



Universidade Federal do Pará



Instituto de Geociências



Faculdade de Geologia

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

DANILO JOSÉ DO NASCIMENTO CRUZ

**METAMORFISMO DAS ROCHAS MÁFICAS DAS REGIÕES DA SERRA DO TAPA,
ARAPOEMA/PAU D'ARCO, JUARINA E ARAGUACEMA, CINTURÃO
ARAGUAIA.**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM
OUTUBRO/2016

DANILO JOSÉ DO NASCIMENTO CRUZ

**METAMORFISMO DAS ROCHAS MÁFICAS DAS REGIÕES DA SERRA DO TAPA,
ARAPOEMA/PAU D'ARCO, JUARINA E ARAGUACEMA, CINTURÃO
ARAGUAIA.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.
Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb.

BELÉM

2016

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Cruz, Danilo José do Nascimento, 1993-
Metamorfismo das rochas máficas das regiões da serra do Tapa,
Arapoema/Pau D'Arco, Juarina e Araguacema, Cinturão Araguaia /
Danilo José do Nascimento Cruz. – 2016.
80 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal
do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2016.

1. Petrologia - Brasil, Norte. 2. Magmatismo - Brasil, Norte. 3.
Metamorfismo (Geologia) - Brasil, Norte. I. Título.

DANILO JOSÉ DO NASCIMENTO CRUZ

**METAMORFISMO DAS ROCHAS MÁFICAS DAS REGIÕES DA SERRA DO TAPA,
ARAPOEMA/PAU D'ARCO, JUARINA E ARAGUACEMA, CINTURÃO
ARAGUAIA.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb - Orientador
Doutor em Geoquímica e Petrologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Cândido Augusto Veloso Moura - Membro
Doutor em Geocronologia
Universidade Federal do Pará

Membro

À Cosma e Vanderley,
por serem as pessoas mais especiais que conheço
e os melhores pais que se pode ter.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Cosma do Nascimento Cruz e Vanderley Cruz. Não há, em toda Terra, uma rocha tão dura que possa se comparar com a solidez do embasamento que eles me proporcionam em todos os campos da minha vida. Ao meu irmão, Lucas Cruz e aos meus avós Raymundo do Nascimento, Benedita do Nascimento (*in memorian*), Benedito Cruz (*in memorian*) e Lindalva Cruz (*in memorian*).

Ao Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, pelas oportunidades e ensinamentos e pelas conversas de motivação que foram de extrema importância para mim.

Ao projeto Instituto de Geociências da Amazônia – GEOCIAM/CNPq-FAPESPA pelo suporte financeiro, bem como ao CNPq pela concessão de bolsa de iniciação científica, que deu o passo inicial deste trabalho.

À Universidade Federal do Pará e à Faculdade de Geologia por fornecer a infraestrutura necessária à realização deste trabalho.

À Prof. Ms. Vânia Maria Fernandes Barriga, por sua ajuda inestimável em diversas etapas do curso de graduação em Geologia.

Ao Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa, por cessão do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) do Laboratório de Análises Mineralógicas do GMGA e à doutoranda Laís Aguiar pelo seu auxílio durante as análises.

Aos técnicos Gisele Marques, Bruno Portugal e Vivian Cardoso, pelo auxílio nas análises mineralógicas e na utilização do MEV do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências.

Aos amigos do grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC)-CNPq/UFGA, em particular à Layse Holanda, Paulo Ronny, Juvenal Juarez Andrade, Luisa Barros, Bruna Nogueira, Luana Camile Silva e Arthur Aragão.

À Iniciativa 10blocks, formada pelos meus parceiros Alyson Nigga Nogueira, Danilo Sinistrauss Vieira, Fernando Master, Mestre dos Magos (Gustavo Cardoso), Paisaac (Paulo Isaac), Rosinaldo Atum Fonseca e Victor Lombrá Matheus.

À minha eterna equipe de Mapeamento Geológico II, Alexandre Cardoso e Williamy Felix, pelo companheirismo e pelas diversas discussões enriquecedoras sobre Geologia. À minha parceira de empreitadas acadêmicas, Daniella Vieira. À minha amiga Brenda Marques, por me estimular a dar o melhor de mim. E aos meus amigos, Celso Tonetti e Fernanda Cruz.

Agradeço, por fim, a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

“The nitrogen in our DNA, the calcium in our teeth, the iron in our blood, the carbon in our apple pies were made in the interiors of collapsing stars. We are made of starstuff.”

– Carl Sagan

RESUMO

Suítes ofiolíticas encontradas no Cinturão Araguaia, unidade geotectônica do Neoproterozóico, vêm sendo caracterizadas ao longo dos anos por pesquisadores do Grupo de Pesquisa “Petrologia e Evolução Crustal”/CNPq-UFPA. Uma vez que havia uma carência de estudos com abordagem do ponto de vista metamórfico, o presente trabalho estudou as rochas máficas pertencentes aos corpos ofiolíticos das regiões da Serra do Tapa, Arapoema/Pau D’Arco/Juarina e Araguacema com o fim de identificar as transformações metamórficas e classificá-las em termos de fácies e condições de pressão e temperatura. Iniciou-se o trabalho com uma pesquisa bibliográfica, após, um levantamento dos materiais referentes às quatro áreas-alvo de estudo, incluindo lâminas delgadas, e depois, o levantamento de bases cartográficas e geológicas. A partir da análise petrográfica e mineralógica dessas rochas, foi possível identificar metabasaltos hipovítreos para a região da Serra do Tapa contendo uma paragênese composta por Act + Ep + Ab + Chl; metabasaltos hipovítreos para a região de Arapoema/Pau D’Arco com um paragênese constituída por Ab + Ep + Chl; metabasaltos hipocristalinos para a região de Juarina com uma paragênese formada por Act + Ep + Ab + Chl + Bt + Mt; e, por fim, em Araguacema, encontrou-se os litotipos basalto hipovítreo e metabasalto com fragmentos líticos, este último contendo uma paragênese composta por Ep + Ab + Chl + Ser ± Qtz. A partir das associações obtidas, foi possível confirmar a atuação do metamorfismo nas áreas-alvo. Estimou-se condições metamórficas na fácies xisto verde inferior, com temperaturas entre 250 e 300°C e pressões abaixo de 4 kb para as regiões da Serra do Tapa, Arapoema/Pau D’Arco e Araguacema; e na fácies xisto verde superior (zona da biotita), com temperaturas de aproximadamente 400°C e mesmas condições de pressões para a região de Juarina. A análise microestrutural evidenciou a presença de microtexturas causadas por deformação rúptil por fluxo cataclástico e por deformação dúctil por plasticidade cristalina. Com a junção e interpretação de todos esses dados, percebeu-se que as condições metamórficas e o nível de deformação nos metabasaltos aumentam de oeste para leste, o que está de acordo com a literatura científica acerca do metamorfismo regional que afeta o Cinturão Araguaia.

Palavras-chave: Petrologia. Metamorfismo. Rochas máficas. Cinturão Araguaia.

ABSTRACT

Ophiolites that were found within the Araguaia Belt, a Neoproterozoic geotectonic unit, have been studied by the research group “Petrologia e Evolução Crustal”/CNPq-UFFA. As there was a lack of knowledge about the metamorphism of those newly found bodies, the present study focused on the mafic rocks that belong to the ophiolite sequences of the Serra do Tapa, Arapoema/Pau D’Arco, Juarina and Araguacema regions in order to identify the metamorphic transformations and conditions. At first, a literature review was made, followed by a collection of materials concerning the areas of study, such as thin sections and cartographic and geological base maps and databases. From petrographic and mineralogical analysis, it was possible to identify hypohyaline metabasalts with a paragenesis formed of Act + Ep + Ab + Chl in the Serra do Tapa region; hypohyaline metabasalts showing a paragenesis of Ab + Ep + Chl in the Arapoema/Pau D’Arco; hypocrystalline metabasalts with a paragenesis composed of Act + Ep + Ab + Chl + Bt + Mt in the Juarina region; and hypohyaline basalts and metabasalts containing lithic fragments in the Araguacema region, with the latter showing the following paragenesis: Ep + Ab + Chl + Ser ± Qtz. Based on those mineral associations, it was possible to assure the occurrence of metamorphism in the studied areas. It was estimated metamorphic conditions in the lower greenschist-facies, with temperatures between 250 and 300°C and pressures below 4 kb to the Serra do Tapa, Arapoema/Pau D’Arco and Araguacema regions; and higher greenschist-facies (biotite zone), with temperatures up to 400°C and same pressures to the Juarina region. The microstructural analysis revealed the occurrence of microtextures caused by brittle deformation by cataclastic flow and ductile deformation by crystalline plasticity. It was also possible to infer, from the interpretation of all the data collected, that the metamorphic conditions and the degree of deformation increased from the west to the east, which is compatible with what has been reported in the scientific literature about the regional metamorphism of the Araguaia Belt.

Keywords: Petrology. Metamorphism. Mafic rocks. Araguaia Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso para as áreas-alvo de estudo, tendo como referência as cidades de Xinguara, Arapoema, Pau D'Arco, Juarina e Araguacema.....	3
Figura 2 - Fluxograma indicando o desenvolvimento do trabalho e a metodologia utilizada.	4
Figura 3 - Mapa geológico regional do Cinturão Araguaia mostrando as principais unidades e suas respectivas idades geocronológicas.....	8
Figura 4 - Quadro litoestratigráfico do Cinturão Araguaia.	9
Figura 5 - Visão geral do metamorfismo de rochas máficas, indicando a estabilidade dos minerais metamórficos.....	17
Figura 6 - Mapa geológico da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa com a localização dos metabasaltos amostrados na região.....	19
Figura 7 – Aspectos petrográficos dos metabasaltos hipovítreos da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa...	22
Figura 8 – Ocorrência e aspectos petrográficos dos minerais opacos dos metabasaltos da suíte ofiolítica da Serra do Tapa.	23
Figura 9 – Mapa geológico da Suíte Ofiolítica Arapoema/Pau D'Arco com a localização dos metabasaltos amostrados na região.	24
Figura 10 - Aspectos petrográficos dos metabasaltos hipovítreos da Suíte Ofiolítica Arapoema/Pau D'Arco.....	26
Figura 11 - Mapa geológico da Suíte Ofiolítica Juarina com a localização dos metabasaltos amostrados na região.....	28
Figura 12 - Aspectos petrográficos dos metabasaltos hipocristalinos da Suíte Ofiolítica Juarina.....	31
Figura 13 - Ocorrência e aspectos petrográficos dos minerais opacos dos metabasaltos da Suíte Ofiolítica Juarina.....	32
Figura 14 - Mapa geológico da Suíte Ofiolítica Araguacema com a localização dos metabasaltos amostrados na região.....	33
Figura 15 - Aspectos petrográficos dos basaltos hipovítreos e dos metabasaltos da Suíte Ofiolítica Araguacema.....	35
Figura 16 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra ST-23, mostrando um cristal de calcopirita com ouro nativo preenchendo suas fraturas.	39
Figura 17 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra PD-06-A, mostrando um porfiroblasto de epidoto associado com cristais fibrorradiais de clinocloro.....	41
Figura 18 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra JU-07, mostrando cristais de actinolita seccionando um microfenocristal de albita.	45
Figura 19 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra LP-14, mostrando um núcleo micáceo composto por biotita e clinocloro.	45

Figura 20 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra LP-14, mostrando um microporfiroblasto de magnetita.....	46
Figura 21 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra LP-08-B1, mostrando cristais esferulíticos de titanita e cristais de plagioclásio em sua matriz.	49
Figura 22 – Aspectos microestruturais das rochas máficas das regiões da Serra do Tapa, Arapoema/Pau D’Arco, Juarina e Araguacema.	52
Figura 23 - Grade petrogenética com destaque para as condições de P e T atingidas nas áreas-alvo de estudo.	55

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Valores de concentração de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para plagioclásio na amostra ST-36.	36
Tabela 2 - Valores de concentração de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para sulfetos nas amostras ST-36 e STP-4A.	37
Tabela 3 – Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para ouro na amostra ST-36.	38
Tabela 4 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para plagioclásio na amostra PD-06-A.	40
Tabela 5 - Valores de concentrações dos elementos químicos obtidos por MEV/EDS para epidoto na amostra PD-06-A.	40
Tabela 6 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para clorita na amostra PD-06-A.	41
Tabela 7 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para plagioclásio na amostra JU-07.	42
Tabela 8 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para anfibólio na amostra JU-07.	43
Tabela 9 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para clorita na amostra LP-14.	44
Tabela 10 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para magnetita na amostra LP-14.	44
Tabela 11 – Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para o plagioclásio na amostra LP-08-B1.	47
Tabela 12 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para a titanita na amostra LP-08-B1.	47
Tabela 13 – Paragênese dos metabasaltos referentes à cada área-alvo.	54

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO ÀS ÁREAS DE ESTUDO.....	2
1.3 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E OS MÉTODOS APLICADOS	4
1.3.1 Pesquisa bibliográfica	4
1.3.2 Levantamento e organização do acervo material do GPEC	5
1.3.3 Compilação de bases cartográficas e geológicas	5
1.3.4 Análises petrográficas	5
1.3.5 Análises mineralógicas	6
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 GENERALIDADES.....	7
2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	10
2.2.1 Unidades do embasamento	10
2.2.2 Unidades do Cinturão Araguaia	11
2.2.2.1 Supergrupo Baixo Araguaia	11
2.2.2.1.1 <i>Grupo Estrondo</i>	11
2.2.2.1.2 <i>Grupo Tocantins</i>	12
2.2.2.2 Associação Máfico-Ultramáfica.....	12
2.2.2.3 Corpos Graníticos.....	13
2.3. METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA	13
3 CONSIDERAÇÕES SOBRE SUÍTES OFIOLÍTICAS E O METAMORFISMO DE ROCHAS MÁFICAS	15
4 PETROGRAFIA	18
4.1 ALVO SERRA DO TAPA	18
4.1.2 Metabasaltos hipovítreos	20
4.2 ALVO ARAPOEMA/PAU D'ARCO	23
4.2.1 Metabasaltos hipovítreos	24
4.3 ALVO JUARINA	27
4.3.1 Metabasaltos hipocristalinos	29
4.4 ALVO ARAGUACEMA	32
4.4.1 Basaltos hipovítreos	33
4.4.2 Metabasaltos com fragmentos líticos	34
5 ANÁLISES MINERALÓGICAS	36

5.1 ALVO SERRA DO TAPA	36
5.1.1 Metabasaltos hipovítreos	36
5.2 ALVO ARAPOEMA/PAU D'ARCO	39
5.2.1 Metabasaltos hipovítreos	39
5.3 ALVO JUARINA	42
5.3.1 Metabasaltos hipocristalinos	42
5.4 ALVO ARAGUACEMA	46
5.4.1 Metabasaltos com fragmentos líticos	46
6 ANÁLISE MICROESTRUTURAL NOS METABASALTOS	49
6.1 DEFORMAÇÃO RÚPTIL POR FLUXO CATACLÁSTICO	49
6.2 DEFORMAÇÃO DÚCTIL POR PLASTICIDADE CRISTALINA	49
6.3 FOLIAÇÕES	51
6.4 VEIOS E SOMBRAS DE PRESSÃO	51
7 CONSIDERAÇÕES SOBRE O METAMORFISMO DAS ÁREAS-ALVO	53
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	56
9 REFERÊNCIAS	58
ANEXO A	64
ANEXO B	66

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O presente Trabalho de Conclusão de Curso é uma atividade obrigatória para obtenção de grau em bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Pará e aborda o metamorfismo de rochas máficas localizadas no Cinturão Araguaia. O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico situada no centro-norte do Brasil e composta por sequências de rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia, representado pelos grupos Estrondo e Tocantins; por complexos de rochas máficas e/ou ultramáficas, formados predominantemente por peridotitos, serpentinitos, talco xistos, clorititos e metabasaltos, por vezes associados às rochas sedimentares químicas; e por suítes de rochas gabróicas e granitóides (ABREU, 1978; HASUI; COSTA; ABREU, 1984; ALVARENGA et al., 2000). Os estudos do metamorfismo realizados em escala regional revelaram um crescimento em sua intensidade desde condições incipientes a oeste até o médio grau ao leste.

O grupo de pesquisa “Petrologia e Evolução Crustal”-CNPq (GPEC) do Instituto de Geociências da UFPA tem desenvolvido pesquisas em diferentes temáticas no Cinturão Araguaia, uma delas envolvendo a caracterização de corpos de natureza ofiolítica, que se encontram desmembrados e isolados em meio às rochas metassedimentares, principalmente nos domínios de mais baixo grau metamórfico. Corpos dessa natureza foram encontrados no sudeste do Pará, na região da Serra do Tapa, próxima ao município de Xinguara; e no noroeste do Tocantins, nas regiões de Arapoema, Pau D’arco, Juarina e no Morro do Agostinho em Araguacema. Eles foram objetos de estudo de caracterização geológica por pesquisadores do GPEC, a saber: Miyagawa (2012), Miyagawa e Gorayeb (2013), Barros (2013), Silva Neto (2014) e Barros (2015). Um dos litotipos mais frequentes nessas suítes são basaltos e peridotitos que apresentam variados graus de transformação metamórfica.

Apesar dos estudos petrológicos terem avançado, há carência de uma abordagem do ponto de vista do metamorfismo. Desse modo, o trabalho em questão envolve o estudo do metamorfismo dos basaltos pertencentes às regiões citadas acima, em quatro áreas-alvo localizadas na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia (Figura 3). O objetivo principal é caracterizar as transformações e os processos metamórficos que atuaram nas rochas máficas dessas áreas. Para tal, foram conduzidos estudos petrográficos e mineralógicos com o intuito de caracterizar as principais texturas, microestruturas e as associações mineralógicas das transformações metamórficas.

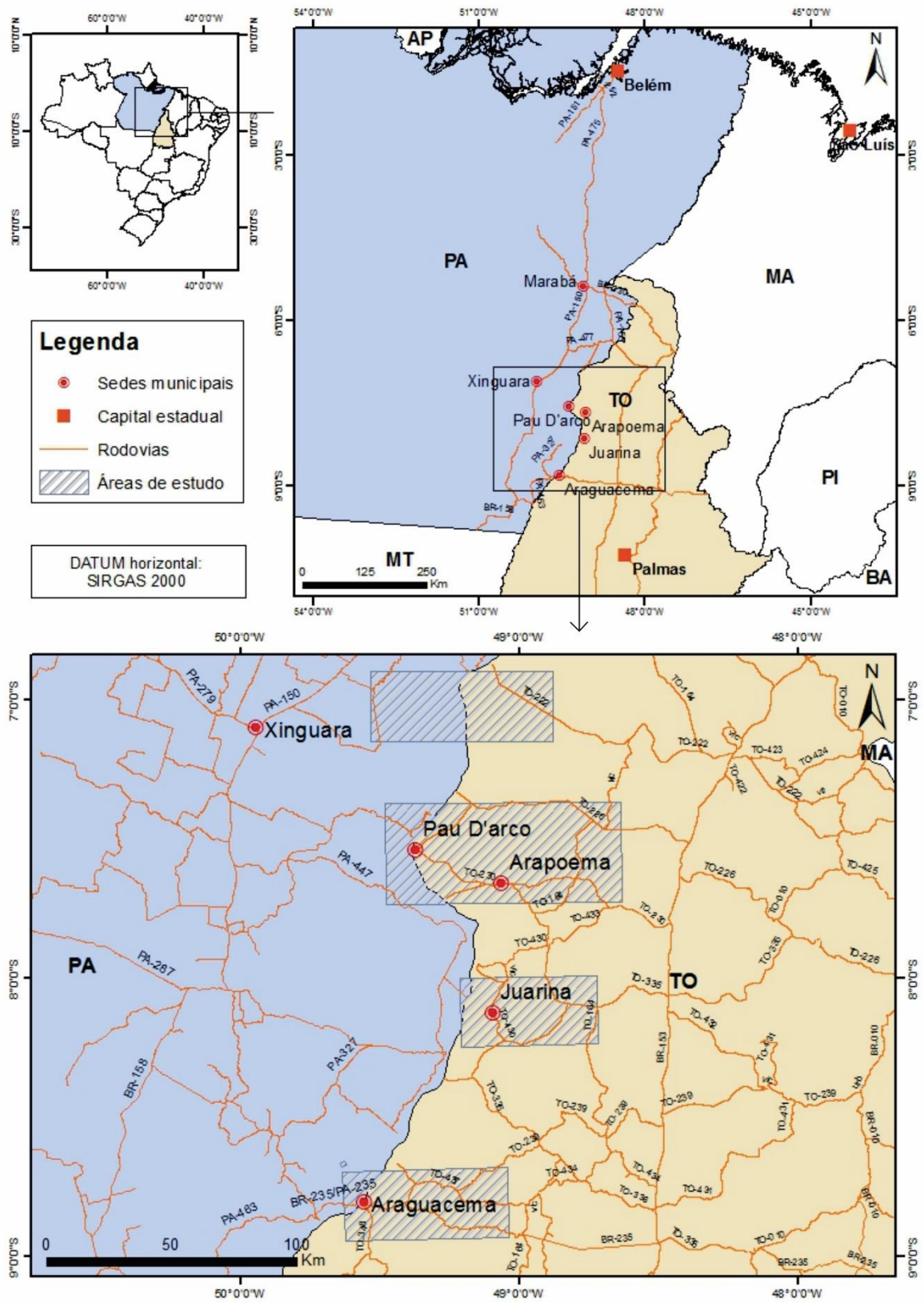
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO ÀS ÁREAS DE ESTUDO

Para o desenvolvimento deste estudo, conforme indicado nas Figuras 1 e 3, foram escolhidas quatro áreas-alvo. O alvo 1 refere-se à região conhecida como Serra do Tapa, que se situa na região norte do País, mais precisamente na porção sudeste do Estado do Pará, próximo à divisa com o Estado do Tocantins. Ela fica inserida nos municípios de Sapucaia e Xinguara e está compreendida em parte das folhas Xambioá (SB.22-Z-B) e Araguaína (SB.22-Z-D). Os alvos 2 e 3 compreendem os municípios de Arapoema/Pau D'Arco e Juarina, respectivamente. Estão localizados no noroeste do Estado do Tocantins, próximo à fronteira com o Pará, e encontram-se inseridos nas folhas Conceição do Araguaia (SC.22-X-B) e Araguaína (SB.22-Z-D). O alvo 4 inclui a região do Morro do Agostinho nos arredores do município de Araguacema. Está situado no noroeste do Estado do Tocantins, também próxima à fronteira com o Pará, e inserido na Folha Redenção (SC.22-X-A).

O acesso rodoviário para o alvo 1, a partir de Belém, pode ser feito utilizando-se a BR-316 até a cidade de Santa Maria do Pará, a BR-010 até a cidade de Dom Eliseu, seguindo-se pela BR-222, passando por Rondon do Pará, até Marabá. A partir daí, segue-se pela BR-155, passando por Eldorado dos Carajás, Sapucaia até Xinguara. Um outro acesso é feito utilizando-se balsa pelo Porto do Arapari de Belém ou pela Alça Viária (BR-483) até o município de Barcarena, onde toma-se a PA-151 e a PA-252 até a cidade de Moju e a PA-457 até Tailândia. Por fim, segue-se pela PA-150 até Marabá e repete-se o trajeto anterior até Xinguara.

