



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

LUISA DIAS BARROS

**OS BASALTOS DE FUNDO OCEÂNICO E ROCHAS ASSOCIADAS DA REGIÃO
SUL DA SERRA DO TAPA - CINTURÃO ARAGUAIA, SUDESTE DO PARÁ**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM

ABRIL – 2013

LUISA DIAS BARROS

**OS BASALTOS DE FUNDO OCEÂNICO E ROCHAS ASSOCIADAS DA
REGIÃO SUL DA SERRA DO TAPA - CINTURÃO ARAGUAIA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências
da Universidade Federal do Pará, para obtenção do
grau de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa
Gorayeb.

BELÉM

2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

B277b Barros, Luisa Dias

Os basaltos de fundo oceânico e rochas associadas da Região sul da Serra do Tapa - Cinturão Araguaia, sudeste do Pará / Luisa Dias Barros; Orientador: Paulo Sergio de Sousa Gorayeb – 2013

86 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.

1. Basaltos almofadados. 2. Rochas sedimentares químicas 3. Petrologia. 4. Ofiolito. 5. Serra do Tapa (PA). 6. Cinturão Araguaia (PA). I. Gorayeb, Paulo Sergio de Sousa, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 552.26098115

OS BASALTOS DE FUNDO OCEÂNICO E ROCHAS ASSOCIADAS DA
REGIÃO SUL DA SERRA DO TAPA - CINTURÃO ARAGUAIA


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

Autora: Luísa Dias Barros

Data da aprovação: 10 / 04 / 13

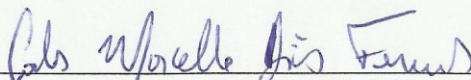
Conceito: Excelente

Banca Examinadora:



Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (Orientador)
Doutor em Geoquímica e Petrologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Dr. Albano da Silva Leite (Membro)
Doutor em Geoquímica e Petrologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Dr. Carlos Marcelo Dias Fernandes
Universidade Federal do Pará

*Dedico este trabalho aos meus pais, Aurea e Rodolfo,
pelo incentivo e encorajamento e aos meus irmãos
Juan e Diego, pelo apoio.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por me guiar e me dar forças para enfrentar os obstáculos e momentos difíceis enfrentados ao longo da minha vida.

Aos meus pais e irmãos, e a toda a minha família que contribuíram para minha formação me incentivando sempre.

A realização deste trabalho também foi possível graças à colaboração, direta ou indiretamente, de várias pessoas e instituições. A estas deixo aqui meus sinceros agradecimentos, em especial:

- Ao meu Orientador Prof. Paulo Gorayeb, pela oportunidade, ensinamentos, apoio e discussões geológicas que muito enriqueceram este trabalho;

- Ao projeto *Instituto de Geociências da Amazônia* – GEOCIAM/CNPq-FAPESPA pelo suporte financeiro ao desenvolvimento deste trabalho;

- À todos os funcionários do Instituto de Geociências (IG/UFGA), em especial ao técnico Afonso Quaresma pelo apoio durante o desenvolvimento das atividades de campo;

- Aos técnicos dos laboratórios de Imagens do Trópico Úmido (LAIT), de Difração e Fluorescência de Raios-X e ao de Microscopia Eletrônica de Varredura (LabMev);

- Ao Bruno Portugal pela amizade e apoio durante a campanha de campo deste trabalho;

- Aos amigos do grupo de pesquisa “Petrologia e Evolução Crustal” – GPEC (Luciana Miygawa, Bruno Pinheiro, Alessandra Dutra, Juvenal Silva Neto, Bruna Nogueira, Vanessa Pinheiro e Arthur Aragão);

- Aos meus queridos amigos Juvenal Silva Neto, Rafael Estumano, Bruna Nogueira, Ingrid Viana, Rachel Bezerra, Paulo “Pop” Rodrigues, Gabi Okada, e Joana Queiroz. E aos amigos da turma de geologia 2008 pelos momentos divertidos e sofridos compartilhados (Chafic, Thiago, Karen, Luizinho, Papi, Maurição, Marília, Lucas, Carla Braga, Carla Batista, Arlete, Edson, Cláudia, Thamires, Felipe, Flora, Iara, Raphael, Aldemir, Caio, João Victor, José e Lana);

- Ao meu namorado Carlos Alberto pela amizade, amor, companheirismo, dedicação, atenção, compreensão e extrema paciência.

*“Aprender é a única coisa de que a mente nunca se cansa,
nunca tem medo e nunca se arrepende.”*

(Leonardo da Vinci)

RESUMO

No norte do Cinturão Araguaia, na região conhecida como Serra Tapa, nos municípios de Sapucaia e Xinguara, sudeste do Estado do Pará próximo à divisa com o Estado do Tocantins, estão expostos um dos maiores corpos mafico-ultramáficos alongados na direção N-S, que compreende fragmentos preservados da litosfera oceânica do Neoproterozoico do Cinturão Araguaia. A Associação Serra do Tapa é constituída por um conjunto de rochas que compreendem metabasaltos com marcantes estruturas em almofadas, associados com formações ferríferas bandadas, metacherts, silixitos ricos em hematita e/ou magnetita além de metaperidotitos/dunitos serpentinizados, embutidos tectonicamente nas rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, pertencentes ao Grupo Tocantins. A associação dessas rochas é mundialmente interpretada como representação de assoalhos oceânicos e porções do manto superior, denominados de ofiolitos. A partir da descoberta desses corpos no Cinturão Araguaia, a pesquisa abordou quatro ocorrências de metabasaltos almofadados com rochas metassedimentares químicas associadas. Os metabasaltos exibem estruturas em almofadas e apresentam algumas variações tipológicas aqui descritas. Trata-se de um conjunto de derrames com frentes de extravasamento de lavas em ambiente de fundo oceânico, em que posteriormente foram deformadas, transformadas em baixo grau metamórfico, que ainda preserva suas características magmáticas originais. Os basaltos almofadados apresentam um zoneamento, em que o núcleo é definido por um basalto maciço de cor marrom esverdeado, afanítico, com textura intersertal composta essencialmente por cristais ripiformes de plagioclásio, clinopiroxênio e vidro vulcânico. Basaltos hipovítreos ocupam a zona de borda de cor verde amarelada, afaníticos e apresentam texturas de resfriamento ultrarrápido como esferulitos, cristais aciculares e radiais de plagioclásio, além de texturas tipo “rabo de andorinha” e seções ocas destes cristais. Os hialoclastitos, nas zonas mais externas, representam brechas de superfícies de derrames basálticos. Finalmente, vidros basálticos constituem a superfície dos derrames (zona interalmofada) de cor verde escura. Essas rochas ocorrem como camadas e corpos alongados preferencialmente na direção NE-SW com mergulhos suaves para ESE. Os basaltos estão fracamente metamorfisados e a paragênese ($Ab + Act + Cl + Ep \pm Stp$) foi estabilizada em condições da fácies xisto-verde. Estudos mineralógicos complementares de difração de raios-X e MEV foram feitos a fim de caracterizar melhor os minerais constituintes dessas rochas. As formações ferríferas bandadas, caracterizadas como jaspilitos e cherts correspondem à unidade sedimentar química de ambiente oceânico marinho profundo, constituindo a porção superior desta suíte ofiolítica e

apresentam porções recristalizadas indicando, também, que foram metamorfisadas. Estas rochas ainda preservam suas estruturas sedimentares primárias como bandamento e laminações plano-paralelas compostas por jaspe ou chert e hematita. Os estudos petrográficos, geoquímica dos basaltos e uso de diagramas geoquímicos revelam a natureza dessas rochas que permitem interpretar como um magmatismo oceânico tipo N-MORB. Considerando os dados de campo, petrográficos, litoquímica e o conhecimento acumulado na literatura sobre estes corpos conclui-se que estes basaltos em associação com peridotitos serpentinizados, jaspilitos e cherts representam frações de uma litosfera oceânica antiga representando um ambiente de fundo oceânico onde se desenvolveu um vulcanismo exalativo e extrusões submarinas de um magma basáltico toleítico durante o estágio inicial de oceanização da Bacia Araguaia, durante o Neoproterozoico. Posteriormente foi obductada e fracamente metamorfisada durante processos de inversão do Cinturão Araguaia, ao longo de zonas de cavalgamento com transporte em direção ao Cráton Amazônico.

