

UNIVERSIDADE FEDERAL DO SUL E SUDESTE DO PARÁ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E ENGENHARIAS FACULDADE DE GEOLOGIA

LETICIA ANDRÉIA SEABRA TELLES

LEVANTAMENTO DE OCORRÊNCIAS DE ROCHAS METAMÓRFICAS E SUAS RELAÇÕES ESTRUTURAIS NOS MUNÍCIPIOS DE BREJO GRANDE DO ARAGUAIA E PALESTINA DO PARÁ

MARABÁ – PARÁ 2017

LETICIA ANDRÉIA SEABRA TELLES

LEVANTAMENTO DE OCORRÊNCIAS DE ROCHAS METAMÓRFICAS E SUAS RELAÇÕES ESTRUTURAIS NOS MUNÍCIPIOS DE BREJO GRANDE DO ARAGUAIA E PALESTINA DO PARÁ

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, como requisito parcial de avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso do curso de Bacharelado de Geologia.

Orientador(a): Prof.^a Dr^a. Ana Valéria dos Reis Pinheiro.

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Biblioteca II da UNIFESSPA. CAMAR, Marabá, PA

Telles, Leticia Andréia Seabra

Levantamento de ocorrências de rochas metamórficas e suas relações estruturais nos municípios de Brejo Grande do Araguaia e Palestina do Pará / Leticia Andréia Seabra Telles; orientadora, Ana Valéria dos Reis Pinheiro. — 2017.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, Campus Universitário de Marabá, Instituto de Geociências e Engenharias, Faculdade de Geologia, Marabá, 2017.

1. Mineralogia. 2. Rochas metamórficas. 3. Metamorfismo (Geologia). 4. Levantamentos geológicos. I. Pinheiro, Ana Valéria dos Reis, orient. II. Título.

CDD: 23. ed.: 549.098115

LETICIA ANDRÉIA SEABRA TELLES

LEVANTAMENTO DE OCORRÊNCIAS DE ROCHAS METAMÓRFICAS E SUAS RELAÇÕES ESTRUTURAIS NO MUNÍCIPIO DE BREJO GRANDE DO ARAGUAIA E PALESTINA DO PARÁ

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará, em cumprimento ás exigências para obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador(a): Prof.ª Drª. Ana Valéria dos Reis Pinheiro.

Data de aprovação: 17 / 03 / 2017

Conceito: EXC_

Banca examinadora:

Visia Antino

Prof.^a Dr^a. Ana Valéria dos Reis Pinheiro Orientadora: Doutora em Geologia e Geoquímica /UNIFESSPA

Prof. Dr. Raimundo Nonato do Espírito Santo dos Santos Membro: Doutor em Hidrogeologia/UNIFESSPA

Prof.^a Dr^a. Gilmara Regina Lima Feio Membro: Doutora em Geologia e Geoquímica /UNIFESSPA

Ao meu alicerce, Meu esteio, Minha musa inspiradora, Lucileide Seabra.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará em especial a Faculdade de Geologia- FAGEO, pela infraestrutura e apoio acadêmico durante esses cinco anos.

Á minha orientadora e professora Dr^a. Ana Valéria dos Reis Pinheiro, que foi quem despertou em mim a vontade e o desejo de compreender mais e mais a Petrologia Metamórfica, agradeço por todo o conhecimento de geologia e de vida a mim repassados, pelo seu comprometimento na elaboração deste trabalho, desde as nossas viagens para Palestina e Brejo Grande, às nossas conversas na sua sala. Obrigada por ter embarcado comigo nesta jornada

Aos docentes da Faculdade de Geologia em especial aos professores, Gilmara Lima, José de Arimatéia, Leonardo Felipe, Aderson Lima, Antônio Emídio Araújo e Márgia Carvalho por toda a dedicação e comprometimento ao curso de Geologia de Marabá.

Ao professor Raimundo Nonato "Nonatinho" agradeço por todos os conselhos a mim repassados, pelo apoio nas horas difíceis, e por ter dado o ponta pé na escolha da área deste trabalho

À Pró-Reitoria de Extensão da Universidade Federal do Pará – PROEX, e a Pró-Reitoria de Extensão da Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará - PROEX, pelos auxílios financeiros a mim concedidoS durante os anos de graduação.

Ao laboratório de Laminação da Faculdade de Geologia, representado pela Técnica Flávia Afonso, pela elaboração das lâminas petrográficas analisadas neste trabalho

Ao Centro de Tecnologia da Informação e Comunicação – CTIC – Unifesspa em especial ao seu Diretor Hugo Pereira Kuribayashi, pela disponibilização de veículo utilizado em alguns dias da etapa de campo.

Aos moradores dos municípios de Brejo Grande do Araguaia e Palestina do Pará que nos receberam com todo o carinho nas suas residências quando estávamos atrás de afloramentos.

Às amigas/irmãs que a geologia me deu, Bettina Bozi "Bets", Elianne Araújo "Lili", Érica Marques "Gordinha", Jandessa de Jesus "Jands", Joyce Tavares "Joycita" e Paula Ramiro "Paulinha" sou grata por todos os momentos que vivemos juntas, pelos dias, noites e madrugadas de estudo, pelo companheirismo nas horas de dificuldade, pelos conselhos que levarei para a vida, pelas horas de descontração e conversas sobre diversos assuntos, pelas risadas, os passeios no shopping. Sem vocês esses cinco anos não seriam tão proveitosos e divertidos. À Paula Ramiro que além de minha amiga, afilhada, minha dupla nos trabalhos e seminários, e futura companheira de profissão, à considero como uma irmã que não tive, pois sempre esteve comigo nos momentos bons e desafiadores, durante esses cinco anos, me aconselhando, apoiando, e me mostrando que Deus é Amor.

Às minhas companheiras de moradia Jandessa e Paula, agradeço pelos momentos e histórias que vivemos na "*Pink house*", obrigada por me ensinarem como descascar uma cebola, e a cortar embalagens, e por me apresentarem outras delícias da culinária paraense, mineira e nordestina.

À turma de Geologia 2012 pelo compartilhamento do aprendizado.

À família Alves Araújo em especial a "madrinha" Terezinha, Taciana, José do Espírito Santo, Ana Morena e Valber, por terem me recebido de braços abertos em Marabá, sou muito grata por todo o apoio e carinho.

Aos amigos que Marabá me deu Abraão, Eliana "Lilica", Emille "Milica", Girlane "Gigi", Wanderson e Raquel "Quel" pelos momentos de descontração, viagens, passeios, lanches e as idas ao cinema, os quais nos renderam muitas risadas.

Aos meus amigos Aline "Nina", Ewellyn "Pi", Ingrid, Jessica "Jecaré", Masahiro "Hiro", agradeço por esses 11 anos e um "bocadinho" de amizade, nos quais crescemos juntos, nos divertimos e comemos muito. Sei que a nossa amizade é para a vida toda.

À minha família por todo o apreço, cooperação e por sempre acreditarem nos meus sonhos, em especial aos meus avós maternos Maria Iracy e José Seabra pelo apoio, e por todo o carinho, a minha tia e primas Lucilene Seabra, Layse Seabra, Lorena Seabra e Luana Nouran, por todo o auxílio nos momentos em que precisei. Aos meus irmãos André e José Miguel por todo o amor a mim transmitido através das nossas brincadeiras e conversas. Ao meu pai André Telles por todo seu carinho, amor e pelos conselhos a mim transmitidos. A minha mãe Lucileide Seabra, minha maior incentivadora, que constantemente acreditou em mim e que sempre priorizou a minha educação, não medindo esforços para que eu conseguisse sempre alcançar meus objetivos.

Ao Meu Deus, meu criador, que sempre esteve comigo em todas as minhas jornadas, foi o meu refúgio e meu abrigo nas horas difíceis. É a Ele que eu dedico minhas vitórias.

"Fale para a Terra e ela deve te ensinar." – Desconhecido

RESUMO

Na região entre os municípios de Brejo Grande do Araguaia e Palestina do Pará foi identificada uma variedade litológica, entre rochas metamórfica, ígneas e sedimentares, pertencentes às feições tectônicas do Cinturão Araguaia-Tocantins e Bacia do Parnaíba respectivamente. O levantamento geológico da área envolveu estudos e análises petrográficas e estruturais, que permitiu uma nova caracterização da geologia da área, através da identificação das unidades geológicas pertences ao Grupo Estrondo Formação Morro do Campo e Formação Xambioá, rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba, diques de composição máfica e coberturas lateríticas. Assim como análises das rochas metamórficas através da identificação dos processos metamórficos e deformacionais a que as rochas foram submetidas. As rochas referentes à Bacia do Parnaíba encontrados na área são representadas por intercalações de níveis decimétricos a métricos de siltitos, arenitos, argilitos e silexitos. Diques máficos formados por blocos de diabásio e rochas recobertas por uma crosta laterítica capeando serras e morros aplainados na forma topos resistentes à erosão formando as Coberturas Lateríticas. A Formação Morro do Campo é constituída por Quartzitos ferruginosos de textura maciça com intercalações de cristais de quartzo e hematita, com foliação com direção preferencial para NW-SE e NNE-SSW marcadas pelas intercalações de cristais de quartzo e cristais ferruginosos. A Formação Xambioá é representada litologicamente por Muscovita Ardósia, Muscovita Filito, Epidotito Filitoso, Muscovita Xisto, Clorita-Muscovita Xisto, Oligoclásio-Muscovita Xisto e Biotita-Muscovita Xisto, com trend preferencial para NW-SE, NNW-SSE, NE-SW, caracterizadas por diferentes padrões deformacionais, gerados em decorrência dos esforços terem ocorrido em distintos momentos do evento deformacional do Cinturão Araguaia-Tocantins. No qual no principal evento deformacional implantou-se o metamorfismo regional com variação de Fácies Prehnita-pumpellyita e Fácies Xisto Verde, sendo identificadas três zonas metamórficas na área, Zona da Muscovita, Zona da Clorita e Zona da Biotita, caracterizadas por distintas associações mineralógicas e texturais.

Palavras-chaves: Cinturão Araguaia-Tocantins, Formação Xambioá, Formação Morro do Campo

ABSTRACT

In the region between the municipalities of Brejo Grande do Araguaia and Palestina do Pará, a lithological variety was identified, among metamorphic, igneous and sedimentary rocks, belonging to the tectonic features of the Araguaia-Tocantins Belt and the Parnaiba Basin respectively. The geological survey of the area involved studies and petrographic and structural analyzes that allowed a new characterization of the geology of the area, through the identification of the geological units belonging to the Morro do Campo Formation and Formation Group Xambioá Formation, sedimentary rocks belonging to the Parnaiba Basin, Dykes of mafic composition, and lateritic coverings. As well as analyzes of the metamorphic rocks through the identification of the metamorphic and deformational processes to which the rocks were submitted. The rocks of the Parnaiba Basin found in the area are represented by interpolations from decimetric to metric levels of siltstones, sandstones, argillites and silexites. Mafic rocks formed by blocks of diabase and rocks covered by a lateritic crust capping saws and flattened hills forming erosion resistant tops forming the Lateritic Coverings. The Morro do Campo Formation consists of ferruginous Quartzites of solid texture with intercalations of quartz and hematite crystals, with foliation with preferential direction for NW-SE and NNE-SSW marked by the intercalations of quartz crystals and ferruginous crystals. The Xambioá Formation is represented lithologically by Muscovite Slate, Muscovite phyllite, Epidotite Phyllitic, Muscovite Schist, Chorite-Muscovite Schist, Epidote-Oligoclase-Muscovite Schist and Epidote-Biotite-Muscovite Schist, with a preferred trend for NW-SE, NNW-SSE, NE-SW, characterized by different deformation patterns generated as a result of the stresses occurring at different moments of the deformation event of the Araguaia-Tocantins Belt. In that the main metamorphic event was implemented the regional metamorphism varying from Prehnite-pumpellyite facies and Green schist facies, being identified three metamorphic zones in the area, Muscovite Zone, Chlorite Zone and Biotite Zone, characterized by different mineralogical and textural associations.

Keywords: Araguaia-Tocantins Belt, Xambioá Formation, Morro do Campo Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa Geológico do Cinturão Araguaia e seu embasamento26
Figura 2- Quadro litoestratigráfico geral do Cinturão Araguaia e seu embasamento27
Figura 3- Perfis geológicos da área estudo. Perfil A-B, com direção para NE-SW abrangendo
as rochas da Formação Xambioá, Formação Morro do Campo e Coberturas Lateríticas. Perfil
C-D, com direção para NE-SW abrangendo as Rochas Máficas, Formação Xambioá,
Coberturas Lateríticas, e rochas da Bacia do Parnaíba33
Figura 4-Afloramentos pertencentes à Formação Morro do Campo34
Figura 5- Afloramentos pertencentes à Formação Xambioá36
Figura 6- Afloramentos pertencentes à Bacia do Parnaíba
Figura 7- Afloramento pertencente à unidade Dique Máfico
Figura 8 - Afloramentos pertencentes à unidade Coberturas Lateríticas40
Figura 9- Características macroscópicas e microscópicas dos Quartzitos ferruginosos43
Figura 10- Características macroscópicas e microscópicas das Ardósias da Formação
Xambioá
Figura 11- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Epidoto-Muscovita Filito47
Figura 12– Aspectos macroscópicos e microscópicos do Epidoto Filito49
Figura 13- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Epidoto-Muscovita Xisto51
Figura 14- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Muscovita-Clorita Xisto53
Figura 15- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Oligoclásio-Muscovita Xisto55
Figura 16- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Biotita-Muscovita Xisto
Figura 17- Foliação do tipo Xistosidade nas rochas da Formação Morro do Campo59
Figura 18- Foliação do tipo clivagem ardosiana identificada em rochas da Formação
Xambioá60
Figura 19- Foliação do tipo Xistosidade ientificada na Formação Xambioá61
Figura 20- Foliação do tipo Xistosidade identificada na Formação Xambioá62
Figura 21- Atitudes das foliações identificadas na Formação Morro do Campo, com foliações
subverticalizadas com trend preferencial para NNE-SSW, com inflexões para NW-SE62
Figura 22- Atitudes das foliações identificadas na Formação Xambioá, com ampla variação de
mergulho e direção das foliações para NW-SE, NNW-SSE e NE-SW63
Figura 23- Estruturas rúpteis identificadas nas rochas da Formação Morro do Campo66
Figura 24- Estruturas rúpteis identificadas nas rochas da Formação Xambioá67
Figura 25- Diagrama P-T mostrando os campos dos vários fácies metamórficos

LISTA DE MAPAS

Mapa 1- Mapa de localização e acesso da área de estudo, com trajetória partindo-se da cid	ade
de Marabá-PA	17
Mapa 2- Mapa de Zonas Homólogas de Relevo confeccionado na etapa pré campo, região	de
Palestina do Pará	19
Mapa 3- Mapa de Pontos visitados da área de estudo	21
Mapa 4- Mapa de Amostragem com a localização das amostras que foram analisadas	
microscopicamente	23
Mapa 5- Mapa Geológico da área estudo	32
Mapa 6- Mapa Estrutural da área de estudo evidenciando as estruturas dúcteis e rúpteis	69
Mapa 7- Mapa de zonas metamórficas	73

1 INTRODUÇÃO	15
1.1 JUSTIFICATIVAS	15
1.2 OBJETIVOS	16
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	16
2 MATERIAIS E MÉTODOS	
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	
2.2 LEVANTAMENTO E AQUISIÇÃO DE IMAGENS	
2.3 CONFECÇÃO DOS MAPAS BASE	
2.4 ETAPA DE CAMPO	20
2.5 PETROGRAFIA	22
2.6 ANÁLISES DOS DADOS ESTRUTURAIS	23
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	24
3.1 SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	
3.1.1 Grupo Estrondo	28
3.1.1.1 Formação Morro do Campo	
3.1.1.2 Formação Xambioá	
3.1.1.3 Formação Canto da Vazante	29
3.1.2 Grupo Tocantins	29
3.1.2.1 Formação Pequizeiro	29
3.1.2.2 Formação Couto Magalhães	29
3.2 FORMAÇÕES DA BACIA DO PARNAIBA	
3.3 COBERTURAS LATERÍTICAS	
4 RESULTADOS	31
4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA	31
4.1.1 Formação Morro do Campo	34
4.1.2 Formação Xambioá	34
4.1.3 Bacia do Parnaíba	
4.1.4 Dique Máfico	
4.1.5 Coberturas Lateríticas	
4.2 PETROGRAFIA	40
4.2.1 Formação Morro do Campo	40
4.2.1.1 Quartzitos ferruginosos	41
4.2.2 Formação Xambioá	44
4.2.2.1 Muscovita Ardósia	

SUMÁRIO

4.2.2.2 Filitos	46
4.2.2.2.1 Muscovita Filito	46
4.2.2.2 Epidotito Filitoso	47
4.2.2.3 Xistos	50
4.2.2.3.1 Muscovita Xisto	50
4.2.2.3.2 Clorita-Muscovita Xisto	52
4.2.2.3.3 Oligoclásio-Muscovita Xisto	54
4.2.2.3.4 Biotita-Muscovita Xisto	56
4.3 CONTEXTO TECTONO-ESTRUTURAL	58
4.3.1 Feições Dúcteis	58
4.3.2 Feições Rúpteis	65
4.4 METAMORFISMO	70
5 DISCUSSÃO	74
5.1 SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	74
5.1.1 Metamorfismo	76
5.1.2 Relações estruturais e metamórficas	79
5.2 BACIA DO PARNAÍBA	80
5.3 COBERTURAS LATERÍTICAS	81
6 CONCLUSÕES	82
REFERÊNCIAS	83

1 INTRODUÇÃO

Este trabalho tem como foco a pesquisa de ocorrências de rochas metamórficas aflorantes na região de Brejo Grande do Araguaia e Palestina do Pará, afim de que haja uma melhor definição das rochas e suas relações tectono-estruturais relacionados com os eventos tectônicos que geraram as feições estruturais presentes na área de estudo.

