

Figura 4.35. Quadrados com preenchimento em azul, marrom e verde representam requerimentos de pesquisa mineral nas proximidades da Serra do Tonã. Quadrado sem preenchimento com limites pretos representa a localização aproximada da área de estudo.



Fonte: Modificado do SigMine – DNPM, 2015

Figura 4.36. Afloramento de depósito laterítico relativo ao afloramento AM-4.

Fonte: o autor (2014)

II. AREIA

Nas proximidades da Serra do Tonã ocorrem grandes quantidades de depósitos arenosos, compostos majoritariamente por quartzo, os quais podem ter aplicação na indústria civil e fabricação de vidros.

III. CALCÁRIO

Ao leste da Serra do Tonã, existem dois requerimentos de pesquisa mineral destinados à investigação de calcários para fabricação de cal. Além deste uso, as rochas calcárias podem ser utilizadas na fabricação de cimentos, corretivos de solos na agricultura e em muitos processos químicos como a pelotização do ferro.

IV. QUARTZITOS

Nas proximidades da área há também requerimentos de pesquisa mineral para quartzito. Essas rochas possuem como destino final sua utilização como rochas ornamentais, na forma de revestimentos para a construção civil, atuando também como fonte de materiais para a fabricação de tijolos e refratários de sílica.

5. CONCLUSÕES

O mapeamento geológico permitiu o reconhecimento na área mapeada da ocorrência de sete unidades litoestratigráficas: Complexo Belém de São Francisco, Complexo Cabrobó, Suíte Chorrochó, Complexo Marancó, Formação Marizal, Formação Crato e Depósitos elúvio-coluviais. Sendo as quatro primeiras unidades representantes do embasamento da Sub-bacia de Tucano Norte em sua borda oeste e as demais representantes dos sedimentos que colmataram este meio-graben. De acordo com os resultados obtidos nesta pesquisa foi possível concluir os seguintes pontos:

Em relação às rochas que compõem o embasamento da Sub-bacia de Tucano Norte:

1. O Complexo Belém de São Francisco se revela através de uma estreita faixa localizada entre a Suíte Chorrochó e o Complexo Cabrobó, sendo seus limites com este último, marcados pela ocorrência de rochas migmatíticas. Foram verificados os seguintes litotipos: ortognaisses de composição granítica e metassedimento rico em muscovita.
2. O Complexo Cabrobó corresponde ao maior complexo mapeado na área e ocorre na forma de uma grande faixa alongada de orientação noroeste-sudeste. Revela-se na forma de gnaisses diversos, em sua maioria de características félsicas. Na porção central deste complexo ocorre uma expressiva sequência metassedimentar composta por xistos, podendo conter granada ou não, e quartzitos. Observa-se na sequência metassedimentar uma variação composicional de suas rochas constituintes e do estilo de deformação. O primeiro aspecto revela a influência de sedimentos variados e o segundo uma variação na profundidade de metamorfismo (grau metamórfico).
3. A Suíte Chorrochó se manifesta na forma de grandes corpos granitóides félsicos. Ocorre intrudindo o Complexo Belém de São Francisco e o Complexo Cabrobó. Possui abundância em conteúdo feldspático, principalmente, plagioclásio, e apresenta enxames de enclaves máficos. Os cristais de plagioclásio conferem um aspecto porfirítico e isotrópico para esta suíte. A análise de sua seção delgada conduziu à classificação da rocha amostrada como um granodiorito. Os enclaves máficos possuem composição anfibolítica.
4. O Complexo Marancó pode ser observado no mapa geológico confeccionado na forma de uma pequena faixa. Seu contato com o Complexo Cabrobó é controlado por uma zona de cisalhamento sinistral. Foram observados xistos de baixo grau metamórfico com a presença de veios quartzosos e gnaisses de composição granítica.

O contexto estrutural do embasamento indicou uma intensa deformação das rochas através de zonas de cisalhamento sinistrais. As tramas planares penetrativas (foliações e xistosidades) das rochas dos complexos metamórficos observados apresentam uma orientação geral noroeste-sudeste e são subverticais.