Palavras-chave: Basaltos almofadados. Rochas sedimentares químicas. Ofiolito. Petrologia. Serra do Tapa. Cinturão Araguaia.

ABSTRACT

In Northern Araguaia Belt, in the region known as Serra do Tapa, in the municipalities of Sapucaia and Xinguara, southeast of Pará near the boundary with the state of Tocantins, are exposed one of the largest bodies elongated on N-S direction, and the best preserved lithosphere oceanic fragments of the Neoproterozoic in the Araguaia Belt. The Serra do Tapa Association is consist of a set of rocks that include metabasalts with remarkable pillow structure associated with banded iron formations, metacherts, silicites rich in hematite and / or magnetite plus metaperidotites/serpentinized dunites, tectonically setted in metasedimentary rocks of low-grade metamorphism of the Tocantins Group. The association of these rocks is interpreted as fragments of ancient ocean floors and exposed portions of the upper mantle, called ophiolitic suits. On this view, the study approached four main bodies of pillow metabasalts and chemical metasedimentary associated rocks. The metabasalts exhibit pillow structures and also hyaloclastites, locally. These rocks consists of a series of strokes and lava front overflow on the seafloor environment, on which were subsequently deformed and metamorphosed, but still preserve their magmatic characteristics. These rocks present an internal zoning, in which the core is defined by a green massive basalt, aphanitic, intersertal texture consisting essentially of strip form plagioclases. hypovitreous Basalts of the edge zone of yellowish green color, aphanitic and with ultrafast cooling textures like spherulites, acicular and radial crystals of plagioclase, and also textures like shallow-tail and hollow sections of these crystals. The hyaloclastites represent surface breccias of basaltic flow. They occur in hypovitreous basalts of the dark green interpillow. These rocks define elongated bodies preferentially in the NS direction with gentle dips to ESE. The basalts are weakly metamorphosed and the mineral association stabilized in green schist facies (actinolite, chlorite, epidote, and albite stilpnomelane). Additional studies of X-ray diffraction and Scanning Electron Microscopy (SEM) were performed to better characterize the mineral constituents of these rocks. The banded iron formations, characterized as jaspilites and cherts correspond to the marine chemical sediments of deep ocean marine environment, constituting the upper portion of the ophiolitic sequences present strongly crystallized portions indicating that they were also metamorphosed. These rocks still preserve their sedimentary structures such as banding and plane-parallel laminations composed of jasper or chert and hematite. Litochemical analyzes, based on geochemical classification diagrams, reveal the nature of the metabasalts with subalkaline-tholeiitic signature of oceanic magmatism N-type MORB. Considering the field, petrographic, litochemical data and accumulated knowledge in the

literature about these bodies it was concluded that these basalts, jaspilites and cherts are fractions of an ancient oceanic lithosphere which represent an environment where seafloor volcanism developed a submarine exhalative volcanism and tholeiitic basaltic volcanism extrusions during the oceanization stage of the Araguaia basin, during the Neoproterozoic, which was later obducted and weakly metamorphosed during inversion processes of the Araguaia Belt, along overthrust belts with transport toward the Amazonian Craton.

Keywords: Pillow Basalt. Chemical metasedimentary rocks. Ophiolite. Petrology. Serra do Tapa. Araguaia Belt.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Imagem de satélite com indicação da área de estudo.....	18
Figura 2- Visão geral da morfologia da área.	19
Figura 3- Mapa geológico do Cinturão Araguaia.	24
Figura 4 - Quadro litoestratigráfico geral do Cinturão Araguaia e seu embasamento.	25
Figura 6 – Mapa geológico da região da Serra do Tapa com postos amostrados.....	34
Figura 7 - Aspectos dos afloramentos das rochas da Formação Couto Magalhães na área de estudo.....	36
Figura 8 - Feição geral dos basaltos maciços.	37
Figura 9 – Formas de ocorrência dos afloramentos de metabasaltos maciços	38
Figura 10 – Visão geral da pedreira na encosta de um morro onde ocorrem os basaltos almofadados formando.	39
Figura 11 – Frente de lavra da pedreira destacando os vários aspectos de campo das <i>pillow</i> lavas basálticas.	41
Figura 12 – Perfil das almofadas e zoneamento adjacente.....	42
Figura 13 - Corte da pedreira destacando zonas de cavalgamento.....	43
Figura 14 - Aspectos gerais da zona de brechas nas interfaces das almofadas.	44
Figura 15 – Aspectos de afloramento das formações ferríferas bandadas.	46
Figura 16 – Bandamento em metajaspilito com estruturas secundárias.....	47
Figura 17 – Aspectos gerais dos cherts.	48
Figura 18 – Aspectos texturais e mineralógicos dos metabasaltos maciços.....	52
Figura 19 – Feições texturais de resfriamento ultrarrápido dos plagioclásios dos basaltos maciços.	53
Figura 20 – Aspectos texturais e mineralógicos dos metabasaltos da zona de borda das almofadadas.	55
Figura 21 – Fotomicrografias destacando os aspectos texturais e mineralógicos dos basaltos da zona interalmofada	57
Figura 22 – Apresentação esquemática de um basalto almofadado, mostrando as diversas zonas.	58
Figura 24 –Fotomicrografia em luz polarizada dos metacherts.	60

Figura 23 – Aspectos gerais dos jaspilitos.....	61
Figura 25 - Difractogramas com os resultados de análises por difração de raios-X em basalto maciço.....	63
Figura 26 - Difractograma com o resultado das análises por difração de raio X da porção <i>interpillow</i>	64
Figura 27 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas obtidas por MEV.....	69
Figura 28 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV.....	70
Figura 29 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas obtidas por MEV.....	70
Figura 30 - Imagens de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV.....	71
Figura 31 - Diagramas de Hacker.....	77
Figura 32 - Diagrama TAS	78
Figura 33 - Diagrama AFM.....	78
Figura 34 - Diagrama de variação composicional.....	79
Figura 35 - Diagrama de variação composicional.....	79
Figura 36 - Diagramas de discriminação tectônica	80

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em albita.....	66
.....	66
Tabela 2 -Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em clorita	66
.....	66
Tabela 3 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em epídoto....	67
.....	67
Tabela 4 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em actinolita	67
.....	67
Tabela 5 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em calcopirita.	68
.....	68
Tabela 6 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV	68
Tabela 7 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV	69
Tabela 8 - Teores para elementos maiores e traços dos metabasaltos almofadados..	76

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	16
1.2	LOCALIZAÇÃO, VIAS DE ACESSO E FISIOGRAFIA DA ÁREA.....	17
1.3	ATIVIDADES E MÉTODOS DO TRABALHO	19
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	23
2.1	GENERALIDADES	23
2.2	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	25
2.2.1	UNIDADES DO EMBASAMENTO.....	26
2.2.2	UNIDADES DO CINTURÃO ARAGUAIA	27
2.2.3	ASSOCIAÇÃO MÁFICO-ULTRAMÁFICA.....	29
3	ASSOCIAÇÃO SERRA DO TAPA.....	30
4	GEOLOGIA DA ÁREA	33
4.1	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES.....	35
4.2	METABASALTOS DA ASSOCIAÇÃO SERRA DO TAPA	37
4.2.1	BASALTOS MACIÇOS	37
4.2.2	BASALTOS ALMOFADADOS.....	39
4.2.3	HIALOCLASTITOS.....	40
4.3	FORMAÇÕES FERRÍFERAS.....	45
4.4	METACHERTS	47
5	PETROGRAFIA.....	49
5.1	METABASALTOS.....	49
5.1.1	BASALTOS MACIÇOS	49
5.1.2	BASALTOS HIPOVÍTREOS DA ZONA DE BORDA DAS ALMOFADADAS.....	54
5.1.3	BASALTOS DA ZONA INTERALMOFADA	55
5.2	METAJASPILITOS	59