De acordo com trabalhos anteriores (ALMEIDA *et al.*, 2001, SILVA *et al.*, 1974), a região que abrange os municípios de Brejo Grande do Araguaia e de Palestina do Pará está inserida na Província Geotectônica do Cinturão Araguaia-Tocantins, apresenta afloramentos pertencentes à Formação Xambioá, composta por xistos e quartzitos, e da Bacia Sedimentar do Parnaíba que tem como unidades aflorantes na região de Palestina do Pará as formações Pimenteiras, Poti, Piauí e Pedra de Fogo e Sardinha, que foram observados por turmas da Faculdade de Geologia (FAGEO), durante as Práticas de Campo de Geologia Geral, ocorridas nos anos de 2014 e 2015. Segundo Almeida *et al.*, (*op. cit*), o cinturão Araguaia-Tocantins consiste em uma feição geotectônica composta por uma sequência de rochas metamórficas de origem sedimentar, cujos processos deformacionais associados exibem uma larga heterogeneidade na sua progressão e intensidade.

1.1 JUSTIFICATIVAS

Os trabalhos elaborados na região de Brejo Grande do Araguaia e de Palestina do Pará até o presente momento foram realizados em escalas de mapeamento de pouco detalhe. A exemplo se tem o projeto RADAM Brasil, realizado em 1974, através do mapeamento da Folha SB. 22 – Araguaia e parte da Folha SC. 22 – Tocantins, em escala de 1: 1.000.000 (SILVA *et al.*, 1974), e o Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil (PGLB) realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em 2001 no mapeamento da Folha Marabá SB. 22-X-D em escala de 1:250.000 (ALMEIDA *et al.*, *op. cit*).

Portanto, se faz necessário a realização de mapeamento com maior detalhe na região de Brejo Grande do Araguaia e de Palestina do Pará devido à falta de informações e dados sobre as litotipos presentes na região com o objetivo de detalhar ainda mais os corpos presentes na região. Dessa maneira, este trabalho tem como enfoque o mapeamento de corpos metamórficos aflorantes na área, e análises de suas feições tectono-estruturais, os quais serão mapeados em escala de 1: 10.000, a fim de que haja uma melhor definição dos corpos metamorfizados presentes na região.

1.2 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal realizar um mapeamento das rochas metamórficas aflorantes na região de Brejo Grande do Araguaia e Palestina do Pará e sua correlação com seus condicionantes tectono-estruturais. A fim de que se compreenda a ocorrência dos corpos metamorfizados.

De forma específica, têm-se os seguintes objetivos:

- ✓ Reconhecer os litotipos presentes na área e seus protólitos;
- ✓ Determinar os fácies metamórficos através das associações minerais;
- ✓ Analisar o contexto tectono-estrutural e suas relações com o metamorfismo.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está localizada na região sudeste do estado do Pará, entre os municípios de Brejo Grande do Araguaia e Palestina do Pará fazendo parte da Folha Marabá (SB.22-X-D). O acesso à área de estudo pode ser feito por via terrestre, com duração aproximada de 1 h 30 min, partindo da cidade de Marabá por meio da rodovia BR-230 passando pelos municípios de São João do Araguaia e São Domingos do Araguaia, seguindo pela PA-259 até o município de Brejo Grande do Araguaia, ou chegando até o município de Palestina do Pará, tendo acesso à área por meio de uma estrada vicinal que liga o perímetro urbano de Palestina do Pará a Brejo Grande do Araguaia (Mapa 1).





Fonte: Autora

2 MATERIAIS E MÉTODOS

A fim de alcançar os objetivos enunciados anteriormente, serão utilizados materiais e técnicas relativas ao tema e compatíveis com os assuntos abordados.

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Levantamento bibliográfico pertinente à geologia regional da área de estudo e proximidades, através da pesquisa de dados referentes às litologias aflorantes na região, realizada através de consultas a livros, artigos científicos e teses, concernente às pesquisas realizadas na área e ocorrências de rochas metamórficas no Cinturão Araguaia-Tocantins.

2.2 LEVANTAMENTO E AQUISIÇÃO DE IMAGENS

Esta etapa de trabalho consistiu na busca, aquisição, análise e interpretação de imagens de radar da SRTM (*Shutlle Radar Topography Mission*) obtidas no sítio do INPE - DRS - Banco de dados Geomorfométricos do Brasil, para posterior interpretação da área de estudo.

A imagem da SRTM foi analisada através do *Global Mapper* versão 15, com o objetivo de observar as visadas de 45°, 90°, 180° e 345° para uma melhor visualização das feições topográficas da área de estudo.

A partir das imagens tratadas foram realizadas análises e interpretações segundo o método proposto por Soares & Fiori (1976).

2.3 CONFECÇÃO DOS MAPAS BASE

Após a execução das análises e interpretação das imagens, foram confeccionados mapas temáticos de drenagem e de relevo, em escala de 1: 25.000 e 1: 10.000, a fim de se obter as principais unidades homólogas de relevo e seus respectivos alinhamentos, que contribuíram na realização das etapas de campo.

Através das análises das feições topográficas de relevo foi elaborado um mapa de zonas homólogas de relevo (Mapa 2), no qual foram identificados 4 tipos de relevo de acordo com o método de Soares & Fiori (1976). O relevo 1 é caracterizado por apresentar densidade baixa, com cristas de relevo suave, com quebra positiva de relevo, com as maiores altitudes, e declividades das encostas, com alinhamentos de relevo com estruturação com direção comum

entre si. O relevo 2 foi identificado por apresentar maior densidade, com cristas de relevo moderadamente abruptas, quebras positivas, altitudes entre 150 a 195 m, e moderadamente orientadas. O relevo 3 possui densidade moderada abaixa, com cristas suaves, quebra positiva e simetria fortemente assimétrica, com encosta do tipo convexa, altitude com variação entre 117 a 140 m. O relevo 4 caracteriza-se por apresentar densidade moderada a baixa, com quebra negativa do relevo com altitudes entre 85 a 115 metros



Mapa 2- Mapa de Zonas Homólogas de Relevo confeccionado na etapa pré campo, região de Palestina do Pará.

Fonte: Autora

2.4 ETAPA DE CAMPO

O mapeamento geológico da área, foi realizado na escala de 1: 10.000, através do levantamento de campo, que foi iniciado no mês de agosto de 2016, com mapeamentos realizados todas as terças-feiras do mês, totalizando 5 dias de mapeamento, os quais possibilitaram o reconhecimento de diversos litotipos aflorantes.

O primeiro dia de mapeamento foi realizado próximo à área de estudo às margens da BR-230, onde foram encontrados 5 afloramentos constituídos por rochas sedimentares, nos quais foram identificados arenitos, argilitos e silexitos, correlacionados regionalmente como pertencentes à Bacia do Parnaíba e logo após, às margens da PA-459 foram identificados 2 afloramentos constituídos por rochas metamórficas: Muscovita Xistos correlacionados aos litotipos da Formação Xambioá (Figura 3).

A partir deste dia de campo observou-se a necessidade de modificar o mapa base já feito, no qual se pretendia inicialmente apenas mapear os afloramentos localizados no município de Palestina do Pará, pois foram encontrados afloramentos constituídos de rochas metamórficas em regiões do município de Brejo Grade do Araguaia, portanto se deslocou e ampliou a área a ser mapeada para atingir os objetivos propostos.

O segundo dia de mapeamento foi realizado na Fazenda Águas Claras localizada no município de Brejo Grande do Araguaia, onde foram encontrados somente afloramentos constituídos por rochas metamórficas, que apresentaram distintas composições mineralógicas e estruturais (Mapa 3).

No terceiro dia de mapeamento o percurso se deu por vicinais entre os municípios de Brejo Grande do Araguaia e Palestina do Pará, onde foram encontrados afloramentos compostos por rochas metamórficas, e em uma vicinal próximo à zona urbana do município de Palestina do Pará foi encontrado um afloramento constituído por blocos de diabásio (Mapa 3).

O quarto dia de mapeamento foi realizado ao longo da PA-459, no qual foram identificados apenas afloramentos compostos por rochas metamórficas, de distintas composições mineralógicas, sendo os Muscovita Xistos mais abundantes, porém também foram identificados Filitos e Biotita Muscovita Xistos (Mapa 3).

O quinto dia de mapeamento foi realizado em uma vicinal, partindo-se da zona urbana de Palestina do Pará, no qual foram encontrados afloramentos compostos por lateritas, assim como rochas sedimentares e rochas metamórficas (Mapa 3).



Mapa 3- Mapa de Pontos visitados da área de estudo.

Fonte: Autoral e a partir de imagem de Landsat 8 obtida do Google Earth.

2.5 PETROGRAFIA

A Petrografia macroscópica e microscópica com o auxílio de lupa de mão e de microscópio petrográfico, respectivamente, permitiu a identificação e descrição detalhada dos litotipos, dando-se ênfase para as rochas metamórficas as quais foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas para que ocorresse uma melhor interpretação em relação as suas fases minerais, feições texturais e deformacionais, visando identificar sucessões de paragêneses metamórficas, auxiliando na caracterização do padrão de metamorfismo. A petrografia macroscópica serviu de base para uma identificação e caracterização prévia dos minerais que constituem as 32 rochas coletadas. A descrição foi realizada com o auxílio de lupa de bolso, canivete, ácido clorídrico e de livros referentes à nomenclatura e estruturas de rochas metamórficas. Em seguida algumas das rochas foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas e polidas, com o intuito de se obter uma descrição mais completa das mesmas.

A petrografia microscópica foi realizada através da descrição de 12 lâminas petrográficas (Mapa 4), com o auxílio de microscópios petrográficos da marca Zeiss®, onde foi possível observar e identificar os minerais constituintes das rochas, obtendo assim suas características microscópicas como cor, pleocroísmo, relevo, hábito, birrefringência, fraturas, ângulo de extinção e composição dos cristais de plagioclásio através do método de Michel-Levy, assim como as dimensões dos minerais, na qual se utilizou a objetiva de aumento de 10x, e o sinal óptico e figura de interferência obtidos por meio da objetiva de aumento de 50x.

Após a identificação textural microscópica das lâminas, foram obtidas fotomicrografias das lâminas por meio do equipamento AxioCam modelo MRc5 acoplado ao microscópio petrográfico Zeiss®, e software da AxioCam instalado no microcomputador *Fujitsu Siemens*® modelo esprimo p5915. A contagem quantitativa modal das lâminas foi realizada por meio de 1000 pontos, com espaçamento de 0,5mm, efetuada pelo contador de pontos automático *joystick Stageledge* acoplado ao microscópio associado ao *software Hardledge*.

A descrição ocorreu também com o auxílio de livros e atlas sobre texturas e estruturas mineralógicas em rochas (YARDLEY *et al.*, 1990; NESSE 2003; JULIANI *et al.*, 2002; EVANGELISTA 2003; YARDLEY 2004,), a nomenclatura referente aos nomes das rochas foi baseada em (FETTES & DESMONS 2007), fundamentado no sistema de classificação da SSRM (Subcomissão de Sistemas das Rochas Metamórficas).

2.6 ANÁLISES DOS DADOS ESTRUTURAIS

Verificação dos dados estruturais obtidos através das medidas verificadas em campo, nos afloramentos favoráveis em relação a diferentes foliações e fraturas presentes na área, sempre as associando com o *trend* regional. Este tratamento correspondeu à confecção de estereogramas, rosetas e mapas. Dados de atitude das estruturas foram plotados em mapas confeccionados no *Quantum Gis v 12*, e exibidos em estereogramas e rosetas com uso de *softwares* específicos como *Open Stereo 0.1.2* e *Stereonet 9.5*.





Fonte: Autora

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Cinturão Araguaia-Tocantins, está localizado ao norte da Província Estrutural Tocantins, corresponde à porção norte da faixa de dobramentos Paraguai Araguaia formada no final do Proterozoico (ALMEIDA *et al.* 1976, 1981), como uma feição que se formou a partir da amalgamação de três blocos paleocontinentais maiores, os Crátons Amazônico, São Francisco e Paraná, que resultou também na formação dos cinturões Paraguai e Brasília, que são suas principais ramificações (PIMENTEL *et al.*, 2000).

O Cinturão Araguaia-Tocantins possui 1200 km de comprimento e mais de 100 km de largura, e tem uma orientação norte-sul (ALVARENGA *et al.*, 2000). No lado oeste, faz fronteira com o Cráton Amazônico situado no leste-sudeste do estado do Pará e oeste do estado de Tocantins, com estruturação N-S truncando as estruturas mais antigas de direção WNW-ESE deste Cráton, grande parte da borda leste deste cinturão é encoberta por rochas sedimentares do Paleozoico pertencentes à Bacia do Parnaíba, enquanto suas porções norte e sul são recobertos por sedimentos do Cenozoico. À sudeste faz limite com as rochas paleoproterozoicas do Maciço de Goiás (GORAYEB *et al.*, 2008) (Figura 1).

Os estudos sobre o metamorfismo revelaram variações do gradiente metamórfico no terreno, o qual é crescente de oeste para leste. Próximo aos limites com o Cráton Amazônico as rochas estão anquietamorfizadas e repousam discordantemente sobre os terrenos granitogreenstone de idade arqueana desse Cráton (HASUY *et al.*, 1984; ALVARENGA *et al.*, 2000).