Para se chegar à região de Arapoema/Pau D'Arco e Juarina (alvos 2 e 3) é preciso sair da cidade de Marabá pela BR-155, passando por Xinguara, Rio Maria e Redenção, e tomar a PA-287 até Conceição do Araguaia, onde a ponte sobre o Rio Araguaia é cruzada e é acessada a fronteira com o Estado do Tocantins. Após, segue-se na rodovia TO-335, passando por Couto Magalhães, e toma-se a TO-430 até Juarina. Continua-se na TO-430 até atingir a TO-230 com destino a Pau D'Arco e Arapoema. Para acessar o alvo 4, a partir de Couto Magalhães, transita-se pela TO-336 até atingir a cidade de Goianorte, onde segue-se pela TO-434 até Araguacema, situada na margem do Rio Araguaia.

Figura 1 - Mapa de localização e vias de acesso para as áreas-alvo de estudo, tendo como referência as cidades de Xinguara, Arapoema, Pau D'Arco, Juarina e Araguacema.

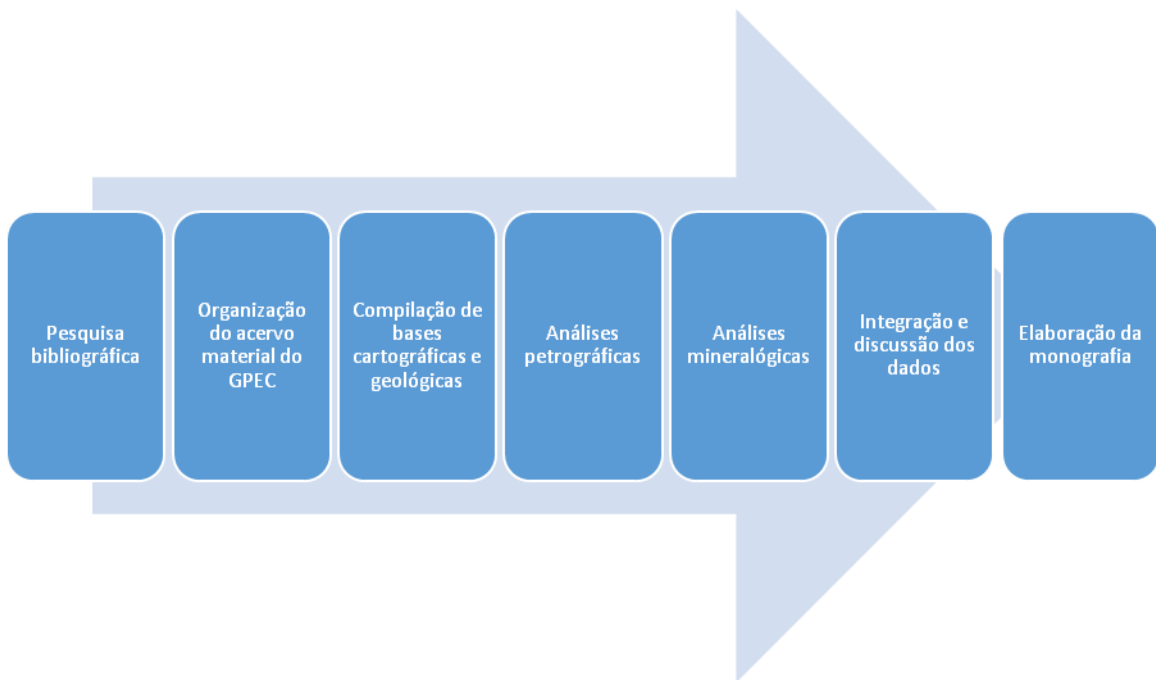


FONTE: Elaborado pelo autor.

1.3 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E OS MÉTODOS APLICADOS

As atividades realizadas neste Trabalho de Conclusão de Curso podem ser observadas no fluxograma da Figura 2 e envolveram os seguintes procedimentos metodológicos: pesquisa bibliográfica, levantamento e organização do acervo material do GPEC, compilação de bases cartográficas e geológicas, análises petrográficas e análises mineralógicas. Com a integração e a discussão dos dados obtidos a partir desses procedimentos, a monografia foi elaborada.

Figura 2 - Fluxograma indicando o desenvolvimento do trabalho e a metodologia utilizada.



FONTE: Elaborado pelo autor.

1.3.1 Pesquisa bibliográfica

O trabalho envolveu primeiramente levantamento e pesquisa bibliográfica sobre o conhecimento geológico geral do Cinturão Araguaia disponível em dissertações, teses, artigos científicos, livros e relatórios de projetos, dando ênfase, em seguida, ao conhecimento existente sobre o metamorfismo desta unidade. Nova pesquisa foi feita sobre o conhecimento dos corpos máfico-ultramáficos pertencentes às suítes ofiolíticas que afloram ao longo dessa unidade geotectônica. Além disso, leituras e revisões bibliográficas sobre o metamorfismo em geral, assim como o metamorfismo de rochas máficas, foram necessárias para consolidar o conhecimento teórico dessa temática. Essa etapa do trabalho resultou na elaboração de uma síntese da geologia regional do Cinturão Araguaia e uma síntese sobre corpos ofiolíticos e metamorfismo de metabasitos.

1.3.2 Levantamento e organização do acervo material do GPEC

Nesta etapa foi realizado um levantamento do material existente no acervo do GPEC referentes às áreas-alvo de estudo, uma vez que se encontravam disponíveis de estudos anteriores amostras de mão, lâminas delgadas, mapas e entre outros, os quais foram organizados e sistematizados para a continuidade do trabalho. A partir disso, foi possível catalogar um total de 50 amostras de mão, 17 lâminas delgadas, sendo dessas 7 lâminas polidas dos basaltos dos corpos ofiolíticos das regiões de Serra do Tapa, Arapoema/Pau D'Arco, Juarina e Araguacema. Essas amostras foram organizadas em uma tabela com suas respectivas siglas, coordenadas geográficas e informações de coleta, que se encontra disponível no Anexo A.

1.3.3 Compilação de bases cartográficas e geológicas

Bases cartográficas e geológicas em formato vetorial foram compiladas a partir de dados disponíveis on-line no banco de dados GEOBANK do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e no banco de dados da Secretaria do Planejamento e Orçamento (SEPLAN) do Governo do Tocantins. A partir disso e com as informações das coordenadas geográficas das amostras coletadas, foi feito um mapa de distribuição dos metabasaltos, que pode ser observado no Anexo B. A elaboração do mapa foi feita utilizando-se os *softwares Arcgis 10.2.2* e o *CorelDRAW X8* e o *datum SAD-69*.

1.3.4 Análises petrográficas

Essa fase do trabalho consistiu na análise petrográfica de amostras de mão, lâminas delgadas e polidas para identificar e classificar as rochas de acordo com suas características modais, composição mineralógica e feições texturais/microestruturais. Utilizou-se o microscópio petrográfico, disponível no Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia, além do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPA, para análise petrográfica e obtenção de fotomicrografias, respectivamente. A análise em luz transmitida foi utilizada na identificação dos minerais transparentes e a em luz refletida na identificação dos minerais opacos. Para apoio ao estudo petrográfico, utilizou-se as bases bibliográficas de Deer, Howie e Zussman (1966), Cox, Bell e Pankhurst (1979), McPhie, Doyle e Allen (1993), Spear (1994), Best (1995), Le Maitre (2002), Yardley (2004), Passchier e Trouw (2005), Vernon (2008), Fettes e Desmons (2008), Fossen (2010), Winter (2010) e Bucher e Grapes (2011). As abreviaturas dos minerais utilizadas nesta monografia seguem o padrão sugerido por Fettes e Desmons (2008).

1.3.5 Análises mineralógicas

A caracterização de minerais cuja identificação não foi possível fazer pela microscopia óptica devido à granulação fina ou à dificuldade no reconhecimento do material estudado, se deu através do uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), utilizando-se tanto o MEV de bancada modelo Hitachi TM-3000 com um sistema EDS (*Energy Dispersive System*) acoplado, pertencente ao Laboratório de Análises Mineralógicas do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (GMGA) da UFPA; quanto o MEV modelo LEO-1430 com sistema EDS acoplado em sua estrutura do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) da UFPA, que garantiu a obtenção de imagens de elétrons retroespalhados e análises químicas semiquantitativas com auxílio do software EDS 2008. Para isto foram utilizadas 7 lâminas polidas devidamente metalizadas para se evitar possíveis anomalias no resultado, o que permitiu melhor caracterização dos constituintes mineralógicos dos metabasaltos.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

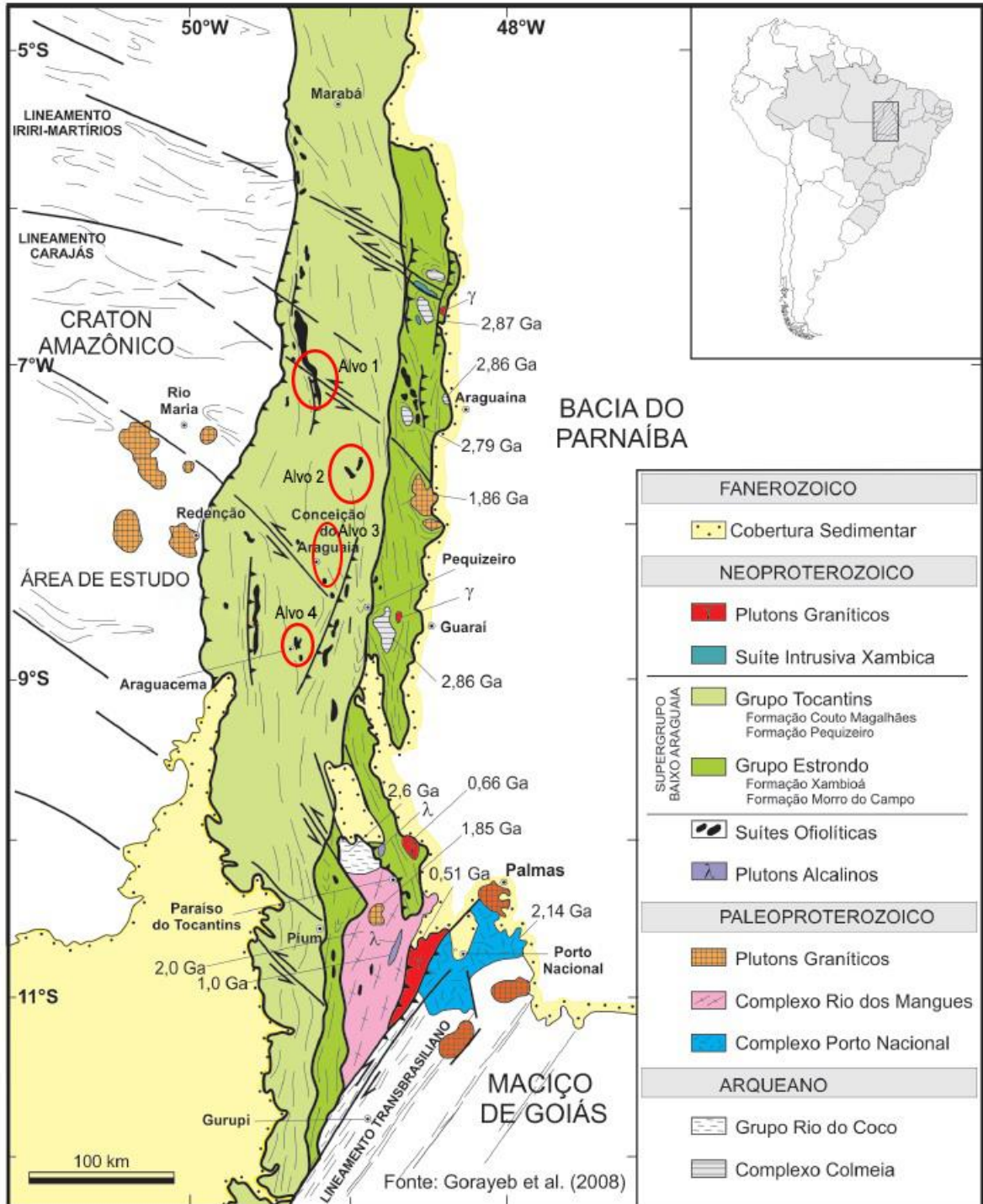
2.1 GENERALIDADES

O Cinturão Araguaia (Figura 3) é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico que corresponde à porção norte da Faixa Paraguai-Araguaia (ALVARENGA et al., 2000). Ela está localizada na Província Estrutural Tocantins (ALMEIDA et al., 1981) e apresenta orientação geral N-S, com comprimento de aproximadamente 1.200 km e largura superior a 100 km (GORAYEB; MOURA; ABREU, 2008). Limita-se a oeste pelo Cráton Amazônico; ao norte e leste é encoberto pela Bacia do Parnaíba; ao sul pela Bacia do Paraná; e a sudeste pelo Maciço de Goiás (HASUI, 2012).

O Cinturão Araguaia é composto predominantemente por sequências de rochas psamíticas e pelíticas metamorfizadas com contribuições menores de rochas sedimentares químicas, rochas máficas e ultramáficas e intrusões graníticas (GORAYEB; MOURA; ABREU, 2008). O metamorfismo regional é do tipo Barroviano e zonas metamórficas com orientação N-S são mapeadas ao longo do Cinturão. Tanto a deformação quanto o grau metamórfico aumentam de oeste para leste, variando de incipiente até a fácies anfibolito médio (SILVA, 1980; GORAYEB, 1981).

A evolução estrutural do Cinturão Araguaia, de acordo com estudos geocronológicos de Moura e Gaudette (1993a) em rochas graníticas sin a tardi-tectônicas associadas às rochas supracrustais dessa unidade, está relacionada ao Ciclo Brasileiro/Pan-Africano durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental no Neoproterozóico. O empilhamento estratigráfico das unidades do Cinturão Araguaia é mostrado na Figura 4, tendo como base as unidades litoestratigráficas individualizadas e sintetizadas por Abreu (1980), Hasui, Costa e Abreu (1984), Alvarenga et al. (2000) e Gorayeb, Moura e Abreu (2008)..

Figura 3 - Mapa geológico regional do Cinturão Araguaia mostrando as principais unidades e suas respectivas idades geocronológicas. Destacam-se na figura as áreas-alvo do estudo: 1) Serra do Tapa; 2) Arapoema/Pau D'arco; 3) Juarina; e 4) Araguacema.



FONTE: Gorayeb, Moura e Abreu (2008).

Figura 4 - Quadro litoestratigráfico do Cinturão Araguaia.

PROTEROZOICO	NEOPROTEROZOICO	GRANITÓIDES LUZIA, RAMAL DO LONTRA E PRESIDENTE KENNEDY (0,55 Ga)		Monzogranitos, granitos e pegmatitos graníticos	
		SUÍTE GABRÓICA XAMBICA (0,82 Ga)		Escapolita metagabros, metadiabásios e anfíbolitos	
		SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	GRUPO TOCANTINS	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	Filitos, metarcóseos, metassiltitos e metacalcários
				FORMAÇÃO PEQUIZEIRO	Clorita-muscovita-quartzo xistos, filitos, e intercalações de quartzitos
		GRUPO ESTRONDO	FORMAÇÃO XAMBIOÁ	Micaxistos variados, grafita xistos, xistos feldspáticos, mármore, anfíbolitos, metamáficas e metaltramáficas	
			FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	Quartzitos puros e micáceos com intercalação de micaxistos	
		ASSOCIAÇÃO MÁFICO-ULTRAMÁFICA		Peridotitos, serpentinitos, basaltos, chert, FFB, silixitos, esteatitos, talco xistos e clorititos	
	SUÍTE SERRA DA ESTRELA (1,0 Ga)		Nefelina sienito gnaisses		
	PALEOPROTEROZOICO	COMPLEXO RIO DOS MANGUES (2,06 Ga)		Gnaisses tonalíticos, calcicossilicáticos, anfíbolitos, quartzitos e micaxistos	
	ARQUEANO	GRUPO RIO DO COCO (2,65 Ga)		Seqüência metavulcanossedimentar, metabasaltos, quartzitos e micaxistos	
COMPLEXO COLMEIA (2,85 Ga)		Ortognaisses de composição tonalítica a trondhjemítica			

FONTE: Adaptado de Alvarenga et al. (2000) e Gorayeb, Moura e Abreu (2008).

2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

2.2.1 Unidades do embasamento

O embasamento do Cinturão Araguaia é composto por um segmento norte (setentrional) e um segmento sul (meridional) (ARCANJO; MOURA, 2000; ARCANJO; ABREU; MOURA, 2013). A porção setentrional é representada por ortognaisses de idade arqueana do Complexo Colmeia. Baseado na similaridade geoquímica entre as sequências desse segmento e seus correspondentes cronológicos no Cráton Amazônico adjacente, Moura e Gaudette (1994) consideraram o segmento setentrional como uma extensão do Cráton Amazônico para leste. Na porção meridional, ocorrem sequências metavulcanossedimentares arqueanas do Grupo Rio do Coco, no entanto, esse segmento é melhor representado pelos amplos terrenos arqueanos e paleoproterozoicos representados pelo Maciço de Goiás.

Tendo em vista as diferenças de idade entres os dois segmentos, Arcanjo, Abreu e Moura (2013) sugeriram que o segmento meridional deve representar um terreno mais novo, justaposto às rochas arqueanas do Cráton Amazônico durante o Paleoproterozoico. O segmento meridional também possui uma área de afloramento significativamente maior, fazendo contato tectônico a leste com as sequências de alto grau metamórfico do Maciço de Goiás (HASUI; COSTA; ABREU, 1984). As rochas do embasamento do Cinturão Araguaia afloram no interior de braquianticlinais no seu segmento setentrional, enquanto que na porção meridional elas não se encontram confinadas a esse tipo de estrutura (HASUI; COSTA; ABREU, 1984).

O Complexo Colmeia (COSTA, 1980) reúne ortognaisses de idade 2,85 Ga (MOURA; GAUDETTE, 1993b; MOURA; GAUDETTE, 1999) e é constituído por gnaisses trondhjemíticos, tonalíticos e granodioríticos (suíte TTG), além de raros anfíbolitos.

O Grupo Rio do Coco (COSTA et al., 1983) é formado por um núcleo restrito de idade arqueana de 2,6 Ga (Pb/Pb em zircão) (ARCANJO, 2002), caracterizado como uma sequência metavulcanossedimentar do tipo *greenstone belt* por Barreira e Dardenne (1981). É constituído por uma sequência de metapelitos, rochas quartzo feldspáticas, metavulcânicas dacíticas contendo sulfetos, metabasitos e metaultramafitos com formações ferríferas intercaladas (COSTA et al., 1983).

O Complexo Rio dos Mangues (COSTA et al., 1983) é constituído por rochas metassedimentares e metaígneas félsicas e máficas, que sofreram transformações metamórficas na fácies anfíbolito médio a alto resultando em gnaisses tonalíticos, granodioríticos e cálcio-silicáticos migmatizados, granada biotita paragnaisses, ortoquartzitos,

granito-gnaisses e anfibolitos subordinados (COSTA et al., 1983). Apresenta protólitos ígneos com idades mínimas de cristalização em torno de 2,06 Ga e idades modelos que sugerem que os protólitos foram gerados a partir de duas fontes, uma mantélica (TDM = 2,21 – 2,25 Ga) e outra crustal (TDM = 2,35 Ga) (ARCANJO; ABREU; MOURA, 2013).

O Granito Serrote (COSTA et al., 1983) refere-se a plútons com idades de 1,86 Ga (MOURA; SOUZA, 1996) e com tramas augen-porfiróides e milonítica representadas por microclínio granitos e leucogranitos potássicos (GORAYEB, 1996) e está alojado na porção centro-norte do Complexo Rio dos Mangues. Encaixada nas rochas do complexo, também se encontra a Suíte Monte Santo (COSTA et al., 1983), que compreende dois corpos de gnaisses alcalinos: Serra da Estrela e Monte Santo, este último recoberto em parte pelo Grupo Estrondo. Análises em granitos sieníticos associados com o plúton da Serra da Estrela obtiveram idades de 1,00 Ga (MOURA; SOUZA, 1996).

2.2.2 Unidades do Cinturão Araguaia

2.2.2.1 Supergrupo Baixo Araguaia

As rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia foram agrupadas por Abreu (1978) no Supergrupo Baixo Araguaia que, por sua vez, está dividido nos grupos Estrondo e Tocantins. O Grupo Estrondo encontra-se na porção leste do Cinturão e é subdividido nas formações Morro do Campo e Xambioá, enquanto que o Grupo Tocantins se situa na porção central e oeste e é subdividido nas formações Pequizeiro e Couto Magalhães (ABREU, 1978). O Grupo Tocantins sobrepõe concordantemente o Grupo Estrondo. Ocorrendo em meio às sequências metassedimentares, principalmente no Grupo Tocantins, encontram-se também corpos máficos e ultramáficos com transformações metamórficas.

2.2.2.1.1 Grupo Estrondo

A Formação Morro do Campo representa a unidade basal do Grupo Estrondo e é composta predominantemente por quartzitos puros e micáceos com cristais de cianita e magnetita, além de meta-conglomerados com intercalações de biotita xistos, quartzo mica xistos e xistos grafitosos.

A Formação Xambioá representa a porção superior do Grupo Estrondo, sobrepondo-se concordantemente à Formação Morro do Campo. É composta por mica xistos com quantidades variáveis de biotita, muscovita, cianita, staurolita e granada, calcoxistos, mármore, xistos feldspáticos e anfibolitos (ABREU, 1978; GORAYEB; MOURA; ABREU,

2008). É amplamente distribuída ao longo do Cinturão Araguaia e é a unidade que atingiu as condições de relativamente maior grau metamórfico (GORAYEB; MOURA; ABREU, 2008).

2.2.2.1.2 Grupo Tocantins

A Formação Pequizeiro, proposta por Hasui, Abreu e Silva (1977), é composta por clorita xistos, quartzo-muscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filitos, quartzitos e talco xistos. Em geral, apresentam foliação pervasiva, definida principalmente pela xistosidade, com direção geral N-S, NNW ou NNE e mergulhos variáveis para leste (GORAYEB, 1981; DALL'AGNOL et al., 1988). De acordo com estudos de Silva (1980) e Gorayeb (1981), essa unidade atingiu condições de metamorfismo na fácies xisto verde.

A Formação Couto Magalhães também foi definida por Hasui, Abreu e Silva (1977) e é composta por um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico representadas por ardósias, filitos, metarcósios, metassiltitos e lentes de quartzitos (GORAYEB, 1981). Essa formação apresenta estruturas sedimentares primárias preservadas como estratificações planoparalelas e cruzadas. Em geral, o metamorfismo nessas rochas varia do anquimetamorfismo a fácies xisto verde (GORAYEB, 1981; GORAYEB; MOURA; ABREU, 2008).