Em relação às unidades litoestratigráficas relacionadas ao preenchimento da Sub-bacia de Tucano Norte:

1. A Formação Marizal foi observada na área mapeada em um afloramento isolado. A maior parte desta formação está recoberta por material recente, remobilizado. Em sua exposição foi possível observar-se a existência de um arenito vermelho estratificado e bem selecionado, sobreposto a um material siltico argiloso de composição carbonática.
2. A Formação Crato ocorre na área mapeada sob a forma de placas carbonáticas silicificadas e laminadas no topo da Serra do Tonã. Estes carbonatos são classificados segundo o critério de Grabau (1904) como calcilutitos. Em seção delgada foram observadas lâminas de material ferruginoso intercaladas com calcita micrítica, presença de microfósseis (ostracodes) e presença localizada de grãos de quartzo o que indicou a existência de um pequeno aporte siliciclástico no ambiente lacustre. Como possui microfósseis essa formação pode ser utilizada como análoga a um intervalo carbonático semelhante em outra bacia, gerador de hidrocarbonetos.
3. Depósitos elúvio-coluviais recobrem grande parte das sequências sedimentares da fase pós-rifte da Sub-bacia de Tucano Norte. Estes depósitos se apresentam na forma de extensas coberturas quaternárias inconsolidadas as quais possuem grãos desde areia fina a areia grossa.

As análises de imagens aéreas, o mapeamento geológico e informações não publicadas de pesquisa geofísica anterior realizada por este autor, revelaram a existência de grandes estruturas do embasamento de direção noroeste-sudeste. Estas estruturas muito provavelmente se prolongam para o interior da Sub-bacia de Tucano Norte e controlaram a abertura deste meio-graben.

6. RECOMENDAÇÕES

Deixa-se como recomendações para trabalhos futuros realizados na área de estudo:

1. A realização de estudos geológicos com foco na geologia estrutural do embasamento na área mapeada. Este tipo de enfoque permitirá um melhor entendimento da evolução dos terrenos observados e da relação entre eles.
2. A realização de pesquisas geofísicas de detalhe com vistas a uma maior caracterização do arcabouço estrutural da Sub-bacia de Tucano Norte. Este tipo de informação possibilitará uma maior compreensão do desenvolvimento do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá além da identificação de possíveis sistemas petrolíferos.
3. A realização de estudos petrográficos e geocronológicos de detalhe a respeito dos complexos e suíte intrusiva identificados na área mapeada. Estas unidades são pouco caracterizadas na borda oeste da Sub-bacia de Tucano Norte. Trabalhos nestas áreas das geociências possibilitarão um maior entendimento da colagem entre o Cráton São Francisco e a Província Borborema e também preencherão uma lacuna do conhecimento geológico na área em específico.
4. A realização de investigações que caracterizem a ampla ocorrência de minérios de ferro nas proximidades da Serra do Tonã. Estas pesquisas poderão culminar com o reconhecimento de jazidas de minério de ferro ainda não descobertas e propiciar o crescimento da economia local.

REFERÊNCIAS

Almeida, F. F. M. de.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. de; Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8º, Campina Grande. Atas do... Campina Grande, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo do Nordeste. (Boletim 6), p.363-392.

Almeida-Filho, R. 2001. Processamento Digital de Imagens Landsat-TM na Detecção de Áreas de Microexsudação de Hidrocarbonetos, Região da Serra do Tonã, Bahia. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, X. 2001, Foz do Iguaçu. Anais... São José dos Campos: INPE, p. 235-242.

Araújo, C. E. G.; Weinberg, R. F.; Cordani, U. G. 2013. Extruding the Borborema Province (NE Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. TERRA NOVA.

Assine, M. L. 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências ,24 (4), p.223-232.

Braun, O. P. G. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil (bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). DNPM, R. J. Boletim, 236, 75p.

Bueno, G. V. 1996. Serra do Tonã: um elo estratigráfico entre as bacias de Tucano Norte (BA) e Araripe (CE), Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4. Águas de São Pedro/Rio Claro. Boletim. UNESP, p. 135-142.