Moura & Gaudette (1993) descrevem o embasamento da Faixa Araguaia formado por ortognaisses com assinatura TTG do Complexo Colmeia, (2,86 Ga), e por sequências metavulcanossedimentares do Complexo Rio do Coco (Figura 2), o qual tem sido interpretado como um remanescente de um *greenstone belt* arqueano (BARREIRA & DARDENNE 1981). Ao Norte são encontradas rochas ultramáficas das sequências Serra do Tapa e Quatipuru (PAIXÃO & NILSON 2001), a oeste foram encontrados corpos máficos e/ou ultramáficos encaixados tectonicamente nas rochas da Formação Couto Magalhães (GORAYEB, 1981). Há também gnaisses tonalíticos e cálcio-silicáticos agrupados no Grupo Rio dos Mangues (2.1 a 2.0Ga) (MOURA & SOUZA, 1996) (Figura 2). Também pertencente ao embasamento da faixa. Moura & Gaudette (1993) descrevem rochas intrusivas gnaissificadas, de nefelina sienito de Serra da Estrela (1,0 Ga) e estão dispostas perpendicularmente aos Complexos Colmeia e Rio dos Mangues (Figura 2).

As rochas supracrustais do Cinturão Araguaia são representadas por uma sucessão predominantemente metassedimentar reunida nas sequências do Supergrupo Baixo Araguaia,

principal unidade do Cinturão Araguaia (ABREU, 1978) (Figura 2). As rochas graníticas associadas com as sequências supracrustais do Cinturão em geral, ocorrem na forma de pequenos stocks, diques e veios colocados nas rochas do Grupo Estrondo (MOURA & GAUDETTE, 1999) (Figura 2).



Figura 1- Mapa Geológico do Cinturão Araguaia e seu embasamento.

Fonte: Gorayeb et al., (2008).

IDADE		UNI	DADES	LITOLOGIAS
NEOPROTEROZOICO	Suite Santa Luzia, Granito Ramal do Lontra Granodiorito Presidente kennedy(0,55 Ga)		iranito Ramal do Lontra lente kennedy(0,55 Ga)	Granodioritos, monzogranitoide granitos pegmatóides
	Suite gabróica Xambica (0,82 Ga)			Escapolita metagabros, metadiabásios e anfibolitos
	Grupo For Grupo Tocantins For OXIER Odnuška Grupo Estrondo For For For For For For For Fo	Grupo	Formação Couto Magalhães	Filitos, metarcóseos, metassiltitos e metacalcários
		Formação Pequizeiro	Clorita-muscovita-quartzo xistos, filitos e intercalações de quartzitos	
		Formação Xambioá	Micaxistos variados, grafita xisto, xistos feldspáticos, mármores, anfibolitos, metamáficas e metaultramáficas	
		Formação Morro do Campo	Quartzitos puros e micáceos com intercalação de micaxisto	
	Associação Máfica-Ultramáfica			Basaltos, peridotitos, serpentinitos, esteatitos, talco xistos e clorita xistos
	Suite Serra da Estrela (1,0 Ga)			Nefelina sienito gnaisses
PALEOPROTEROZOICO	Complexo Rio dos Mangues (2,0 Ga)			Gnaisses tonalíticos, cálciossilicáticos, anfibolitos, quartzitos emicaxistos
UEANO	Grupo Rio do Coco (2,6 Ga)		o Coco (2,6 Ga)	Sequência metavulcanossedimentar, metabasitos e metaultramáficas
ARQ	Complexo Colmeia (2,85 Ga)		olmeia (2,85 Ga)	Ortognaisses de composição tonalítica a trondhjemitica

Figura 2- Quadro litoestratigráfico geral do Cinturão Araguaia e seu embasamento.

Г

3.1 SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA

As sequências do Supergrupo Baixo Araguaia, principal unidade do Cinturão Araguaia, foram divididas em dois grupos, o Grupo Estrondo na base e Grupo Tocantins no topo. A primeira constituída pelas formações Morro do Campo, Xambioá e Canto da Vazante. Enquanto a segunda, pelas formações Pequizeiro e Couto Magalhães. (ABREU, 1978; ALVARENGA, 2000).

3.1.1 Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo compreende as formações Morro do Campo (base), Xambioá (intermediário) e Canto da Vazante (topo), sendo afetado por metamorfismo de mais alto grau e compreende fácies xisto verde alto a anfibolito médio (DALL'AGNOL *et al.*, 1988).

3.1.1.1 Formação Morro do Campo

A Formação Morro do Campo ocorre principalmente delineando a borda das estruturas braquianticlinais, ou como grandes pacotes quartzíticos cavalgando a Formação Xambioá. É formada principalmente por quartzitos puros, quartzitos muscovíticos, magnetita e cianita quartzitos, biotita-quartzo xistos, mica-xistos grafitosos e xistos com granada, estaurolita, fibrolita e cianita, além de intercalações de micaxistos (ABREU, 1978).

3.1.1.2 Formação Xambioá

A Formação Xambioá sobrepõe-se de forma concordante à Formação Morro do Campo, constituindo-se de micaxistos variados, grafita xistos, xistos feldspáticos, xistos gnaissoides e granatíferos, além de mármores e corpos de anfibolito, meta-máficas e metaultramáficas (ABREU, 1978, GORAYEB, *et al.*, 2008). Possui ampla distribuição ao longo de todo o Cinturão Araguaia e é a unidade que atingiu as condições de relativamente mais alto grau metamórfico (MACAMBIRA, 1983).

3.1.1.3 Formação Canto da Vazante

A Formação Canto da Vazante é constituída por xistos feldspáticos, com quantidades variadas de biotita e granada. Unidade que ocorre no extremo leste da cidade de Colmeia, ao longo de uma faixa irregular, aproximadamente N-S, sustentando a Serra do Estrondo. Talco xistos intercalados nestas rochas mostram que o magmatismo básico-ultrabásico ocorreu tanto na porção ocidental quanto no extremo leste do Supergrupo Baixo Araguaia (COSTA, 1980).

3.1.2 Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins acamadado no lado oeste do Cinturão Araguaia é a unidade de maior extensão areal. É composto pelas formações Pequizeiro (base) e Couto Magalhães (topo) (GORAYEB, 1981).

3.1.2.1 Formação Pequizeiro

A Formação Pequizeiro é constituída essencialmente de clorita xistos, caracterizados por bandas alternadas mais quartzosas e mais cloríticas, geralmente verde a cinza esverdeado, clorita xisto e quartzo-clorita xisto aparecem associados. Também são reconhecidos corpos de metabasitos e metaultrabasitos, serpentinitos, talco xistos e talco-actinolita xistos. A crenulação da xistosidade da Formação Pequizeiro é uma feição característica e em seus planos a biotita e a clorita aparecem orientadas segundo a direção NW-SE (PINHEIRO, *et al.*, 2011). Mostra contatos tectônicos com as formações Xambioá, a leste, e Couto Magalhães, a oeste. Está sotoposto aos sedimentos da Bacia do Parnaíba que preenchem *grabens* também orientados submeridianamente, originados por reativações anisotrópicas antigas no Fanerozoico. (SOUZA & MORETON, 2001).

3.1.2.2 Formação Couto Magalhães

Esta unidade é formada principalmente por filitos, com intercalações de quartzitos hematíticos e jasperoides, além de ardósias, metacalcários, metarcósios e metagrauvacas. (ABREU, 1978; ALVES, 2006; GORAYEB *et al.*, 2008). E associa-se a numerosos corpos de rochas máficas e ultramáficas, introduzidas antes do metamorfismo regional que afetou a faixa. O metamorfismo registrado na Formação Couto Magalhães, na sua porção mais a oeste,

vai de incipiente a nulo e sua passagem para a Formação Pequizeiro se dá de maneira gradual. (GORAYEB, 1981).

3.2 FORMAÇÕES DA BACIA DO PARNAIBA

A Bacia do Parnaíba apresenta formato poligonal, com diâmetro máximo aproximado de 1.000 km alongado na direção NE-SW. Em seu depocentro atual, a espessura total do pacote litológico alcança cerca de 3500 m, porém, espessuras bem maiores podem ocorrer em grabens mais antigos, proterozoicos e cambro-ordovicianos (GÓES & COIMBRA 1996). Segundo Cunha (1986) a pequena espessura e ampla distribuição dos sedimentos são atribuídas a uma lenta subsidência ao longo do tempo geológico. A sedimentação da Bacia do Parnaíba é predominantemente siliciclástica, ocorrendo subordinadamente calcário, anidrita, sílex, diabásio e basalto (GÓES & FEIJÓ 1994).

3.3 COBERTURAS LATERÍTICAS

Essas coberturas são encontradas nos terrenos mais aplainados no domínio dos filitos da Formação Couto Magalhães, sobre os xistos da Formação Xambioá e das rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, são registrados corpos lateríticos imaturos de coloração avermelhada que sustentam morrotes, com superfícies de topo aplainado. Ocorrem também na forma de blocos irregulares capeando indistintamente diversos litoltipos (GORAYEB *et al.*, 2008).

4 RESULTADOS

Através da realização e junção dos dados obtidos durante as etapas pré-campo, de campo e pós-campo foi possível obter resultados referentes aos litotipos presentes na área de estudo, assim como suas composições mineralógicas e associações minerais, suas relações com as estruturas tectônicas observadas correlacionando com os possíveis processos metamórficos impostos nas rochas aflorantes na área.

4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA

Por meio de mapeamento geológico foi possível identificar a ocorrência de distintas unidades geológicas presentes na área de estudo, as quais foram analisadas por meio da composição mineralógica das rochas, tipos de texturas e estruturas assim como os tipos de afloramentos que perfazem a área, dando ênfase às rochas metamórficas presentes. Sendo assim, as rochas aflorantes na área compreendem as rochas metamórficas caracterizadas como pertencentes às formações Morro do Campo e Xambioá, rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba, pequenos blocos de rochas ígneas caracterizadas como dique máfico, e rochas lateritizadas denominadas de Coberturas Lateríticas (Mapa 5).

O empilhamento estratigráfico e topográfico das unidades aflorantes na área é constituído no topo pelas rochas da unidade Coberturas Lateríticas, que em algumas porções da área recobre rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, e da Formação Xambioá (Figura 3). Assim como o dique máfico encontram-se nos mesmos níveis topográficos de algumas rochas pertencentes à cobertura laterítica, e intrudidos nas rochas da Bacia do Parnaíba e sobrejacentes Formação Xambioá (Figura 3). As rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e ncontram-se topograficamente em altitudes inferiores em relação a algumas rochas pertencentes à Formação Xambioá e sobrejacente e topograficamente relacionadas a algumas rochas pertencentes à Formação Xambioá (Figura 3). Nas rochas da Formação Xambioá foi observada uma variedade topográfica, sendo identificadas nas maiores e menores altitudes da área (Figura 3).







Figura 3- Perfis geológicos da área estudo. Perfil A-B, com direção para NE-SW abrangendo as rochas da Formação Xambioá, Formação Morro do Campo e Coberturas Lateríticas. Perfil C-D, com direção para NE-SW abrangendo as Rochas Máficas, Formação Xambioá, Coberturas Lateríticas, e rochas da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Autora

4.1.1 Formação Morro do Campo

A Formação Morro do Campo pertencente ao Grupo Estrondo localiza-se estratigraficamente na base do grupo. Na área de estudo está representada por quartzitos ferruginosos, que foram encontrados apenas em uma porção restrita ao norte da área. Morfologicamente é uma superfície de suaves ondulações caracterizada por um morro com superfície abaulada. Os afloramentos constituídos por quartzito são constituídos por blocos com dimensões centimétricas á métricas, e alguns blocos *in situ* e outros rolados (Figura 4 a), apresenta forte capa intempérica de cor vermelho escuro devido ao processo de oxidação dos minerais de ferro que são bem abundantes nas rochas que ali afloram (Figura 4 b). Foi possível observar que as rochas apresentavam uma foliação com direção preferencial para NW-SE e NNE-SSW marcadas pelas intercalações de cristais de quartzo e cristais ferruginosos.

Figura 4-Afloramentos pertencentes à Formação Morro do Campo. a) Afloramentos constituídos por blocos métricos a centimétricos, com blocos rolados e outros *in situ*, b) Afloramento constituído por bloco com dimensões métricas, apresentando capa intempérica.



Fonte: Autora

4.1.2 Formação Xambioá

Sucessões de rochas metamórficas atribuídas à Formação Xambioá pertencente ao Grupo Estrondo distribuem-se por quase toda a área de estudo. Constituem áreas topograficamente caracterizadas por uma superfície de suaves ondulações algumas vezes na forma de pequenos morros com topos arredondados e abaulados. Os afloramentos da unidade ocorrem geralmente em cortes de estrada ou em lajedos com dimensões métricas, representados litologicamente por Muscovita Ardósia, Epidoto-Muscovita Filito, Epidotito

Filitoso, Muscovita Xisto, Clorita-Muscovita Xisto, Oligoclásio-Muscovita Xisto e Biotita-Muscovita Xisto.

Os Muscovita Ardósia e Muscovita Filito foram encontrados em um mesmo afloramento, situado na porção norte da área, do tipo corte de estrada, onde as rochas afloram sob a parede de um barranco de aproximadamente 1,80m de altura, e sob o chão da vicinal, as rochas apresentavam coloração verde amarelado (Figura 5 a), com foliação na qual foi possível observar uma gradação de clivagem ardosiana para xistosidades com *trend* preferencial para NNE-SSW.

O afloramento composto por Epidotito Filitoso ocorre na porção oeste da área de estudo, como afloramento do tipo corte de estrada, estando a rocha aflorando em um determinado ponto do percurso de uma vicinal. Apresenta coloração esverdeada, e textura fina (Figura 5 b), com uma foliação incipiente pouco visível com *trend* preferencial para NW-SE.

Os Muscovita Xistos ocorrem geralmente como afloramentos de corte de estrada com dimensões métricas (Figura 5 c), as rochas encontram-se bastante friáveis e possuem coloração vermelho alaranjado oriundo da capa intempérica, apresentam-se estruturalmente foliadas, caracterizadas pela xistosidade com *trend* preferencial para NW-SE e NNW-SSE, foi observado a presença de corpos mobilizados na forma de veios de quartzo concordantes e discordantes à foliação. A ocorrência dessas rochas é bastante comum entre os litotipos da unidade, devido à comum existência de afloramentos constituídos por Epidoto-Muscovita Xisto na área.

Os Clorita-Muscovita Xisto afloram na porção norte da área, ocorrem em afloramentos do tipo natural, constituídos por blocos com dimensões centimétricas a métricas, possuem coloração cinza esverdeada, com capa intempérica (Figura 5 d). Notou-se que as rochas apresentavam foliação do tipo xistosidade com *trend* preferencial para NNW-SSE.

Os Oligoclásio-Muscovita Xisto afloram na porção norte da área, ocorrem em afloramentos do tipo natural e lajedos métricos (Figura 5 e), possuem coloração cinza esverdeada, com capa intempérica. Notou-se que as rochas apresentavam foliação do tipo xistosidade com *trend* preferencial para NNW-SSE, e em algumas porções foi verificada a presença de clivagem de crenulação, assim como veios de quartzo concordantes e discordante a foliação.

Os Biotita-Muscovita Xisto ocorrem na porção sul da área, em afloramentos do tipo lajedo e corte de estrada, com dimensões métricas, coloração vermelho alaranjado devido à forte capa intempérica sobre a superfície da rocha, sendo possível também observar fragmentos da rocha dispersos no afloramento, devido o material encontrar-se bem friável (Figura 5 f). A rocha apresenta foliação caracterizada como xistosidade com direção NE-SW.

Figura 5- Afloramentos pertencentes à Formação Xambioá. a) Afloramento do tipo corte de estrada com dimensões métricas constituído por Muscovita Filito e Muscovita Ardósia, b) Afloramento do tipo corte de estrada, localizado em um determinado ponto da vicinal, constituído por Epidotito Filitoso. c) Afloramento do tipo corte de estrada constituído por Muscovita Xisto com forte capa intempérica. d) Afloramento do tipo blocos métricos constituído por Clorita-Muscovita Xisto. e) Afloramento do tipo lajedo constituído por Oligoclásio-Muscovita Xisto com forte capa intempérica.



Fonte: Autora
4.1.3 Bacia do Parnaíba

Durante o mapeamento foram encontrados na região sucessões de rochas sedimentares das unidades litoestratigráficas da Bacia do Parnaíba pertencentes ao Grupo Balsas, e relacionados à Formação Pedra de Fogo, situados nas margens da BR-230, fora da área de estudo, distantes 14 Km da mesma, os quais foram descritos e inseridos neste relatório, mesmo não sendo o foco deste estudo.