2.2.2.2 Associação Máfico-Ultramáfica

Os corpos máfico-ultramáficos estão alojados tectonicamente ao longo do Cinturão Araguaia, principalmente nas rochas metassedimentares do Grupo Tocantins, e encontram-se dispostos concordante ou discordantemente à sua estruturação principal. São representados por peridotitos e dunitos serpentinizados, com cromititos e seus produtos metamórficos (esteatito, talco xisto, tremolita-actinolita xisto e clorititos), em adição à chert e jaspilito (GORAYEB, 1989). Dentre os corpos mais expressivos estão os maciços Quatipuru, Serra do Tapa e Morro Grande.

Ao longo dos anos, esses corpos foram sendo objeto de diversos estudos científicos. Berbert (1970) relatou a ocorrência de corpos máfico-ultramáficos que se estendem desde o sul de Goiás até a região de Xambioá. Almeida (1974) considerou esses corpos como intrusões magmáticas encaixadas em falhas profundas, as quais denominou de Geossutura Tocantins-Araguaia. Gorayeb (1989) aponta a semelhança dessas rochas a corpos do tipo alpino e discute outras alternativas. No entanto, a interpretação mais aceita atualmente é de que esses corpos seriam fragmentos de suítes ofiolíticas (PAIXÃO; NILSON 2002; KOTSCHOUBEY; HIERONYMUS; ALBUQUERQUE, 2005; PAIXÃO; NILSON;

DANTAS, 2008; PAIXÃO, 2009; MIYAGAWA, 2012; MYAGAWA; GORAYEB, 2013; BARROS, 2013; SILVA NETO, 2014; BARROS, 2015).

Idades Sm-Nd de 757 ± 49 Ma para diques máficos associados têm sido interpretados como a idade de formação da crosta oceânica no Neoproterozóico (PAIXÃO et al., 2002). Corpos de metagabros com escapolita dispostos em mica xistos foram mapeados na região de Xambioá, sendo que um desses corpos proporcionou uma idade de 817 ± 5 Ma (GORAYEB; MOURA; CALADO, 2004). Esse valor, embora mais velho que o da idade Sm-Nd reportada para a sucessão ofiolítica, corrobora uma idade neoproterozóica para o magmatismo máfico e ultramáfico do Cinturão Araguaia. No entanto, a idade do magmatismo é ainda incerta e precisa de maiores investigações.

2.2.2.3 Corpos Graníticos

Corpos graníticos associados ao domínio de maior grau metamórfico do Grupo Estrondo ocorrem ao longo do Cinturão Araguaia. Esses corpos têm sido considerados como produtos de fusão parcial de sequências supracrustais durante o pico do metamorfismo (DALL'AGNOL et al., 1988; ABREU; GORAYEB, 1994; ALVARENGA et al, 2000). A idade de 655 ± 24 Ma (MOURA; GAUDETTE, 1993b) para o Granito Santa Luzia foi usada como primeira indicação para a idade de colocação desse corpo granítico. No entanto, uma idade mais recente de 549 ± 5 Ma para o Granito Ramal do Lontra (região de Xambioá) foi obtida por Alves (2006) e pode ser uma idade mais realística para o magmatismo granítico sintectônico.

2.3. METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA

O metamorfismo regional que afeta as rochas do Cinturão Araguaia aumenta gradualmente de incipiente a nulo, a oeste, para a fácies anfibolito médio-alto, a leste. O metamorfismo é do tipo Barroviano e foram mapeadas ao longo do Cinturão diferentes zonas metamórficas de orientação N-S (SILVA, 1980). As sequências pelíticas mostram a seguinte variação de associação mineral de acordo com o aumento do grau metamórfico: sericita-clorita, muscovita-clorita-epidoto, muscovita-biotita \pm clorita, muscovita-biotita-granada, biotita-muscovita-granada-estaurolita, biotita-granada-cianita e, finalmente, pacotes quartzo-feldspáticos e pequenos corpos graníticos em áreas restritas com fusão parcial (GORAYEB, 1981; ALVARENGA et al., 2000; GORAYEB; MOURA; ABREU, 2008).

De acordo com Abreu e Gorayeb (1994), o pico do metamorfismo atingiu temperaturas de aproximadamente 650°C e pressões de mais de 6 kb. Uma vez que as

foliações das rochas metamórficas mergulham, geralmente, para leste e o grau metamórfico aumenta da direção oeste para leste, Abreu e Gorayeb (1994) sugeriram uma inversão dos terrenos metamórficos, visto que rochas de maior grau metamórfico sobrepõem rochas de menor grau. A idade de 549 ± 5 Ma obtida para a colocação sintectônica do Granito Ramal do Lontra (ALVES, 2006), provavelmente data o pico do metamorfismo e define a idade do evento metamórfico, revelando assim uma contemporaneidade ao evento termo-tectônico Brasileiro do Neoproterozóico.

3 CONSIDERAÇÕES SOBRE SUÍTES OFIOLÍTICAS E O METAMORFISMO DE ROCHAS MÁFICAS

Ofiolitos representam fragmentos do manto superior e da crosta oceânica que foram incorporados dentro de margens continentais durante colisões continente-continente e arco-continente; interações *ridge-trench*; e/ou eventos de subducção-acreção. Eles são geralmente encontrados ao longo de zonas de suturas, tanto em cinturões orogênicos do tipo colisional (Alpes, Himalaia) quanto do tipo acrecionário (Cordilheira Norte Americana), que marcam os principais limites entre placas amalgamadas ou terrenos acrecionados. (DILEK; FURNES, 2011).

De acordo com Coleman (1977), basicamente todos os ofiolitos que se encontram em superfície sofreram algum tipo de metamorfismo, tanto como resultado de seu contexto no fundo oceânico quanto resultado direto do transporte tectônico. Essas modificações da natureza primária ígnea dos ofiolitos são um elemento importante para se entender sua completa história e se identificar antigas zonas de sutura. Os processos metamórficos atuantes em ofiolitos, segundo Coleman (1977), podem ser divididos em duas grandes categorias: 1) Metamorfismo interno, que inclui os eventos metamórficos que modificam apenas a associação mineral dos ofiolitos, tais como: serpentinização e metamorfismo de fundo oceânico; e 2) Metamorfismo externo, que inclui os eventos metamórficos que afetam tanto os ofiolitos quanto as rochas encaixantes. Em outras palavras, a evolução metamórfica dos ofiolitos tem início nas mudanças sofridas no fundo oceânico, passando pelas transformações ocorridas durante os processos de subducção-obducção, até o equilíbrio final acompanhando a evolução tectônica dos cinturões orogênicos que lhe contêm.

Os corpos ofiolíticos do Cinturão Araguaia consistem de peridotitos, serpentinitos, basaltos com estrutura almofadada, cherts e silexites ferruginosos que formam fatias tectônicas de escala decamétrica a quilométrica. Associações como essas foram encontradas nas regiões de Serra do Tapa, Arapoema, Pau D'Arco, Juarina e Araguacema; e foram caracterizadas geologicamente por estudos de Miyagawa (2012), Myagawa e Gorayeb (2013), Barros (2013), Silva Neto (2014) e Barros (2015).

Segundo Winter (2010), há poucos espécimes minerais em metabasaltos e as principais mudanças minerais que ocorrem são devido à quebra dos dois minerais mais comuns em basaltos: plagioclásio e clinopiroxênio. Na medida que a temperatura abaixa, o plagioclásio mais cálcico (os plagioclásios ígneos de alta temperatura no sistema Ab-Na) tornam-se instáveis. Há, portanto, uma correlação geral entre temperatura e o conteúdo

máximo de Na do plagioclásio estável. Em baixo grau metamórfico, apenas a albita é estável. Com o aumento das condições metamórficas o oligoclásio torna-se estável, sendo que a transição da albita para o oligoclásio é abrupta e marca um limite mapeável em campo. Andesina e plagioclásios mais cálcicos tornam-se estáveis na fácies anfibolito superior e granulito. No metamorfismo, o excesso de Ca e Al liberado, quando um plagioclásio cálcico ígneo quebra para albita ou oligoclásio, pode produzir calcita, minerais do grupo do epidoto, titanita, ou anfibólio, dependendo do grau metamórfico e da composição da rocha (WINTER, 2010).

Nessa mesma condição, o clinopiroxênio quebra para um grupo de minerais máficos, dependendo do grau metamórfico. Esses minerais incluem clorita, anfibólio, epidoto, piroxênio metamórfico e outros, que formam associações diagnósticas das condições metamórficas (grau e fácies). A composição do anfibólio pode ser também de particular importância como indicador de grau e fácies uma vez que a composição do anfibólio muda sistematicamente de actinolita em grau baixo para hornblenda rica em Na e Al em grau alto. A biotita estará presente como um mineral rico em K a partir da fácies xisto verde superior até a fácies anfibolito superior e muda sistematicamente sua composição de acordo com a progressão do metamorfismo, tornando-se mais rica em Ti e Mg. A calcita está presente em rochas de baixo grau, mas é geralmente usada em reações com voláteis durante o metamorfismo progressivo (BUCHER; GRAPES, 2011). Na Figura 5 tem-se uma visão geral do metamorfismo de rochas máficas, mostrando não somente a estabilidade dos minerais de acordo com o metamorfismo progressivo, mas também mostrando variações na cor da biotita e da hornblenda, uma vez que sua composição varia com o grau e fácies metamórfica, sendo esta uma característica diagnóstica.

Figura 5 - Visão geral do metamorfismo de rochas máficas, indicando a estabilidade dos minerais metamórficos.

Fácies metamórfica	Xisto verde		Anfibolito		
Zonas metamórficas	Clorita	Biotita	Granada	Estaurolita	Silimanita
Albita	—————	-----			
Albita-oligoclásio		-----	—————		
Oligoclásio-andesina				—————	
Andesina					—————
Epidoto	—————	—————		
Actinolita	—————	-----			verde e marrom
Hornblenda		-----	—————	verde	
Clorita	—————	-----			
Calcita	-----	-----			
Biotita		-----	—————	marrom	-----
Muscovita	-----	-----	-----	-----	
Quartzo	-----	-----	-----	-----	-----

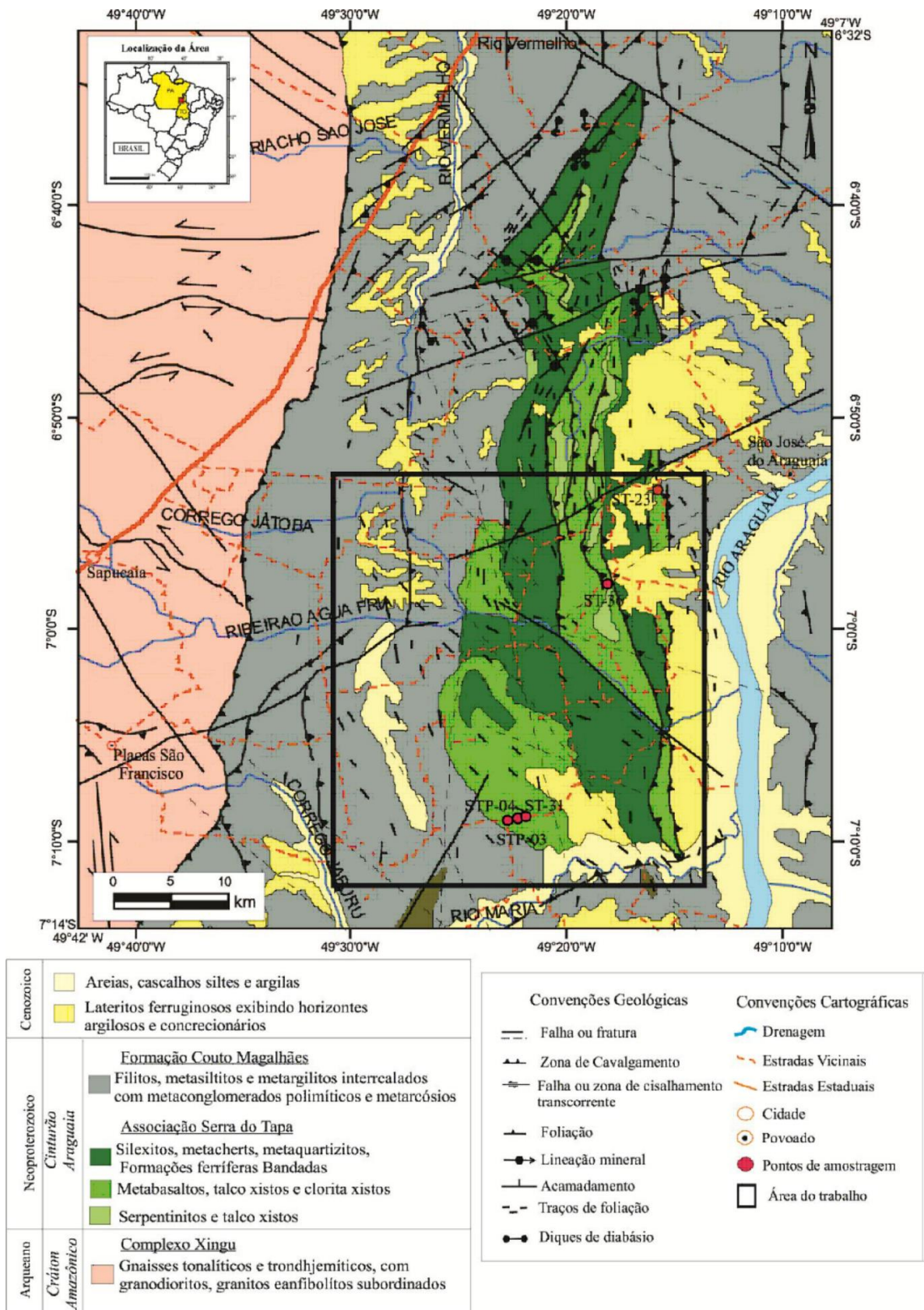
FONTE: Adaptado de James (1955) e de Bucher e Grapes (2011).

4 PETROGRAFIA

4.1 ALVO SERRA DO TAPA

A Suíte Ofiolítica Serra do Tapa configura um conjunto de serras e morros alongados com direção preferencial N-S, com altitudes de até 450 metros e que se destaca em relação ao relevo pediplanar formado pelas rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico da Formação Couto Magalhães (BARROS, 2015). Essa suíte contém extensa ocorrência de basaltos maciços ou almofadados com uma série de transformações metamórficas e que se encontram tectonicamente fatiados (Figura 6), conforme reportado por Barros (2015). Os metabasaltos dessa região são hipovítreos, de coloração verde-escura e textura afanítica fina. Foram estudadas as amostras SAPUC-01, ST-36, STP-03, STP-04 e STP-04A (Anexo A).

Figura 6 - Mapa geológico da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa com a localização dos metabasaltos amostrados na região.



FONTE: Adaptado de Barros (2013).

4.1.2 Metabasaltos hipovítreos

Sob observação microscópica, os metabasaltos apresentam textura microporfírica, caracterizada por microfenocristais de plagioclásio em uma matriz fina e vítrea com textura intersertal que, por sua vez, é evidenciada por cristais aciculares de plagioclásio dispostos radial ou aleatoriamente nos quais os espaços angulares estão preenchidos por material vítreo devitrificado com transformações metamórficas parciais (Figuras 7a; 7b). Ambas representam texturas reliquiares. Além disso, encontra-se a textura porfiroblástica, representada principalmente pelos cristais de epidoto metamórfico. Pontualmente, principalmente nas bordas dos microfenocristais e na matriz, há a ocorrência de textura granoblástica causada pela recristalização de alguns minerais. As amostras são compostas modalmente por plagioclásio (30 - 50%), tremolita-actinolita (30 - 35%), epidoto (15 - 20%), vidro (10 - 15%), clinopiroxênio (5%), clorita (1 - 3%) e minerais opacos (<1%).

De acordo com o tamanho, hábito e associação com outros minerais, foi possível reconhecer dois tipos petrográficos de plagioclásio. O **Plg 1** é representado por cristais de dimensões variando de 0,8 a 1,5 mm, subédricos e de hábito tabular. Exibem maclamentos dos tipos albita e carlsbad e apresentam inclusões de cristais de apatita. Eles representam microfenocristais (Figura 7a), estão deformados em subgrãos em suas bordas, são cortados discordantemente por cristais de tremolita-actinolita e estão substituídos por epidoto (Figura 7c). O **Plg 2** destaca-se em cristais com tamanho de aproximadamente 0,2 mm, subédricos e de hábito acicular dispostos em padrão radial ou aleatório e encontram-se principalmente na matriz, diferenciando-se do **Plg 1** por apresentar texturas características de resfriamento ultrarrápido (quenching), conforme definido por Cox, Bell e Pankhurst (1979), tais como: rabo de andorinha (terminações duplas afiladas) e formas esqueléticas (Figura 7b).

O epidoto apresenta cristais que variam entre 0,1 a 0,2 mm, predominantemente euédricos e de hábito granular. Ocorrem pontualmente disseminados por toda a rocha e costumam substituir os microfenocristais de plagioclásio (Figura 7c). Apresentam também microfraturas e zoneamento, evidenciado pelo aumento da cor de interferência em direção ao centro do cristal, o que poderia indicar um maior teor de Fe no seu núcleo.

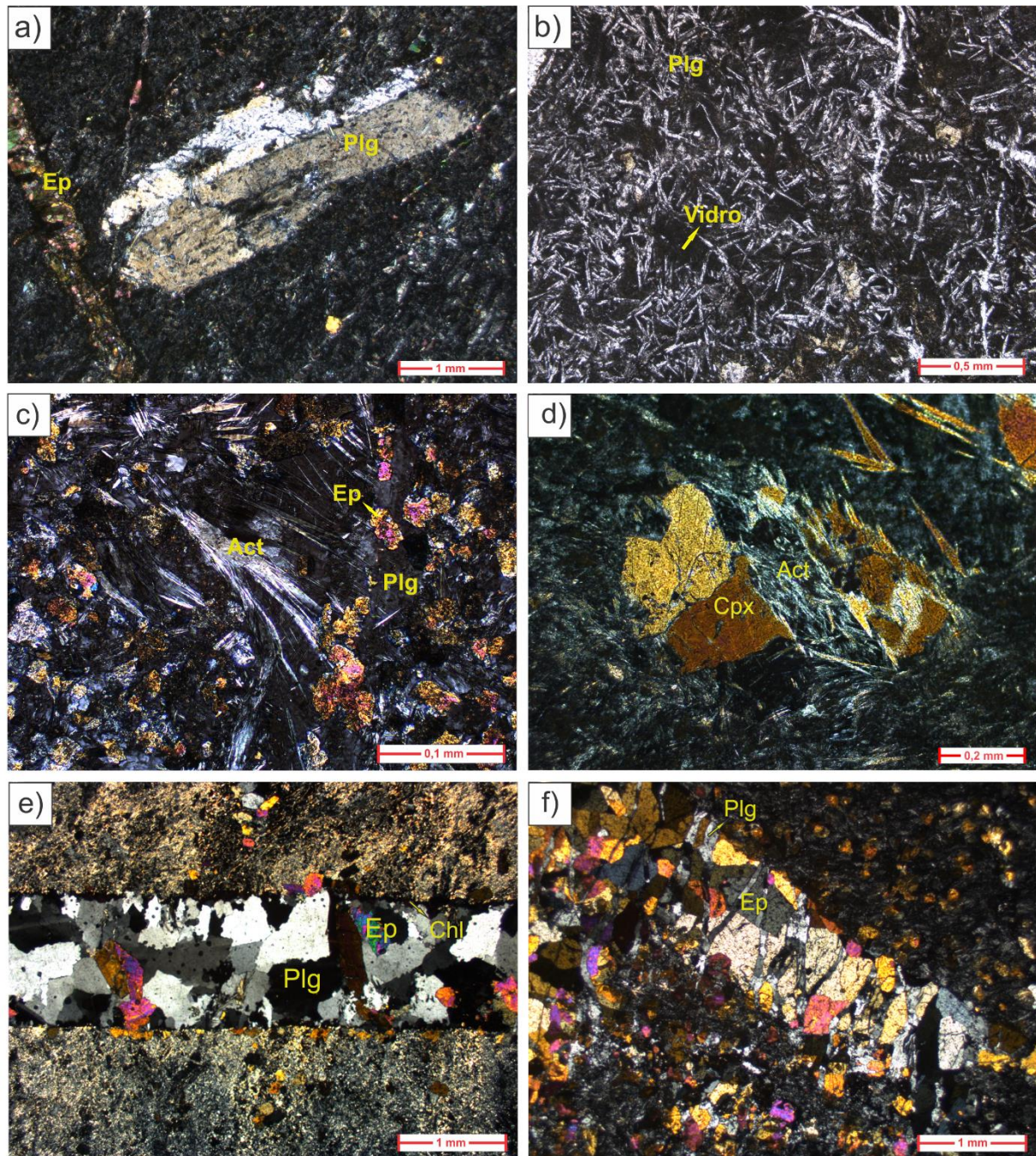
Os cristais de clinopiroxênio são reliquiares ígneos, apresentam dimensões em torno de 0,5 mm, são subédricos e de hábito prismático. Exibem maclamento do tipo simples e encontram-se substituídos por tremolita-actinolita (Figura 7d). A tremolita-actinolita possui cristais variando de 0,2 a 0,8 mm, predominantemente subédricos e ocorrem na forma de cristais aciculares ou fibrosos dispostos em padrão radial ou orientados preferencialmente,

indicando discreta foliação (Figuras 7c; 7d). Estão, geralmente, seccionando outros cristais, a exemplo dos microfenocristais de plagioclásio.

O material vítreo ocorre intersticialmente como material marrom escuro que representa vidro transformado e, ocasionalmente, encontra-se alterado para um material criptocristalino verde-claro, que também é encontrado em rochas das outras áreas.

Há, basicamente, dois tipos de veios nesses metabasaltos: uns formados por um aglomerado de plagioclásio (com inclusões de apatita), epidoto, carbonato e clorita (Figura 7e) e outros formados predominantemente por epidoto e um pouco de plagioclásio (Figura 7f). O plagioclásio dentro dos veios apresenta cristais de dimensões variando desde 0,2 a 1,6 mm, subédricos, de hábito tabular e com contatos suturados entre si. Não exibem maclamento, apresentam extinção ondulante e encontram-se fortemente alterados para sericita (Figura 7e). Os cristais de epidoto que ocorrem associados ao plagioclásio nos veios apresentam dimensões em torno de 0,8 mm, são subédricos e formam prismas curtos (Figura 7f). Além disso, apresentam pleocroísmo fraco, variando de verde amarelado (Y) a verde pálido (Z e X). A clorita tem dimensões em torno de 0,2 mm, é anédrica e de hábito lamelar. Seus cristais seguem um padrão zonado da parede dos veios em direção ao centro. O carbonato possui cristais variando de 0,4 a 1 mm, anédricos e com hábito granular.