5.3	METACHERTS.....	60
6	ANÁLISES MINERALÓGICAS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X NOS METABASALTOS	62
6.1	ANÁLISE POR DRX NOS METABASALTOS	62
6.2	ANÁLISES POR DRX DA ZONA INTERALMOFADA.....	64
7	ANÁLISES DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA NOS METABASALTOS.....	65
8	TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICO/METASSOMÁTICAS	72
9	ESTUDOS GEOQUÍMICOS DOS METABASALTOS	74
9.1	GEOQUÍMICA DOS METABASALTOS	74
10	CONSIDERAÇÕES FINAIS	81
	REFERÊNCIAS	83

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozoico, na forma de uma larga faixa disposta na direção N-S, localizada no centro-norte do Brasil, composta por sequências de rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia, representado pelos grupos Tocantins e Estrondo, complexos de rochas máficas e/ou ultramáficas, formados predominantemente por peridotitos, serpentinitos, talco xistos, clorititos e metabasaltos por vezes associados a rochas sedimentares químicas. Todo o conjunto de rochas está metamorfisado com variação progressiva, de oeste para leste, desde a fácies xisto verde a anfíbolito médio.

A associação de rochas máficas, ultramáficas e rochas sedimentares químicas no Cinturão Araguaia são interpretadas como fragmentos de assoalhos oceânicos antigos e porções do manto superior expostos, caracterizando suítes ofiolíticas, as quais são fundamentais para a reconstrução da história evolutiva do Cinturão Araguaia. Esta associação de rochas tem sido objeto de pesquisas desenvolvidas pelo Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal, vinculado ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFA), que recentemente identificou novas ocorrências dessas rochas nas regiões de Arapoema, Pau D'Arco e Juarina (BARROS, 2012; SILVA NETO, 2011; 2012).

Os corpos Serra do Tapa e Quatipuru localizados no sudeste do Pará são os maiores conhecidos representando fragmentos da litosfera oceânica do Neoproterozoico no Cinturão Araguaia. No entanto, a grande maioria dos estudos realizados nessas rochas é superficial, esporádico, parcial e localizado. A carência de informações destes corpos está relacionada a vários fatores, particularmente: à falta de mapeamento em escala adequada, à dificuldade de acesso aos corpos, às transformações metamórficas e hidrotermais nelas impostas e à complexidade natural no estudo destes tipos de rochas.

Por essa razão, o presente trabalho de conclusão de curso foi escolhido na área a sul do corpo da Serra Tapa, localizado no sudeste do Estado do Pará. Tem como objetivo principal a caracterização petrográfica e geoquímica dos basaltos e rochas associadas e, com base nisto discutir os processos formadores dessas rochas no contexto da evolução do Cinturão Araguaia. Tal estudo visou à contribuição efetiva no conhecimento geológico desta unidade geotectônica.

1.2 LOCALIZAÇÃO, VIAS DE ACESSO E FISIOGRAFIA DA ÁREA

A área do presente estudo situa-se na região norte do País, na porção sudeste do Estado do Pará, próximo à divisa com o Estado do Tocantins. A área conhecida como Serra do Tapa fica inserida nos municípios de Sapucaia e Xinguara, e está compreendida em partes das folhas Xambioá (SB.22-Z-B) e Araguaína (SB.22-Z-D). A área consiste em um polígono, cujos vértices são delimitados pelas latitudes 6°52' S a 7°11' S e pelos meridianos 49°13' W a 49°31' W. A Serra do Tapa está localizada a aproximadamente 40 km a leste da cidade de Sapucaia (Figura 1).

O acesso para a área partindo-se de Belém pode ser feito pela BR-316 até a cidade de Santa Maria do Pará, tomando-se a BR-010 até a Cidade de Dom Eliseu, seguindo pela BR-222 passando por Rondon do Pará até Marabá em direção a Eldorado dos Carajás, pela BR-158, até Sapucaia e Xinguara. Outro acesso é feito utilizando-se balsa pelo Porto do Arapari de Belém até o Município de Barcarena onde por via terrestre toma-se a PA-151 e PA-252 até a cidade de Mojú, a partir daí segue-se na PA-457 até Tailândia, seguindo pela PA-150 passando por Marabá a partir daí o mesmo trajeto até Xinguara.

O acesso ao interior da área é feito por estradas vicinais não pavimentadas, que interligam várias fazendas da região.

O relevo apresenta superfícies pediplanadas, recobertas por depósitos superficiais com áreas dissecadas em colinas com topo convexo que constituem a maior porção da área, além da Serra do Tapa, na porção central da área, que apresenta um relevo montanhoso com altitudes máximas de 500 m, caracterizado, na área, pelo maciço Serra do Tapa que se apresenta dissecado em ravinas e cristas orientadas N-S. Este tipo de relevo é sustentado por rochas mafico-ultramáficas lateritizadas e silexitos (Figura 2).

Figura 1 – Imagem de satélite com indicação da área de estudo.