As rochas desta unidade encontram-se em áreas topograficamente mais elevadas, na forma de serras ou morros com topos aplainados, recobrindo assim as rochas da unidade pertencente à Formação Xambioá. Os afloramentos ocorrem geralmente em cortes de estradas com dimensões métricas (Figura 6 a, b). E são representados na área por intercalações de níveis decimétricos a métricos de siltitos, arenitos, argilitos e silexitos.

Os siltitos formam camadas centimétricas intercaladas por silexito e por arenito. Geralmente são bastante ferruginosos com cor avermelhada ou rosa esbranquiçado, constituída por grãos do tamanho silte, bem arredondados (Figura 6 c).

Também foram observadas concreções de argilito relacionado com um nível silicificado e argilitos mosqueados. Os arenitos possuem cor branca amarelada, granulometria fina, são bem selecionados e bem arredondados, tem um aspecto maciço e são pintalgados por caulim, comumente encontrados em contato com o argilito (Figura 6 c).

O silexito possui cor branca, com textura maciça (Figura 6 d), sendo caracterizado como acamamentos encontrados no topo da sequência da unidade e intercalados com camadas de argilitos.

Figura 6- Afloramentos pertencentes à Bacia do Parnaíba. a) Afloramentos do tipo corte de estrada constituído por arenito fino de cor cinza amarelada. b) Afloramento do tipo corte de estrada constituído por siltito avermelhado intercalado por camadas de silexito. c) Afloramento do tipo corte de estrada constituído por argilito avermelhado e arenito fino branco amarelado. d) Afloramento do tipo lajedo constituído por silexito e fragmentos de lateritas.



Fonte: Autora

4.1.4 Dique Máfico

Esta unidade é caracterizada pela ocorrência de rochas de composição máfica na forma de blocos com dimensões centimétricas e por um solo de cor vermelho arroxeado caracterizado como dique máfico. Os afloramentos ocorrem nas porções nordeste da área de estudo, sendo morfologicamente caracterizados por apresentar relevo levemente suavizado, sem mudanças de altitude (Figura 7 a).

Estratigraficamente encontram-se no topo sobrepostos às unidades das formações Pimenteiras e Xambioá. Os solos apresentam grãos da fração areia e argila com fragmentos de minerais férricos, enquanto os blocos apresentam na porção exterior cor avermelhada devido à capa intempérica. Já na porção interior a rocha apresenta cor preta acinzentada devido à presença de minerais máficos de granulação fina e textura subofítica dos cristais de plagioclásio, sendo classificada como diabásio (Figura 7 b).

Figura 7- Afloramento pertencente à unidade Dique Máfico. a) Afloramento do tipo blocos métricos às margens de uma vicinal, constituído por blocos de diabásio com dimensões métricas a centimétricas. b) Bloco de diabásio com dimensão centimétrica, com capa ferruginosa.



Fonte: Autora

4.1.5 Coberturas Lateríticas

Esta unidade é caracterizada por rochas recobertas por uma crosta laterítica capeando serras e morros aplainados formando topos resistentes à erosão (Figura 8 a), com contatos discordantes e erosivos com as outras unidades. São constituídos por afloramentos do tipo de corte de estrada (Figura 8 b), lajedo e blocos com dimensões centimétricas e métricas (Figura 8 c). Foram caracterizadas as ocorrências de arenitos, argilitos e xistos lateritizados, ou seja, com grande conteúdo de ferro na sua composição, associado a esta unidade foram também identificados blocos conglomeráticos com dimensões centimétricas a métricas com matriz constituída por um material de areia e ferro suportando fragmentos de arenitos, xistos e quartzitos (Figura 8 d). Figura 8 - Afloramentos pertencentes à unidade Coberturas Lateríticas. a) Topo de um morro aplainado recoberto por Coberturas Lateríticas. b) Afloramento do tipo corte de estrada constituído por um argilito lateritizado. c) Afloramento do tipo lajedo constituído por uma capa laterítica. d) Bloco conglomerático com dimensão métrica.



Fonte: Autora

4.2 PETROGRAFIA

O estudo petrográfico baseou-se na descrição das amostras de mão, e descrição de lâminas petrográficas pertencentes às formações Morro do Campo e Xambioá. Assim sendo, a análise petrográfica permitiu a caracterização do conteúdo mineralógico, identificação das feições texturais/microestruturais, bem como a classificação dos tipos de rochas.

4.2.1 Formação Morro do Campo

Esta unidade é representada na área de estudo pela restrita ocorrência de quartzitos ferruginosos, de textura maciça com intercalações de cristais de quartzo e minerais opacos (Tabela 1).

Mineral /Amostra	LT-10	LT-12
Quartzo		88,43%
Minerais Opacos		11,41%
Rutilo		0,16%
Total	100%	100%

Tabela 1- Composição modal em porcentagem das amostras pertencentes a Formação Morro do Campo.

4.2.1.1 Quartzitos ferruginosos

Os quartzitos ferruginosos apresentam coloração cinza com tons avermelhados e esbranquiçados (Figura 9 a), textura inequigranular fina a média com cristais de 0,5mm-1,4mm, e textura granoblástica poligonal. São constituídos dominantemente por cristais de quartzo (88,43%) nos quais foi possível identificar 3 tipos distintos, cristais minerais opacos (11,41%) e cristais de rutilo (0,16%) presentes na forma de porfiroblastos, de hábito granoblástico, são caracterizadas por apresentar por vezes intercalações entre os cristais de quartzo e minerais opacos, na qual os cristais de quartzo formam microbandas com 0,8mm-1,8mm de espessura intercaladas por microbandas de cristais de minerais opacos com 0,2mm-1mm de espessura (Figura 9 b).

Quartzo: de acordo com o hábito, tamanho, forma e associação com outros minerais foi possível reconhecer 3 tipos petrográficos distintos de quartzo:

Quartzo 1: os cristais possuem granulação variando entre 0,6mm-1,4mm, são subdioblásticos apresentam hábito granoblástico, possuem contatos retos e por vezes interlobados com outros cristais de quartzo e minerais opacos, bem como extinção ondulante (Figura 9 b).

Quartzo 2: cristais com granulação entre 0,2mm-0,5mm, de forma linear alongada, subidioblásticos, com extinção ondulante, possuem contatos dominantemente retos e por vezes interlobados com cristais de quartzo (Figura 9 c), foi observado que esses cristais estão comumente próximos aos cristais de quartzo 3, e as fraturas preenchidas por oxi-hidróxidos de ferro (Figura 9 c).

Quartzo 3: cristais com granulação entre 0,06mm-0,07mm, de forma xenoblástica, granoblásticos, com contatos poligonais com cristais de quartzo e interlobados com cristais de minerais opacos, apresentam extinção ondulante (Figura 9 d). Na rocha esses cristais encontram-se em aglomerados sempre próximo a fraturas preenchidas por oxi-hidróxidos de ferro (Figura 9 c).

Rutilo: cristais de coloração avermelhada, com granulação entre 0,05mm-0,1mm, de forma xenoblástica, granoblástica, com contatos interlobados com cristais de quartzo e minerais opacos (Figura 9 d).

Opacos 1: cristais isotrópicos de cor preta por vezes vermelhos alaranjado, na forma de porfiroblastos, granoblásticos com dimensões entre 0,02mm-0,9mm (Figura 9 e), com contatos interlobados com cristais de quartzo, rutilo e minerais opacos.

Opacos 2: Cristais de cor preto avermelhado, isotrópicos, de hábito prismático com granulação entre 0,2mm-0,8mm e contatos retos com cristais de quartzo, apresentam uma borda de cor avermelhada, e o núcleo corroído (Figura 9 f). Foram também observados a ocorrência de alguns cristais, localizados nos espaços intersticiais entre os cristais de quartzo (Figura 9 e).

Figura 9- Características macroscópicas e microscópicas dos Quartzitos ferruginosos. a) Amostra macroscópica de Quartzito ferruginoso de cor cinza avermelhada, b) Fotomicrografia de Quartzito ferruginoso com textura granoblástica poligonal com cristais de quartzo (Qz1), (Qz3), opacos (Opq1). c) Fotomicrografia com cristais de Quatzo2 (Qz2) de forma linear alongada, cristais de quatzo3 (Qz3) próximo a fraturas preenchidas por cristais de opacos2 (Opq2). d) Fotomicrografia com cristais de Quartzo1 (Qz1) com contatos interlobados e extinção ondulante, cristais de rutilo (Rt) com contatos interlobados com cristais de Opacos1 (Opq1). e) Fotomicrografia mostrando cristais de minerais opacos (Opq) de hábito granoblástico com contatos interlobados com cristais de quartzo (Qz1) (Qz3). f) Fotomicrografia de cristais de Opaco2 (Opq2) apresentando contatos retos com cristais de quartzo1 (Qz1).



Fonte: Autora

4.2.2 Formação Xambioá

Esta unidade é constituída litologicamente por Muscovita Ardósia, Muscovita Filito, Epidotito Filitoso, Muscovita Xisto, Muscovita-Clorita Xisto, Oligoclásio-Muscovita Xisto e Biotita-Muscovita Xisto, que de acordo com as análises petrográficas apresentam uma variação mineralógica em termos composicionais entre cristais de muscovita, quartzo, epidoto, biotita, clorita e opacos e plagioclásio, assim como distinções estruturais relacionadas ao tipo de foliação imposta nas rochas da unidade (Tabela 2).

Mineral/ Amostras	Ardósia	Filitos		Xistos			
	LT-13 c	LT-13 a	LT-30	LT-40	LT-20 b	LT-15	LT-33
Quartzo	0,0%	1,15%	2,57%	18,35%	36,22%	60,15%	32,20%
Muscovita	18,40%	95,83%	0,0%	76,56%	45,12%	34,00%	50,40%
Clorita	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	15,22%	0,0%	0,0%
Biotita	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	14,30%
Epidoto	0,0%	2,45%	96,21%	0,34%	0,0%	0,16%	0,40%
Minerais Opacos	1,86%	0,57%	1,22%	4,58%	3,46%	3,09%	2,70%
Rutilo	0,54%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
Argilominerais	79,20%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
Plagioclásio	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	2,60%	0,0%
Turmalina	0,0%	0,0%	0,0%	0,17%	0,0%	0,0%	0,0%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Tabela 2- Composição modal em porcentagem das amostras pertencentes a Formação Xambioá.

4.2.2.1 Muscovita Ardósia

As Muscovita Ardósia ocorrem de forma subordinada na área de estudo, caracterizadas por apresentarem coloração esverdeada (Figura 10 a), textura equigranular fina, ou seja, submilimétrica (Figura 10 b), o que torna a identificação das propriedades dos minerais e a estrutura da rocha um tanto complexa. São constituídos mineralogicamente por cristais de argilominerais (79,20%), muscovita (18,40%), rutilo (0,54%) e opacos (1,86%). A rocha apresenta estrutura foliada, caracterizada como clivagem ardosiana definida basicamente por lamelas orientada de clorita e muscovita com textura lepidoblástica. Os

cristais opacos de óxidos e hidróxidos de ferro foram identificados na forma de porfiroblastos, entre os planos da foliação.

Argilomineral: são cristais de cor marrom pálido, com dimensões submilimétricas com textura lepidoblástica, xenoblástica muito com dimensões menores que 0,02mm (Figura 10 c). **Muscovita:** apresenta textura lepidoblástica, subdioblástica com dimensões entre 0,01mm-0,02mm apresentam-se como finos cristais levemente orientados de acordo com a foliação da rocha, são incolores em luz natural (Figura 10 c). Seus contatos com outros cristais são aparentam ser dos tipos serrilhados e retos com muscovita, argilominerais e opacos.

Rutilo: cristais de cor vermelha de granulação de 0,08mm com contatos interlobados com cristais de muscovita e argilomineral (Figura 10 d).

Opacos: cristais isotrópicos, xenoblásticos, de habito granoblástico, com alguns cristais na forma de porfiroblastos, possuem granulação entre 0,02mm-0,2mm, e contatos interlobados com cristais de muscovita e argilominerais (Figura 10 d).

Figura 10- Características macroscópicas e microscópicas das Ardósias da Formação Xambioá. a) Características texturais da amostra LT-13 c. b) Fotomicrografia com cristais de muscovita (Ms) em contato com cristais de argilominerais (Arg) e Clorita (Chl). d) Fotomicrografia de cristais de rutilo (Rt) de cor avermelhada em contato com cristais e minerais opacos (Opq) com alguns cristais na forma de porfiroblastos.



Fonte: Autora

4.2.2.2 Filitos

Os filitos da unidade foram encontrados aflorando nas porções norte e oeste da área, apresentam coloração esverdeada, com granulação fina, compostos mineralogicamente por cristais de muscovita, epidoto, quartzo e minerais opacos, caracterizados por apresentar foliação do tipo xistosidade marcada pela presença de minerais micáceos.

4.2.2.2.1 Muscovita Filito

Os Muscovita Filitos foram encontrados na porção norte da área, são caracterizadas por apresentarem coloração esverdeada (Figura 11 a), equigranular fina com textura lepidoblástica, e estrutura foliada, identificada como xistosidade (Figura 11 b). Tem como minerais principais, Muscovita (95,83%), Quartzo (1,15%), e Epidoto. (2,45%), em algumas porções nota-se presença de óxidos e hidróxidos de ferro (0,57%) entre os minerais de muscovita e entre os planos de foliação

Muscovita: cristais incolores, de hábito lamelar, lepidoblástico, subdioblástica com dimensões entre 0,05mm-0,1mm, com contatos serrilhados e retos com muscovita, quartzo e epidoto, os cristais possuem birrefringência moderada a alta de 3ª ordem, e apresentam textura decussada (Figura 11 c).

Epidoto: cristas incolores, de formas xenoblásticas, granoblástico, com dimensões entre 0,08mm-0,2mm, com birrefringência alta de 3ª ordem, com relevo moderado a alto. Possui contatos interlobados com muscovita, clorita e quartzo (Figura 11 d). Com ângulo de extinção de 38° e 45°.

Quartzo: cristais com dimensões de 0,08mm-0,1mm, granoblástico, com hábito poligonal xenoblástico e extinção ondulante., apresenta contatos interlobados com cristais de muscovita, clorita e epidoto (Figura 11 d).

Opaco: cristais de cor preta avermelhada, isotrópicos, com dimensões entre 0,1mm-0,2mm e contatos interlobados com cristais de muscovita e epidoto (Figura 11 d).

Figura 11- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Epidoto-Muscovita Filito. a) Amostra macroscópica de cor verde evidenciando a foliação da rocha. b) Fotomicrografia mostrando textura lepidoblástica com foliação do tipo xistosidade constituída por cristais de muscovita (Ms), epidoto (Ep) e cristais de óxidos e hidróxidos de ferro. c) Fotomicrografia de cristais de muscovita (Ms) com textura decussada. d) Fotomicrografia de cristais de Epidoto (Ep) com hábito granoblástico em contato com cristais de minerais opacos (Opq).



Fonte: Autora

4.2.2.2 Epidotito Filitoso

O Epidotito Filitoso apresenta coloração esverdeada, foliada (Figura 12 a), com textura lepidoblástica, inequigranular fina, composta por cristais de epidoto (96,21%), quartzo (2,57%), e cristais de minerais opacos (1,22%) representados por óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 12 b). A rocha é composta quase predominantemente por cristais de epidoto e porfiroblastos de cristais de minerais opacos associados a cristais de quartzo.