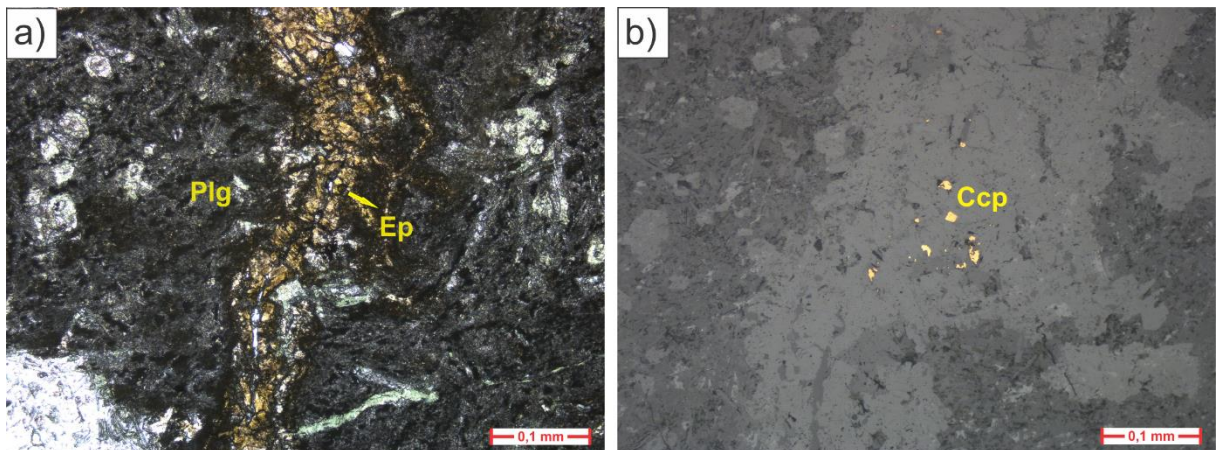
Figura 7 – Aspectos petrográficos dos metabasaltos hipovítreos da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa. **a)** Microfenocristal de plagioclásio com maclamento do tipo carlsbad, próximo a um veio de epidoto (STP-04A); **b)** Cristais esqueléticos de plagioclásio formando espaços intersticiais ocupados por vidro devitrificado (STP-03); **c)** Cristais de tremolita-actinolita e porfiroblastos de epidoto em um microfenocristal de plagioclásio (STP-03); **d)** Cristal de clinopiroxênio sendo transformado para tremolita-actinolita (ST-36); **e)** Veio de plagioclásio, epidoto e clorita (SAPUC-01); e **f)** Veio formado predominantemente por epidoto e subordinadamente por plagioclásio (STP-04).



FONTE: Elaborado pelo autor.

A análise petrográfica dos minerais opacos foi realizada para as amostras STP-04A e ST-36 no microscópio de luz refletida em lâminas polidas. Os minerais opacos que ocorrem nos veios são caracterizados por sua cor amarelada, refletância média e baixa anisotropia, sendo possível classificá-los como calcopirita (Figuras 8a; 8b).

Figura 8 – Ocorrência e aspectos petrográficos dos minerais opacos dos metabasaltos da suíte ofiolítica da Serra do Tapa. **a)** Veio de epidoto (STP-04A); e **b)** Cristais de calcopirita dentro do veio de epidoto (STP-04A).

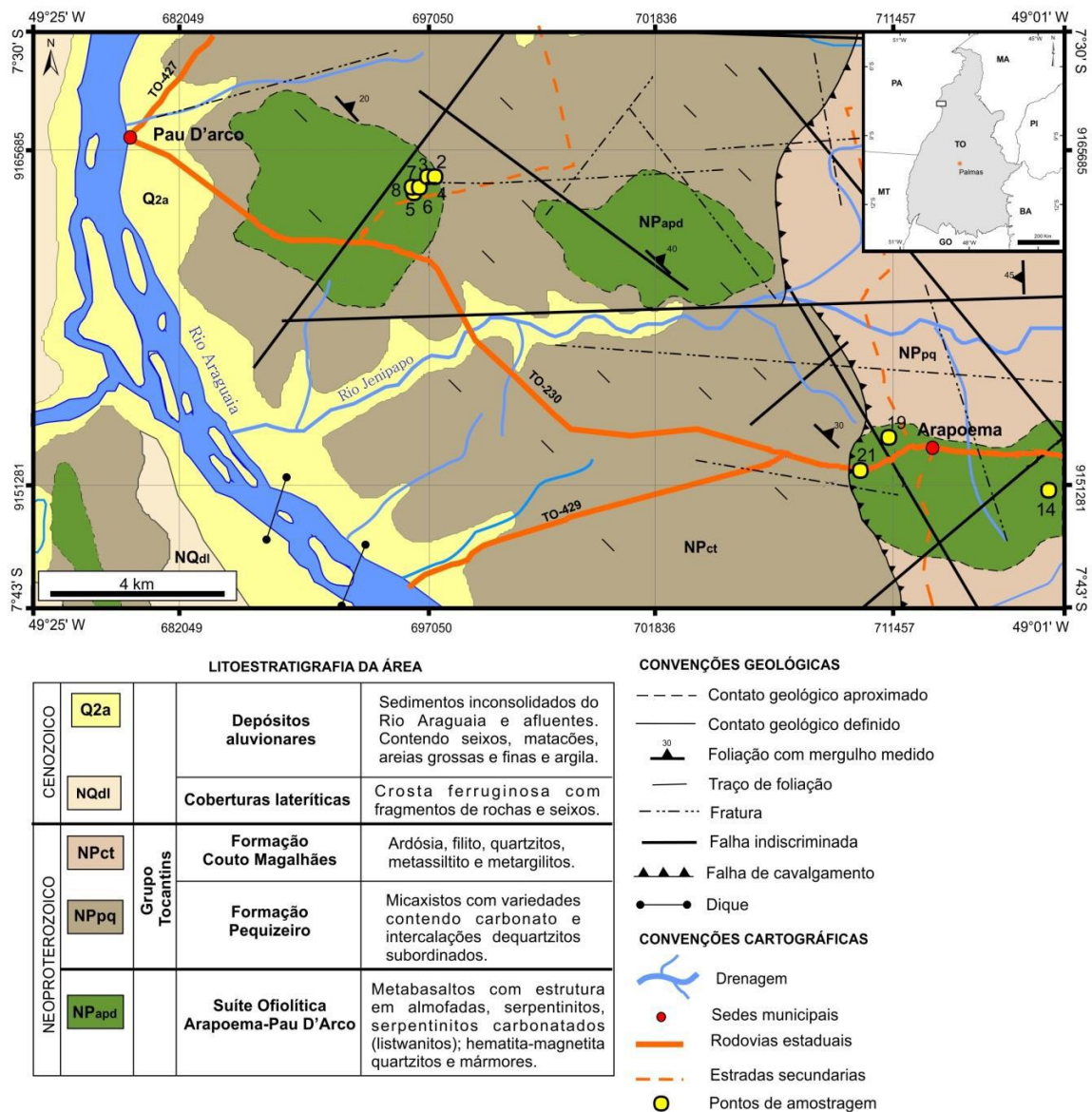


FONTE: Elaborado pelo autor.

4.2 ALVO ARAPOEMA/PAU D'ARCO

A Suíte Ofiolítica Arapoema/Pau D'Arco, de acordo com Silva Neto (2014), corresponde a três corpos isolados de contornos irregulares orientados na direção NNW-SSE, concordantes à foliação das rochas metassedimentares de baixo grau do Grupo Tocantins (Figura 9). Essa suíte compreende uma associação de metabasaltos com estruturas almofadadas, serpentinitos, listwanitos, metacherts ferríferos e mármore. Os metabasaltos são hipovítreos, de coloração verde-escura e afaníticos finos. Foram estudadas as amostras PD-04, PD-05, PD-06-A e PD-06-B (Anexo A).

Figura 9 – Mapa geológico da Suíte Ofiolítica Arapoema/Pau D’Arco com a localização dos metabasaltos amostrados na região.



FONTE: Adaptado de Silva Neto (2014).

4.2.1 Metabasaltos hipovítreos

Essas rochas apresentam textura predominante intersertal reliquiar, uma vez que o material vítreo se encontra nos espaços intersticiais entre as ripas de plagioclásio (Figura 10a). No entanto, subordinadamente também ocorrem a textura microporfírica reliquiar, marcada pela presença de microfenocristais de plagioclásio milimétricos em uma matriz relativamente mais fina (Figura 10b). É também possível observar esferulitos compostos de clorita associadas com porfiroblastos de epidoto (Figura 10c). Os metabasaltos dessa área são

compostos mineralogicamente por plagioclásio (40 - 50%), vidro (20 - 30%), epidoto (15 - 25%) e clorita (3 - 5%).

De acordo com o hábito, dimensões e formas de ocorrência, foi possível distinguir dois tipos petrográficos de plagioclásio. O **Plg 1** é o mais abundante e seus cristais variam de 0,3 a 1 mm, são subédricos e de hábito ripiforme (Figura 10a). Alguns cristais exibem maclamento do tipo albita ou carlsbad, extinção ondulante e microfraturas intragranulares. É registrado também formas esqueléticas de plagioclásio, assim como terminações tipo rabo-de-andorinha (*swallowtail*) associados com vidro (Figura 10d), o que indica resfriamento ultrarrápido (COX; BELL; PANKHURST, 1979). No geral, os plagioclásios encontram-se parcialmente substituídos por sericita e epidoto. O **Plg 2** apresenta cristais de dimensões de até 2,1 mm, subédricos e de hábito tabular (Figura 10b). Exibem extinção ondulante e microfraturas intragranulares. Encontram-se moderadamente alterados para sericita. Ocorrem na forma de microfenocristais e é possível observar formação de subgrãos principalmente em suas bordas.

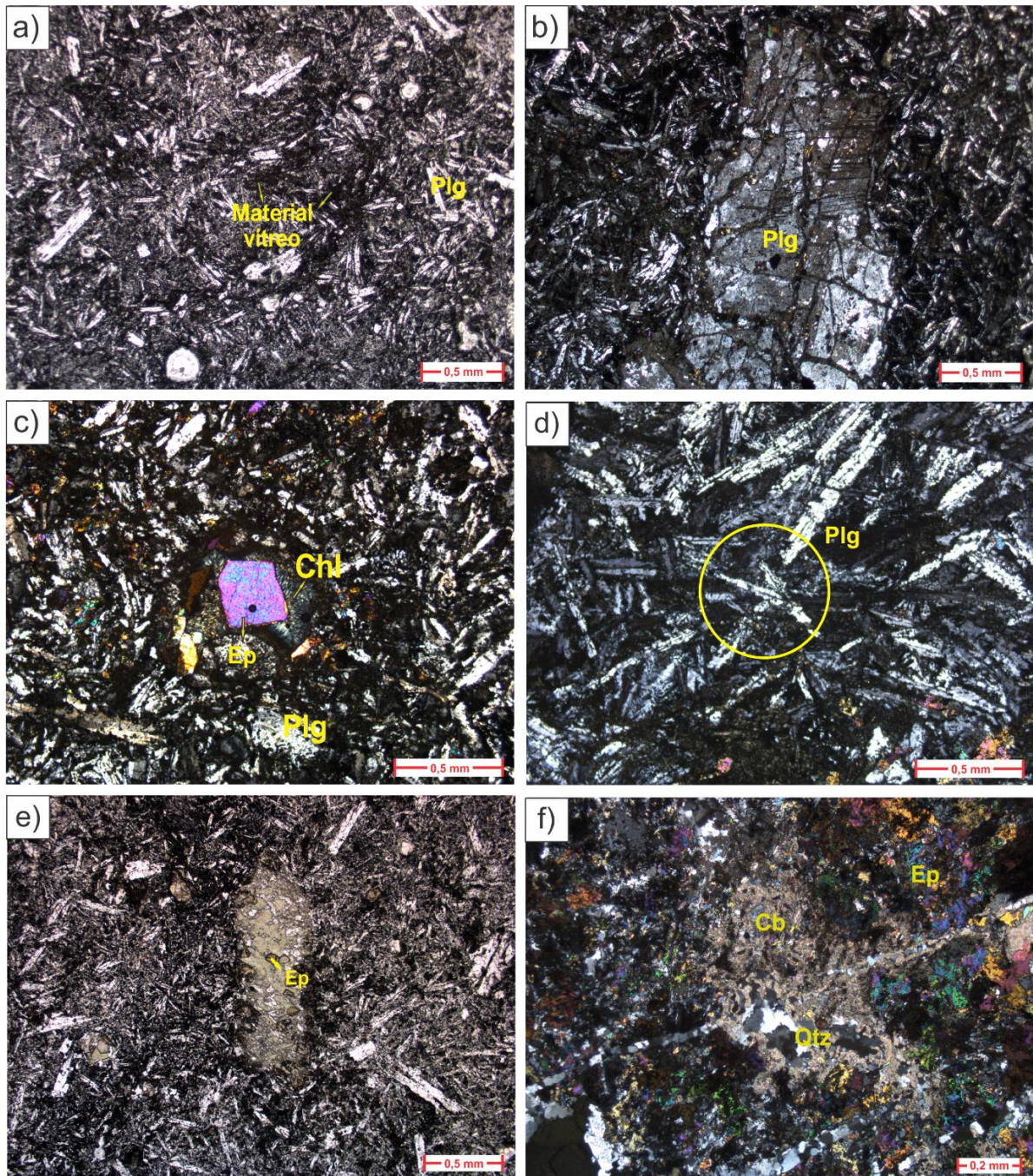
O material vítreo marrom escuro representa vidro transformado e, ocasionalmente, encontra-se alterado por material criptocristalino verde-claro (Figura 10e), semelhante ao que é encontrado nas amostras da região da Serra do Tapa.

Os cristais de epidoto variam de aproximadamente 0,6 a 0,8 mm, são predominantemente euédricos e de hábito granular. Alguns cristais apresentam pleocroísmo fraco, variando de verde amarelado (Y), verde pálido (Z) e incolor (X). Encontram-se também microfraturas nos cristais de epidoto, assim como zoneamento marcado pela diferença na cor de interferência.

A clorita apresenta cristais em torno de 0,2 mm, anédricos e ocorrem como um agregado de cristais de hábito lamelar. Geralmente está associada com porfiroblastos de epidoto.

Os metabasaltos dessa área são regularmente truncados por veios espessos constituídos por quartzo, epidoto, carbonato e clorita, assim como veios estreitos compostos apenas por quartzo. Nesses veios, o quartzo apresenta cristais em torno de 0,1 mm, anédricos e na forma de agregados granulares com extinção ondulante moderada e contatos suturados. O epidoto nos veios apresenta cristais com torno de 0,2 mm, subédricos e na forma de prismas curtos. O carbonato apresenta cristais subédricos e está associado aos cristais de quartzo e epidoto (Figura 10f).

Figura 10 - Aspectos petrográficos dos metabasaltos hipovítreos da Suíte Ofiolítica Arapoema/Pau D'Arco. **a)** Textura intersertal reliquiar com cristais ripiformes de plagioclásio apresentando texturas de resfriamento ultrarrápido (rabo de andorinha) (PD-04); **b)** Microfenocristal de plagioclásio em meio a matriz, apresentando alteração para sericita (PD-06-A); **c)** Esferulito de clorita associado com porfiroblastos de epidoto (PD-06-A); **d)** Detalhe da terminação em rabo de andorinha em um plagioclásio da matriz (PD-05); **e)** Massa verde criptocristalina transformada a partir do vidro e cortada por porfiroblastos de epidoto (PD-04); e **f)** Veio de quartzo, carbonato e epidoto (PD-06-B).

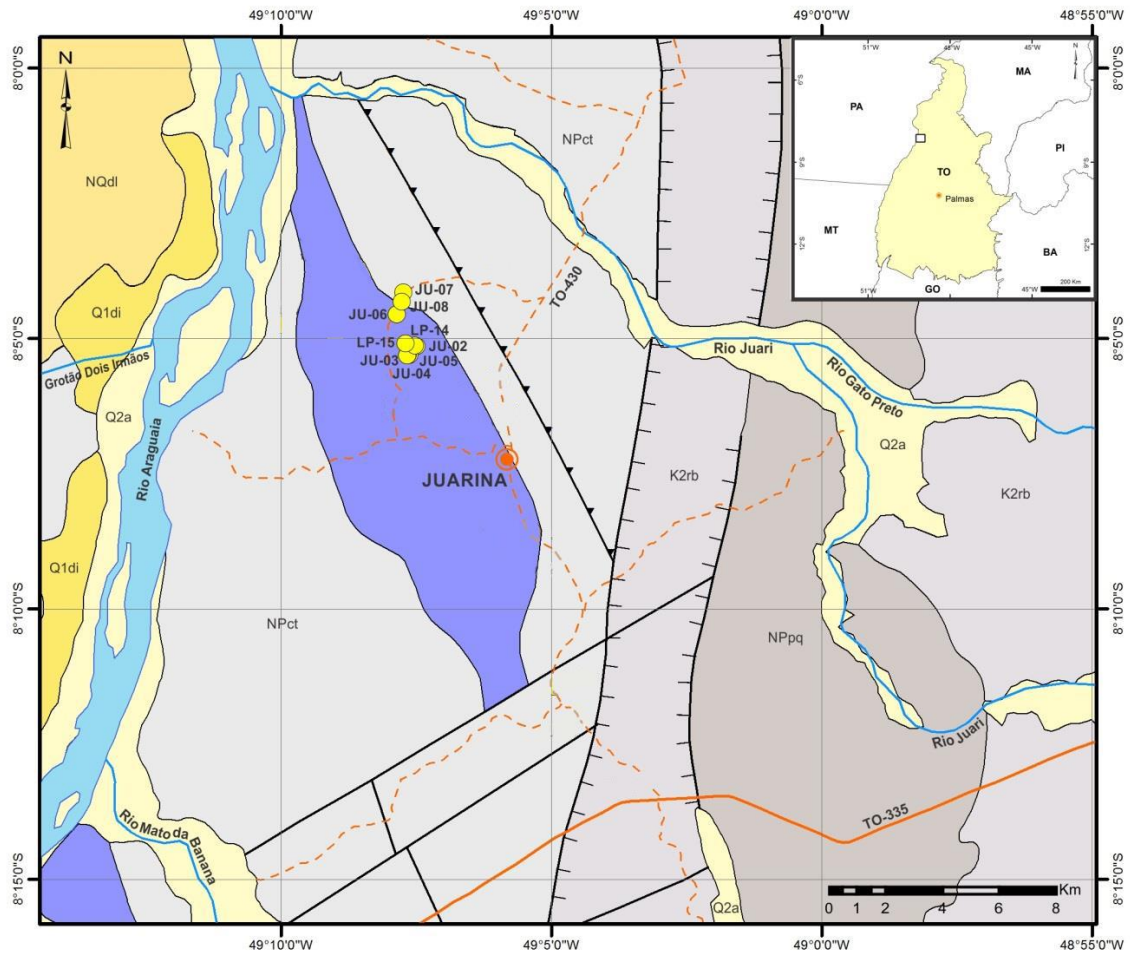


FONTE: Elaborado pelo autor.

4.3 ALVO JUARINA

A Suíte Ofiolítica Juarina, como visto na Figura 11, corresponde a corpos lenticulares dispostos em uma faixa aproximada de 2 km de largura por 15 km de comprimento que se adelgaça nas extremidades, encaixados tectonicamente na sequência metassedimentar da Formação Couto Magalhães (SILVA NETO, 2014). É composta por um conjunto de metabasaltos com estruturas almofadadas, metacherts ferríferos e silexitos e clorititos subordinados. Os metabasaltos são hipocristalinos, de coloração verde-escura, de textura afanítica fina e cortados por veios. Eles estão transformados pelo metamorfismo, mas ainda tem preservadas texturas magmáticas primárias. Foram estudadas as amostras JU-03, JU-07, LP-14 e LP-15 (Anexo A).

Figura 11 - Mapa geológico da Suíte Ofiolítica Juarina com a localização dos metabasaltos amostrados na região.



LITOESTRATIGRAFIA DA ÁREA

PERÍODO	UNIDADE	GRUPO	FORMAÇÃO	DESCRIÇÃO
CENOZOICO	Q2a		Depósitos aluvionares	Sedimentos do Rio Araguaia e afluentes. Seixos, matações, areias grossas e finas e argila.
	Q1di		Depósitos detriticos indiferenciados	Areia, silte e argila.
	NQdi		Cobertura detrito-lateritica	Crosta ferruginosa com fragmentos de rochas e seixos.
PALEOZOICO	K2rb		Formação Pedra de Fogo	Conglomerados com interdigitações de siltitos, folhelhos e silexitos. (Fácies Rio das Barreiras).
NEOPROTEROZOICO	NPct	GRUPO TOCANTINS	Formação Couto Magalhães	Ardósia, filito, metassiltito e metargilitos.
	NPpq		Formação Pequizeiro	Micaxistos com variedades contendo carbonato. Apresentam cores esverdeadas e xistosidade.
			Suíte Ofiolítica Juarina	Serpentinitos silicificados e metabasaltos com estrutura em almofada.

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Cidade
- Rodovias
 - - - Não pavimentada
 - Pavimentada
- Drenagem
 - ~ Rio principal
 - ~ Rio secundário

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Falha ou fratura
- ▲▲▲ Falha ou zona de cisalhamento compressional
- ⊥ Falha ou zona de cisalhamento extensional
- Pontos de amostragem

FONTE: Adaptado de Silva Neto (2014).

4.3.1 Metabasaltos hipocrystalinos

Os metabasaltos apresentam textura reliquiar ígnea vulcânica, caracterizada por microfenocristais de plagioclásio em uma matriz composta predominantemente por tremolita-actinolita, epidoto e vidro transformado (Figura 12a). Por outro lado, texturas metamórficas são marcadas por uma foliação incipiente, evidenciada pela orientação preferencial dos cristais aciculares de tremolita-actinolita e epidoto (Figura 12b), além da textura porfiroblástica, caracterizada por porfiroblastos de magnetita com sombras de pressão de clorita e quartzo (Figura 12c). Adicionalmente, encontram-se núcleos formados por uma concentração de minerais micáceos (Figura 12d). A composição modal da rocha é a seguinte: epidoto (35 - 40%), tremolita-actinolita (25 - 30%), plagioclásio (15 - 35%), vidro (0 - 5 %), minerais opacos (3 - 5%), quartzo (1 - 2 %) e clorita (1 - 2%).

Os porfiroblastos de epidoto possuem dimensões em torno de 0,2 mm, são predominantemente euédricos e ocorrem na forma de agregados granulares ao longo de toda rocha. Alguns cristais de epidoto apresentam zoneamento, evidenciado principalmente por uma diferença na cor de interferência entre a borda e o núcleo do cristal. Ocorrem frequentemente substituindo os microfenocristais de plagioclásio.