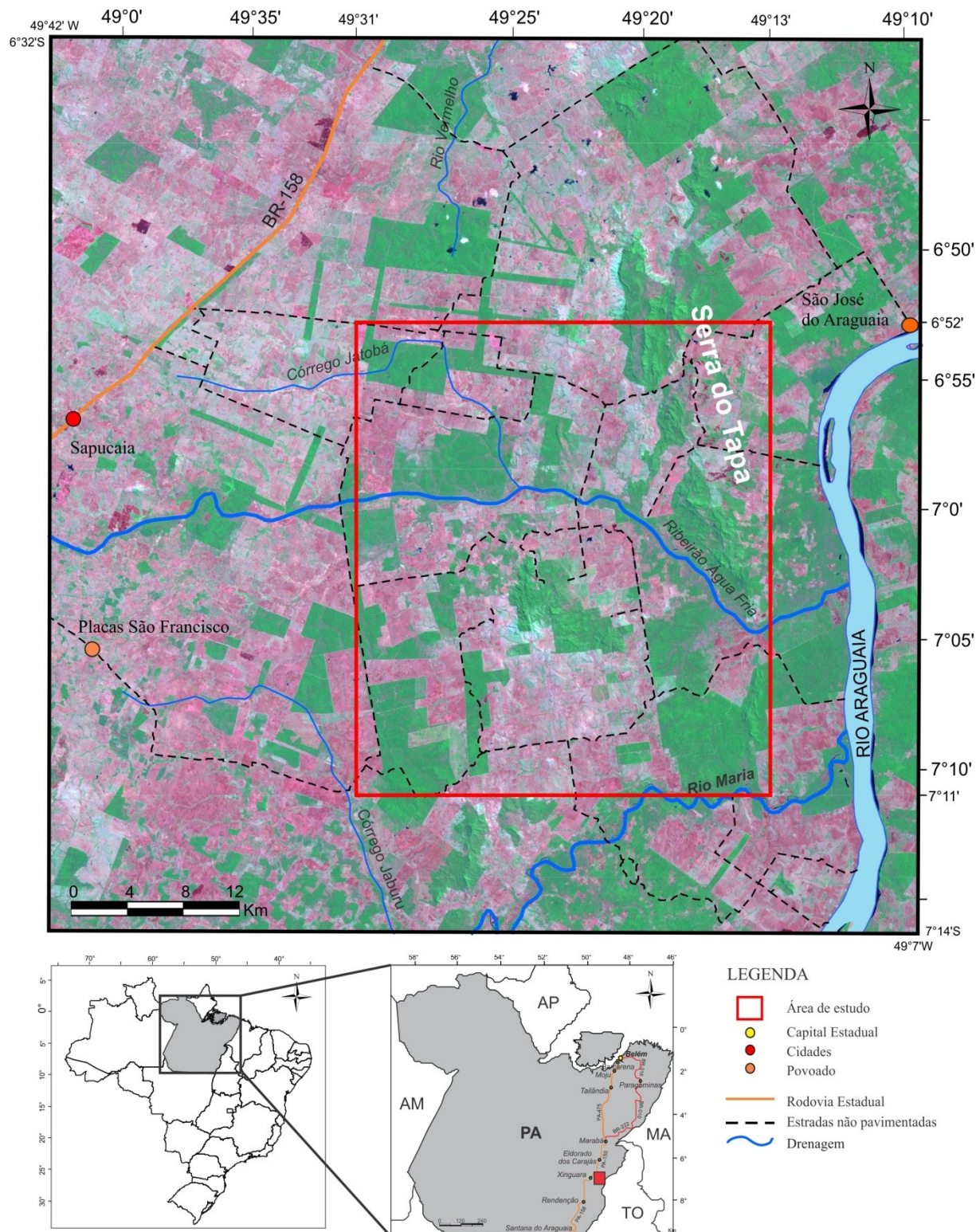
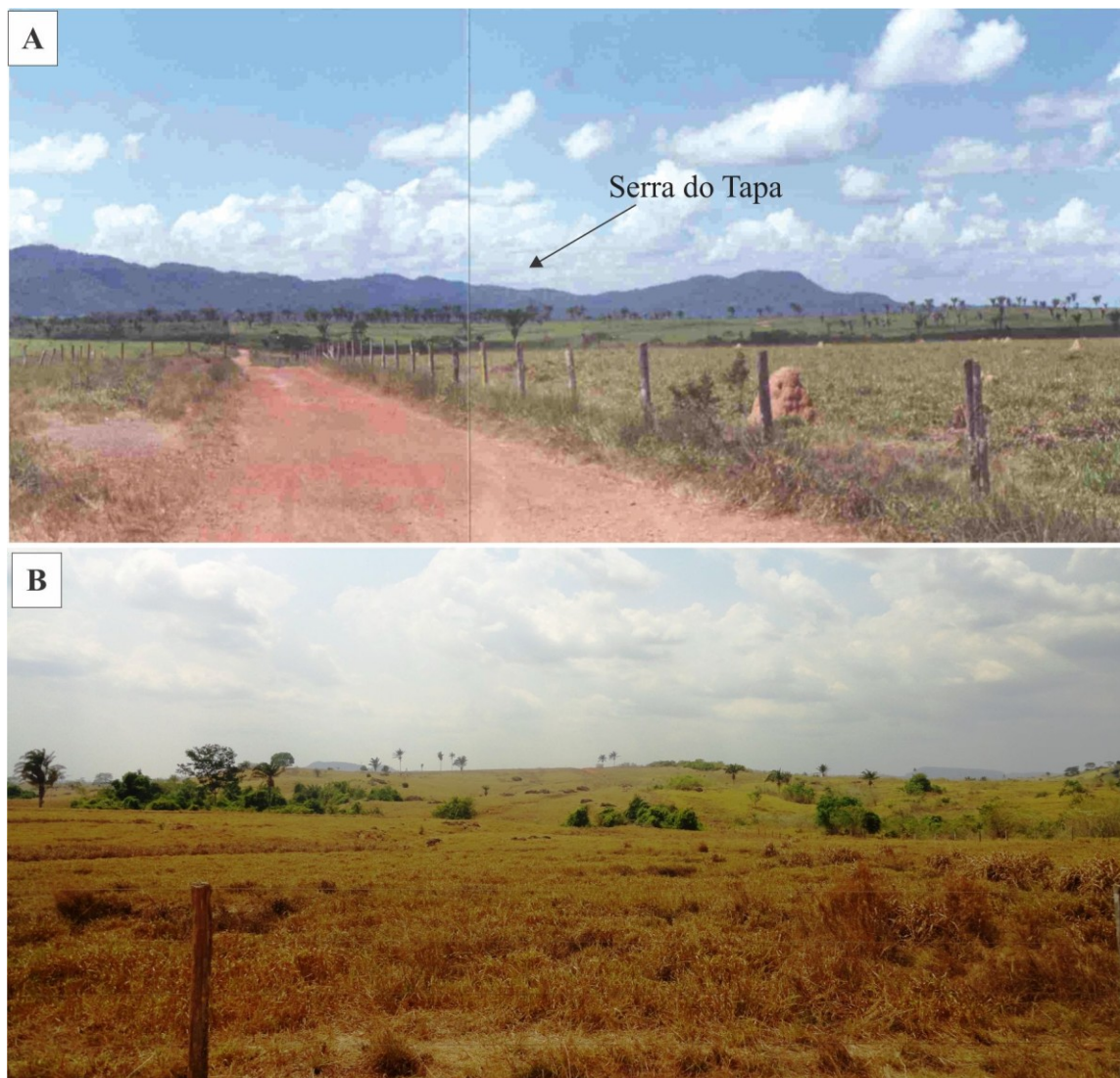


Figura 2- Visão geral da morfologia da área: A) Visão de oeste para leste na porção oeste da Serra do Tapa com distribuição submeridiana, interplantada no relevo pediplanar formado pelas rochas encaixantes; B) Relevo colinoso suave de formas dissecadas com topo convexo, em que afloram os basaltos.



1.3 ATIVIDADES E MÉTODOS DO TRABALHO

As atividades desenvolvidas no decorrer deste trabalho incluíram pesquisa bibliográfica, compilação de documentos cartográficos da região que compreende a Serra do Tapa, interpretações de produtos de sensores, elaboração de mapas, expedições ao campo e estudos laboratoriais.

A pesquisa bibliográfica consistiu na leitura de trabalhos que versam sobre a geologia geral do Cinturão Araguaia e seu embasamento adjacente, incluindo relatórios de projetos, dissertações, teses e artigos científicos de vários periódicos com ênfase nas rochas máficas e ultramáficas; e maior detalhe na geologia da região enfocada. Além disso, foi aprofundada a

leitura sobre suítes ofiolíticas, bem como a literatura específica sobre esses tipos de rochas em livros e periódicos internacionais. Em seguida, foram consultados livros textos relacionados aos conceitos e procedimentos sobre petrologia, geoquímica e Microscopia eletrônica de varredura.

A compilação de documentos cartográficos somados a análise e interpretação de produtos de sensoriamento remoto utilizando imagens de satélite LANDSAT-7 ETM+, com resolução espacial de 14,25 m, do ano de 2008, Geocouver 2000 e modelos digitais de elevação da SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), foram ferramentas para melhoria da cartografia geológica e delimitação dos corpos de interesse ao trabalho. Para isso foram utilizados os *softwares* ArcGis 9.3, *Global Mapper* 12.0 e *Google Earth*, no Laboratório de Imagens do Trópico Úmido (LAIT) do Instituto de Geociências/UFPA, além do *Corel Draw* X5. O *datum* utilizado foi WGS84.

A expedição ao campo foi realizada no período de 19 a 23 de setembro de 2012, em que se fez o reconhecimento da área e em seguida a visita a afloramentos chaves, com auxílio de GPS (*Global Position System*) utilizando o *datum* WGS84, o *software* *TrackMaker* e materiais necessários para o campo como mapas, martelo de geólogo, marreta, sacos plásticos, bússola, caderneta, laptop, etc. Além do uso da perfuratriz para amostragem. Priorizou-se o reconhecimento das rochas máficas e algumas medidas estruturais foram feitas para o posicionamento espacial e estratigráfico. Cinco pontos estratégicos foram feitos em pedreiras e lajedos. Dentre estes, os pontos foram descritos e amostrados, devidamente fotografados, coletando-se amostras para análises petrográficas, e em que foram detalhadas as observações, e litoquímicas.

Os estudos laboratoriais constaram primeiramente na descrição macroscópica das amostras de mão de basaltos, formação ferrífera bandada, *chert* e outras rochas encaixantes. Para a descrição microscópica foram confeccionadas 20 lâminas polidas na Oficina de Laminação do IG-UFPA. A análise petrográfica foi feita em microscópio petrográfico de luz transmitida no Laboratório de Petrografia (IG-UFPA) objetivando a caracterização do conteúdo mineralógico e classificação dos litotipos, bem como análise textural. Tal estudo permitiu a interpretação dos processos magmáticos originais e das transformações metamórficas e deformacionais. Para o apoio aos estudos foram utilizadas as bases bibliográficas de Le Maitre (2002), Wilson (1989), McPhie *et al.* (1993), Rollinson (1993), Yardley (2004), Gill (2010) e Deer *et al.* (1966), Cox *et al.* (1979).