Carvalho, M. J.; Oliveira, E. P.; Dantas, E.; Mcnaughton, N. 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó – Poço redondo: Registro das orogêneses ariris Velhos e Brasiliana na margem norte da Faixa Sergipana. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. Anais... Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 204-207.

Casseti, V. 2005. Geomorfologia. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>. Acesso em: 2 de mar. 2015.

Costa, I. P.; Bueno. G. V.; Milhomem, P. da S.; Lima e Silva, H.S. R.; Kosin, M. D. 2007. Sub-bacia Tucano Norte e Bacia do Jatobá. Boletim Geociências. Petrobras, Rio de Janeiro, 15 (2): 445-453. CPRM & Serviço Geológico do Brasil. Carta Geológica. Escala 1:500000.

Davison, I.; Santos, R. A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. Precambrian Research, Amsterdam, 45 (4), p. 319-342.

Delgado, I. M.; Souza, J. D.; Silveira Filho, N. C.; Santos, R. A.; Pedreira, A. J.; Guimarães, J. T.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Gomes, I. P.; Lacerda Filho,

J. V.; Valente, C. R.; Perrota, M. M.; Heineck, C. A.; Geotectônica do escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. 2003. (Ed.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, p. 227-334.

Fettes, D., Desmons, J., 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Cambridge University Press, 256 p.

Ghignone, J. I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: INDA, H. A. V. (Ed.) Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos. Salvador, 1, p. 24-117.

Grabau, A. W. 1904. On the classification of sedimentary rocks: American Geologist, 33: 228-247.

Kosin, M. D. 2009. O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá – uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo. Boletim Geociências. Petrobras, Rio de Janeiro. 17 (1), p.89-108.

Kosin, M. D.; Angelim, L. A. A.; Souza, J. D.; Guimarães, J. T.; Teixeira, L. R.; Martins, A. A. M.; Bento, R. V.; Santos, R. A.; Vasconcelos, A. M.; Neves, J. P.; Wanderley, A. A.; Carvalho, L. M.; Pereira, L. H. M.; Gomes, I. P. Aracaju. Folha SC.24. In: Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Santos, J. O. S.; Abram, M. B.; Leão Neto, R.; Matos, G. M. M.; Vidotti, R. M.; Ramos, M. A. B.; Jesus, J. D. A. 2004. (Ed.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, CD-ROM.

Lammoglia, T.; Souza Filho, C. R.; Almeida Filho, R. 2007. Caracterização de microexsudações de hidrocarbonetos na bacia do Tucano Norte (BA) por geoestatística, classificação hiperespectral e redes neurais. Revista Brasileira de Geociências. 37(4): 798- 811.

Magnavita, L. P.; Davison, I.; Kusznir, N. J. 1994. Rifting, erosion and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. Tectonics, vol. 13, n. 2, p. 367-388.

Magnavita, L. P. 1996. Sobre a implantação da fase sin-rifte em riftes continentais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. Anais... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, p. 335-338.

Magnavita, L. P.; Destro, N.; Carvalho, M. S. S. de; Milhomem, P. da S.; Souza-Lima, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix. (Série Bacias Sedimentares, n. 52). Disponível em: <http://www.phoenix.org.br/Phoenix52_Abr03.htm>. Acesso em: 15 de jan. 2015.

Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, **11**(4): 766-791.

Medeiros, V. C., 2000. (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Aracaju. Folha SC.24-X. Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Brasília: CPRM, 146 p. il. 2 mapas. Escala 1:500.000.

Medeiros, V. C. & Santos, E. J., 1998. Folha Garanhuns (SC.24-XB, escala 1:250.000). Integração Geológica (Relatório Interno), CPRM. Recife-PE, Brasil.

Neumann, V. H.; Rocha, D. E. G. A.; Gonçalves, L. R. de L.; Barbosa, J. A.; Santos, A. dos; Lima, R. P. de; Lima Filho, M.; Fambrini, G.; Carvalho, R. R. de. 2009. Microfácies e microestruturas dos calcários laminados das serras do Periquito e Negra, Bacia do Jatobá. In: Congresso Brasileiro de Petróleo e Gás, 5, Ceará. UFC. 8p.