Epidoto: os cristais possuem granulação entre 0,02mm-0,2mm, alguns cristais apresentam cor verde pálido sem pleocroísmo, e outros cor amarela com pleocroísmo de incolor a amarelo pálido, o relevo é moderado a alto, subidioblásticos, granoblásticos (Figura 12 c), de extinção com ângulo de 26°, 31°, 28°, birrefringência de 3ª ordem, possui contatos interlobados e retos com cristais de quartzo, e opacos. Em algumas porções da rocha os cristais de epidoto

encontram-com formas alongadas lineares (Figura 12 d). A rocha apresenta porfitoblastos constituído por vários cristais de epidoto e quartzo com sombra de pressão de quartzo

Quartzo: cristais de granulação entre 0,05mm-0,5mm, incolores, subdioblásticos, alguns cristais possuem texturas granobásticas, enquanto outros estão sob forma linear (Figura 12 e). Os cristais apresentam extinção ondulante, com contatos interlobados com epidoto e minerais opacos. Alguns cristais encontram-se fraturados.

Opaco: cristais de minerais opacos, isotrópicos, na forma de porfiroblastos com hábito granoblástico, de granulação entre 0,09mm-1,2mm, subdioblásticos, apresentam contatos retos com cristais de quartzo e epidoto (Figura 12b). Alguns cristais possuem cor avermelhada com zoneamento de óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 12 f).

Figura 12– Aspectos macroscópicos e microscópicos do Epidoto Filito. a) Amostra macroscópica, de cor esverdeada com foliação evidente. b) Fotomicrografia apresentando textura lepidoblástica com cristais de epidoto (Ep), quartzo (Qz) e opacos (Opq). c) Fotomicrografia com cristais de epidoto (Ep) com hábito granoblástico d) Fotomicrografia mostrando variação entre tipos de epidoto (Ep), com cristais com hábito granoblástico e cristais com formas alongadas lineares. e) Fotomicrografia de cristais de quartzo (Qz) com distintos hábitos granoblásticos e lineares f) Fotomicrografia de mineral opaco (Opq) com hábito granoblástico com cristais de epidoto (Ep).



Fonte: Autora

4.2.2.3 Xistos

Os Xistos são as litologias mais abundantes na área de estudo, pois foi encontrada uma variedade destas rochas entre as quais se tem Muscovita Xisto, Clorita-Muscovita Xisto, Oligoclásio-Muscovita Xisto Biotita-Muscovita Xisto que se diferenciam entre si através da variação modal da composição mineralógica, e possuem foliação do tipo xistosidade marcadas pela orientação dos minerais micáceos, satisfatoriamente abundantes nestas rochas.

4.2.2.3.1 Muscovita Xisto

Rocha de cor branca amarelada (Figura 13 a), equigranular fina, anisotrópica, com foliação do tipo xistosidade, de textura lepidoblástica, composta por cristais de muscovita (76,56%), quartzo (18,35%), opacos (4,58%) representados por óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 13 b), cristais de epidoto (0,34%) e turmalina (0,17%).

Muscovita: cristais de granulação entre 0,08mm-0,1mm, alguns são incolores, outros manchados por ferro, são subdioblásticos, lepidoblásticos, extinção reta picotada, e birrenfrigência de 2^a ordem, possui contatos serrilhados e retos com cristais de quartzo e epidoto (Figura 13 c).

Quartzo: os cristais têm granulação entre 0,04mm-0,5mm, xenoblásticos, granoblásticos, com extinção ondulante, possuem contatos interlobados com cristais de muscovita, (Figura 13 d).

Epidoto: cristais de cor amarela pálido com pleocroísmo variando de amarelo pálido a verde oliva, com granulação entre 0,09mm-0,1m, xenoblásticos, granoblásticos, de birrefringência de 3ªordem (Figura 13 e), com contatos interlobados com cristais de muscovita quartzo.

Turmalina: cristais de cor verde pálida, com pleocroísmo variando entre verde a incolor, possuem granulação de 0,1mm-0,2mm, de forma subdioblástica e hábito nematoblástico, possui extinção paralela, e contatos retos com cristais de quartzo e muscovita (Figura 13 f).

Opacos: cristais isotrópicos possuem granulação entre 0,09mm-0,2mm, xenoblásticos, granoblásticos, com contatos interlobados com cristais de quartzo e muscovita (Figura 13 f). Observou-se também a ocorrência de cristais de cor vermelho alaranjado, xenoblásticos, com contatos interlobados com cristais de quartzo e muscovita (Figura 13 e).

Figura 13- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Epidoto-Muscovita Xisto. a) Amostra macroscópica de cor branca amarelada com xistosidade evidente b) Fotomicrografia mostrando textura lepidoblástica evidenciada pela presença de cristais de muscovita (Ms) em contato com cristais de quartzo c) Fotomicrografia com cristais de muscovita (Ms) com hábito lamelar d) Fotomicrografia de cristais de quartzo (Qz) com hábito xenoblástico, extinção ondulante e fraturados. e) Fotomicrografia com cristais de epidoto (Ep) granoblásticos em contato com cristais xenoblásticos de minerais opacos. f) Fotomicrografia com cristais de turmalina (Tur) com extinção paralela em contato com cristais de muscovita (Ms).



Fonte: Autora

4.2.2.3.2 Clorita-Muscovita Xisto

Rocha de coloração esverdeada, anisotrópica com foliação do tipo xistosidade, textura lepidoblástica (Figura 14 a), equigranular média, composta por cristais de muscovita (45,12%), quartzo (36,22%), clorita (15,20%), e opacos (3,46%) (Figura 14 b). Foi observado que os cristais de minerais micáceos sempre estão agrupados com os opacos, e intercalados com os cristais de quartzo.

Muscovita: cristais incolores, sem pleocroísmo, de granulação entre 0,01mm-1,3mm, subdioblásticos, lepidoblásticos, com extinção reta picotada, possuem birrefringência de 3° ordem, e contatos serrilhados e retos com cristais de quartzo, clorita e opacos (Figura 14 a, c). **Quartzo:** de acordo com o hábito, tamanho, forma e associação com outros minerais foi possível reconhecer 3 tipos petrográficos distintos de quartzo:

Quartzo 1: cristais de granulação média entre 0,2mm-1,4mm, subdioblásticos, granoblásticos, com contatos interlobados e poligonais com cristais de quartzo e retos com clorita e muscovita extinção ondulante (Figura 14 e), formou um porfiroblasto de cristais de quartzo com sombra de pressão constituída por clorita e muscovita

Quartzo 2: cristais de granulação fina entre 0,06mm-0,9mm, xenoblásticos, com extinção ondulante e contatos interlobados com cristais de quartzo e reto com cristais de clorita e muscovita (Figura 14 e).

Clorita: cristais de cor verde pálido com pleocroísmo evidente variando de verde a verde pálido, com granulação entre 0,1mm-2,3mm, são subdioblásticos, lepidoblásticos (Figura 14 c), com extinção reta, e birrefringência de 2ª ordem, possuem contatos retos e serrilhados com cristais de quartzo e muscovita, plagioclásio e opacos. E estão sempre associados com cristais de muscovita.

Opacos: cristais isotrópicos, subdioblástico, de hábito cúbico, granoblástico, com granulação entre 0,3mm-0,7mm (Figura 14 f), com contatos retos e interlobados com cristais de quartzo, muscovita e clorita.

Figura 14- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Muscovita-Clorita Xisto. a) Amostra macroscópica de cor verde foliada b) Fotomicrografia com cristais de muscovita (Ms) e clorita (Chl) evidenciando textura lepidoblástica da rocha, e cristais de quartzo (Qz1) e (Qz2) com hábito granoblástico. c) Fotomicrografia com cristais de clorita (Chl) com textura decussada em contato com cristais de muscovita (Ms) e quartzo (Qz). d) Fotomicrografia de cristais de muscovita (Ms) com birrefringência de 3ª ordem com textura decussada. e) Fotomicrografia com cristais de quartzo1 (Qz1) e cristais de quartzo 2 (Qz2) em contato com cristais de muscovita (Ms) e clorita (Chl). f) Fotomicrografia com cristais de minerais opacos de hábito cúbico com contatos retos com cristais de quartzo 2 (Qz2) e muscovita (Ms).

Fonte: Autora

4.2.2.3.3 Oligoclásio-Muscovita Xisto

As rochas apresentam coloração cinza esverdeada (Figura 15 a), com textura foliada do tipo xistosidade, textura lepidoblástica, equigranular fina (Figura 15 b), apresenta como minerais principais Quartzo (60,15%), Muscovita (34,00%), Plagioclásio (2,60%), Opacos (3,09%) e Epidoto (0,16%). A foliação da rocha e marcada pela intercalação de cristais de muscovita, e clorita com cristais de quartzo. Em algumas porções da rocha foi identificada a presença de clivagem de crenulação desenvolvido pelos cristais de muscovita e clorita. Alguns cristais de quartzo que estão concordantes a foliação possuem granulação maior que os restantes dos cristais da rocha.

Quartzo: de acordo com o hábito, tamanho, forma e associação com outros minerais foi possível reconhecer 3 tipos petrográficos distintos de quartzo:

Quartzo 1: cristais de granulação entre 0,05mm-0,2mm possuem forma subdioblástica, de habito granoblástico, com extinção ondulante e contatos interlobados e retos com cristais de plagioclásio e muscovita (Figura 15 c).

Quartzo 2: cristais de granulação entre 0,2mm-0,5mm, de forma subdioblástica, hábito granoblástico, extinção ondulante (Figura 15 c), identificados por vezes como um aglomerado de cristais concordantes a foliação e que se intercalam com os cristais de muscovita, clorita e quartzo 1. Apresenta contatos poligonais e retos com cristais de quartzo 2, e interlobados com muscovita de quartzo 1.

Muscovita: cristais com dimensões entre 0,2mm-0,08mm, incolores, de hábito lamelar, lepidoblástico, de forma subdioblástica, com birrenfrigência de 3ª ordem, extinção reta picotada, e contatos serrilhados e retos com quartzo, clorita e plagioclásio, alguns cristais apresentam textura decussada que se desenvolveu sobre a foliação, e apresenta também textura do tipo *kink bands*, em algumas porções nota-se presença de óxidos e hidróxidos de ferro bordejando alguns minerais de muscovita (Figura 15 d).

Plagioclásio: cristais com dimensões entre 0,2mm-0,05mm, com formas xenoblásticas, e hábito granoblástico, e tabular com maclamento do tipo polissintético (Figura 15 e). Seus contatos são retos com cristais de quartzo 1, muscovita e clorita. Foi possível obter a composição de 5 cristais de plagioclásio (~An 28) Oligoclásio.

Opacos: cristais isotrópicos, com dimensões entre 0,09mm-0,1mm, apresentam formas xenoblásticas e contatos interlobados com cristais de muscovita e clorita (Figura 15 f).

Figura 15- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Oligoclásio-Muscovita Xisto. a) Amostra macroscópica de cor cinza esverdeada com foliação evidente b) Fotomicrografia apresentando textura lepidoblástica, equigranular fina c) Fotomicrografia com cristais de quartzo 1 (Qz1) subdioblásticos, concordante coma foliação da rocha, cristais de quartzo 2 (Qz2) em contato com cristais de muscovita (Ms), clorita (Chl) e quartzo 1 (Qz1). d) Fotomicrografia mostrando cristais de muscovita com birrefringência de 3ª ordem, com textura decussada. e) Fotomicrografia com cristais de plagioclásio (Pl) em contato com cristais de quartzo (Qz). f) Fotomicrografia de cristais de minerais opacos em contatos com cristais de muscovita (Ms).

Fonte: Autora

4.2.2.3.4 Biotita-Muscovita Xisto

Rocha de cor avermelhada, anisotrópica (Figura 16 a), com foliação do tipo xistosidade, lepidoblástica, equigranular média, composta por cristais de muscovita (50,40%), quartzo (32,20%) biotita (14,30%), opacos (2,70%) e epidoto (0,40%) (Figura 16 b). A foliação da rocha é marcada pela intercalação de cristais de quartzo e minerais micáceos com porfiroblastos de minerais opacos.

Muscovita: cristais incolores, com granulação entre 0,07mm-2,3mm, de forma subdioblástica, com hábito lamelar, lepidoblástico, com extinção reta picotada e birrenfrigência de 3ª ordem, com contatos serrilhados e retos com biotita, muscovita, epidoto e opacos, alguns cristais apresentam-se decussados (Figura 16 d).

Quartzo: cristais de granulação entre 0,5mm-0,1mm, subidioblásticos, com hábitos granoblásticos, e alongado linear (Figura 16 b), com extinção ondulante (Figura 16 d), e contatos interlobados com muscovita, opacos, e poligonais com quartzo.

Biotita: os cristais são de cor marrom apresentando pleocroísmo variando de marrom pálido a marrom avermelhado, os cristais têm granulação entre 0,1mm-1,7mm, subdioblásticos, lepidoblásticos, com birrenfrigência de 3ª ordem, e extinção reta picotada (Figura 16 c), possui contatos serrilhados e retos com cristais de muscovita, quartzo e opacos. Alguns cristais apresentam textura decussadas estando discordantes a foliação pré-existente (Figura 16 c).

Opacos: cristais de granulação entre 0,04mm-1,8mm, com formas subidioblásticas, hábito granobláticos isotrópicos (Figura 16 f), com contatos retos com muscovita, biotita, a que sempre está associado.

Epidoto: cristais de granulação entre 0,1mm-0,2mm, subidioblásticos, granoblásticos, com birrenfrigência de 3^a ordem, e contatos interlobados com muscovita (Figura 16 e).

Figura 16- Aspectos macroscópicos e microscópicos do Biotita-Muscovita Xisto. a) Amostra macroscópica de cor marrom avermelhada. b) Fotomicrografia apresentando textura lepidoblástica, caracterizada pela presença de cristais de biotita (Bt), muscovita (Ms) com hábito lamelar, intercalados por cristais de quartzo (Qz). c) Fotomicrografia de cristais de biotita (Bt) com birrefringência de 3ª ordem e textura decussada. d) Fotomicrografia mostrando cristais de muscovita (Ms) com textura decussada com contatos retos e serrilhados com biotita (Bt). e) Fotomicrografia de cristais de epidoto (Ep) com hábito granoblástico. f) Fotomicrografias com cristais de opacos om contatos retos com cristais e de biotita (Bt).

Fonte: Autora

4.3 CONTEXTO TECTONO-ESTRUTURAL

As unidades pertencentes ao Cinturão Tocantins-Araguaia identificadas na área de estudo, Formação Morro do Campo e Formação Xambioá, são marcadas por significativos arranjos, padrões, formas, geometrias e *trends* dos elementos estruturais planares de caráter secundário, desenvolvidos através de eventos tectônicos responsáveis pela implantação do Cinturão.

4.3.1 Feições Dúcteis

Dentre as feições estruturais observadas nas formações Morro do Campo e Xambioá, as feições planares desenvolvidas por deformação dúctil, em especial a foliação, foi a de maior expressão e de mais fácil determinação na área, sendo comum na maioria dos litotipos das formações. Estas estruturas marcam a anisotropia que se desenvolveu sincronicamente à deformação regional principal, em diferentes graus, ou seja, são distinguidos de acordo com o esforço que foi imposto na rocha. São descritas principalmente pela orientação e/ou deformação principalmente dos cristais de quartzo nas rochas da Formação Morro do Campo, enquanto nas rochas da Formação Xambioá a deformação e/ou orientação é identificada nos minerais micáceos e por vezes dos cristais de quartzo. Os tipos de foliação de caráter dúctil mapeadas consistem em foliações do tipo xistosidade na Formação Morro do Campo, e clivagem ardosiana, xistosidade, e xistosidade de crenulação nos litotipos da Formação Xambioá.

A xistosidade foi identificada nas rochas da Formação Morro do Campo como a foliação presente nos quartzitos ferruginosos da unidade (Figura 17 a, b), na qual foi observada a orientação entre os cristais de quartzo dos tipos *ribbons* (Figura 17 c), e granoblásticos, intercalados por cristais de minerais opacos (Figura 17 d). O *trend* preferencial identificado nesta estrutura é NNE-SSW com inflexões para NW-SE, com mergulhos para sudoeste e sudeste com ângulos verticais a subverticais.