A petrografia foi complementada com análises mineralógicas e químicas semiquantitativas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura – LABMEV do IG-UFPA e constaram na obtenção de imagens de elétrons retroespalhados e análises químicas semiquantitativas por EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*) de minerais previamente selecionados. Para isto foram utilizadas 4 lâminas polidas devidamente metalizadas para se evitar possíveis anomalias no resultado.

Análises por difração de raios-X (DRX) realizadas no Laboratório de DRX do IG/UFPA complementaram a identificação mineralógica dos litotipos. Foram analisadas 6 amostras de basaltos. A preparação das amostras foi baseada no método do pó, utilizando-se um gral de ágata, pistilo, estiletes e álcool etílico no processo de pulverização e posteriormente a escolha do tipo de porta amostra. Para as análises foi utilizado o Difratorômetro *X'Pert MPD-PRO Panalytical*, equipado com ânodo de cobalto e a varredura foi realizada no intervalo de exposição de 5° a 75° (2 θ). Os dados foram tratados em modo digital utilizando os softwares *X'Pert* dados coletor e *X'Pert High Score*.

Para os estudos geoquímicos foram utilizadas 4 amostras de basalto, que incluiu análises de elementos maiores e traços. Destas, 3 amostras de basaltos são provenientes do acervo do grupo de pesquisa realizadas na área. A preparação das amostras para estudos geoquímicos envolveu os seguintes passos:

- Seleção das amostras no campo, respeitando critérios de qualidade física e situação geológica, visando minimizar ao máximo a contaminação laboratorial, evitando-se amostras intemperizadas e/ou próximas de veios, falhas e zonas de alteração. A fragmentação inicial foi realizada *in situ* onde foram coletados cerca de 2 kg de amostra;
- Britagem das amostras no britador de mandíbula fixa e móvel na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG/UFPA e moagem no equipamento *sheatterbox* para reduzir a uma granulação areia fina;
- Quarteamento das amostras no quarteador mecânico de aço inox do Laboratório de Sedimentologia;
- Homogeneização e pulverização do quarto selecionado no moinho de ágata do Laboratório de Sedimentologia do IG/UFPA, até se atingir as condições granulométricas adequadas para análise laboratorial;

- Homogeneização e quarteamento pelo método de quadriculamento em cartolina;
- Separação de uma alíquota de cada amostra e encaminhamento das mesmas para análise no laboratório de Fluorescência por Raios-X do IG-UFPA;
- Procedimentos laboratoriais de análise do valor da Perda ao Fogo (PF) das amostras selecionadas; procedimento realizado no Laboratório de Análises Químicas do IG/UFPA;
- Separação de uma alíquota de cada amostra e encaminhamento das mesmas para a análise química.

A determinação da composição química das amostras selecionadas foi realizada por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X, utilizando espectrômetro WDS sequencial, modelo *Axios Minerals* da marca *PANalytical*, com tubo de raios-X cerâmico, anodo de ródio (Rh) e máximo nível de potência 2,4 KW.

As amostras foram analisadas em dois modos de preparação: disco Fundido: 1g de amostra + 6g de fundente (Tetraborato de Lítio – $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$), mistura fundida a 1000°C por 10 min e pastilha Prensada: 3g de amostra + 0,9g de aglomerante (cera de parafina), mistura prensada com uma carga de 20 toneladas.

As aquisições e tratamento dos dados foram realizados através do *software Super Manager da PANalytical*. Os teores dos elementos maiores e menores foram medidos por *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry (ICP-ES)*.

Os resultados foram importantes para determinar as assinaturas geoquímicas, a natureza do magmatismo e realizar considerações sobre a petrogênese das rochas estudadas. O tratamento dos dados geoquímicos foi feito em planilhas eletrônicas do *software Excel 2007* e a organização das mesmas foi realizada no programa GCDkit 2.2 (R 2.4.1). A interpretação das análises geoquímicas seguiu a metodologia descrita por Rollinson (1993), Wilson (1989) e Gill (2010).

Ao final, foram elaborados diagramas discriminantes de variação e de correlação de elementos para os dados geoquímicos obtidos, com o objetivo de definir a natureza deste magmatismo e do ambiente tectônico, bem como a caracterização dos processos petrogenéticos.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

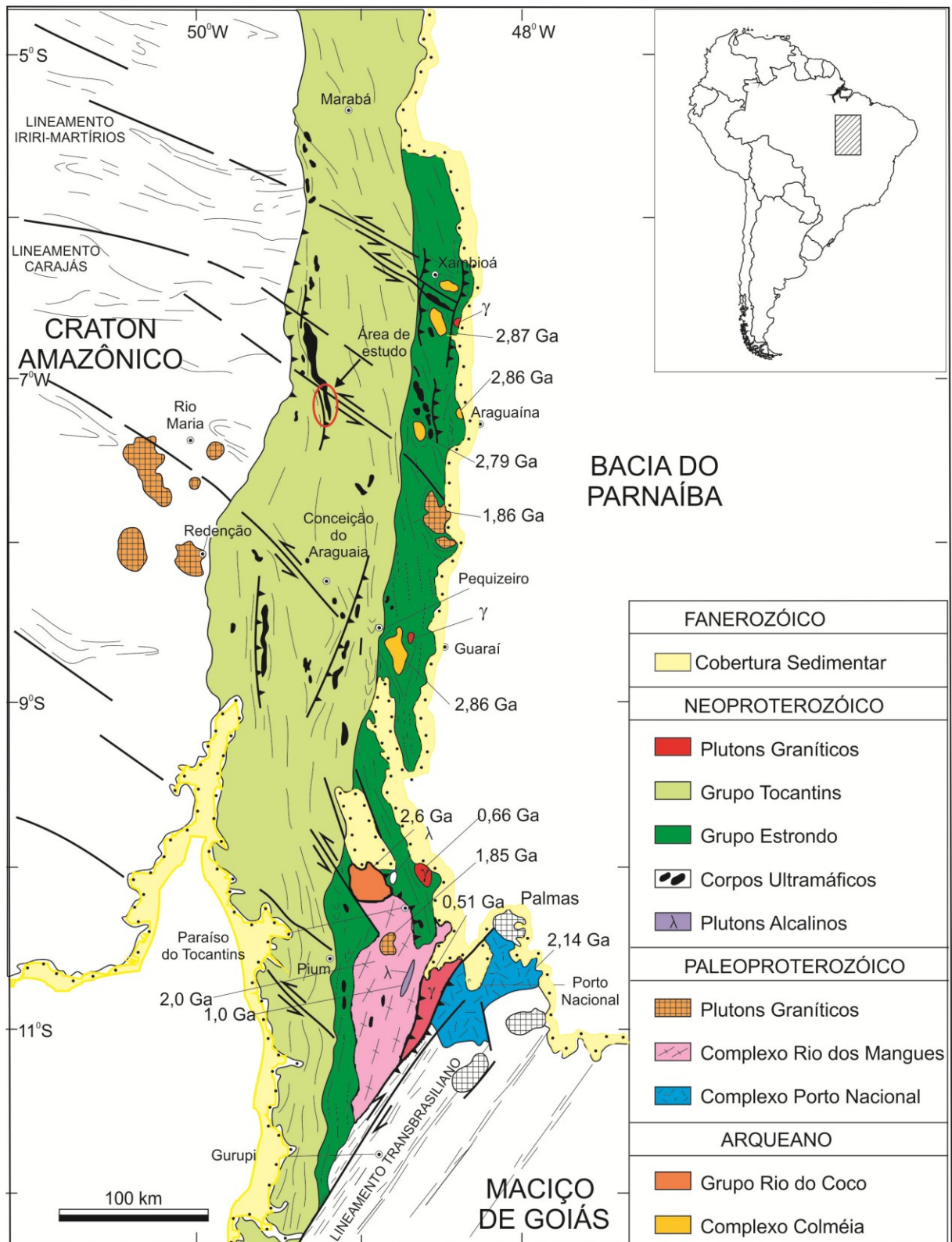
2.1 GENERALIDADES

O Cinturão Araguaia pertencente à Província Tocantins é uma unidade geotectônica do Neoproterozoico (ALVARENGA *et al.*, 2000), correspondente ao segmento norte do Cinturão Paraguai-Araguaia (ALMEIDA, 1967) localizado no centro norte do Brasil. É interpretado como formado durante a colisão de blocos continentais entre os crátons Amazônico, São Francisco e Paraná (PIMENTEL *et al.* 2000), durante o evento Brasileiro/Pan-Africano a aproximadamente 850-750 Ma durante a almagamação do Supercontinente Gondwana Ocidental (BRITO NEVES *et al.*, 2001).