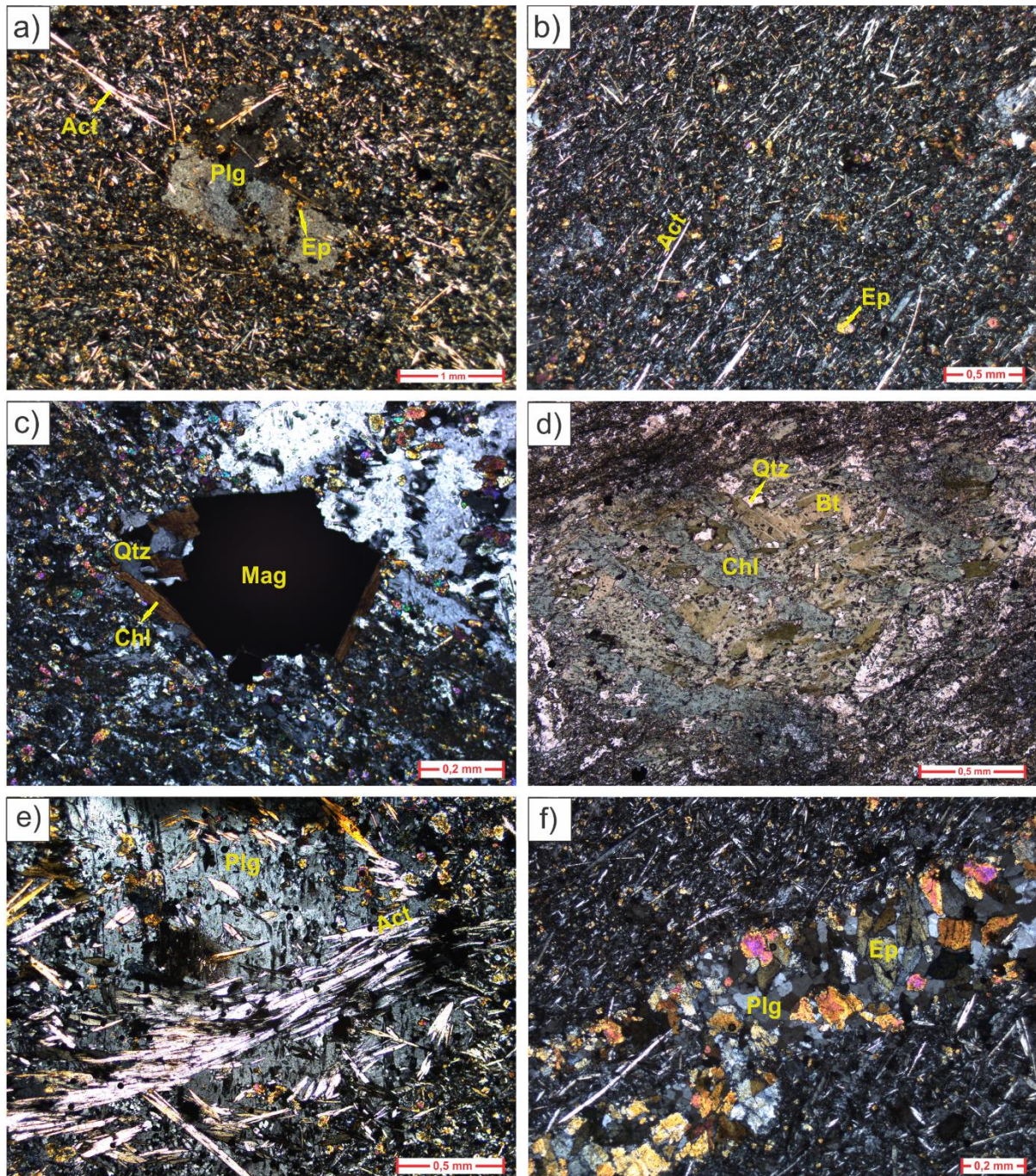
A tremolita-actinolita apresenta cristais de dimensões variando de 0,2 a 1 mm, predominantemente subédricos e ocorrendo na forma de cristais fibrosos ou aciculares dispostos em padrão radial ou com orientação preferencial, definindo a foliação. Essa orientação preferencial costuma ser discordante à orientação dos microfenocristais (Figura 12e). Os cristais apresentam pleocroísmo muito fraco, variando de incolor (X) a verde pálido (Z e Y).

No caso do plagioclásio, foi possível distinguir dois tipos petrográficos. O **Plg 1** apresenta cristais variando de 0,5 a 1,3 mm, anédricos ou subédricos e de hábito tabular. Exibem extinção ondulante, maclamento não muito bem preservado do tipo albita ou carlsbad e encontram-se fraca a moderadamente alterados para sericita. É possível observar nos cristais maiores, a formação de subgrãos e novos cristais em suas bordas. Eles são microfenocristais ígneos e geralmente estão seccionados ou substituídos por outros minerais como a tremolita-actinolita e epidoto. O **Plg 2** apresenta dimensões em torno de 0,2 mm, são anédricos e ocorrem na forma de finos agregados granulares. Estão associados com porfiroblastos de epidoto na matriz.

A clorita exibe cristais em torno de 0,2 mm, anédricos e ocorrendo na forma de agregados de cristais de hábito lamelar. Está associada com a magnetita e também forma núcleos junto do quartzo e de outros minerais micáceos.

Esses metabasaltos apresentam veios compostos predominantemente por epidoto e plagioclásio, possivelmente albita (Figura 12f) e veios compostos por quartzo e carbonato na forma de agregados granulares equidimensionais, caracterizando textura granoblástica (Figura 24c). Os cristais de epidoto nos veios apresentam dimensões em torno de 0,2 mm, são subédrico e formam prismas curtos. O quartzo e o carbonato apresentam extinção ondulante, com o último também exibindo geminações (Figura 24c).

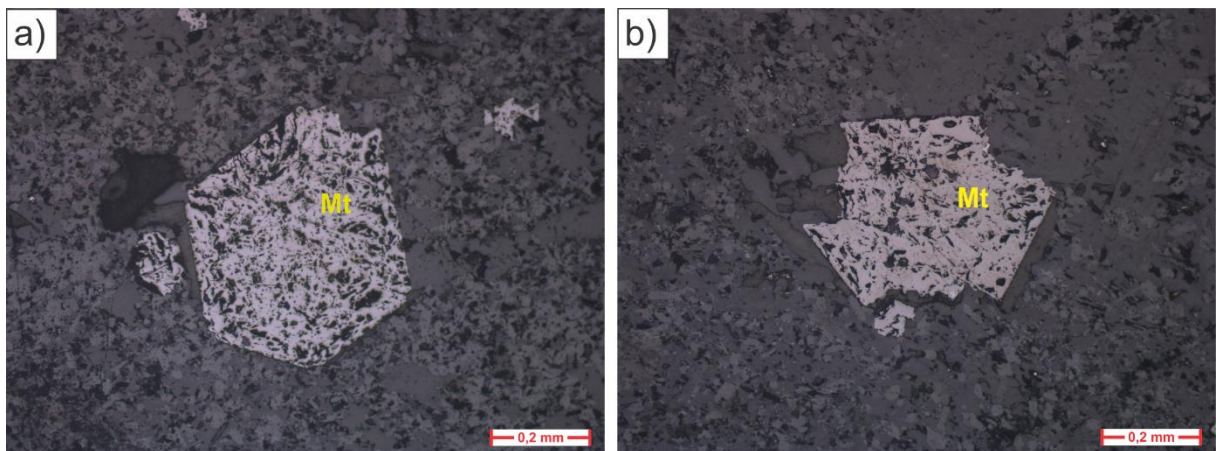
Figura 12 - Aspectos petrográficos dos metabasaltos hipocristalinos da Suíte Ofiolítica Juarina. **a)** Microfenocristal reliquiar de plagioclásio sendo seccionado por cristais actinolita e substituído por epidoto (LP-15); **b)** Cristais aciculares de actinolita mostrando uma orientação preferencial que confere à rocha uma foliação incipiente (JU-03); **c)** Cristal de magnetita com sombra de pressão de quartzo e clorita (LP-14); **d)** Núcleo de minerais micáceos formado por biotita e clorita, além de subordinadamente quartzo (LP-14); **e)** Cristais de actinolita seccionando o microfenocristal de plagioclásio em uma direção discordante do mesmo (JU-07); e **f)** Veio de plagioclásio e epidoto (JU-03).



FONTE: Elaborado pelo autor.

A análise petrográfica dos minerais opacos foi realizada para as amostras LP-14 e LP-15 através de suas lâminas polidas. Foi possível identificar a magnetita, que apresenta coloração branca-acinzentada sob luz refletida e que representa microporfiroblastos euédricos (Figura 13a) com sombras de pressão de clorita e quartzo (Figura 13b).

Figura 13 - Ocorrência e aspectos petrográficos dos minerais opacos dos metabasaltos da Suíte Ofiolítica Juarina. **a)** Cristal de magnetita de forma euédrica hexagonal (LP-15); e **b)** Cristal de magnetita com sombras de pressão de clorita e quartzo.

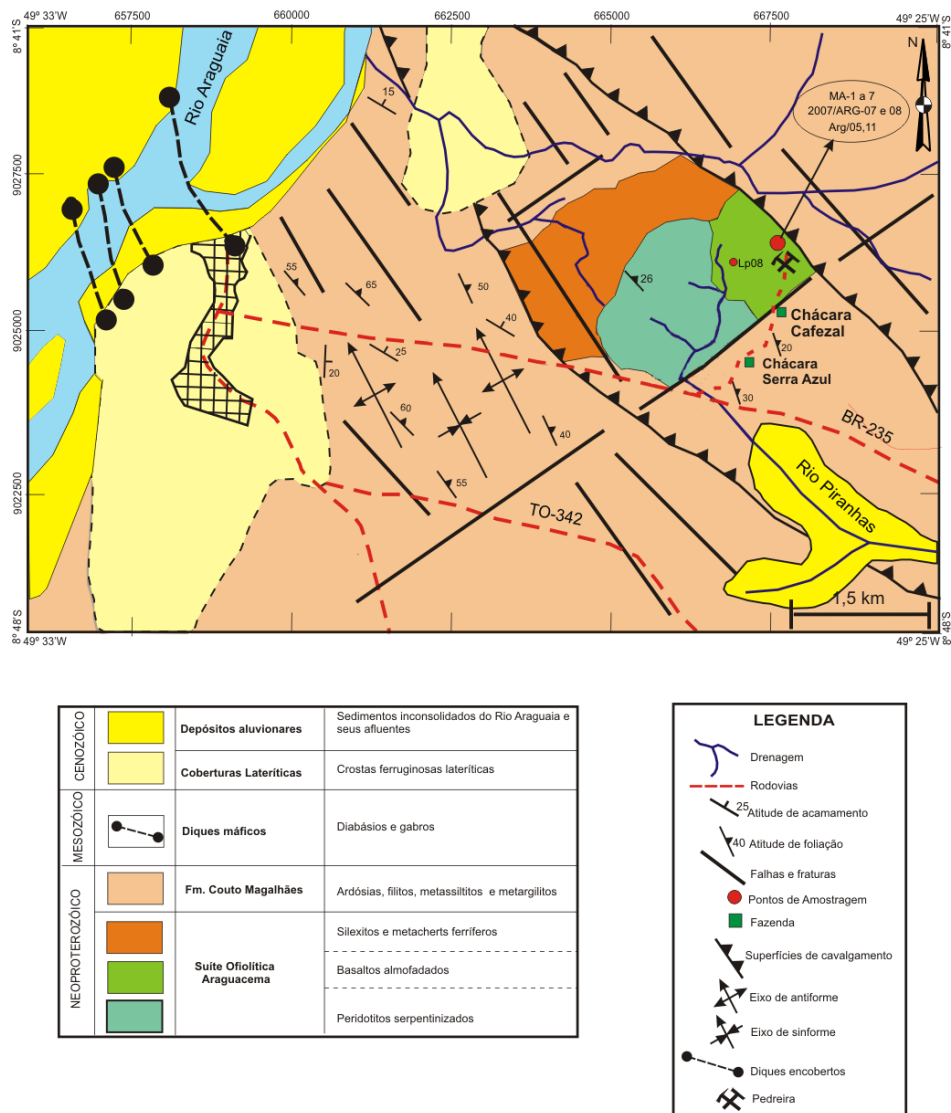


FONTE: Elaborado pelo autor.

4.4 ALVO ARAGUACEMA

A Suíte Ofiolítica Araguacema encontra-se encaixada tectonicamente nas sequências metassedimentares correlacionadas ao Grupo Tocantins, mais precisamente à Formação Couto Magalhães (MIYAGAWA, 2012). É representada em sua porção leste por uma associação de peridotitos e basaltos almofadados e na porção oeste por metacherts ferríferos (Figura 14). As rochas máficas da região de Araguacema correspondem basicamente a basaltos hipovítreos de coloração cinza-escura, textura afanítica e granulação fina, assim como metabasaltos de coloração cinza-esverdeada, com características semelhantes. Os metabasaltos contêm ainda a presença de fragmentos líticos angulosos e subangulosos de cerca de 0,8 mm.

Figura 14 - Mapa geológico da Suíte Ofiolítica Araguacema com a localização dos metabasaltos amostrados na região.



FONTE: Adaptado de Miyagawa (2012)

4.4.1 Basaltos hipovítreos

Em relação a esses basaltos, foram estudadas as amostras LP-08-A1 e LP-08-A2 (Anexo A). Microscopicamente, os basaltos apresentam textura intergranular, caracterizada pelos cristais de clinopiroxênio ocupando os espaços angulares das ripas de plagioclásio (Figuras 15a e 15b). Concomitantemente, também ocorre a textura intersertal, caracterizada por massas vítreas nos interstícios dos cristais ripiformes de plagioclásio, que se encontram dispostos randomicamente (Figuras 15a e 15b). A composição modal aproximada é a seguinte: plagioclásio (~35%), clinopiroxênio (~32%), vidro (~30%), quartzo (2%), clorita (1%).

Os cristais de plagioclásio variam entre 0,1 e 0,6 mm, são subédricos e de hábito ripiforme. No geral, o plagioclásio encontra-se alterado para argilominerais e alguns cristais exibem maclamento do tipo albita. Está disposto de maneira aleatória na lâmina, com cristais entrelaçados cujo os espaços intersticiais são compostos por vidro ou clinopiroxênio.

O clinopiroxênio têm dimensões entre 0,2 e 0,5 mm, em cristais predominantemente subédricos e de hábito prismático. Alguns cristais encontram-se moderadamente alterados para oxi-hidróxidos de ferro, sendo possível observar a alteração principalmente nas fraturas e na borda desses cristais. É possível observar ainda em alguns cristais maclamento do tipo simples. O vidro ocorre como um material marrom-escuro que se encontra transformado para uma massa verde criptocristalina.

Os basaltos são cortados por veios, principalmente de quartzo, que apresentam contatos interlombados entre si. A clorita também ocorre em veios, por vezes nas paredes dos veios associadas com quartzo ou formando veios monominerálicos. O quartzo tem dimensões em torno de 0,2 mm, é anédrico e ocorrem como um agregado de cristais de hábito granular. Alguns cristais de quartzo exibem extinção ondulante e apresentam inclusões de apatita. A clorita tem por volta de 0,2 mm, é anédrica e ocorre como um agregado de cristais de hábito lamelar.

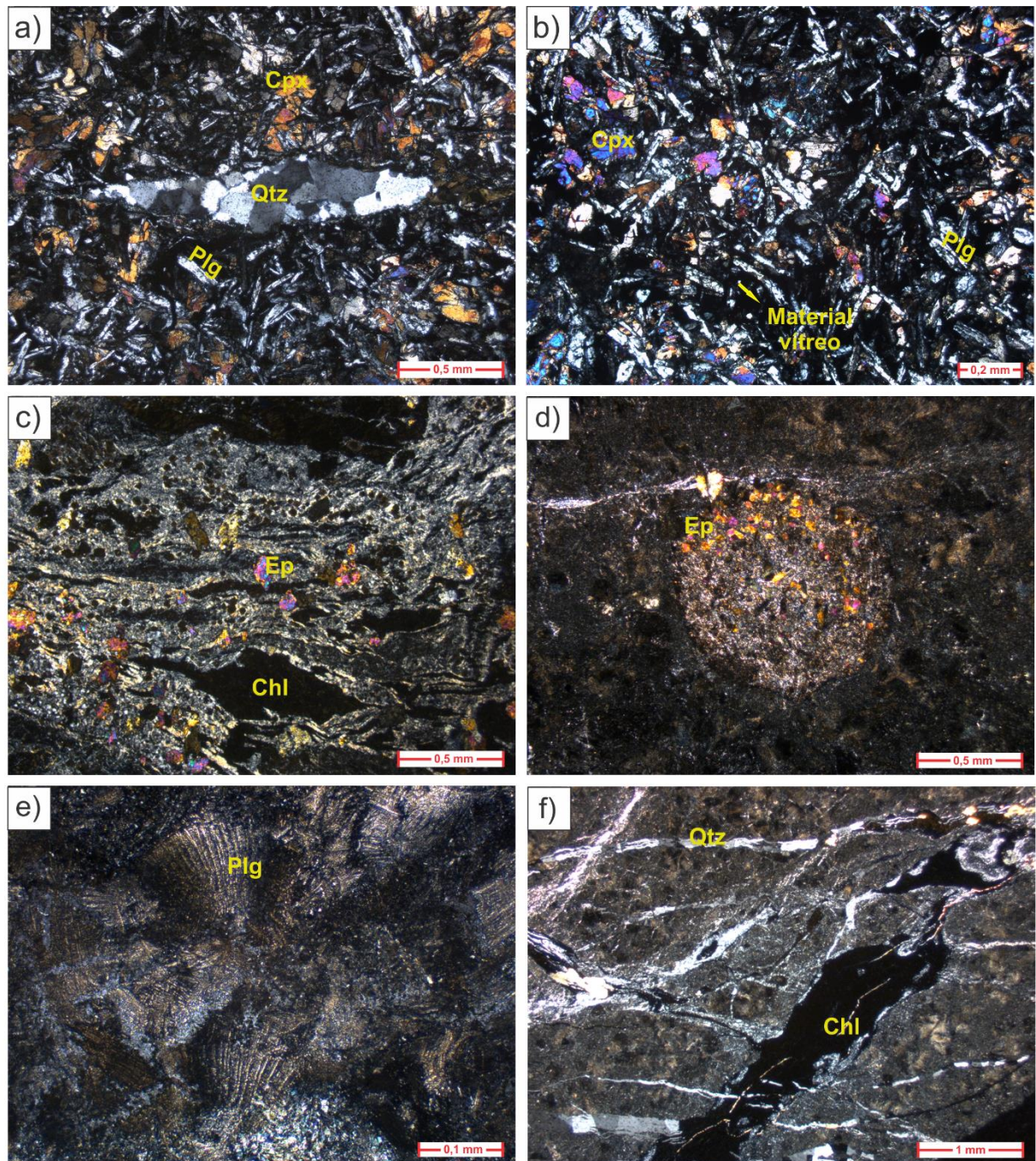
4.4.2 Metabasaltos com fragmentos líticos

Esse tipo de rocha foi estudada nas amostras LP-08-B1 e LP-08-C-I (Anexo A). Os metabasaltos apresentam uma estrutura reliquiar de fluxo magmático evidenciada em um padrão anastomosado. Porfiroblastos de epidoto ocorrem truncando essa foliação, no entanto, de maneira discordante, uma vez que são cristais neoformados no metamorfismo (Figura 15c). São registradas amígdalas preenchidas por clorita e também fragmentos líticos de basaltos de granulação mais grossa que a da matriz (Figura 15d). Esses fragmentos líticos são cortados pelos cristais neoformados de epidoto. É possível observar também texturas de resfriamento ultrarrápido, principalmente a textura em ramos (*sheaf-like*) que ocorre possivelmente como um agregado de cristais esqueletais de plagioclásio (Figura 15e), além de cristais em forma de agulha. Esse metabasaltos apresentam veios compostos majoritariamente por epidoto, veios com carbonato e quartzo ou monominerálicos constituídos ora de quartzo ora de clorita (Figura 15f).

Desse modo, a composição mineralógica desses metabasaltos é formada predominantemente pelos seguintes minerais e estimativas percentuais: plagioclásio (40 – 50%), clorita (15 – 20%), sericita (15 – 20%), epidoto (8 – 12%) e quartzo (5 – 8%).

Figura 15 - Aspectos petrográficos dos basaltos hipovítreos e dos metabasaltos da Suíte Ofiolítica Araguacema.

a) Textura intergranular ocorrendo em conjunto com textura intersertal, com destaque para um veio de quartzo no centro da imagem (LP-08-A1); b) Textura intergranular e textura intersertal vistas no sistema ortoscópico (LP-08-A1); c) Foliação de fluxo magmático em padrão anastomosado (LP-08-B1); d) Fragmento lítico cortado por porfiroblastos de epidoto (LP-08-C-I); e) Cristais reliquiares e esqueletais (possivelmente de plagioclásio) em formato *sheaf-like* (LP-08-C-I); e f) Redes de veios de quartzo e clorita (LP-08-B1).



FONTE: Elaborado pelo autor.

5 ANÁLISES MINERALÓGICAS

Análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram realizadas para complementar os estudos petrográficos, permitindo melhor caracterização dos constituintes mineralógicos dos metabasaltos. Utilizou-se o MEV de bancada modelo Hitachi TM-3000 com um sistema EDS (*Energy Dispersive System*) acoplado, pertencente ao Laboratório de Análises Mineralógicas do GMGA-UFPA, para as amostras ST-36, PD-06-A, JU-07 e LP-14; e o MEV modelo LEO-1430 com sistema EDS acoplado em sua estrutura do LABMEV-UFPA para as amostras STP-04A, LP-08-A2 e LP-08-B1.

5.1 ALVO SERRA DO TAPA

5.1.1 Metabasaltos hipovítreos

A fim de se identificar com maior precisão alguns minerais, inclusive sua composição química, fez-se análises semiquantitativas em MEV das amostras ST-36 e STP-04A. Os resultados obtidos pelas análises são mostrados nas tabelas 1 a 3. A seguir são descritos cada mineral.

a) Plagioclásio: Foi feita análise química semiquantitativa de um microfenocristal de plagioclásio (Figura 7a), cujos valores encontram-se na Tabela 1. Segundo a análise, o plagioclásio apresenta uma concentração química em porcentagem em peso de aproximadamente 50% de O; Si entre 34 e 35%; Al entre 8 e 9%; e Na entre 6 e 7%. A ausência de Ca e os teores dos outros elementos químicos permitiram classificá-lo como albita.

Tabela 1 - Valores de concentração de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para plagioclásio na amostra ST-36.

Elementos	ST-36	
	Análise 1	Análise 2
O	49,83%	49,97%
Si	35,33%	34,44%
Al	8,15%	9,05%
Na	6,70%	6,54%
Total	100%	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

b) Minerais opacos (sulfeto): Foram analisados os minerais opacos (Figura 16) das amostras ST-36 e STP-4A. A Tabela 2 mostra os resultados da análise semiquantitativa, sendo que as análises 1 e 2 referem-se à amostra ST-36 e a análise 3 à amostra STP-4A. As análises com a presença de enxofre indica se tratar de sulfeto com as seguintes concentrações em porcentagem em peso: aproximadamente 38% de S; 33% de Cu; e 29% de Fe. Diante deste quadro, classifica-se este mineral como calcopirita.