Neumann, V. H.; Rocha, D. E. G. A.; Moraes, A. S.; Sial, A. N.; Taboada Castro, M. T.; Barbosa, J. A.; Fambrini, G. L.; Carvalho, R. R. 2010. Microfácies carbonáticas e comportamento isotópico de C e O nos calcários laminados aptianos lacustres da Serra Negra, bacia do Jatobá, nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos* - UFPE, 20: 89-100.

Neves, S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana.Tectonics, 22, 1031.

Neves, S.P., Monie, P., Bruguier, O. and da Silva, J.M.R., 2012. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil).J. S. Am. Earth Sci., 38, 129–146.

Oliveira, E.P.; Windley, B.F. e Araujo, M.N.C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. Precambr. Res., 181, p. 64–84.

Rolim, J.L. & Mabesoone, J.M. 1982. Um modelo de grande rio para as bacias rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Purbeckiano-Aptiano, Nordeste do Brasil). In: CONGR. BRÁS. GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG, v.4, p. 1406-1412.

Rolim, J. L. 1984. Estudo da Seqüência Clástica e Carbonática da Serra do Tonã Macururé, Estado da Bahia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - UFRGS, 155p.

Santos, C.F.; Cupertino, J.A. & Braga, J. A. E. 1990. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tuca no e Jatobá. In: RAJA GABAGLIA, G. P. R. & Milani, E.J. (Eds.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Petrobras, pp.235-266.

Santos, E. J. dos. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Belém do São Francisco, FolhaSC.24-X-A, Escala 1:250.000. Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Brasília: CPRM.

Santos, E.J.; Brito Neves, B.B. & Van Schmus, W.R. 1995. O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16, Res. Expand., 14:401-406.

Santos, R. A.; Souza, J. D. 1988. (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Piranhas. Folha SC.24-Z-C-IV. Estados de Sergipe, lagoas e Bahia. Brasília: DNPM. 123 p. il. Mapas. Escala 1:100.000.

Silva-Filho, D. F. S.; Pizetta, P. U. C.; Almeida, J. B. S. A.; Pizetta K. F. L.; Ferraudo, A. S. 2002. Banco de dados relacional para cadastro, avaliação e manejo da arborização em vias públicas. Revista. Árvore, Viçosa-MG, v.26, n.5.

Silveira, A. C. da. 2014. Caracterização do intervalo carbonático do sistema lacustre aptiano da Serra do Tonã, Bacia de Tucano Norte, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências – UFPE, 80p.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* **12**, 1-33.

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

ANEXOS

➢ TABELA DE AFLORAMENTOS

NÚMERO AFLORAMENTO	LAT	LONG	LITOLOGIA	UNIDADE
1	517345	8974374	Xisto	Complexo Cabrobó
2	517394	8973748	Laterita	Complexo Cabrobó
3	517125	8973670	Gnaisse	Complexo Cabrobó
4	517583	8973478	Laterita	Elúvio-Colúvio
5	517813	8973570	Laterita	Elúvio-Colúvio
6	518699	8973584	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
7	519789	8972994	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
8	520759	8972192	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
9	520962	8972358	Laterita	Elúvio-Colúvio
10	520651	8973858	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
11	520748	8974162	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
12	521442	8974766	Laterita	Elúvio-Colúvio
13	521609	8974754	Serra do Tonã	Serra do Tonã
14	521947	8974752	Serra do Tonã	Serra do Tonã
15	511190	8980026	Leucogranito	Suíte Chorrochó
16	512861	8979184	Leucogranito	Suíte Chorrochó
17	513041	8978874	Leucogranito	Suíte Chorrochó
18	513190	8978662	Gnaisse	Suíte Chorrochó
19	513304	8978240	Granito gnaissificado	Suíte Chorrochó
20	513555	8978118	Leucogranito	Suíte Chorrochó
21	513831	8977406	Leucogranito	Suíte Chorrochó
22	513743	8976370	Granito gnaissificado	Complexo Cabrobó
23	512897	8976796	Leucogranito	Complexo Cabrobó
24	512155	8977056	Leucogranito	Complexo Cabrobó
25	514028	8975978	Xisto	Complexo Cabrobó
26	514098	8975778	Gnaisse	Complexo Cabrobó
27	513943	8975808	Gnaisse	Complexo Cabrobó
28	513845	8975746	Gnaisse	Complexo Cabrobó
29	513737	8975802	Gnaisse	Complexo Cabrobó
30	513464	8975928	Gnaisse	Complexo Cabrobó
31	513200	8976080	Gnaisse	Complexo Cabrobó
32	514439	8975666	Gnaisse	Complexo Cabrobó
33	514839	8975516	Gnaisse	Complexo Cabrobó
34	514973	8976030	Gnaisse	Complexo Cabrobó
35	515281	8976054	Migmatito	CBSF
36	515348	8976016	Migmatito	CBSF
37	516844	8974870	Xisto?	Complexo Cabrobó
38	516720	8974864	Xisto?	Complexo Cabrobó
39	517404	8973738	Laterita	Elúvio-Colúvio
40	517365	8973680	Gnaisse	Complexo Cabrobó