Apresenta uma configuração de cerca de 1200 km de comprimento por 100 km de largura e sua orientação geral N-S. Tal faixa tem seu limite oeste com os terrenos Arqueanos e/ou Paleoproterozoicos do Cráton Amazônico através de discordâncias erosivas ou cavalgamentos, enquanto que nos limites norte e leste são encobertos por rochas sedimentares Paleozoicas da Bacia do Parnaíba. Ao sul e sudeste o Cinturão faz contato com o terreno Paleoproterozoico do Maciço de Goiás (ALMEIDA *et al.*, 1976; GORAYEB *et al.*, 2008) (Figura 3).

O Cinturão Araguaia é composto de sequências pelíticas e psamíticas metamorfisadas contendo em menor quantidade rochas carbonáticas, formações ferríferas e silexitos. Ocorre, ademais, um grande número de corpos máficos e ultramáficos e intrusões graníticas (ALVARENGA *et al.*, 2000). O metamorfismo regional que afetou este Cinturão aumenta gradativamente de oeste para leste, desde condições anquimetamórficas até a fácies anfibolito médio (SILVA, 1980; GORAYEB, 1981; PAMPLONA, 2010).

Figura 3- Mapa geológico do Cinturão Araguaia destacando as principais unidades e dados geocronológicos. A localização da área de estudo está indicado pela elipse em vermelho.



Fonte: Modificado de Gorayeb *et al.* (2008).

2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

As principais unidades litoestratigráficas que compõe o Cinturão Araguaia estão sintetizadas nas referências Abreu (1978), Hasui *et al.* (1984) Gorayeb *et al.* (2008) e Alvarenga *et al.* (2000). O empilhamento estratigráfico das unidades está simplificado na Figura 4.

Figura 4 - Quadro litoestratigráfico geral do Cinturão Araguaia e seu embasamento.

PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	GRANITO SANTA LUZIA, GRANITO RAMAL DO LONTRA E GRANODIORITO PRESIDENTE KENNEDY (0,55 Ga)		Granodioritos, monzogranitos e granitos pegmatóides	
		SUÍTE GABRÓICA XAMBICA (0,82 Ga)		Escapolita metagabros, metadiabásios e anfibolitos	
		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, mármores, anfibolitos, metamáficas e metaultramáficas
				FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	Quartzitos puros e micáceos com intercalação de micaxistos
		ASSOCIAÇÃO MÁFICA-ULTRAMÁFICA		Basaltos, peridotitos, serpentinitos, esteatitos, talco xistos e clorititos	
		SUÍTE SERRA DA ESTRELA (1,0 Ga)		Nefelina sienito gnaisses	
		PALEOPROTEROZÓICO	COMPLEXO RIO DOS MANGUES (2,0 Ga)		Gnaisses tonalíticos, calciossilicáticos, anfibolitos, quartzitos e micaxistos
			ARQUEANO	GRUPO RIO DO COCO (2,6 Ga)	Seqüência metavulcanossedimentar, metabasaltos e metaultramáficas
COMPLEXO COLMÉIA (2,85 Ga)	Ortognaisses de composição tonalítica a trondhjemitica				

Fonte: Adaptado de Alvarenga *et al.* (2000) e Gorayeb *et al.* (2008).

2.2.1 Unidades do embasamento

O embasamento do Cinturão Araguaia é representado, a oeste, pelo conjunto de rochas Arqueanas e Paleoproterozoicas da porção oriental do Cráton Amazônico e a sudeste pelas rochas do Paleoproterozoico do Maciço de Goiás, que compreendem terrenos gnáissicos e granulíticos (ARCANJO; MOURA, 2000; GORAYEB *et al.*, 2001) de idade 2,0-2,14 Ga.

O Cráton Amazônico, no limite oeste com o Cinturão Araguaia, é representado predominantemente pelo Terreno Granito Greenstone Rio Maria, que é composto por rochas tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas, além de seqüências tipo *greenstone* e rochas metassedimentares, todas de idade arqueana (PIMENTEL; MACHADO, 1994; MACAMBIRA; LAFON, 1995; DALL'AGNOL *et al.* 1997, 1999). Embutidos nessas rochas ocorrem granitos anorogênicos de idade paleoproterozoica (~ 1,85 Ma), (RODRIGUES *et al.*, 1992 apud ; DALL'AGNOL *et al.*, 1999).

O Complexo Colmeia (COSTA, 1980) compreende um conjunto de rochas ortognáissicas de idade arqueana de 2,85 Ga (MOURA; GAUDETTE, 1999) de composição tonalítica a trondhjemítica (DALL'AGNOL *et al.*, 1988; MOURA, 1992). Ele aflora no núcleo de estruturas braquianticlinais como as de Xambioá, Lontra e Colmeia, na porção mais a leste do Cinturão Araguaia.

O Grupo Rio do Coco (COSTA *et al.*, 1983) foi interpretado como remanescente de um *greenstone belt* arqueano, sendo constituído litologicamente por uma seqüência de metapelitos, rochas quartzo-feldspáticas, metavulcânicas dacíticas portando sulfetos, metabasitos e metaultramafitos com formações ferríferas intercaladas. Arcanjo (2002) obteve idade Pb-Pb em zircão de 2618±14 Ma para as rochas do Grupo Rio do Coco.

O Complexo Rio dos Mangues (COSTA *et al.*, 1983) é uma unidade Paleoproterozoica de idade entre 2,1 e 2,0 Ga (MOURA; SOUZA, 1996) constituída por rochas metassedimentares e metaígneas félsicas e máficas, que sofreram transformações metamórficas na fácies anfibolito médio a alto resultando em granada quartzitos, quartzitos, gnaisses tonalíticos, gnaisses cálcio-silicáticos, anfibolitos e micaxisto subordinados (COSTA *et al.*, 1983).

Encaixados nas rochas do Complexo Rio dos Mangues ocorrem às suítes alcalinas Monte Santo e Serra da Estrela, que são constituídos por plútons de nefelina sienitos

gnaissificados. Segundo Alvarenga *et al.* (2000), esse magmatismo alcalino pode está associado ao rifteamento crustal durante a formação da Bacia Araguaia, que recebeu os sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia. Moura e Souza (1996) obtiveram idade pelo método Pb-Pb em zircão de 1.006 ± 0.086 Ma para gnaisses sieníticos associados com o plúton da Serra da Estrela, e que foi interpretada como a idade do evento magmático que gerou esses corpos.

2.2.2 Unidades do Cinturão Araguaia

As rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia tem sido reconhecidas como pertencentes ao Supergupo Baixo Araguaia (ABREU, 1978), que por sua vez o dividiu nos grupos Estrondo e Tocantins. Além desta unidade, ocorrem corpos metamáficos e metaultramáficos em meio às rochas metassedimentares principalmente no domínio do Grupo Tocantins.

- Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo situa-se ao longo da porção leste do Cinturão Araguaia e foi subdividido na Formação Morro do Campo e Formação Xambioá (ABREU, 1978).

Formação Morro do Campo

A Formação Morro do Campo representa a unidade basal do Grupo Estrondo, é composta predominantemente por quartzitos puros e micáceos com cristais de cianita e magnetita e cianita xistos além de metaconglomerados com intercalações menores de biotita xistos, quartzo mica xistos e xistos grafitosos (ABREU, 1978).