Tabela 2 - Valores de concentração de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para sulfetos nas amostras ST-36 e STP-4A.

Elementos	ST-36		STP-4A
	Análise 1	Análise 2	Análise 3
S	37,87%	37,58%	37,54%
Cu	32,68%	33,06%	32,97%
Fe	29,45%	29,36%	29,49%
Total	100%	100%	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

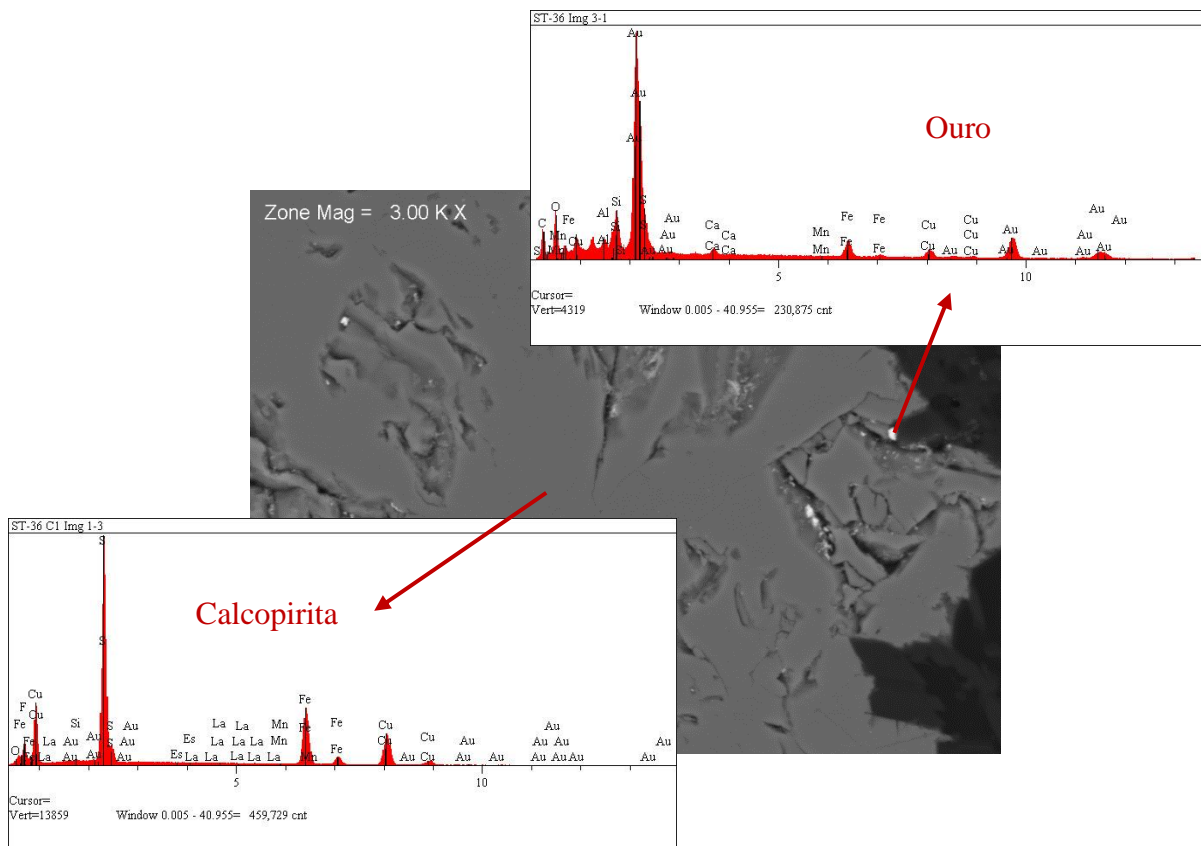
c) Ouro: Através das análises do MEV/EDS foi possível encontrar ouro nas fraturas dos cristais de calcopirita já previamente reconhecidos por microscopia óptica, assim como ouro ocorrendo na matriz da amostra ST-36 (Figura 16). As análises 1 e 2 na Tabela 3 referem-se ao ouro na fratura da calcopirita e na matriz, respectivamente. Por se tratar de partículas submilimétricas, há interferência na análise de outros elementos químicos que se encontram em minerais vizinhos e que não fazem parte da composição do ouro. A metalização da lâmina polida da amostra ST-36 foi feita com carbono justamente para se evitar maiores erros na análise.

Tabela 3 – Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para ouro na amostra ST-36.

Elementos	ST-36	
	Análise 1	Análise 2
Au	68,84%	72,32%
O	18,42%	13,14%
Mn	0,18%	4,88%
Cu	0,32%	4,56%
S	0,78%	3,08%
Fe	3,28%	0,98%
Si	7,17%	0,64%
F	0,14%	0,40%
La	0,86%	0,00%
Total	100%	100%

FONTE: Elaborado pelo autor

Figura 16 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra ST-23, mostrando um cristal de calcopirita com ouro nativo preenchendo suas fraturas.



FONTE: Elaborado pelo autor.

5.2 ALVO ARAPOEMA/PAU D'ARCO

5.2.1 Metabasaltos hipovítreos

Fez-se uma análise semiquantitativa da amostra PD-06-A a fim de investigar a composição do plagioclásio e caracterizar os minerais de epidoto e clorita dos metabasaltos hipovítreos pertencentes à região de Arapoema/Pau D'Arco. Os dados obtidos pela análise são mostrados nas tabelas 4 a 6 e as descrições de cada mineral são feitas abaixo.

a) Plagioclásio: Foi feita uma análise química semiquantitativa para um microfenocristal de plagioclásio (Figura 10b), cujos valores encontram-se na Tabela 4. A análise aponta concentrações em porcentagem em peso de O em torno de 49%; Si de 33%; Al de 9 a 10%; e Na de 8 a 8,5%. Pela presença de Na e a total ausência de Ca, é possível classificá-lo como sendo um plagioclásio do tipo albita.

Tabela 4 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para plagioclásio na amostra PD-06-A.

Elementos	PD-06-A	
	Análise 1	Análise 2
O	49,03%	49,19%
Si	33,14%	32,70%
Al	9,38%	9,95%
Na	8,50%	8,16%
Total	100%	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

b) Epidoto: O resultado da análise semiquantitativa obtido no cristal de epidoto da Figura 17 indica que o mesmo é constituído por concentrações em percentagem em peso de O entre 41 e 42%; Ca entre 16 e 17%; Si de 19 a 20%; Fe de 11 a 12%; e Al de 10 a 11% (Tabela 5).

Tabela 5 - Valores de concentrações dos elementos químicos obtidos por MEV/EDS para epidoto na amostra PD-06-A.

Elementos	PD-06-A	
	Análise 1	Análise 2
O	41,40%	42,20%
Si	19,20%	19,98%
Ca	17,07%	15,68%
Fe	12,04%	10,81%
Al	10,35%	11,33%
Total	100%	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

c) Clorita: O resultado obtido por análise semiquantitativa no cristal de clorita da Figura 17 indica que o mesmo apresenta concentrações em percentagem em peso de O de aproximadamente 44%; Si de 19%; Mg de 14%; Fe de 13%; e Al de 14% (Tabela 6). A partir da distribuição dos elementos químicos, torna-se razoável interpretar esse mineral do grupo da

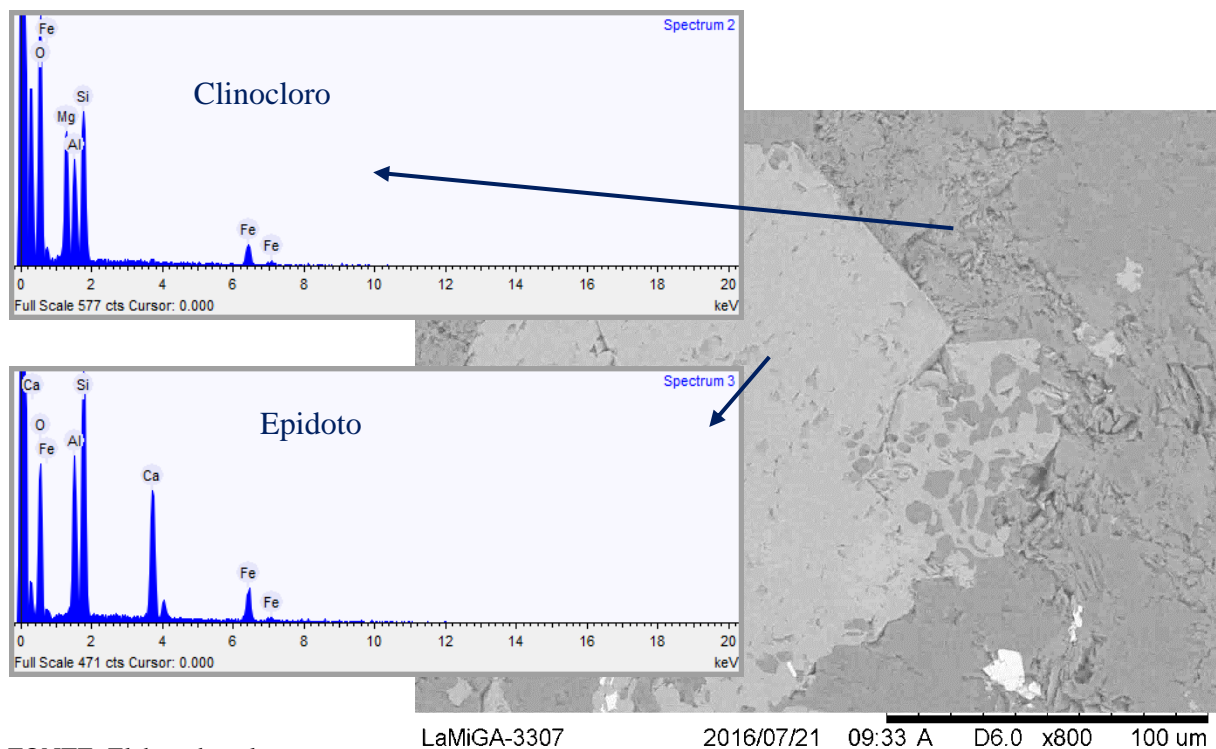
clorita como sendo o clinocloro, um aluminossilicato de Mg e Fe compatível com os dados da tabela.

Tabela 6 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para clorita na amostra PD-06-A.

	PD-06-A
Elementos	Análise 1
O	43,77%
Si	18,56%
Mg	14,21%
Fe	12,59%
Al	10,87%
Total	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

Figura 17 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra PD-06-A, mostrando um porfiroblasto de epidoto associado com cristais fibrorradiais de clinocloro.



FONTE: Elaborado pelo autor.

5.3 ALVO JUARINA

5.3.1 Metabasaltos hipocristalinos

Fez-se uma análise semiquantitativa da amostra JU-07 e da amostra LP-14 referentes aos metabasaltos hipocristalinos da região de Juarina com o intuito de identificar a composição do plagioclásio, qual o membro da série tremolita-actinolita, distinguir entre micas e caracterizar mais precisamente os minerais opacos. Os dados obtidos pela análise são mostrados nas tabelas 7 a 10 e as descrições para cada mineral são feitas abaixo.

a) Plagioclásio: O resultado obtido na análise química semiquantitativa em um microfenocristal de plagioclásio (Figuras 12e e 18) aponta concentrações em porcentagem em peso de O em torno de 49%; Si de 33%; Al de 10%; e Na de 8% (Tabela 7). Pela presença de Na e a total ausência de Ca, é possível classificá-lo como albita.

Tabela 7 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para plagioclásio na amostra JU-07.

Elementos	JU-07	
	Análise 1	Análise 2
O	49,14%	49,21%
Si	33,07%	33,20%
Al	9,74%	9,74%
Na	8,04%	7,84%
Total	100%	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

b) Anfibólio: A análise semiquantitativa no anfibólio da Figura 18 através de MEV/EDS indica que o mesmo é composto por O de concentração em porcentagem em peso em torno de 45%; Si entre 28 e 29%; Mg de 10%; Ca entre 8 e 9%; Fe entre 6 e 7%; Al de 1%; e Na de 0,4% (Tabela 8). A presença de Fe, assim como a distribuição geral dos elementos, permite classificá-lo como actinolita, o membro rico em Fe da série tremolita-actinolita.

Tabela 8 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para anfibólio na amostra JU-07.

Elementos	JU-07	
	Análise 1	Análise 2
O	44,93%	45,30%
Si	28,07%	28,68%
Mg	9,87%	9,87%
Ca	8,44%	8,53%
Fe	7,32%	6,29%
Al	0,94%	0,86%
Na	0,42%	0,46%
Total	100%	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

c) **Mica:** O resultado obtido através da análise semiquantitativa (Tabela 9) em um núcleo de minerais micáceos (Figura 12d; Figura 19) evidenciou a presença de dois minerais diferentes. O da análise 1 apresenta uma composição química em porcentagem em peso de aproximadamente 40% para o O; 24% para o Fe; 16% para a Si; 10% para o Al; e 10% para o Mg. Enquanto que o da análise 2 apresenta O com composição química em porcentagem em peso em cerca de 40%; Si de 19%; Fe de 18%; K de 9%; Al de 7%; e Mg de 6,6%. A principal diferença entre os dois minerais é a ausência de K no primeiro. Associando os dados semiquantitativos obtidos com os dados de descrição das seções delgadas, tem-se como classificar o primeiro mineral como sendo clinocloro e o segundo como biotita.

Tabela 9 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para clorita na amostra LP-14.

Elementos	LP-14	
	Análise 1	Análise 2
O	40,32%	39,64%
Fe	23,95%	18,34%
Si	15,75%	18,97%
K	-----	9,07%
Al	10,24%	7,41%
Mg	9,74%	6,56%
Total	100%	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

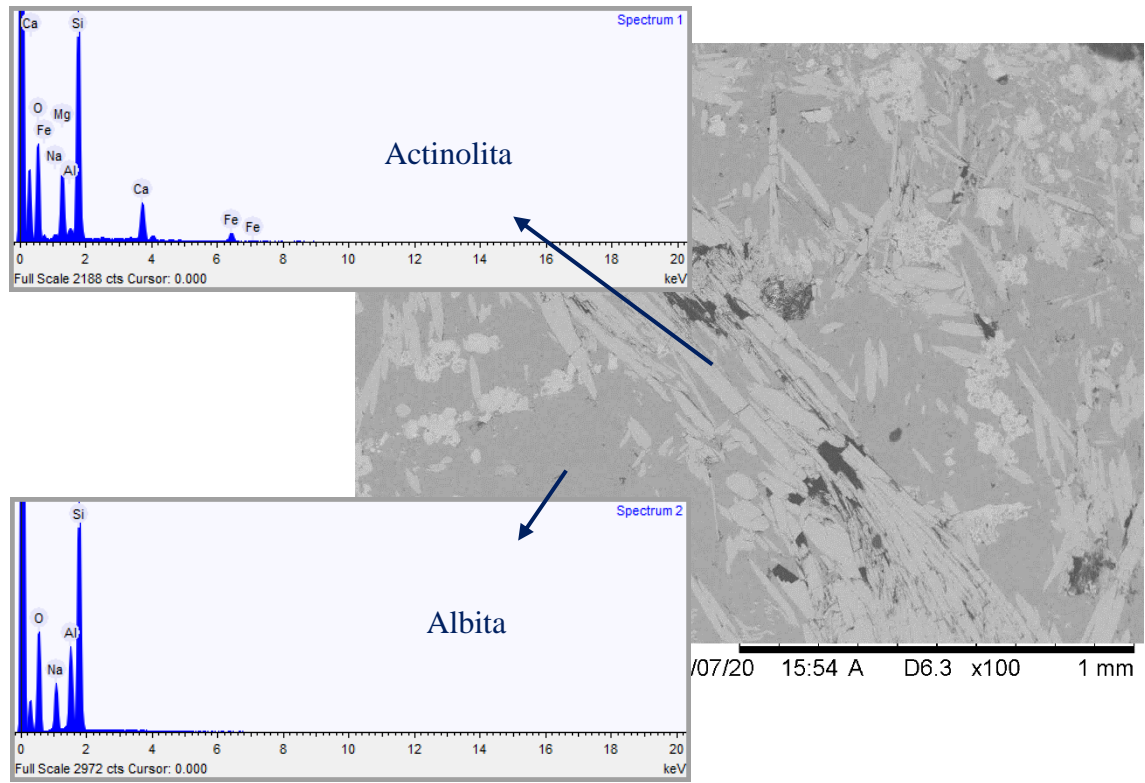
d) Magnetita: Foi feita uma análise semiquantitativa na magnetita da Figura 20. Os valores obtidos encontram-se na Tabela 10. Ela é composta em termos de porcentagem em peso predominantemente por Fe em torno de 76% e O em torno de 24%.

Tabela 10 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para magnetita na amostra LP-14.

Elementos	LP-14	
	Análise 1	Análise 2
Fe	76,30%	76,48%
O	23,70%	23,52%
Total	100%	100%

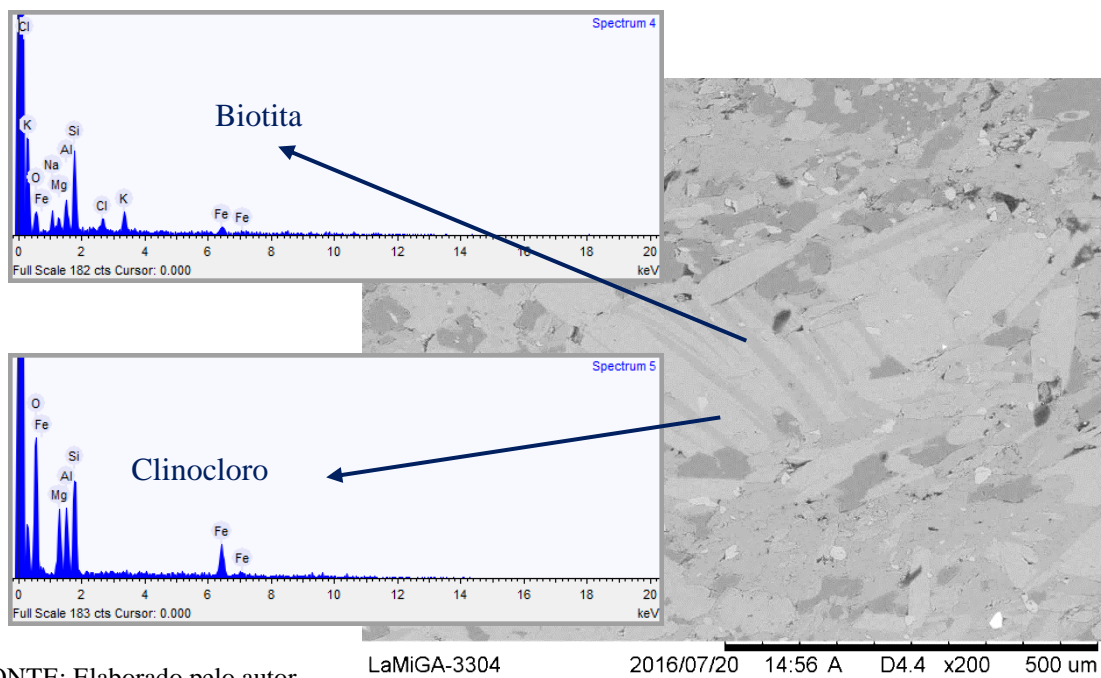
FONTE: Elaborado pelo autor.

Figura 18 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra JU-07, mostrando cristais de actinolita seccionando um microfenocristal de albita.



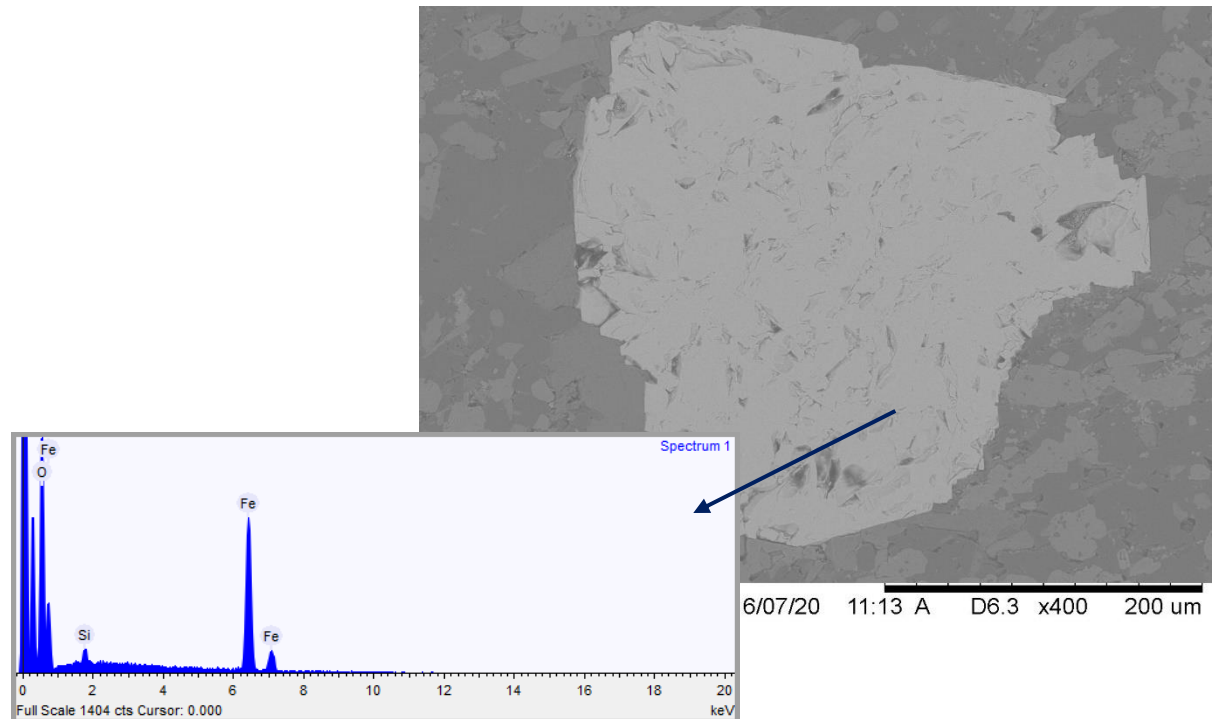
FONTE: Elaborado pelo autor.

Figura 19 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra LP-14, mostrando um núcleo micáceo composto por biotita e clinocloro.



FONTE: Elaborado pelo autor.

Figura 20 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra LP-14, mostrando um microporfiroblasto de magnetita.



FONTE: Elaborado pelo autor.

5.4 ALVO ARAGUACEMA

5.4.1 Metabasaltos com fragmentos líticos

Foi estudada a amostra LP-08-B1 a partir de análises químicas semiquantitativas do MEV/EDS. Com isso, foi possível identificar a composição do plagioclásio presente nessas rochas, assim como observar e caracterizar um mineral que não havia sido possível por meio óptico: a titanita. Os resultados obtidos para cada mineral são mostrados nas tabelas 11 e 12 e as descrições são feitas abaixo.

a) Plagioclásio: a partir dos resultados obtidos em um cristal de plagioclásio presente na matriz da amostra (Figura 21) e cujos valores podem ser vistos na Tabela 11, achou-se os seguintes valores para o plagioclásio, em termos de porcentagem em peso: 46% de O; 34% de Si; 12% de Al; e 8% de Na. Devido a presença de Na e a ausência de Ca, classifica-se o mesmo como albita.