41	516705	8977126	Granito gnaissificado?	Suíte Chorrochó
42	517041	8975738	Laterita	CBSF
43	513292	8978254	Granito gnaissificado	Suíte Chorrochó
44	513171	8978714	Leucogranito	Suíte Chorrochó
45	514207	8977784	Leucogranito	Suíte Chorrochó
46	514034	8977014	Leucogranito	CBSF
47	513788	8977864	Leucogranito	Suíte Chorrochó
48	514438	8977466	Leucogranito	Suíte Chorrochó
49	515478	8977396	Leucogranito	Suíte Chorrochó
50	515939	8977586	Leucogranito	Suíte Chorrochó
51	516999	8976120	Leucogranito	CBSF
52	515062	8970786	Xisto	Complexo Marancó
53	514061	8971554	Xisto	Complexo Marancó
54	513496	8972074	Xisto	Complexo Marancó
55	513189	8972382	Xisto	Complexo Marancó
56	512628	8972740	Xisto	Complexo Marancó
57	511937	8972908	Gnaisse	Complexo Marancó
58	510506	8973198	Xisto	Complexo Marancó
59	517086	8973682	Gnaisse	Complexo Cabrobó
60	517321	8974114	Laterita	Elúvio-Colúvio
61	517189	8974644	Gnaisse	Complexo Cabrobó
62	517032	8974674	Xisto	Complexo Cabrobó
63	516967	8974700	Xisto	Complexo Cabrobó
64	516418	8975832	Dique	CBSF
65	516355	8975842	Granito gnaissificado	CBSF
66	515713	8975898	Migmatito	CBSF
67	514900	8975796	Xisto	Complexo Cabrobó
68	515186	8976698	Leucogranito	CBSF
69	514365	8978604	Leucogranito	Suíte Chorrochó
70	522282	8974962	Carbonato	Serra do Tonã
71	522548	8979544	Carbonato	Serra do Tonã
72	522973	8979502	Carbonato	Serra do Tonã
73	524848	8980014	Carbonato	Serra do Tonã
74	523625	8982008	Carbonato	Serra do Tonã
75	523297	8982376	Carbonato	Serra do Tonã
76	521853	8984472	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
77	520897	8984462	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
78	518692	8983514	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
79	513047	8983232	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
80	514323	8981650	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
81	513644	8981066	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
82	512955	8980644	Leucogranito	Suíte Chorrochó
83	519973	8975384	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
84	519311	8974670	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
85	518638	8973954	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio

87	517236	8975936	Leucogranito	CBSF
88	517056	8976914	Xisto	CBSF
89	516975	8974980	Xisto	Complexo Cabrobó
90	516734	8974832	Xisto	Complexo Cabrobó
91	516563	8974704	Gnaisse?	Complexo Cabrobó
92	516393	8974412	Xisto	Complexo Cabrobó
93	516137	8974154	Gnaisse	Complexo Cabrobó
94	515993	8974024	Gnaisse?	Complexo Cabrobó
95	515821	8973784	Gnaisse	Complexo Cabrobó
96	515401	8973900	Granito gnaissificado	Complexo Cabrobó
97	515275	8974020	Granito gnaissificado	Complexo Cabrobó
98	515239	8974026	Gnaisse	Complexo Cabrobó
99	515077	8974136	Metamáfica?	Complexo Cabrobó
100	514731	8974270	Xisto	Complexo Cabrobó
101	514554	8974346	Xisto	Complexo Cabrobó
102	514443	8974390	Xisto	Complexo Cabrobó
103	517911	8975516	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
104	519000	8974880	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
105	519449	8974568	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
106	517560	8975656	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
107	517695	8976074	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
108	517802	8976480	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
109	518612	8976316	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
110	517358	8977146	Leucogranito	Suíte Chorrochó
111	516907	8977888	Leucogranito	Suíte Chorrochó
112	517624	8978078	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
113	518397	8978294	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
114	519444	8978566	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
115	513594	8979384	Leucogranito	Suíte Chorrochó
116	514025	8979812	Leucogranito	Suíte Chorrochó
117	513959	8980592	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
118	513142	8980758	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
119	512577	8980684	Leucogranito	Suíte Chorrochó
120	513528	8981540	Gnaisse	Suíte Chorrochó
121	513239	8981604	Metamáfica?	Suíte Chorrochó
122	512691	8981714	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
123	512012	8981858	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
124	513305	8981792	Metamáfica?	Suíte Chorrochó
125	513295	8982514	Laterita	Elúvio-Colúvio
126	513008	8983458	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
127	514703	8981284	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
128	515314	8981156	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
129	515650	8981106	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
130	516245	8980948	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
131	516758	8980845	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
132	517207	8980750	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
133	517749	8980638	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
134	518119	8980560	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio

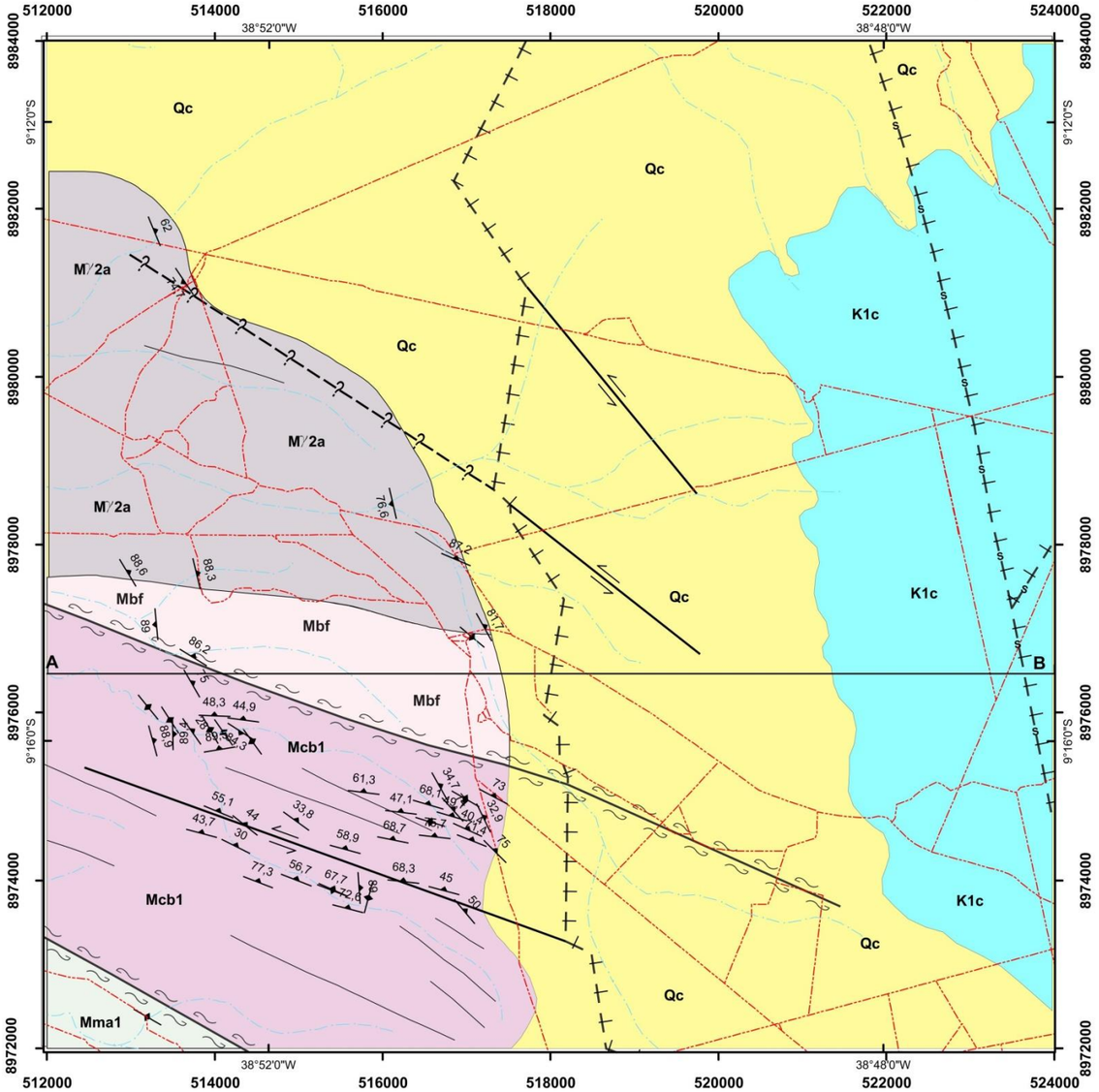
135	518715	8980428	Laterita	Elúvio-Colúvio
136	519065	8980374	Janela estratigráfica (Carbonato)	Serra do Tonã
137	519694	8980246	Elúvio-Colúvio	Serra do Tonã
138	520112	8980132	Elúvio-Colúvio	Serra do Tonã
139	519080	8979674	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
140	519259	8979326	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
141	519469	8978756	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
142	519425	8978566	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
143	517695	8978104	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
144	515038	8978696	Leucogranito	Suíte Chorrochó
145	514330	8979228	Leucogranito	Suíte Chorrochó
146	511939	8979816	Gnaisse	Suíte Chorrochó
147	513320	8978110	Granito gnaissificado	Suíte Chorrochó
148	513775	8977894	Leucogranito	Suíte Chorrochó
149	513819	8977144	Gnaisse	CBSF
150	513733	8976696	Granito gnaissificado	CBSF
151	513741	8976364	Granito gnaissificado	Complexo Cabrobó
152	513535	8975740	Gnaisse	Complexo Cabrobó
153	512557	8975268	Gnaisse	Complexo Cabrobó
154	511818	8974916	Gnaisse	Complexo Cabrobó
155	511569	8974812	Gnaisse	Complexo Cabrobó
156	510983	8974371	Gnaisse	Complexo Cabrobó
157	510488	8973806	Granito gnaissificado	Complexo Marancó
158	510416	8973182	Xisto	Complexo Marancó
159	512049	8972252	Gnaisse	Complexo Marancó
160	513465	8971216	Xisto	Complexo Marancó
161	513491	8972070	Xisto	Complexo Marancó
162	515111	8970778	Xisto	Complexo Marancó
163	518921	8974266	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio
164	519675	8975066	Elúvio-Colúvio	Elúvio-Colúvio

- **MAPA GEOLÓGICO**

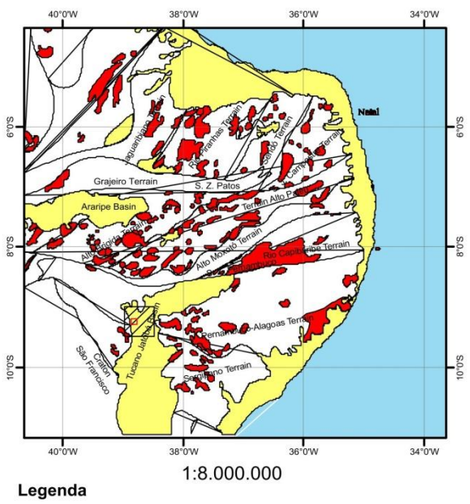
MAPA GEOLÓGICO DE ÁREA LOCALIZADA NA PORÇÃO CENTRAL DA FOLHA SALGADO DO MELÃO, SUB-BACIA DE TUCANO NORTE, NORDESTE DO BRASIL