Essas litologias afloram nas serras que compõem as estruturas braquidanticlinais de Xambioá e Lontra, além de Chapada, Morro do Campo e Andorinhas – Martírios, com espessuras em torno de 50 a 100 m. Seu contato com a Formação Xambioá é gradual com progressivo espessamento dos níveis de micaxisto e adelgaçamento dos níveis de quartzito (MACAMBIRA, 1983).

Formação Xambioá

A Formação Xambioá sobrepõe-se de forma concordante à Formação Morro do Campo, constituindo-se de micaxistos variados, grafita xistos, xistos feldspáticos, xistos

gnaissóides e granatíferos, além de mármore e corpos de anfibolito, meta-máficas e meta-ultramáficas (ABREU, 1978; GORAYEB *et al.*, 2008). Possui ampla distribuição ao longo de todo o Cinturão Araguaia e é a unidade que atingiu as condições de relativamente mais alto grau metamórfico (GORAYEB *et al.*, 2008)

Ainda de acordo com Abreu (1978) a Formação Xambioá é recoberta a leste e norte pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Sua passagem para a Formação Pequizeiro, pertencente ao Grupo Tocantins, não mostra quebra de estilo estrutural e nem mudança brusca na gradação metamórfica. Embora se possa suspeitar de uma discordância, traduzida no contraste litológico, ela é de difícil caracterização em virtude desta superfície estar completamente obliterada pelos eventos de cristalização e deformação.

- Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins se sobrepõe concordantemente ao Grupo Estrondo e tem ampla distribuição na porção oeste do Cinturão Araguaia. O Grupo Tocantins é dividido nas formações Pequizeiro e Couto Magalhães (Abreu, 1978).

Formação Pequizeiro

Definida por Hasui *et al.* (1977) esta unidade é constituída por clorita xistos, quartzo-muscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filitos, quartzitos e talco xistos (GORAYEB, 1981). Possui contatos tectônicos com a formação Xambioá e Couto Magalhães, e transicionalmente nos aspectos metamórficos e estruturais.

Em geral, apresentam foliação marcante, definida principalmente pela xistosidade, com direção geral N-S, NNW ou NNE e mergulhos variáveis para leste (GORAYEB, 1981; DALL'AGNOL *et al.* 1988). Esta unidade atingiu condições de metamorfismo na fácies xisto verde (SILVA, 1980; GORAYEB, 1981).

Formação Couto Magalhães

A Formação Couto Magalhães, também definida por Hasui *et al.* (1977), compõe um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico representado por ardósias, filitos, metarcóseos, 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 *et al.* 2008).

2.2.3 Associação Máfico-Ultramáfica

Ao longo do Cinturão Araguaia ocorre uma associação de rochas máficas e/ou ultramáficas alojadas concordantemente ou discordantemente às estruturas do Cinturão Araguaia e estão alojadas nos metassedimentos dos grupos Tocantins e Estrondo. Essas são compostas por peridotitos e dunitos serpentinizados e seus produtos metamórficos com quantidades variáveis de clorita, talco e tremolita – actinolita, metabasaltos (*pillow* lavas), anfíbolitos, metagabros e outras associações de rochas. (HASUI *et al.*, 1977; ABREU *et al.*, 1978; CUNHA *et al.*, 1981; GORAYEB, 1989; GORAYEB *et al.*, 2008; KOTSCHOUBEY *et al.*, 1996; ALVARENGA *et al.*, 2000).

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 estes como intrusões magmáticas encaixados em falhas profundas, no que determinou de Geossutura Tocantins-Araguaia. No entanto foi Trouw *et al.* (1976) a primeira interpretação do caráter ofiolítico desses corpos, posteriormente apoiado por Hasui *et al.* (1977).

Apesar dos estudos do Cinturão Araguaia terem sido de grande avanço estes são, particularmente, de estudos de caráter cartográfico e geocronológico, este mais concentrado no embasamento, os estudos existentes sobre os corpos máficos e ultramáficos alojados no Cinturão Araguaia são de cunho regional, reduzidos e localizados. Somente alguns estudos de maior detalhe foram realizados tais como Gorayeb (1981; 1989), Paixão e Nilson (2002), Paixão (2009) e Miyagawa (2012).

Os maiores corpos ofiolíticos no Cinturão Araguaia são representados pelos complexos de Quatipuru e Serra do Tapa (área de estudo). Outros corpos se localizam principalmente na porção sul do Cinturão, onde os maiores e mais bem preservados corpos são representados pelos Complexos Morro do Agostinho e Quatipuru. Paixão *et al.* (2008) sugerem que eles podem ser parte de um mesmo complexo que foi tectonicamente desmembrado em duas porções.

3 ASSOCIAÇÃO SERRA DO TAPA

A Associação Serra do Tapa é formada por um conjunto de rochas com orientação submeridiana, encaixadas nos metassedimentos da Formação Couto Magalhães na região de Sapucaia (PA). Essa tem sido interpretada como remanescente de suítes ofiolíticas ou, alternativamente, como corpos magmáticos de origem mantélica, sem crosta oceânica associada (HASUI *et al.*, 1984; GORAYEB, 1989; KOTSCHOUBEY *et al.*, 1996; ALVARENGA *et al.*, 2000; GORAYEB *et al.*, 2001; PAIXÃO; NILSON 2001; 2002).

A Associação Serra do Tapa é representada, principalmente, por um corpo de aproximadamente 40 km de extensão e largura máxima de 6 km, que define a Serra do Tapa, e por corpos menores que não ultrapassam 4 km de extensão, geralmente com direção submeridiana. É formada por metabasaltos com estruturas em almofadadas (*pillow lavas*), associados com formações ferríferas bandadas, metacherts, silexitos ricos em hematita e/ou magnetita além de metaperidotitos/dunitos serpentinizados, embutidos tectonicamente em rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, pertencentes ao Grupo Tocantins (SOUZA; MORETON, 1995, KOTSCHOUBEY *et al.*, 1996, CALADO; GORAYEB, 2002).

Os basaltos almofadados são afaníticos ou de granulação fina, de cor verde clara, e ao microscópio apresentam textura microcristalina homogênea, formada por tremolita-actinolita, plagioclásio e carbonato com relictos de piroxênio. Estas rochas são fortemente alteradas pelo hidrotermalismo e exibe uma associação mineral (marcante geração de epidoto, tremolita-actinolita e clorita) compatível com a fácies xisto-verde (KOTSCHOUBEY *et al.*, 1996).

Kotschoubey *et al.* (2005) estudaram os peridotitos e os basaltos almofadados da Serra do Tapa, Morro Grande e Serra do Quatipuru com o objetivo de entender a natureza original do magmatismo que deu origem a esses corpos, bem como, a determinação do ambiente tectônico e sua evolução geológica.

A identificação expressiva de rochas siliciclásticas em comparação ao restrito volume de rochas vulcânicas basálticas com moderado fracionamento em ETR, o enriquecimento em ETRL nos peridotitos, além da ausência de outras litologias ofiolíticas, levaram Kotschoubey *et al.* (2005) a sugerirem que não havia condições geotectônicas para o desenvolvimento de uma crosta oceânica normal, e sim, de uma bacia proto-oceânica, similar às porções norte e central do atual Mar Vermelho, ou às bacias oceânicas pobremente evoluídas do tipo Alpino-Apenino.

Segundo Kotschoubey *et al.* (2005), o enriquecimento em ETRL nos peridotitos é resposta de sua derivação a partir de manto lherzolítico, que foi submetido a um moderado grau de fusão parcial, sendo também responsável pela assinatura geoquímica dos basaltos (moderadamente empobrecidos em ETRP e levemente enriquecidos em ETRL). Tais basaltos apresentam assinaturas N-MORB e E-MORB até toleitos de arco de ilha em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.

Boas exposições de basaltos almofadados ocorrem nas proximidades das fazendas Maringá e Escondida, a leste da Serra do Tapa, e afloram sob na forma de morrotes, lajedos e blocos soltos. As almofadas ocorrem em formas arredondadas, elípticas ou cilíndricas em tamanhos que variam em média, entre 30 e 60 cm de diâmetro, estas estão interligadas por material interalmofada verde escuro micro a criptocristalino (SOUZA; MORETON, 1995).