Figura 17- Foliação do tipo Xistosidade nas rochas da Formação Morro do Campo. a) Quartzito ferruginoso encontrado no afloramento LT-10, apresentando foliação do tipo xistosidade. b) Quartzito ferruginoso encontrado no afloramento LT-12, apresentando foliação do tipo xistosidade e veios de quartzo concordantes coma foliação c) Fotomicrografia com foliação do tipo xistosidade marcada pela presença de alguns cristais de quartzo com textura do tipo *ribbons*. d) Fotomicrografia mostrando foliação marcada pela presença intercalações de cristais de quartzo e minerais opacos.

Fonte: Autora

A clivagem ardosiana foi identificada em ardósias da Formação Xambioá, na porção norte da área, em um afloramento específico (Figura 18 a). Onde foi observada a orientação de minerais micáceos de granulação muito fina, observados com o auxílio do microscópio petrográfico (Figura 18 b). A estrutura segue *trend* preferencial NNE-SSW com mergulhos para leste com ângulos moderados.

Figura 18- Foliação do tipo clivagem ardosiana identificada em rochas da Formação Xambioá. a) Aspecto macroscópico da Muscovita Ardósia apresentando foliação do tipo clivagem ardosiana. b) Fotomicrografia apresentando clivagem ardosiana caracterizada pela presença de finos cristais de muscovita e argilominerais.

Fonte: Autora

A xistosidade é uma estrutura muito comum nas rochas da Formação Xambioá, sendo identificadas em diversos litotipos da formação (Figura 19 a), e ocorrem principalmente nos Muscovita Xistos (Figura 19 b). É caracterizado como uma estrutura secundária definida pela orientação dos minerais micáceos de hábito placoide (Figura 19 c, d). Em geral essa estrutura segue o *trend* regional NW-SE com inflexões para NNW-SSE, NNE-SSW e NE-SW, e mergulhos para o leste de ângulos moderados a altos.

Figura 19- Foliação do tipo Xistosidade ientificada na Formação Xambioá. a) Aspecto macroscópico da xistosidade identificada em Epidotito Filitoso b) Detalhe macroscópico da xistosidade identificada em Muscovita Xisto. c) Fotomicrografia da xistosidade obsevada em Clotita-Muscovita Xisto evidenciada pela orientação de cristais de muscovita e clorita. d) Fotomicrografia do Biotita-Muscovita Xisto caracterizado pela xistosidade definida pela orientação de biotita muscovita.

Fonte: Autora

A xistosidade de crenulação ocorre em uma zona restrita da área, nos Oligoclásio-Muscovita Xistos com dimensões centimétricas (Figura 20 a). É caracterizada pela crenulação dos minerais micáceos da estrutura das rochas como muscovita (Figura 20 b), e clorita.

As foliações identificadas na área seguem preferencialmente um *trend* para NW-SE identificado comumente nas porções norte e oeste da área, e inflexões para NNW-SSE, NNE-SSW e NE-SW localizados nas porções leste, norte e sudoeste respectivamente (Mapa 6), essas estruturas foram ocasionadas por deformação e movimentação de massa, que geraram uma forma, ou seja, geometria final para as rochas presentes na unidade.

Figura 20- Foliação do tipo Xistosidade identificada na Formação Xambioá. a) Foliação do tipo xistosidade de crenulação presente em Oligoclásio-Muscovita Xisto. b) Fotomicrografia da xistosidade de crenulação caracterizados por cristais de muscovita.

Fonte- Autora

Na Formação Morro do Campo as estruturas dúcteis com direção NNE-SSW e as inflexões para NW-SE são caraterizados como xistosidade presentes nos quartzitos ferruginosos, com mergulhos vaiando entre 62° e 90° para sudoeste e, subordinadamente, para nordeste (Figura 21).

Figura 21- Atitudes das foliações identificadas na Formação Morro do Campo, com foliações subverticalizadas com *trend* preferencial para NNE-SSW, com inflexões para NW-SE.

Fonte- Autora

As estruturas dúcteis da Formação Xambioá com apresentam distintos *trends*, a clivagem ardosiana localizada na poção norte da área possui *trend* preferencial para NNE-SSW com mergulhos de 61° para nordeste, enquanto a xistosidade apresenta direção para NW-SE nas porções a norte e oeste da área com mergulhos variando entre 35° a 72° para nordeste (Figura 22). As foliações com *trend* preferencial para NNW-SSE são determinados por xistosidade com mergulhos variando entre 45° a 56° para sudoeste (Figura 22). As estruturas com direção para NE-SW foram identificadas como xistosidade, com mergulhos para sudeste com ângulos entre 9° a 15° (Figura 22).

Sendo assim, de uma maneira geral entende-se que a heterogeneidade das estruturas na área é caracterizada por diferentes padrões deformacionais, gerados em decorrência dos esforços terem ocorrido em distintos momentos do evento deformacional.

Figura 22- Atitudes das foliações identificadas na Formação Xambioá, com ampla variação de mergulho e direção das foliações para NW-SE, NNW-SSE e NE-SW.

Fonte:Autora

De acordo com as estruturas identificadas na área, sugere-se que o evento dúctil foi ocasionado por deformação heterogênea, identificada através da diferença do grau de

deformação na área, que de um modo geral não apresenta uma significativa mudança no grau de deformação, porém em algumas zonas da área o grau de deformação é distinto dos demais.

O regime deformacional observado na área é identificado como não rotacional, ou seja, coaxiais ou cisalhamento puro, nos quais foi possível gerar movimentos no mesmo eixo de incidência. Porém, em sentidos opostos, que no caso das foliações foram gerados em comportamento de caráter dúctil heterogêneo, sugerindo-se que o regime deformacional é compressivo. Por meio destes mecanismos de deformação foi possível a identificação de indicadores cinemáticos, que ajudaram o melhor entendimento da direção dos esforços.

Na porção norte e noroeste da área foram observadas feições dúcteis com *trend* preferencial para NW-SE, por vezes com algumas inflexões para NNE-SSW caracterizados pelas estruturas presentes na Formação Morro do Campo, e NNW-SSE, sendo assim entendese que no elipsoide de deformação, o eixo x, que corresponde à direção principal da foliação, ou seja, o movimento das partículas das rochas ocasionado por um determinado esforço tectônico está posicionado na direção NW-SE, enquanto o eixo de menor estiramento, o eixo z, tem direção para NE-SW. Assim como nas inflexões o eixo x está posicionado para NNW-SSE e NNE-SSW, e o eixo z tem direção para NNE-SSW e NNW-SSE respectivamente.

Na porção nordeste da área observou-se uma feição estrutural alongada com direção preferencial para NNW-SSE, assim como as estruturas que foram observadas nesta feição. Sendo assim, por meio das análises estruturais realizadas na determinada feição foi observado que os movimentos das partículas das rochas que ali se encontram apresentaram direção preferencial para NNW-SSE, que no elipsoide de deformação corresponde ao eixo x, o eixo de maior estiramento, enquanto que o eixo de menor estiramento, ou seja, o eixo z tem direção preferencial para NNE-SSW.

Nas porções a sul e sudoeste da área foi observado que as estruturas apresentam direção preferencial para NE-SW, ou seja, por meio de esforços tectônicos as partículas das rochas tenderam a migrar para esta direção, sendo este o eixo x, o eixo de maior estiramento ou fluxo de massa, e como eixo de menor estiramento, o eixo z, tem direção para NW-SE.

Os tipos de tensões compressivas e esforços aplicados nas rochas durante a fase de deformação deram origem a estruturas secundárias nas rochas, as quais responderam de acordo com suas propriedades reológicas. No caso das foliações observadas na unidade, entende-se que as mesmas foram geradas em rochas com comportamento dúctil, caracterizado pelo fluxo plástico. Os diferentes tipos de foliações presentes nas rochas da área foram gerados devido a um aumento gradativo dos esforços, que dependem de fatores intrínsecos e extrínsecos aplicados às condições de tensão em que as rochas estão sendo submetidas.

Na clivagem ardosiana, xistosidade e xistosidade de crenulação, pode-se entender que houve um aumento gradativo dos esforços aplicados nestas estruturas, o que é visível por conta das características do grau de deformação das rochas em que essas estruturas se encontram.

Na área de estudo foram identificadas distintas orientações de tensão, as quais na porção norte e noroeste da área os esforços responsáveis pelos movimentos das partículas que causaram tal deformação do eixo de maior tensão (1) onde ocorreu a atuação de esforços com direção NE-SW.

Na porção nordeste da área observou-se que os esforços que foram empregados nesta porção da área têm como direção no eixo de maior tensão (1) para NNE-SSW. Nas porções mais a sul e sudoeste da área foi observado que o eixo de maior tensão (1), em relação as estruturas apresentam direção para NW-SE.

4.3.2 Feições Rúpteis

Os elementos de trama rúptil presentes na área são constituídos essencialmente por fraturas geradas através de deformação coaxial, e descontinuidades mecânicas e deslocamentos físicos nos locais onde as rochas foram rompidas.

As fraturas encontradas foram identificadas como juntas e veios, apresentando dimensões centimétricas a métricas, seguem o *trend* preferencial NW-SE nas rochas da Formação Morro do Campo, e NW-SE com inflexões para NNW-SSE nas rochas da Formação Xambioá. Essas estruturas são essencialmente discordantes em relação à direção da foliação exposta nas rochas das unidades, porém por vezes encontram-se estruturas de caráter concordante a foliação das rochas.

Na Formação Morro do Campo as juntas exibem dimensões centimétricas (Figura 23 a), com direção preferencial para NW-SE (Figura 23 c), e encontram-se geralmente de forma discordantes à foliação exposta nos quartzitos. Os veios identificados nas rochas da Formação Morro do Campo são constituídos por quartzo holocristalino e leitoso, de espessura centimétrica e dimensões centimétricas a métricas (Figura 23 b), apresentam direção preferencial para NW-SE (Figura 23 d), predominantemente os veios encontram-se de forma discordante em relação à foliação as rochas da unidade.

Figura 23- Estruturas rúpteis identificadas nas rochas da Formação Morro do Campo. a) Fraturas classificadas como juntas disposta no Quartzito ferruginoso. b) Veio de composição quartzosa discordante à foliação. c) Diagrama de rosetas correspondente à direção das fraturas encontradas nos quartzitos ferruginosos. d) Diagrama de rosetas correspondente à direção dos veios presentes nas litologias da formação.

Fonte: Autora

Na Formação Xambioá, as juntas apresentam dimensões centimétricas a métricas, identificadas nos Clorita-Muscovita Xistos (Figura 24 a), e Muscovita Xistos, encontrados nas porções norte e sul da área. Apresentam direção preferencial para NNW-SSE localizado nas porções mais a norte da área, e subordinada para N-S encontrados nas porções mais a sul (Figura 24 c).

Os veios possuem uma ampla ocorrência na área, são encontrados com mais facilidade na porção oeste e sudoeste da área, e tendo uma maior concentração nas porções sudoeste onde é encontrada uma maior incidência de veios de quartzo *in situ* e de blocos rolados nos afloramentos e nas vicinais. São constituídos por quartzos tanto leitosos como holocristalinos, apresentam espessuras centimétricas e extensões com dimensões centimétricas a métricas.

Encontram-se de forma discordante e concordante com a foliação exposta nas rochas que secciona, os Muscovita Xisto (Figura 24 b), Muscovita- Clorita Xisto e Clorita Filito. Seguem direção preferencialmente para NW-SE e subordinada para N-S em uma porção restrita a sudoeste da área (Figura 24 d).

Figura 24- Estruturas rúpteis identificadas nas rochas da Formação Xambioá. a) Fraturas identificadas como juntas, que foram identificadas em Muscovita-Clorita Xisto. b) Veio de composição quartzosa discordante à foliação do Epidoto-Muscovita Xisto. c) Diagrama de rosetas correspondente à direção das fraturas encontrada nas litologias da formação. d) Diagrama de rosetas correspondente da direção dos veios presentes nas litologias da formação.

Fonte: Autora

A deformação rúptil presente na área é caracterizada por fraturas de extensão, ou seja, juntas e veios gerados através de regime friccional, no qual as rochas foram deformadas por fraturamento sob regime deformacional não coaxial rúptil (Figura 30). No qual ocasionaram descontinuidades nas propriedades mecânicas das rochas e deslocamentos físicos onde as fraturas foram formadas. Entende-se que essas estruturas foram formadas após o fim do

regime dúctil, no qual as forças e tensões aplicadas sobre as rochas superaram sua resistência, estando expostas a condições de um possível relaxamento da crosta e exumação dos corpos rochosos.

As fraturas extensionais da área de estudo apresentam *trend* preferencial para NW-SE com inflexões para N-S, e NNW-SSE. As quais em relação à deformação desenvolveram-se de modo paralelo ao eixo de compressão (₁), no qual se tem preferencialmente pra NW-SE com inflexões para N-S e NNW-SSE, e perpendiculares ao (₃), ou seja, para NE-SW, E-W e NNE-SSW respectivamente.

Mapa 6- Mapa Estrutural da área de estudo evidenciando as estruturas dúcteis e rúpteis.

Fonte: Autor

4.4 METAMORFISMO

A identificação e estudo do metamorfismo foram baseados principalmente na identificação de associações de minerais índices mais adequados em rochas de composições diversificadas, para a caracterização das condições metamórficas que ocorreram nas rochas pertencentes às formações Morro do Campo e Xambioá, as quais foram submetidas a mudanças ocasionadas por variáveis, como temperatura, pressão, tempo, e composição das rochas. Os quais ocorrem devido à uma mudança no ambiente químico e físico que a rocha estava submetida (YARDLEY, 2004).

Na área de estudo foram identificadas as seguintes paragêneses minerais: Muscovita+Quartzo±Argilomineral±Epidoto, Clorita+Muscovita+Quartzo±Epidoto±Oligocla sio±Opacos, Biotita+Muscovita+Quartzo±Epidoto, pertencentes à Formação Xambioá, os quais foram submetidos a condições de anquimetamorfismo a metamorfismo de baixo grau. E Quartzo+óxidos de ferro ±rutilo para a Formação Morro do Campo, com metamorfismo de grau intermediário a alto, por hidrotermalismo sugerido pela presença de rutilo.

Na paragênese constituída por Quartzo+óxidos de ferro ±rutilo, nos litotipos da Formação Morro do Campo foram identificados cristais de quartzo e minerais opacos. Foi observada a predominância dos cristais de quartzo, o qual apresenta três tipos de cristais com distintas dimensões, hábito, orientação e forma. Estes cristais foram formados em diferentes estágios do metamorfismo e deformação a que as rochas desta unidade foram submetidas.

A partir da temperatura inicial do metamorfismo iniciou-se o processo de recristalização dos cristais de quartzo, devido à presença de sílica no sistema que em condições específicas de temperatura e pressão se manterão inalteradas, portanto os átomos de sílica e oxigênio irão se agrupar e dar origem assim a cristais de quartzo de origem metamórfica, o que pode ser observado nas rochas por meio de análises texturais.

Os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante, que segundo Castro (2007) esta feição caracteriza o início do processo de deformação, sendo formada pelo acúmulo de defeitos na estrutura cristalina do grão, nas quais se tem birrefringência ligeiramente diferente. Os subgrãos de quartzo formaram-se em áreas discretas dentro de um cristal, separadas das porções adjacentes por fronteiras (as paredes de discordâncias), onde se concentra um grande número de discordâncias, e quartzo do tipo *ribbons* que são resultados de um extremo achatamento ou constrição de um cristal maior (EVANGELISTA, 2003).

Os cristais de óxidos de ferro ocorrem como porfiroblastos intercalados com os cristais de quartzo, esses cristais são comumente associados aos cristais de Quartzo 3, o que se faz supor que os dois foram formados através de fluidos hidrotermais, através da percolação de

soluções ricas em ferro. Neste litotipo também foi observado a presença de veios de composição quartzosa, formados por meio da percolação de fluidos ricos em sílica, que migraram e posteriormente preencheram fissuras e fraturas presentes na rocha.