FOLHA Salgado do Melão

SC-24-X-C-I (Porção Central)



ENCARTE TECTÔNICO



1:8.000.000

Legenda

Região NE - Província da Borborema

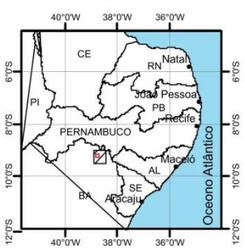
Bacias Sedimentares

Granitóides Brasilianos

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

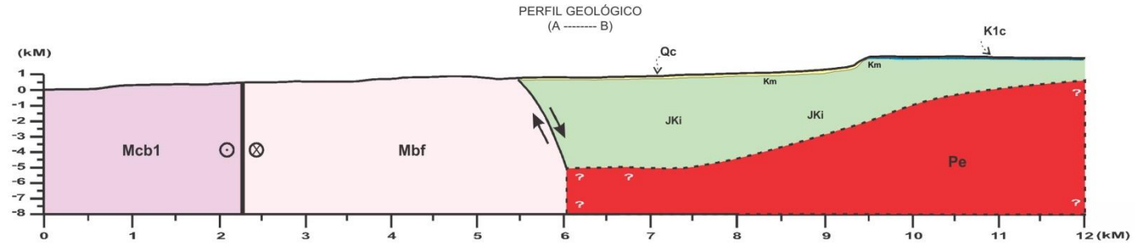
1:3.750.000

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



1:18.400.000

PERFIL GEOLÓGICO (A ------- B)



RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS
CENOZÓICO	Quaternário	2,588	Qc Depósitos Elúvio-coluviais
MESOZÓICO	Cretáceo	65,5	K1c Formação Crato; Km Formação Marizal; JKi Sedimentos Juro-cretáceos Indiferenciados
MESO-PROTEROZÓICO	Steniano	145,5 1000 1200	DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL — Terreno Canindé - Marancó: Complexo Marancó Mma1; Terreno Pernambuco - Alagoas: Suíte Chorrochó M♂2a, Complexo Cabrobó Mcb1, Complexo Belém de São Francisco Mbf

UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

CENOZÓICO
NEÓGENO (N)

Qc — **Coberturas elúvio-coluviais**: Depósitos arenosos inconsolidados de granulação fina a grossa.

MESOZÓICO
CRETÁCEO (K)

K1c — **Formação Crato**
Calcários laminados silicificados.

Km — **Formação Marizal**
Arenito vermelho estratificado, material siltico-argiloso carbonático

JURÁSSICO (J) - CRETÁCEO (K)

JKi — **Sedimentos juro-cretáceos indiferenciados**

PROTEROZÓICO
MESOPROTEROZÓICO (MP)

M♂2a — **Suíte Chorrochó**: Granodiorito a leucogranitóide com textura porfirítica, localmente gnaissificados.

Mma1 — **Complexo Marancó**
Muscovita-biotita xisto e gnaisse.

Mcb1 — **Complexo Cabrobó**
Metaleucogranitóides quartzo-feldspáticos com textura *augen*, com intercalações de metamáficas; e muscovita xisto.

Mbf — **Complexo Belém de São Francisco**
Granitóides gnaissificados bandados, muscovita xisto e migmatitos.

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

Rio, riacho

Estrada sem pavimentação

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

Foliação

Foliação sub-vertical

Lineamentos estruturais

Falha sinistral indicada por geofísica

Falha sugerida por geofisica

Falha extensional encoberta indicada por geofísica

Falha extensional interpretada por sísmica

Zona de cisalhamento transcorrente sinistral

Perfil geológico

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

VIRTUS IMPAVIDA

Autor: Marcos Daniel