Tabela 11 – Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para o plagioclásio na amostra LP-08-B1.

	LP-08-B1
Elementos	Análise 1
O	46,45%
Si	34,26%
Al	11,73%
Na	7,56%
Total	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

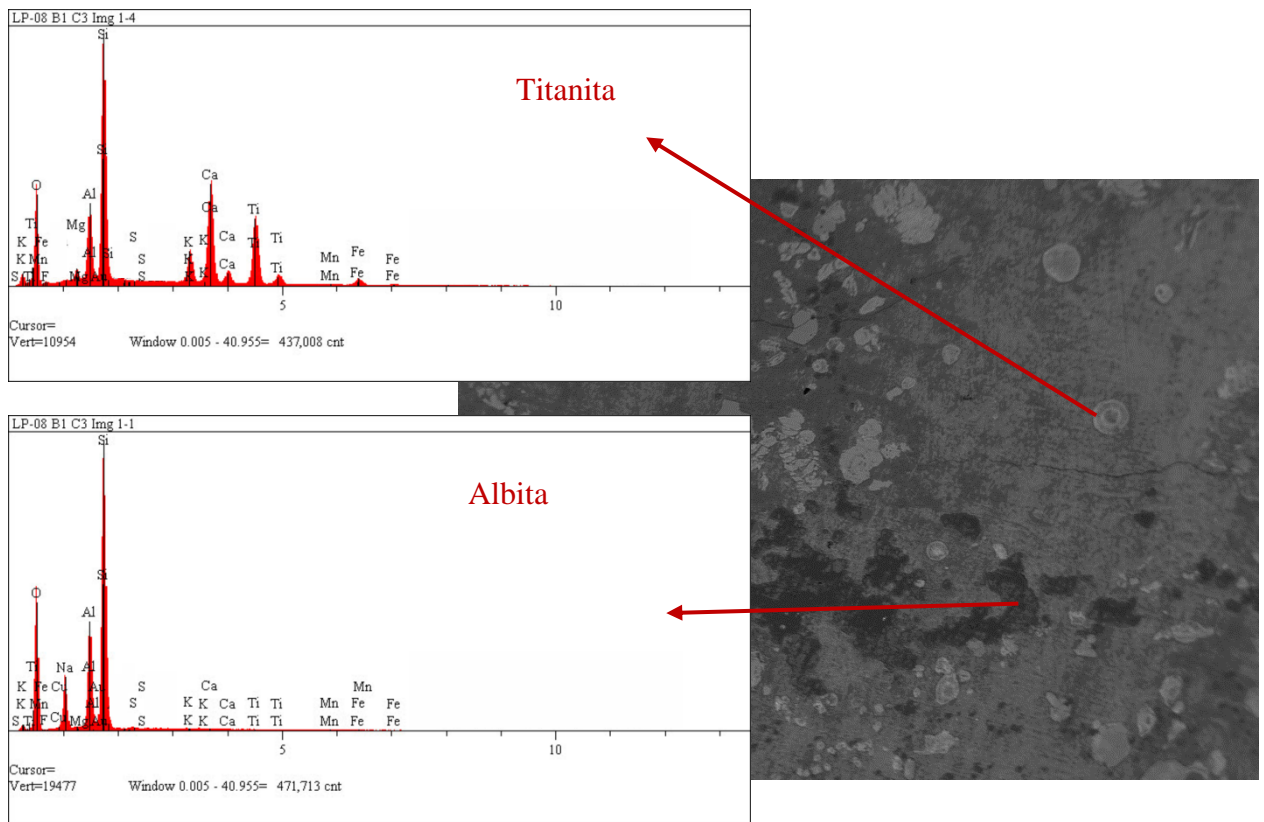
b) Titanita: O resultado obtido na análise semiquantitativa de um cristal esferulítico de titanita (Figura 21) pode ser observado na Tabela 12. De acordo com a mesma, a titanita é composta aproximadamente em termos de porcentagem em peso por 44% de O; 21% de Si; 14% de Ca; 13% de Ti; 6% de Al; 2% de Fe; e 0,2% de F.

Tabela 12 - Valores de concentrações de elementos químicos obtidos por MEV/EDS para a titanita na amostra LP-08-B1.

	LP-08-B1
Elementos	Análise 1
O	43,78%
Si	20,89%
Ca	13,57%
Ti	13,33%
Al	6,02%
Fe	2,15%
F	0,26%
Total	100%

FONTE: Elaborado pelo autor.

Figura 21 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV/EDS da amostra LP-08-B1, mostrando cristais esferulíticos de titanita e cristais de plagioclásio em sua matriz.



FONTE: Elaborado pelo autor.

6 ANÁLISE MICROESTRUTURAL NOS METABASALTOS

6.1 DEFORMAÇÃO RÚPTIL POR FLUXO CATACLÁSTICO

Em baixas temperaturas ou em altas taxas de deformação, a rocha pode sofrer mudanças em sua forma por deformação rúptil, com a formação de fraturas e por deslizamento friccional em fraturas e limites de grãos. A fratura e o esmagamento de grãos, associados ao deslizamento friccional ao longo de contatos entre grãos e à rotação de grãos, são enquadrados na cataclase e ocorrem por fluxo cataclástico (FOSSEN, 2010).

Na terminologia da deformação rúptil, uma fratura é uma descontinuidade planar geralmente com algum grau de dilatação (aumento do tamanho do cristal). Microfraturas, por sua vez, são descontinuidades planares que ocorrem na escala do cristal ou menor, sendo comum a dilatação, mas com um rejeito insignificante. Em casos onde há a presença de rejeito (*offset*), o termo microfalha deve ser aplicado. Microfraturas que afetam um único cristal são chamadas de intragranulares e aquelas que passam por diversos cristais são chamadas de intergranulares ou transgranulares (PASSCHIER; TROUW; 2005).

Nas áreas de estudo, são encontradas microfraturas intragranulares, com maior ou menor intensidade, nos metabasaltos. No entanto, é perceptível sua maior abundância nos metabasaltos hipovítreos da região de Arapoema/Pau D'Arco. A Figura 22a mostra microfraturas intragranulares em microfenocristais de plagioclásio na amostra PD-05, em que os cristais estão quebrados em várias partes. Certamente, essas feições estão relacionadas aos esforços de tectônica do Cinturão Araguaia em condições de baixa temperatura.

Microfalha foi encontrada apenas na amostra LP-08-B1, um metabasalto com fragmentos líticos da região de Araguacema. Nele, evidencia-se o plano da microfalha preenchido por um veio de quartzo que se desloca com um rejeito de aproximadamente 0,5 mm (Figura 22b).

6.2 DEFORMAÇÃO DÚCTIL POR PLASTICIDADE CRISTALINA

A deformação em cristais também pode acontecer internamente sem fraturamento rúptil através de defeitos cristalinos, que é um processo conhecido como deformação intracristalina. Os defeitos podem ser agrupados em pontuais, lineares ou deslocamentos (PASSCHIER; TROUW; 2005). Fluência de Deslocamento é o termo que se dá à formação, movimentação e/ou destruição de deslocamentos em um cristal a fim de se acomodar a deformação. Essa deformação atua em escala atômica e só pode ser observada por meio de microscopia eletrônica, com um aumento de 10.000 a 100.000 vezes. Entretanto, os efeitos

dessas estruturas e os mecanismos a elas relacionados (recuperação e recristalização) podem ser identificados em microscópio óptico a partir de microtexturas, tais como, extinção ondulante, geminação de deformação (ou mecânica), subgrãos, rotação de subgrãos, arranjo poligonal em pontos tríplices e entre outros (FOSSSEN, 2010).

Nas áreas de estudo foi identificada a extinção ondulante, sendo mais comum observá-la em cristais de quartzo em veios. Ela é caracterizada pela não-extinção homogênea de um cristal singular quando observado em nicóis cruzados e sua origem é devido à deformação do retículo do cristal através de um grande número de deslocamentos similares (PASSCHIER; TROUW; 2005). A Figura 22c mostra cristais de quartzo com extinção ondulante associados com carbonato em um veio na amostra LP-14.

A geminação de deformação foi observada apenas no metabasalto hipocristalino (amostra LP-14) referente à região de Juarina. Esse tipo de geminação não causa ruptura da estrutura cristalina e é, portanto, considerada um mecanismo de deformação plástica. Essa microestrutura deve ser separada da geminação formada durante o crescimento cristalino e resfriamento. Sua origem se deve à flexão mecânica ou torção das estruturas cristalinas causadas pelo esforço, desde as baixas temperaturas e é comum encontrar-se em plagioclásio e calcita (FOSSSEN, 2010). A Figura 22c mostra em destaque a geminação de deformação em cristais de carbonato de veio.

A microestrutura do tipo subgrão é encontrada principalmente nos metabasaltos das regiões da Serra do Tapa e Juarina e com uma menor frequência nos metabasaltos hipovítreos de Arapoema/Pau D'Arco. Nestes casos foram registrados nas bordas dos microfenocristais de plagioclásio que se transformam em agregados mais finos. A formação de subgrãos ocorre quando os deslocamentos migram e se arranjam em redes bem definidas, reduzindo assim os indícios de deformação em um processo chamado de recuperação (PASSCHIER; TROUW; 2005). A Figura 22d mostra uma microfenocristal de plagioclásio da amostra ST-36 com formação de subgrãos em sua borda.

No caso de microestruturas que envolvem a recuperação e recristalização, subgrãos rotacionados em cristais individualizados só são observáveis nos metabasaltos da região de Juarina. Essa microtextura ocorre devido ao processo de recristalização que, por sua vez, ocorre quando a recuperação se prolonga até os deslocamentos dos subgrãos serem removidos e os grãos se tornarem livres de deformação ou sem extinção ondulante, individualizando e formando novos cristais (PASSCHIER; TROUW; 2005). A Figura 22e mostra vários cristais individuais granulares e anédricos de plagioclásio na amostra JU-7 formados a partir da rotação de subgrãos. Considera-se o processo como recristalização dinâmica em vez de

recristalização estática uma vez que a última tende a produzir cristais maiores e mais homogêneos, tipicamente em arranjo poligonal, o que não é observado. A formação dessas microestruturas tem relação com a tectônica e o metamorfismo regional que afetou o Cinturão Araguaia.

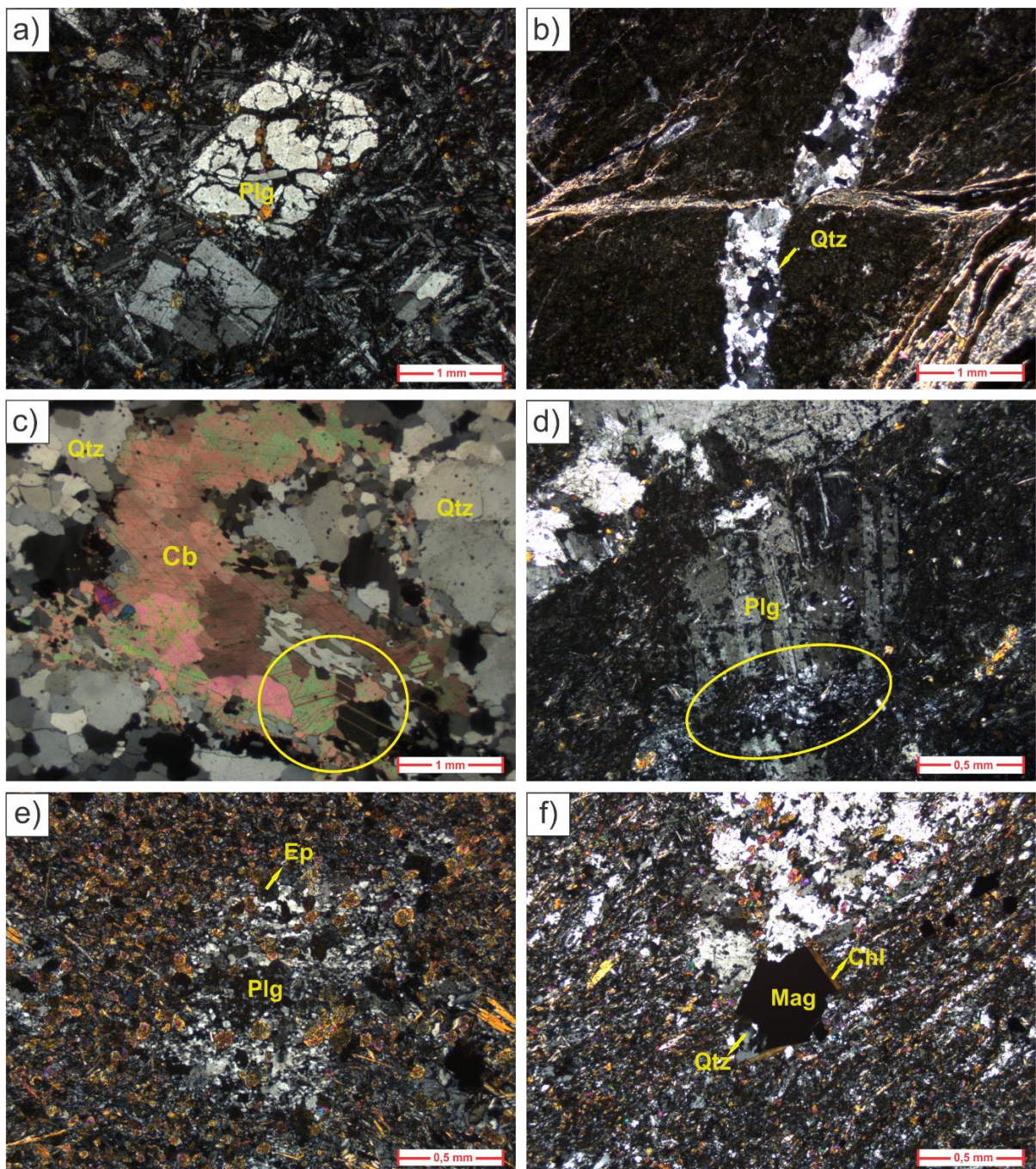
6.3 FOLIAÇÕES

Nos metabasaltos das áreas de estudo encontra-se uma foliação incipiente evidenciada pela orientação preferencial de cristais de actinolita observada na amostra LP-14 referente a um metabasalto hipocristalino da região de Juarina (Figura 22f). Ela é uma foliação tectônica uma vez que se formou através dos processos de deformação e metamorfismo em detrimento de processos diagenéticos e ígneos. O desenvolvimento de foliações secundárias está relacionado à deformação dúctil. Foliações desse tipo são uma resposta à deformação imposta à rocha e seus principais fatores de controle são a composição da rocha, a orientação, a magnitude do esforço e as condições metamórficas (temperatura e pressão dirigida). Durante a deformação dúctil homogênea, uma série de planos aleatórios se orientam de maneira que sua orientação média seguirá a direção do plano XY do *strain* finito. Segundo Passchier e Trouw (2005), acredita-se que esse mesmo efeito se aplica a cristais tabulares ou alongados, como é o caso de micas e anfibólios em rochas deformadas.

6.4 VEIOS E SOMBRAS DE PRESSÃO

Muitas rochas deformadas contêm áreas com mineralogia e tramas diferentes, interpretadas como efeito do reajuste de material por dissolução e precipitação durante a deformação. Tais feições podem ser isoladas a alongadas (veios), estar cercando corpos rígidos (sombrias de pressão) ou podem ocorrer próximas às camadas boudinadas ou cristais alongados (PASSCHIER; TROUW; 2005). O material que preenche essas áreas é geralmente policristalino e pode ser equigranular, como pode ser observado nos cristais de quartzo associados com carbonato em veio na Figura 22c, mas cristais alongados com orientação paralela e na forma de hastes podem também ocorrer (PASSCHIER; TROUW; 2005). Veios foram encontrados em todas as áreas-alvo de estudo, enquanto que apenas na região de Juarina, na amostra LP-14, foi observada a ocorrência de sombras de pressão, que contêm clorita e quartzo ao redor de microporoblastos de magnetita (Figura 22f).

Figura 22 – Aspectos microestruturais das rochas máficas das regiões da Serra do Tapa, Arapoema/Pau D’Arco, Juarina e Araguacema. **a)** Microfratura intragranular em microfenocristal de plagioclásio (PD-05); **b)** Plano da microfalha preenchido por veio de quartzo (LP-08-B1); **c)** Veio de carbonato com geminação de deformação e quartzo com extinção ondulante. Observa-se na borda inferior esquerda da imagem, quartzo policristalino e equidimensional (LP-14); **d)** Microfenocristal de plagioclásio com formação de subgrãos em sua borda (em destaque) (ST-36); **e)** Cristais individualizados de plagioclásio formados através da rotação de subgrãos (JU-07); e **f)** Sombras de pressão compostas por quartzo e clorita cercando porfiroblasto de magnetita. Na borda inferior direita, é possível observar uma foliação incipiente devido à orientação das acículas de actinolita.



FONTE: Elaborado pelo autor.

7 CONSIDERAÇÕES SOBRE O METAMORFISMO DAS ÁREAS-ALVO

Nas quatro áreas-alvo foram estudadas rochas vulcânicas basálticas de suítes ofiolíticas que se encontram associadas com rochas metassedimentares do Grupo Tocantins. Essas rochas máficas apresentam transformações metamórficas e deformacionais em variados níveis. Elas foram classificadas como metabasaltos devido a conservação, apesar das transformações metamórficas, de texturas primárias ígneas e minerais ígneos, o que implica em transformação em baixo grau. Texturas microporfiríticas, intersertal ou intergranular são comuns, além de estruturas de fluxo magmático vulcânico.

Além disso, texturas reliquiares de resfriamento ultrarrápido são encontradas em várias amostras dos metabasaltos, a saber: cristais esqueletais de plagioclásio e feições tipo rabo-de-andorinha (*swallowtail*), esferulitos e plagioclásios na forma de ramos (*sheaf-like*). Essas texturas foram identificadas com base nos estudos de Cox, Bell e Pankhurst (1979).

A partir dos trabalhos de Miyagawa (2012), Miyagawa e Gorayeb (2013), Barros (2013), Silva Neto (2014) e Barros (2015), sabe-se que uma parte dos basaltos têm registrado estruturas em almofadas (*pillow basalts*). De acordo com McPhie, Doyle e Allen (1993), isso revela que essas rochas foram lavas de constituição basáltica extravasadas em assoalhos oceânicos que, ao entrarem em contato com a água do mar, passaram por um resfriamento brusco, gerando essas estruturas.

A presença de texturas, estruturas e mineralogia ainda preservada nesses metabasaltos, associados com outras características metamórficas revelam, preliminarmente, que as transformações acontecidas são de baixa intensidade, situados no domínio de mais baixo grau do Cinturão Araguaia.

As evidências do metamorfismo nessas rochas se dão principalmente pela mineralogia encontrada e algumas microestruturas. Como se discutiu em detalhe no Capítulo 3 deste trabalho, a mineralogia de metabasaltos não é muito diversa e a maioria dos seus minerais são formados devido à instabilidade do plagioclásio cálcico e do clinopiroxênio em temperaturas baixas, o que faz com que o plagioclásio recristalizado se torne mais sódico e o clinopiroxênio quebre para um grupo de minerais máficos. Esses processos, na presença de H₂O e CO₂, liberam Mg, Fe, Ca e Al, o que pode produzir albita, calcita, clorita, epidoto e anfibólio – dependendo do grau metamórfico e da composição da rocha (WINTER, 2010).

A partir dos processos citados acima, a mineralogia original desses metabasaltos sofreu mudanças para se adequar às novas condições de pressão e temperatura, formando uma associação mineral metamórfica em equilíbrio (paragênese). Com base na caracterização

petrográfica, identificou-se as seguintes paragêneses nos metabasaltos, indicados na Tabela 13: a) Serra do Tapa - Act + Ep + Ab + Chl; b) Arapoema/Pau D'Arco - Ab + Ep + Chl; c) Juarina - Act + Ep + Ab + Chl + Bt + Mt; e d) Araguacema - Ep + Ab + Chl + Ser ± Qtz.

Tendo como referência as associações paragenéticas, as feições texturais/microtexturais e os minerais reliquiares, interpreta-se que os metabasaltos estudados indicam metamorfismo na fácies xisto verde inferior. No entanto, os metabasaltos de Juarina apresentam biotita, o que indica que o metamorfismo nessa região atingiu a fácies xisto verde superior (zona da biotita).

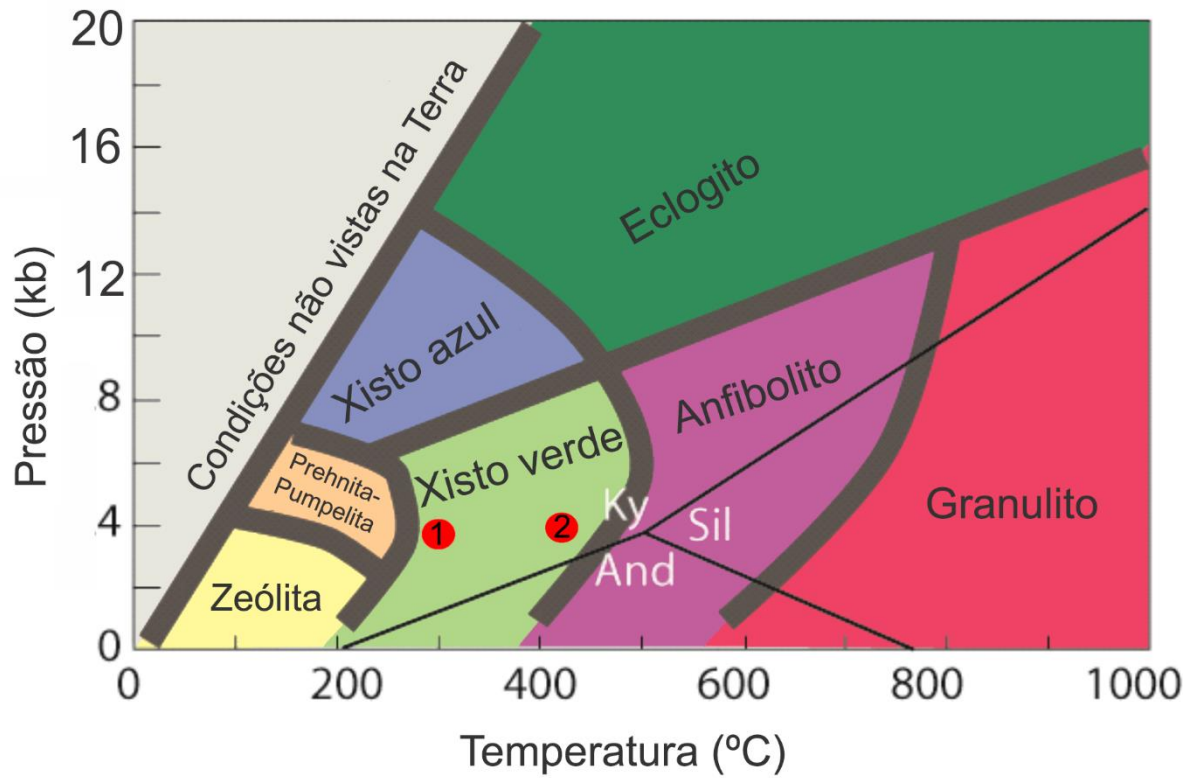
Através de comparações com a grade petrogenética de Spear (1994) e Winter (2010) (Figura 23), interpreta-se que o evento metamórfico que atingiu as regiões da Serra do Tapa, Arapoema/Pau D'Arco e Araguacema ocorreu em temperaturas entre 250 e 300°C em pressão baixa, abaixo de 4 kb. Por outro lado, as condições metamórficas em Juarina atingiram temperaturas um pouco mais elevadas, de aproximadamente 400°C nas mesmas condições de pressão.