A paragênese formada por Muscovita+Quartzo±Argilomineral±Epidoto foi identificada nos litotipos submetidos a processos anquimetamórficos e de metamorfismo de mais baixo grau, as ardósias e filitos, os quais são caracterizados por apresentar minerais reliquiares e minerais de textura fina, formados em condições de grau metamórfico baixo.

As ardósias que são caracterizadas por apresentar minerais com textura muito fina nos quais foi possível identificar a presença de argilominerais como minerais reliquiares, cristais de muscovita, e minerais de óxidos e hidróxidos de ferro. O que indica que essas rochas foram submetidas a baixos graus de metamorfismo, no qual não houve uma recristalização total na rocha. De acordo com Yardley (2004) esse tipo e associação mineral é encontrada em mais baixos graus metamórficos, nos quais o argilomineral é substituído por mica muito fina características de rochas ardosianas.

Nos filitos foi possível observar mais claramente os cristais constituintes das rochas, no qual se subentende que estas rochas foram submetidas a graus metamórficos mais elevados que as ardósias encontradas na área. Foi possível identificar um melhor desenvolvimento dos cristais de muscovita e o aparecimento de cristais de quartzo e epidoto. Assim como nos Muscovita Xistos nos quais foi possível identificar a presença de uma foliação mais espaçada caracterizada pela presença de cristais de muscovita com orientação preferencial, estes cristais são bem desenvolvidos.

As paragêneses constituídas por Clorita+Muscovita+Quartzo±Epidoto±Oligoclásio± Opacos e Biotita+Muscovita+Quartzo±Epidoto foram identificadas em litotipos classificados como Epidotito Filitoso, no qual o epidoto ocorre como mineral essencial, formado através da disponibilidade de Ca e Al no sistema, necessários para a cristalização dos cristais de epidoto.

Os xistos, cuja ocorrência de muscovita é comum aprestam forte orientação dimensional preferencial planar, responsável pela geração da foliação, caracterizadas pela textura lepidoblástica, assim como foi possível identificar cristais de muscovita em um arranjo sem orientação preferencial, ou seja, com textura decussada, esses cristais podem ser classificados como minerais pós-tectônicos, ou resultantes do crescimento na ausência de um esforço dirigido, atuante nas rochas. Foram também identificados cristais de muscovita formadores de clivagem de crenulação, desenvolvida através da deformação de uma foliação mais antiga.

O aparecimento de novas fases minerais como Clorita e Biotita são indícios do aumento do grau do metamorfismo, e pela disponibilidade de componentes livres no sistema da rocha como Fe e Mg, e pela quebra composicional de alguns minerais. O que possibilitou a cristalização dos cristais de clorita, que devido sempre estarem associados aos cristais de muscovita, infere-se que estes cristais foram formados a partir da muscovita, e assim como alguns cristais de muscovita também apresentam textura decussada.

Posteriormente com o aumento no grau do metamorfismo ocorreu a cristalização de mais um mineral, a biotita que assim como a clorita necessita de Fe e Mg na sua estrutura, e foram formados a partir da muscovita, e também apresentam textura decussada, através da ocorrência de porfitoblastos de biotita pós-tectônica, que se encontram discordantes a foliação pré-existente. Sendo assim, infere-se que esses minerais do grupo dos aluminossilicatos, supostamente foram formados através dos elementos que faziam parte da estrutura dos argilominerais e pelos componentes de fase fluidas presentes nesta reação.

De acordo com as paragêneses metamórficas encontradas na área foi possível identificar uma variação na mineralogia das rochas metamórficas, caracterizada pelo aparecimento de um novo mineral, que segundo Yardley (2004) esse tipo de ocorrência pode ser caracterizado por uma série de zonas metamórficas, sendo cada uma caracterizada pelo aparecimento de um mineral metamórfico novo, produzido pelo aumento da intensidade do metamorfismo.

Sendo assim, foi possível identificar a ocorrência de 3 zonas metamórficas, caracterizadas por seus minerais índices: zona da muscovita, clorita e biotita (Mapa 7).

Na zona da muscovita foi possível identificar as rochas com menor grau metamórfico, caracterizadas pela presença da muscovita como mineral índice, e cristais de quartzo, argilominerais e epidoto. A zona da clorita caracteriza-se por apresentar rochas com grau metamórfico mais elevado que os da zona da muscovita, e tem como mineral índice a clorita, cristais de muscovita, quartzo, epidoto, oligoclásio e opacos. A zona da biotita caracteriza-se por apresentar a rochas com grau mais elevado de metamorfismo da área. Tem como mineral índice a biotita, e cristais de muscovita, quartzo e epidoto.


Mapa 7- Mapa de zonas metamórficas



5 DISCUSSÃO

Na região de Brejo Grande do Araguaia e Palestina do Pará até então não houve Mapeamento de maior detalhe, por isso os estudos sobre metamorfismo ocorrido nas rochas aflorantes são bastante escassos e pouco detalhados. Sendo assim, este trabalho teve como objetivo a realização de um mapeamento nessa área, com ênfase nos corpos metamórficos aflorantes.

Através do mapeamento foi possível identificar a presença de unidades pertencentes à Bacia do Parnaíba, e à Faixa Araguaia-Tocantins representada pelas formações Morro do Campo e Xambioá, e Coberturas Lateríticas.

De acordo com o Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil (PGLB) realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em 2001 no mapeamento da Folha Marabá SB.22-X-D em escala de 1:250.000, nesta área foram identificadas a predominância de rochas da Bacia do Parnaíba, pertencentes às formações Pimenteiras e Poti e Sardinha, e mais a oeste litotipos pertencentes à Faixa Araguaia-Tocantins representada pela Formação Xambioá. Porém, através do mapeamento e análise dos dados coletados neste trabalho foi possível identificar a ocorrência de outros litotipos e outras unidades litológicas, e assim refazer uma redistribuição das unidades na área.

5.1 SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA

As unidades encontradas na área, denominadas como pertencentes à Faixa Araguaia-Tocantins mais precisamente do Supergrupo Baixo Araguaia, com predominância de rochas metassedimentares, nas quais foi possível observar uma variação no grau metamórfico, distintas tramas metamórficas, e nos arranjos estruturais. Esses litotipos são classificados como pertencentes às Formações Morro do Campo e Xambioá.

As rochas caracterizadas como pertencentes à Formação Morro do Campo afloram em uma pequena porção no norte da área de estudo. Estas rochas foram denominadas de Quartzitos ferruginosos, os quais apresentam intercalações de cristais de quartzo e de minerais opacos como óxidos de ferro e rutilo.

Estes Quartzitos ferruginosos supõem-se ser similares aos Quartzitos ferruginosos identificados por Almeida *et al.*, (2001), que através da caracterização petrográfica foi identificado que esses Quartzitos são constituídos por cristais de quartzo granoblásticos alternados por delgados e subordinados níveis de magnetita. Porém, nas rochas analisadas no presente trabalho, foi identificada a presença dos cristais de quartzo alternados por cristais de

óxidos de ferro, que se assemelham a cristais de hematita, pois através de análises microscópica em luz refletida, observou-se que esses cristais apresentavam cor branca acinzentada e birreflectância fraca. Sendo assim acredita-se que esses cristais de hematita possam ter se formado através da oxidação dos cristais de magnetita, ou através de metamorfismo e deformação a que as rochas foram submetidas (LAGOEIRO, 1998).

As rochas pertencentes à Formação Xambioá são caracterizadas por apresentar uma maior variedade litológica, no qual foram identificadas Ardósias, Filitos e Xistos, sendo possível observar uma grande variação em relação às suas composições mineralógicas, mas sim uma ampla ocorrência de minerais como muscovita e quartzo como minerais essenciais, e epidoto e minerais opacos como minerais secundários, e por vezes a ocorrência de cristais de clorita e biotita.

De acordo com Almeida *et al.*, (2001), a Formação Xambioá é constituída por um conjunto de rochas metassedimentares, representada por xistos a base de quartzo, biotita, muscovita, granada, epidoto e clorita. Entretanto, na área de estudo foram identificados litotipos como Ardósias e Filitos, rochas caracterizadas por apresentarem granulação muito fina a fina, contudo foi possível identificar a ocorrência de cristais de muscovita, quartzo e epidoto. E xistos constituídos por quartzo, biotita, muscovita, epidoto, clorita, e opacos sem a ocorrência de granada, os quais são caracterizados por uma variação composicional mineralógica, e classificados como Muscovita Xisto, Clorita-Muscovita Xisto, Oligoclásio-Muscovita Xisto e Biotita-Muscovita Xisto já descritos por (ABREU, 1978, ALVARENGA *et al.*, 2000, ALMEIDA *et al.*, 2001, GORAYEB, 2008).

As Ardósias e Filitos identificados ocorrem em porções restritas da área, sempre próximos a Muscovita Xistos, sem uma relação de contato abrupto evidente, mas sim um aumento gradativo textural e mineralógico entre essas rochas, através da ocorrência de cristais de argilominerais e muscovita com granulação muito fina na Muscovita Ardósia, gradou para a formação dos Muscovitas Filitos, constituídos por cristais de muscovita com granulação maior que nas ardósias, e o aparecimento de cristais de quartzo e epidoto, os quais são identificados nos Muscovita Xistos porém com uma granulação mas bem desenvolvida, sugere-se assim, que essas rochas provêm do mesmo protólito, entretanto texturalmente são distintas.

Os Epidotitos Filitosos também foram identificados em uma porção bem restrita da área. Esse litotipo é caracterizado pela predominância de cristais de epidoto com níveis de cristais de quartzo. Os quais até então ainda não tiveram sua ocorrência descrita no Cinturão Araguaia-Tocantins na literatura. Portanto, a classificação desta rocha foi baseada nos termos propostos pela SSRM de acordo com a composição dessas rochas, com mais de 75% de cristais de epidoto na sua composição, e estruturalmente através da granulação fina da rocha. Mesmo que esse litotipo ainda não tenha sido descrito no Cinturão Araguaia-Tocantins, sugere-se que ele advém de um protólito ígneo de composição básica, que são caracterizados por apresentar associações minerais reduzidas, muitos dos quais apresentam extensa solução sólida, que é o caso do epidoto, o qual apresenta uma solução contínua entre a clinozoisita e o epidoto (YARDLEY, 2004). Portanto propõem-se que esse litotipo esteja associado à ocorrência de rochas máficas e ultramáficas no Cinturão. Porém, estudos e análises mais detalhados precisam ser realizados para que ocorra tal comprovação.

5.1.1 Metamorfismo

O metamorfismo a que essas rochas foram submetidas são de condições de baixo grau metamórfico, levando em consideração que a área de estudo está situada na porção oeste do Cinturão Araguaia-Tocantins, no qual segundo Alvarenga *et al.*, (2000) na porção oeste do Cinturão, próximo ao contato com o Cráton Amazônico, as rochas apresentam características de anquimetamorfismo.

Na área de estudo foram identificadas as seguintes paragêneses minerais: Formação Quartzo+óxidos de ferro ±rutilo para а Morro do Campo, Muscovita+Quartzo±Argilomineral±Epidoto, Clorita+Muscovita+Quartzo±Epidoto±Oligoclá sio, e Biotita+Muscovita+Quartzo±Epidoto, pertencentes à Formação Xambioá, os quais foram agrupados em 3 zonas metamórficas, caracterizadas por seus minerais índices: Zona da muscovita, clorita e biotita.

Segundo Gorayeb (1981) e Alvarenga *et al.*, (2000) na Faixa Araguaia-Tocantins notase a existência de um zoneamento metamórfico de menor grau para um maior grau de oeste para leste respectivamente, dispostas com orientação N-S. Provavelmente, em estudo sistemático ao longo de toda a Faixa Araguaia seja possível observar tal zoneamento, porém, na área de estudo foi observado que estas zonas se encontram em porções restritas da área, não havendo assim, um padrão de zoneamento N-S.

No Epidotito Filitoso foi observado a predominância de cristais de epidotos um silicato de Ca e Al, caracterizados por serem estáveis em um amplo intervalo de condições de pressão e temperatura. Na qual a zoisita e clinozoisita pobres em Fe são típicas de metamorfismo de pressão e temperatura elevada, enquanto o epidoto é mais comum em graus baixos (YARDLEY, 2004). Portanto acredita-se que o Epidotito Filitoso se formou em

condições de metamorfismo de baixo grau, caracterizados pela textura das rochas e pela presença de cristais de epidoto.

Nos Quartzitos ferruginosos o metamorfismo ocorreu através da recristalização de cristais de quartzo, e através da percolação de fluidos hidrotermais nas rochas durante o metamorfismo de Fácies Xisto Verde, com temperatura e pressão variando entre 350°C a 530°Ce pressão entre 3kbar a 9kbar (YARDLEY, 2004) (Figura 25). Sugere-se que os fluidos hidrotermais foram responsáveis pela cristalização de cristais de magnetita/hematita, rutilo e alguns cristais de quartzo, identificados como quartzo 3. Esses minerais forma formados devido a percolação de fluidos hidrotermais ricos em íons de Fe, Ti, Cr e Si e H₂O, elementos que possivelmente foram remobilizados e derivados da desidratação metamórfica de minerais, de fontes ígneas ou de águas conatas aquecidas (JULIANI *et al.*, 2002).

Os Muscovita Ardósia, Muscovita Filito e Muscovita Xisto são caracterizados por apresentar paragêneses minerais associadas a metamorfismo de baixo grau constituídas por cristais de muscovita e a ocorrências de argilominerais nas Ardósias, podendo ser associadas ao Fácies Prehnita-pumpellyita com associação mineral constituída por muscovita/ilita e quartzo possivelmente formados em condições de temperatura entre 280°C a 330°C e pressão variando de 1,5kbar a 6kbar (YARDLEY, 2004) (Figura 25). De acordo com Fettes & Demons (2007) o campo de metamorfismo de grau muito baixo corresponde à zona de transição entre diagênese e metamorfismo, nas quais devido à sua granulação fina o reconhecimento mineralógico destes litotipos torna-se difícil. Que é o caso das Muscovita Ardósias as quais necessitam de outras técnicas para uma melhor identificação dos minerais que a compõe, como Difração de Raios-X, Termobarometria etc.

Os Clorita-Muscovita Xisto, Oligoclásio-Muscovita Xisto e Biotita-Muscovita são constituídos por minerais metamórficos de grau moderado, como clorita, biotita e muscovita, minerais encontrados em rochas pertencentes ao Fácies Xisto Verde, com temperatura e pressão variando entre 350°C a 530°Ce pressão entre 3kbar a 9kbar (Yardley, 2004) (Figura 25).

Nesses litotipos foi possível observar um aumento no grau de deformação e no desenvolvimento dos cristais comparados com as rochas inclusas no fácies Prehnitapumpellyita. Havendo assim a cristalização de cristais de clorita, como uma zona restrita na área.

Segundo Miyashiro (1994) o aparecimento de biotita com o aumento da temperatura nos metapelitos na Fácies Xisto Verde, ocorre devido à diminuição das relações (FeO+MgO)/Al₂O₃ associados aos cristais de clorita e muscovita, no caso nas rochas encontradas na área sugere-se que o Fe e Mg associados à clorita foram totalmente disponibilizados para a formação dos cristais de biotita, pois nestas rochas não foi possível identificar a ocorrência de associação mineral entre cristais de biotita e clorita, mas sim, cristais de biotita e muscovita.

A ocorrência de Oligoclásio neste fácies sugere que os litotipos em que ele está associado, encontram-se na transição entre o Fácies Xisto Verde e o Fácies Anfibolito caracterizado pela ocorrência de minerais de plagioclásio mais cálcicos (MIYASHIRO, 1994).