Tabela 13 – Paragênese dos metabasaltos referentes à cada área-alvo.

Área-alvo	Tipo petrográfico	Paragênese	Minerais reliquiares
Serra do Tapa	Metabasilto hipovítreo	Act + Ep + Ab + Chl	Cpx
Arapoema/Pau D'arco	Metabasilto hipovítreo	Ab + Ep + Chl	
Juarina	Metabasilto hipocristalino	Act + Ep + Ab + Chl + Bt + Mt	
Araguacema	Metabasilto com fragmentos líticos	Ep + Ab + Chl + Ser ± Qtz	Cpx + Ttn

FONTE: Elaborado pelo autor.

Figura 23 - Grade petrogenética com destaque para as condições de P e T atingidas nas áreas-alvo de estudo. Nos círculos vermelhos, 1 é o intervalo de P e T para Serra do Tapa, Arapoema/Pau D'Arco e Araguacema; e 2 para Juarina.



FONTE: Adaptado de Spear (1994).

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos estudos petrográficos e mineralógicos, foi possível identificar os seguintes litotipos: a) na região da Serra do Tapa, metabasaltos hipovítreos compostos predominantemente por actinolita, epidoto e albita e com texturas reliquias do tipo microporfirítica e intersertal; b) na região de Arapoema/Pau D'Arco, metabasaltos hipovítreos constituídos principalmente por albita, epidoto e clorita e com texturas microporfiríticas e intersertais reliquias; c) na região de Juarina, metabasaltos hipocristalinos constituídos majoritariamente por actinolita, epidoto, albita, clorita, biotita e magnetita; e d) na região de Araguacema, basaltos hipovítreos com textura intergranular e intersertal e compostos essencialmente por plagioclásio, vidro e clinopiroxênio e metabasaltos com fragmentos líticos compostos, de maneira geral, por epidoto, albita, clorita, sericita e titanita e com texturas reliquias de fluxo magmático e de resfriamento ultrarrápido. Texturas de resfriamento ultrarrápido também aparecem nos metabasaltos das outras regiões.

A partir da análise microestrutural, foi possível observar nas áreas-alvo de estudo uma série de microtexturas. As microtexturas formadas por deformação rúptil por fluxo cataclástico foram encontradas nas quatro áreas, como por exemplo, microfraturas intragranulares. Entretanto, microfalhas só foram encontradas em um metabasalto da região de Araguacema. De maneira semelhante, microtexturas formadas por deformação dúctil por plasticidade cristalina foram encontradas em todas as áreas-alvo de estudo. A extinção ondulante é a microtextura de deformação dúctil comum a todas as rochas. Todavia, feições tipo subgrãos foram encontrados somente nas rochas da Serra do Tapa e Juarina, e subordinadamente em Arapoema/Pau D'Arco.

A região de Juarina foi a área que mais sofreu deformação e isso é evidenciado pela abundância de cristais com microfraturas intragranulares, extinção ondulantes, feições do tipo subgrãos e por apresentar geminações de deformação em carbonatos, foliação incipiente acarretada pela orientação preferencial dos cristais de actinolita e por ser a única que apresenta vestígios de processos atuantes de recristalização dinâmica, caracterizada pela formação de cristais individualizados a partir da rotação de subgrãos.

Veios de diferentes composições foram encontrados nos metabasaltos de todas as áreas. Os mais comuns são veios de carbonato, quartzo e epidoto; de plagioclásio, epidoto e clorita e veios monominerálicos de quartzo ou clorita. Sombras de pressão de clorita e quartzo foram encontradas cercando microporfiroblastos de magnetita na região de Juarina. Os

processos de formação de veios e sombras de pressão estão relacionados à reajuste de material por dissolução e precipitação durante a deformação.

Com a junção dos dados obtidos, foi possível confirmar a atuação do metamorfismo nas áreas-alvo. Estimou-se condições metamórficas na fácies xisto verde inferior, com temperaturas entre 250 e 300°C e pressão abaixo de 4 kb para as regiões da Serra do Tapa, Arapoema/Pau D'Arco e Araguacema; e na fácies xisto verde superior, com temperaturas de até 400°C e nas mesmas condições de pressão para a região de Juarina.

A partir dessas informações e através do mapa de distribuição dos metabasaltos estudados (Anexo B), nota-se o aumento do grau metamórfico dos mesmos de oeste para leste. Os dados mineralógicos e texturais/microestruturais corroboram essa interpretação. Rochas máficas sem transformações metamórficas só são observadas em Araguacema. Além disso, apenas em Araguacema e Serra do Tapa, as áreas que se encontram mais a oeste, são observados minerais reliquiares (Tabela 13). Adicionalmente, a deformação aumenta mais notoriamente nos metabasaltos que estão situados a leste, como os de Juarina.

Essa interpretação é também suportada pela literatura científica acerca do metamorfismo regional do Cinturão Araguaia, que aponta o aumento do grau metamórfico de oeste para leste (SILVA, 1980; GORAYEB; 1981). Gorayeb e Pamplona (2010) e Pamplona, Gorayeb e Rosemery (2010), através de estudos em rochas metapelíticas do Cinturão Araguaia, evidenciaram um metamorfismo de baixo grau com estimativas de temperatura abaixo de 300° C e pressões não superiores a 3 kb para as regiões de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia e Serra do Tapa-Pontão, ao oeste, e metamorfismo na fácies anfibolito médio na região de Xambioá-Araguanã, extremo leste do Cinturão Araguaia.

Dessa forma, conclui-se que os metabasaltos das quatro áreas-alvo foram transformados pelo metamorfismo regional que afetou o Cinturão Araguaia, uma vez que as variações na mineralogia primária, nas paragêneses metamórficas e nas texturas/microtexturas são condizentes com a progressão do metamorfismo no cinturão. Dentro desse contexto, a presença de veios e sombras de pressão nos metabasaltos são outro indicativo do metamorfismo regional, visto que eles são produtos da deformação e consequente mobilização de componentes durante os eventos do mesmo.

9 REFERÊNCIAS

- ABREU, F.A.M. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, Recife, v.2, p.539-545, 1978.
- ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia 4, Belém, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia–Núcleo Norte, 1–4, 1994.
- ALMEIDA, F. F. M. Sistema tectônico marginal do Cráton Guaporé. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 4: 11-17p, 1974.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. *Brazilian structural provinces: an introduction*. Earth Sci. Rev. 17, 1–29, 1981.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. *Paraguay and Araguaia belts*. In: U.G. CORDANI, E.J. MILANI, A. THOMAZ-FILHO, D.A. CAMPOS, (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 183-193, 2000.
- ALVES, C. L. Petrologia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá (TO). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.
- ARCANJO, S.H.S. Evolução Geológica das sequências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p, 2002.
- ARCANJO, S.H.S.; ABREU, F.A.M.; MOURA, C.A.V. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, 43(3): 501-514, 2013.
- ARCANJO, S.H.S; MOURA, C.A.V. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4):665-670, 2000.
- BARREIRA, C.F.; DARDENNE, M.A. Sequência vulcano-sedimentar do Rio do Coco. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Atas, p. 241-264, 1981.
- BARROS, L.D. Os basaltos de fundo oceânico e rochas associadas da Região Sul da Serra do Tapa – Cinturão Araguaia, sudeste do Pará. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 87 p, 2013.

- BARROS, L.D. Caracterização geológica da suíte ofiolítica Serra do Tapa, SE do Pará – Cinturão Araguaia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 111 p, 2015.
- BERBERT, C.O. Geologia geral dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. In: SBG/NCO, Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 1:24, 1970.
- BEST, M.G. *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Science, v.2, 485 p, 1995.
- BUCHER, K; GRAPES, R. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 428 p, 2011.
- COLEMAN, R.G. *Ophiolites*. New York, Springer-Verlag, 220 p, 1977.
- COSTA, J.B.S. Estratigrafia da região de Colmeia. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 31, Camboriú, Anais, 2:720-728, 1980.
- COSTA, J.B.S. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro norte de Goiás. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 209 p, 1985
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; BERMEGUY, R.L.; GAMA, JR. T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. Projeto Paraíso do Norte. Belém, UFPA, Conv. CVRD. 125 p, 1983.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: G. Allen & Unwin, 1979.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P.S.S.; SANTOS, M.D. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da Faixa de Dobramentos Araguaia. In: I Congresso Latino-americano de Geologia, Belém,v.1, p.1-19, 1988.
- DEER, W.A.; HOWIE; R.A.; ZUSSMAN, Y. *Minerais Constituintes das Rochas: Uma Introdução*. Editora Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, Portugal, 1ª Edição, 358 p, 1966.
- DILEK, Y.; FURKES, H. *Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere*. GSA Bulletin, v. 123, no. 3/4, p. 387–411, 2011.
- FETTES, D. & DESMONS, J. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press; 1st edition, 2008.
- FOSSEN, H. *Structural Geology*. Cambridge University Press, 463 p, 2010.
- GORAYEB, P.S.S. Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 100 p, 1981.

- GORAYEB, P.S.S. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional – TO. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 258 p, 1996.
- GORAYEB, P.S.S. Corpos serpentínicos da faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás). *Revista Brasileira de Geociências*, 1, 29:51-62, 1989.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; ABREU, F.A.M. Geologia do Parque Martínrios-Andorinhas e região adjacente. In: P.S.S. Gorayeb (Ed.). *Parque Martínrios-Andorinhas: conhecimento, história e preservação*. Belém, EDUFPA, p. 50-75, 2008.
- GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V.; CALADO, W.M. Idades paleoproterozoicas em zircão dos pillows basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) – Município de Sapucaia (PA). In: *Simpósio de Geologia da Amazônia 4*, Belém, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia–Núcleo Norte, CD-ROM, 2002.
- GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V.; CALADO, W.M. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia 42*, Araxá, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM, 2004.
- GORAYEB, P.S.S.; PAMPLONA, L.J.P. O metamorfismo de baixo grau da porção oeste do Cinturão Araguaia: Região de Araguacema-Conceição do Araguaia e Serra do Tapa. In: *Congresso Brasileiro de Geologia, 45*, Belém, Anais, CD-ROM, 2010.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Tocantins. In: HASUI, Y; CARNEIRO, C.D.R; ALMEIDA, F.F.M; BARTORELLI, A. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Ed. Beca, p. 289-330, 2012.
- HASUI, Y; ABREU, F.A.M; SILVA, J.M.R. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim IG-USP*, São Paulo, v. 8, p. 107-117, dez. 1977.
- HASUI, Y; COSTA; J.B.S.; ABREU, F.A.M. Província Tocantins. In: HASUI, Y; ALMEIDA; F.F.M. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher. p. 187-204, 1984.
- JAMES, H.L. *Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan*. *Geological Society of America Bulletin*, v. 66, p. 1455–1488, 1955.
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, B.; ALBUQUERQUE, C.A. *Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): remnants of a poorly involved crust?*. *J. South Amer. Earth Sci.*, v.20. p. 211-230, 2005.

- LE MAITRE, R.W. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236p, 2002.
- MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, p. 54-58, 1993.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E. *Evidence of Brasiliano/Panafrican Deformation in the Araguaia Belt: Implications for Gondwana Evolution*. Revista Brasileira de Geociências: 23(2), p. 117-123, 1993a.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E. *Zircon Ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, North - Central Brazil*. In: Cong. Bras. Geol., 4., Bol. Res. Exp., p. 232-234, 1993b.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E. *Geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Tocantins-Brazil*. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38, Anais, 2, p. 240-241, 1994.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E. *Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil*. Basement Tectonics, 13:155-178, 1999.
- MOURA, C.A.V.; SOUZA, S.H.P. Síntese dos dados Geocronológicos das rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia e suas Implicações Estratigráficas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Anais, 6, p. 31-34, 1996.
- MIYAGAWA, L.J.P.P. Geologia, petrografia e geoquímica da suíte ofiolítica Araguacema – Cinturão Araguaia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 131 p, 2012.
- MIYAGAWA, L.J.P.P.; GORAYEB, P.S.S. Basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho: registros de fundo oceânico na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia. Revista do Instituto de Geociências – USP: São Paulo, v. 13, n. 4, p. 111-124, 2013.
- PAIXÃO, M.A.P. Complexo Ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília, Brasília, 300 p, 2009.
- PAIXÃO M. A. P.; NILSON A. A. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (eds). Contribuições à Geologia da Amazônia, 3: 85–103, 2002.
- PAIXÃO, M.A.P.; NILSON, A.A.; DANTAS, E.L. *The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa*. p297-318. Geological Society, London, Special Publications, v. 294, 2008.

- PAIXÃO, M. A. P.; NILSON, A. A.; DANTAS, E.; GIÓIA, S. Corpos ofiolíticos da Faixa Araguaia e suas implicações tectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia 41, João Pessoa, Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, 326, 2002.
- PAMPLONA, L.J.P.; GORAYEB, P.S.S; NASCIMENTO, R.S. O metamorfismo no extremo leste do Cinturão Araguaia, região de Xambioá-Araguanã. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, Anais, CD-ROM, 2010.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R.A.J. *Microtectonics*. Ed. Springer Verlag, Berlin, 1-95 p, 1996.
- SILVA, J.M.R. Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 50 p, 1980.
- SILVA NETO, J.J.A. Caracterização geológica das suítes ofiolíticas da região de Juarina-Arapoema-Pau D'Arco, Cinturão Araguaia, NW do Tocantins. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 86 p, 2014.
- SPEAR, F.S. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Monograph. Mineralogical Society of America; 2nd edition, 1994.
- VERNON, R.H.; CLARKE, G.L. *Principles of metamorphic petrology*. Cambridge University Press; 1st edition, 2008
- YARDLEY, B.W.D. Introdução à petrologia metamórfica. Ed. Universidade de Brasília, v.2, 3: 146 p, 2004.
- WINTER, J.D. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Pearson Prentice Hall, New Jersey, 2nd ed, 702 p, 2010.

ANEXOS

Anexo A - Listagem das amostras de mãos e lâminas delgadas catalogadas referentes as áreas-alvo da Serra do Tapa, Arapoema/Pau D'Arco, Juarina e Araguacema.

SERRA DO TAPA			
Sigla	Coordenadas	Petrografia	MEV
LSTP-10	691927/9237635	SAM	
LSTP-13	692371/9229265	SAM	
LSTP-16	679812/9209669	SAM	
STP-03	678813/9209506	X	
STP-04	679796/9209688	X	
STP-04A	679796/9209688	X	X
SAPUC-01	679788/9209657	X	
ST-23	691848/9238074	SAM	
ST-31	679977/9209815	SAM	
ST-36	687455/9229747	X	X
ARAPOEMA/PAU D'ARCO			
Sigla	Coordenadas	Petrografia	MEV
2010/PD-02	692063/9164393	SAM	
2010/PD-03	692028/9164352	SAM	
2010/PD-04	691937/9164335	X	
2010/PD-05	691670/9169212	X	
2010/PD-06-A	691772/9164368	X	X
2010/PD-06-B	691772/9164368	X	
2010/PD-07	691858/9164397	SAM	
2010/PD-08	691546/9164158	SAM	
2010/PD-14	718270/9151750	SAM	
2010/PD-19	711591/9153774	SAM	
2010/PD-21	710286/9152355	SAM	
JUARINA			
Sigla	Coordenadas	Petrografia	MEV
2010/JU-02	706611/9105751	SAM	
2010/JU-03	706371/9105459	X	
2010/JU-04	706314/9105463	SAM	
2010/JU-05	706309/9105435	SAM	
2010/JU-07	706187/9107595	X	X
2010/JU-08	706123/9107272	SAM	
2010/LP-14	706554/9105768	X	X
2010/LP-15	706242/9105850	X	

(Continuação do Anexo A)

ARAGUACEMA			
Sigla	Coordenadas	Petrografia	MEV
MA-01-A	666766/9025791	SAM	
MA-01-B	666766/9025791	SAM	
MA-03	666766/9025791	SAM	
MA-04	666766/9025791	SAM	
MA-05	666766/9025791	SAM	
2005/ARG-4-A	666766/9025791	SAM	
2005/ARG-4-B	666766/9025791	SAM	
2005/ARG-4-C-I	666766/9025791	SAM	
2005/ARG-4-C-II	666766/9025791	SAM	
2007/ARG-PA	666766/9025791	SAM	
2007/ARG-08-D	666766/9025794	SAM	
2007/ARG-08-E	666766/9025795	SAM	
2007/ARG-08-F	666766/9025796	SAM	
2007/ARG-08-G	666766/9025797	SAM	
2007/ARG-08-H	666766/9025798	SAM	
2007/ARG-08-I	666766/9025799	SAM	
2007/ARG-10	666766/9025791	SAM	
2010/LP-08-A1	666799/9025860	X	
2010/LP-08-A2	666799/9025860	X	X
2010/LP-08-B1	666799/9025860	X	X
2010/LP-08-C-I	666799/9025860	X	

Legenda:

X - Amostra de mão e lâmina.

SAM - Somente amostra de mão.

Referência das coletas de amostras:

Sigla LSTP – Dissertação de mestrado de Luísa Barros;

Sigla STP e SAPUC - Trabalhos de TCC de Luísa Barros;

Sigla ST e MA – Coletada por Paulo Gorayeb;

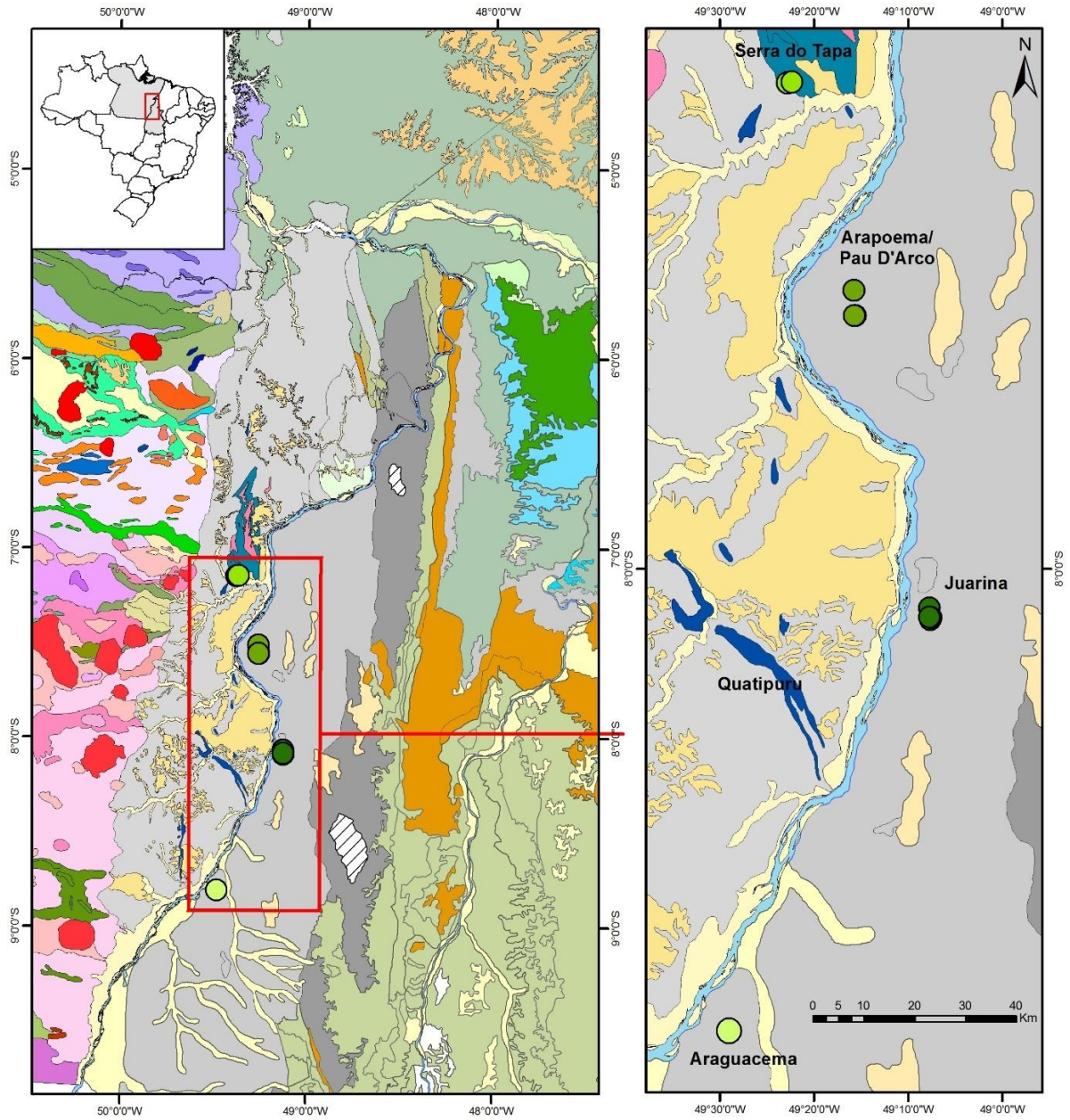
Sigla PD e JU – Trabalhos de IC e TCC de Juvenal Neto.

Sigla ARG - Trabalhos de IC e TCC de Vanessa Cruz;

Sigla LP – Dissertação de mestrado de Luciana Miyagawa.

Anexo B – Mapa de distribuição dos metabasaltos.

MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DOS METABASALTOS



Legenda

- Rio Araguaia
- Unidades aflorantes próximas às áreas-alvo**
- Depósitos Aluvionares
- Grupo Tocantins
- Formação Rio das Barreiras
- Grupo Estrondo
- Granodiorito Rio Maria
- Corpos máfico-ultramáficos

Símbolos

- Metabasaltos de Araguacema
- Metabasaltos da Serra do Tapa
- Metabasaltos de Arapoema/Pau D'Arco
- Metabasaltos de Juarina

DATUM: SAD69 UTM Zone 22S.

FONTE: Elaborado pelo autor a partir de dados vetoriais do banco de dados GEOBANK (<http://geobank.cprm.gov.br/>) da CPRM - Serviço Geológico do Brasil e do banco de dados da Secretaria do Orçamento e Planejamento (<http://seplan.to.gov.br/>), órgão do Governo de Tocantins.