Figura 25- Diagrama P-T mostrando os campos dos vários fácies metamórficos, onde (Z) fácies zeolítica, (PP) fácies prehnita-pumpellyita, (XV) fácies xisto verde, (EA) fácies epidoto anfibolito. (A) fácies anfibolito, (G) f;acies granulito, (XA) fácies xisto azul, (E) fácies eclogito, (AE) fácies albitaepidoto hornfels, (H) fácies hornblenda hornfels, (p) fácies piroxênio hornfels, (S) fácies sanidina hornfels, (Ad) andalusita, (Ky) cianita e (Sil) sillimanita. As linhas tracejadas separam os campos das fácies xisto verde e anfibolito, sem a fácies epidoto anfibolito.



Fonte: Modificado de Juliani et al., 2002.

5.1.2 Relações estruturais e metamórficas

Os Quartzito ferruginosos da Formação Morro do Campo apresentam foliação do tipo xistosidade com *trend* preferencial para NNE-SSW com inflexões para NW-SE. Os Muscovita Ardósia, pertencentes à Formação Xambioá, são caracterizados por foliação do tipo clivagem ardosiana, as quais seguem padrões estruturais com direção preferencial para NNE-SSW. Os Muscovita Filito e Muscovita Xisto, Epidotito Filitoso, Clorita-Muscovita Xisto, Oligoclásio-Muscovita Xisto e Biotita-Muscovita Xisto são caracterizados por apresentarem foliação do tipo xistosidade com *trend* preferencial para NW-SE, com inflexões para NNW-SSE, NNE-SSW e NE-SW.

Havendo assim, um contraste nas direções das foliações, provavelmente em razão de mudanças direcionais marcadas pela interferência de estruturas geradas posteriormente em relação à instalação da faixa.

Compreende-se que os litotipos com *trend* para NNW-SSE, NNE-SSW e NW-SE correspondem ao primeiro evento deformacional ocorrido na área, referente à implantação do primeiro evento metamórfico, relacionado com o aparecimento da zona da muscovita e zona da clorita. Nos quais as feições são relacionadas ao transporte tectônico para NW, indicando uma colisão oblíqua com o Cráton Amazônico (ABREU *et al.*, 1994; GORAYEB *et al.* 2008), e ao Lineamento Iriri-Martírios ou Zona de Cavalgamento Andorinhas (ABREU, 1978; GORAYEB, *et al.*, 2008).

Os litotipos com *trend* para NE-SW e correspondem ao segundo evento deformacional e metamórfico identificado na área. Caracterizado pela formação da zona da biotita, associada ao Lineamento Transbrasiliano de direção NNE-SSW. A ocorrência de rochas pertencentes à Formação Morro do Campo e possivelmente os Epidotitos Filitosos aflorantes na área devem ter ocorrido devido a esforços compressivos que promoveram o transporte de massa rochosa para NW, de encontro ao Cráton, fazendo com que unidades litoestratigráficas mais antigas do cinturão se sobrepusessem às rochas mais novas (ABREU 1978).

Portanto, compreende-se que nos litotipos dispostos na área foi possível observar uma nítida gradação dos aspectos granulométricos e composicionais mineralógicos. Que de acordo com Almeida *et al.*, (2001) tal fato é indicativo de que a Sequência metapelítica Araguaia materializa uma sequência metamórfica regional progressiva de oeste para leste, cuja separação em unidades litoestratigráficas obedece unicamente ao critério de estabelecimento de minerais-índices ou guias.

5.2 BACIA DO PARNAÍBA

As rochas pertencentes à Bacia do Parnaíba encontradas na área e em afloramentos próximos a ela foram correlacionadas como pertencentes à Formação Pedra de Fogo, caracterizadas pela ocorrência de litotipos siliclásticos e evaporíticos como arenitos cinza amarelados, siltitos avermelhados concrecionários e argilitos avermelhados. Os quais suas ocorrências já foram descritas em outras áreas por Góes & Feijó (1994), Almeida *et al.*, (2001), Vaz *et al.*, (2007), e Araújo (2015).

De acordo com Almeida *et al.*, (2001) em uma ampla porção da área de estudo foram identificados litologias pertencentes as Formações Pimenteiras e Poti, porém durante o mapeamento realizado para a elaboração deste trabalho foram encontrados uma predominância de rochas metamórficas pertencentes a formação Xambioá, e em uma porção a leste da área foram encontradas rochas sedimentares correlacionadas como pertencentes a formação Pedra de Fogo, correlacionadas com as rochas sedimentares que foram mapeadas e encontram-se em porções próximas a área de estudo.

Na Folha Marabá (SB. 22-X-D) nos litotipos pertencentes à Formação Pedra de Fogo foram identificadas onze litofácies, na qual duas foram encontradas e descritas neste trabalho: Arenito fino, encontrado na área de estudo e Pelito calcífero, no qual foi identificado os níveis de sílica intercalados por argilitos, encontrados em afloramentos a margens da BR-230 próximo à área de estudo (ALMEIDA *et al., (op cit).*

As rochas de composição máfica identificadas na área são caracterizadas como solo de possível composição basáltica e blocos de diabásio caracterizados como dique máfico, identificados na área por Almeida *et al.*, (2001) como diques de composição máfica e basaltos pretos propostos como pertencentes a Formação Sardinha, que corresponde a um dos eventos magmáticos que afetaram a Bacia do Parnaíba.

Entretanto durante as etapas de mapeamento, não foram identificadas estruturas que indicassem a existência de diques na área de estudo, o que gera uma questão em relação a ocorrência das rochas pertencentes a formação Sardinha, as quais podem também ser correlacionadas com a formação Mosquito identificados por derrames basálticos com estrutura esferoidal e grandes soleiras, que também corresponde a um dos eventos magmáticos que afetaram a Bacia do Parnaíba (AGUIAR, 1971; ALMEIDA *et al.*, 2001), as quais podem ser diferenciadas e caracterizadas por meio de análises isotópicas e forma de ocorrências (OLIVEIRA, 2007 *apud* VAZ *et al.*, 2007), que irão determinar qual unidade os litotipos aflorantes na área pertencem.

5.3 COBERTURAS LATERÍTICAS

As Coberturas Lateríticas aflorantes na área foram encontradas recobrindo discordantemente as Formações Pedra de Fogo e Xambioá. De acordo com Almeida *et al.*, (2001) essas Coberturas são representadas por dois horizontes: plintito e petroplintito, que de acordo com Costa (1991) esses horizontes são denominados de horizonte argiloso mosqueado e horizonte ferruginoso concrecionário, e podem ser denominados também de lateritos imaturos. Porém, para poder classificar o grau de evolução e maturidade das lateritas aflorantes na área, se faz necessário um estudo mais detalhado referente às feições geográficas, mineralógicas e geoquímicas destas rochas.

6 CONCLUSÕES

Na região de Brejo Grande do Araguaia e Palestina do Pará foi identificado uma variação litológica composta por rochas metamórficas correlacionadas ao Cinturão Araguaia-Tocantins e rochas sedimentares e ígneas, pertencentes a Bacia do Parnaíba, distintas unidades tectônicas instaladas na área.

As rochas metamórficas pertencentes ao Cinturão Araguaia-Tocantins foram correlacionadas como pertencentes a um evento magmático através do alojamento tectônico de corpos máficos-ultramáficos relacionados com o Epidotito Filitoso pertencente a associação máfica-ultramáfica do Supergrupo Baixo Araguaia.

A Formação Morro do Campo constituídas por Quartzitos ferruginosos, e Formação Xambioá, caracterizada por Muscovita Ardósia, Muscovita Filito, Muscovita Xisto, Clorita-Muscovita Xisto, Oligoclásio-Muscovita Xisto e Biotita-Muscovita Xisto e Epidotito Filitoso são relacionadas a rochas metassedimentares Supergrupo Baixo Araguaia.

Esses litotipos foram formados durante os eventos metamórficos ocorridos no Cinturão Araguaia-Tocantins, os quais sugere-se terem sido submetidos a condições de metamorfismo de Fácies Prehnita-pumpellyita, e Fácies Xisto Verde. Os quais necessitam de análises de Química Mineral e Geotermobarometria para a determinação da classificação química dos minerais, pressão e temperatura do metamorfismo.

As estruturas observadas nesses litotipos apresentam distintos padrões estruturais condizem, as quais sugere-se terem sido instaladas em distintos eventos deformacionais, correlacionados com as estruturas já escritas no Cinturão Araguaia-Tocantins. Propõem-se que as instalações dessas estruturas estejam relacionadas ao aumento do grau de metamorfismo em alguns litotipos da área.

Os litotipos encontrados na área referentes a Bacia do Parnaíba foram correlacionados com a Formação Pedra de Fogo, composta por rochas siliciclásticas e evaporíticas, e rochas de composição máfica, referentes a blocos de diabásio e solo de cor vermelho arroxeados similar possivelmente de composição basáltica. Esses litotipos estão relacionados com uma das unidades referentes aos eventos magmáticos ocorridos na Bacia.

As coberturas Lateríticas são correlacionadas aos processos de lateritização ocorridos nos litotipos pertencentes às formações Xambioá e Pedra de Fogo encontrados nas porções de maior altitude da área.

REFERÊNCIAS

- ABREU F. A. M. Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. 1978. 93f. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.1978.
- ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S.; HASUI, Y. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. IV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, v. 4, 1994, Belém, Boletim de resumos expandidos. Belém: SBG, 1994. p. 1-4.
- AGUIAR, G. A. **Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v.3, p 113-122.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. The Upper Precambrian of South América. Boletim do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, n.7, p.45-80. 1976
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian Structural provinces: an introduction. Earth Science Review, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981
- ALMEIDA, H. G., MARINHO, P. A. C., MARTINS, R. C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Marabá – Folha SB.22-X-D, Estado do Pará, Maranhão e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001.
- ALVARENGA, C. J. S., MOURA, C.A.V., GORAYEB, P.S.S., ABREU, F.A.M. 2000. *Paraguay and Araguaia belts*. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz filho, D. A. Campos. Tectonic Evolution of South America, p. 183-193.
- ALVES, C. L. Petrografia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua Relação com a Tectônica e Metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá-TO. 2006, 138f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- ARAUJO, R. N. Depósitos lacustres rasos da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Parnaíba, Brasil. 2015, 50f. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2015.
- ARCANJO S. H. S., MOURA C. A.V. 2000. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Método de Evaporação de Pb) das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia - região de Paraíso do Tocantins (TO). Revista Brasileira de Geociências, 30, n. 4, p.665-670, 2000.

- BARREIRA C. F., DARDENE M. A. Sequência vulcano sedimentar da Formação Rio do Côco. SBG, 1º simpósio de geologia do centro-oeste, v. 1, p 241-264, 1981.
- CASTRO, C. P. **Microestruturas e textura de equilíbrio em quartzo recristalizado**. 2007, 142f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2007
- COSTA, J. B. S. Estratigrafia da região de Colméia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., 1980, Camboriú. Anais... Camboriú:SBG, 1980. v.2, p. 720-728.
- COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.
- CUNHA, F. M. B. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. 1986, 107f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.
- DALL'AGNOL R., TEIXEIRA, N. P., MACAMBIRA J.B., KOTSCHOUBEY B., GORAYEB P.S.S., SANTOS M.D. 1988. Geologia da Folha SC-22. Tocantins. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAM BRASIL, 196 p.
- EVANGELISTA, H. J. Microestruturas de rochas Metamórficas. Departamento de Geologia Escola de Minas/UFOP, Ouro Preto, MG, 2003. Disponível em: http://www.ebah.com.br/content/ABAAABbLoAI/microestruturas-rochasmetamorficas.http://www.ebah.com.br/content/ABAAABbLoAI/microestruturas-rochasmetamorficas.htm>. Acesso em: 28 nov. 2014.
- FETTES, D., DESMONS J. **Rochas metamórficas: classificação e glossário.** Tradução José Manoel dos Reis Neto. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.313p.
- GÓES, A. M. & COIMBRA, A. M. 1996. **Bacias sedimentares da província sedimentar do meio norte do Brasil.** In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém. Resumos. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia. 5:186-187.
- GÓES, A.M.O. & FEIJÓ, F.J. 1994. **Bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1):57-67.
- GORAYEB, P. S. S. Evolução geológica da região de Araguacema Pequizeiro Goiás. 1981. 100f. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, 1981.

- GORAYEB, P. S. S., MOURA, C.A.V., ABREU, F.A.M. 2008. Geologia do parque Andorinhas e região adjacente. In: P.S.S. Gorayeb (org) Parque Martírios-Andorinhas: Conhecimento, história e Preservação. Belém, EDUFPA, p.54-75.
- HASUY, T., COSTA, J. B. S., ABREU, F. A. M. 1984. Província Tocantins. Setor setentrional. In: F.F.A. de Almeida & Y. Hasui. (Eds.). O Precambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher. P.137-204.
- JULIANI, C.; SZABÓ, G. A.; BENEVIDES, T.; FREITAS, F. C.; AGUILAR, A. P. GMG 332 - Petrologia metamórfica - Versão preliminar. 2002. Disponível em:<http://www.ebah.com.br/content/ABAAAe5TEAA/juliani-curso-metamorficasusp.htm>. Acesso em: 28 nov. 2014.
- LAGOEIRO L.E. Transformation of magnetite to hematite and its influence in the dissolution of iron oxide minerals. Journal of Metamorphic Geolology, v. 16, p. 415-423, 1998.
- MACAMBIRA J.B. Geologia e Ocorrências Minerais do Braquianticlinal do Lontra (Go). 1983. 108 f. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.
- MIYASHIRO, A. Metamorphic petrology. 1.ed. London. CRC Press, 1994, 404p.
- MOURA, C. AV; SOUZA, S. H. P. Síntese dos dados Geocronológicos das rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia e suas Implicações Estratigráficas. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, v. 39, p. 31-34, 1996.
- MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E. Zircon ages of the basement ortho gneisses of the Araguaia belt, North-Central Brazil. SBG, 4° Congresso Brasileiro de Geoquímica, p. 232-.2351993.
- MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. In: Basement Tectonics 13. Springer Netherlands, 1999. p. 155-178.
- NESSE, W. D. Introduction to optical mineralogy. 3 ed. New York: Oxford University Press, 2003. 362 p.

- PAIXÃO, M.A.P.; NILSON, A. A. 2001. Complexo Ofiolítico Quatipuru: base de uma Zona de Transição de Moho em antiga litosfera oceanica da Faixa Araguaia. In: Simpósio de Geologia da Amazonia, 7, 2001, Belém, Pará, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte. Anais: 31 - 33 (?).
- PIMENTEL M.M., FUCK R.A., JOST H., FERREIRA-FILHO C.F., DEARAÚJO S.M. 2000. The basement of the Brasília fold beltand the Goiás magmatic arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolutionof South America. Rio de Janeiro, FINEP, p. 195-229.
- PINHEIRO, B. L. S., MOURA, C. A. V., GORAYEB, P. S. S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. Revista Brasileira de Geociências. 41(2): 304-318.
- SILVA, G.G., LIMA, M. I. C., ANDRADE, A. R. F., ISSLER R. S., GUIMARÃES, G. Folha SB.22-Araguaia e parte da Folha SC.22 - Tocantins, Geologia, geomorfologia, solos e uso potencial da terra. Rio de Janeiro 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SOARES, P. C., & FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Campinas–São Paulo, 71-140p, 1976.
- SOUZA, J. O. E MORETON, L. C. 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. – PLGB. Xambioá – Folha SB.22-Z-B. Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000.– Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 2001.
- SRTM: **imagem de satélite**. Disponivel em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/ Banco de dados Geomorfométricos do Brasil DRS INPE
- VAZ, P. T. et al. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociencias da PETROBRAS, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.
- YARDLEY, Bruce WD; MACKENZIE, William Scott; GUILFORD, C. Atlas of metamorphic rocks and their textures. Longman, 1990.
- YARDLEY, B.W.D. Introdução à petrologia metamórfica. Tradução Reinhardt Adolfo Fuck. 2º ed. revista. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2004. 423p.