Os serpentinitos tem cor verde escura a verde clara, estrutura maciça ou foliada, ainda preservam, em geral a textura original. Ao microscópio observa-se a serpentinitização total do protólito, a textura tipo *mesh* e, envolvendo pseudomorfos euedrais a subedrais de ortopiroxênio, a textura *bastite*. Essas rochas correspondem a peridotitos, provavelmente do tipo harzburgíticos, ou a dunitos subordinadamente, serpentinizados em maior ou menor intensidade (SOUZA ; MORETON, 1995, KOTSCHOUBEY *et al.*, 1996). Estas rochas são derivadas de peridotitos alpinos ou pertencentes a uma sequência ofiolítica (KOTSCHOUBEY *et al.*, 1996).

Os talco xistos e clorita xistos apresentam-se, em geral, fortemente foliados, enquanto que os silexitos, de coloração marrom avermelhada, são maciços, ou localmente laminados, associadas aos serpentinitos e metabasaltos, formando o relevo acentuado da área (SOUZA; MORETON, 1995).

O Complexo Quatipuru, segundo Paixão e Nilson (2002), representa uma sequência ofiolítica, datada em 757 ± 49 Ma, com gênese em zona de cordilheira meso-oceânica. No entanto, para a Associação Serra do Tapa, enquanto Kotschoubey *et al.* (1996) e Alvarenga *et al.* (2000) admitem que este representa remanescentes de fundo oceânico da fase rife da evolução neoproterozóica do Cinturão Araguaia, fortemente desmembrada na fase compressiva, Gorayeb *et al.* (2001) sugerem que o mesmo representa corpos alóctones Paleoproterozoicos tectonicamente transportados de terrenos Paleoproterozoicos situados a leste, durante a orogênese neoproterozóica que originou o Cinturão Araguaia, em função de

idades de 2083 ± 4 Ma, 2062 ± 3 Ma e 2052 ± 5 Ma obtidas em zircões de basaltos almofadados da serra homônima.

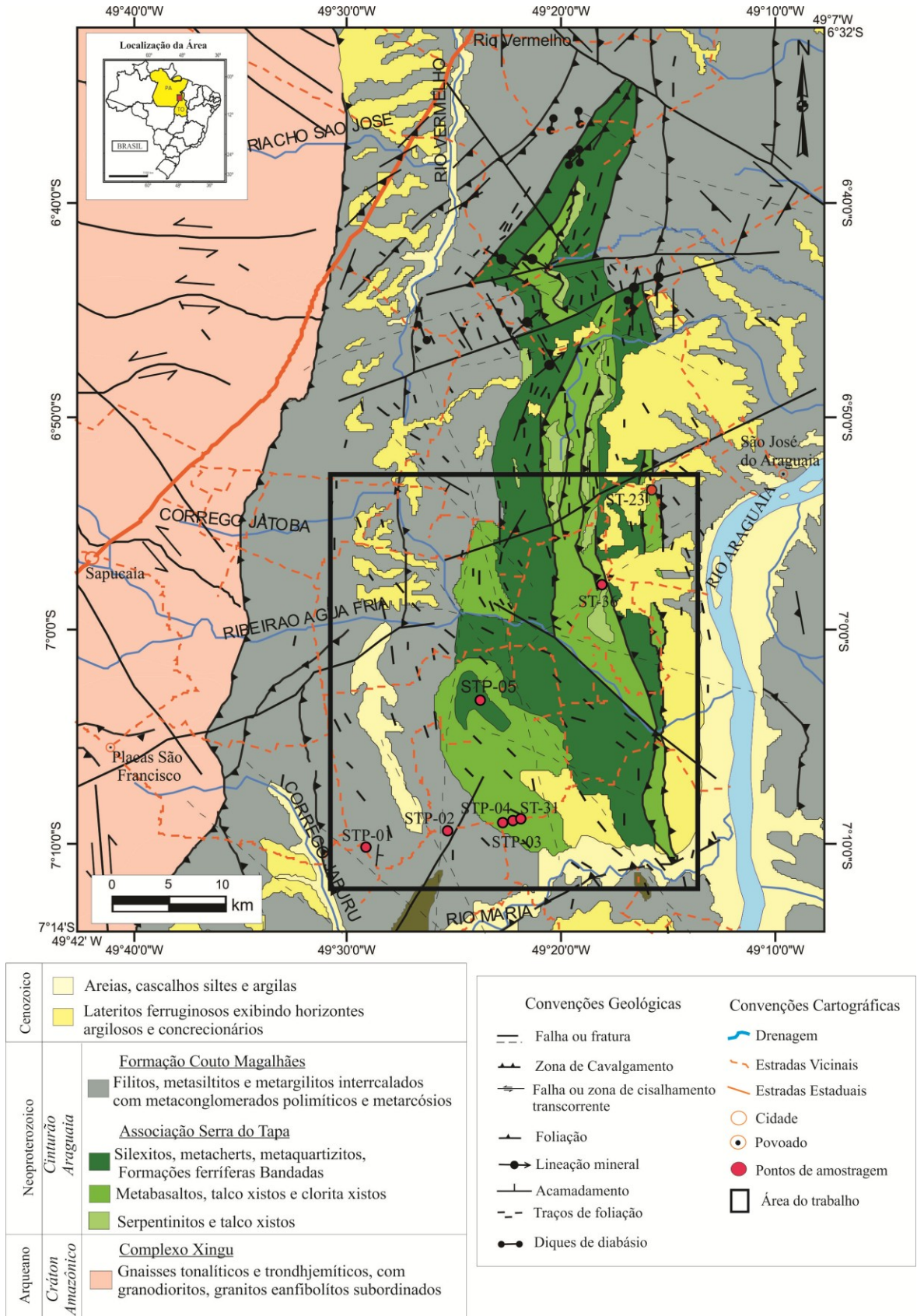
Considerando-se a idade Neoproterozóica da sequência ofiolítica representada pelo Complexo Quatipuru, esta hipótese implicaria na existência de dois eventos de abertura oceânica, no Paleoproterozoico e no Neoproterozoico, e na colagem de terrenos de idades distintas na construção do Cinturão Araguaia. Neste trabalho optou-se por posicionar a Associação Serra do Tapa no Neoproterozoico, devido os dados geocronológicos ainda serem preliminares, como sugerem Gorayeb *et al.* (2001), e inconclusivos. Neste caso, os zircões Paleoproterozoicos datados são interpretados como cristais herdados.

4 GEOLOGIA DA ÁREA

A área do trabalho localiza-se na porção sudeste do Estado do Pará, próximo à divisa com Tocantins, a leste da cidade de Sapucaia, compreendida entre as folhas Xambioá (SB.22-Z-B) e Araguaína (SB.22-Z-D). A área de estudo concentra-se na porção sul da Associação Serra do Tapa, que compreende a um conjunto de serras orientadas N-S, correspondente a porção oeste do Cinturão Araguaia, no seu domínio de baixo grau metamórfico (fácies xisto verde) encaixada tectonicamente nas rochas metassedimentares do Grupo Tocantins, especificamente na Formação Couto Magalhães.

Com base nos dados levantamento de campo, em afloramentos chaves, onde se encontra as melhores exposições dos *pillows* basaltos (porção noroeste); e em dados de levantamento e reconhecimento feito pelo Grupo de Pesquisa “Petrologia e Evolução Crustal” complementado com interpretação das imagens de satélite e base cartográfica geológica permitiu a elaboração de um mapa geológico onde estão localizados os afloramentos estudados e amostras coletadas. As unidades aflorantes na área de estudo foram correlacionadas às unidades geológicas regionais e podem ser observadas no mapa geológico da Figura 6.

Figura 5 – Mapa geológico da região da Serra do Tapa com postos amostrados.



Fonte: Modificado de Vasquez e Rosa-Costa (2008)

4.1 FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES

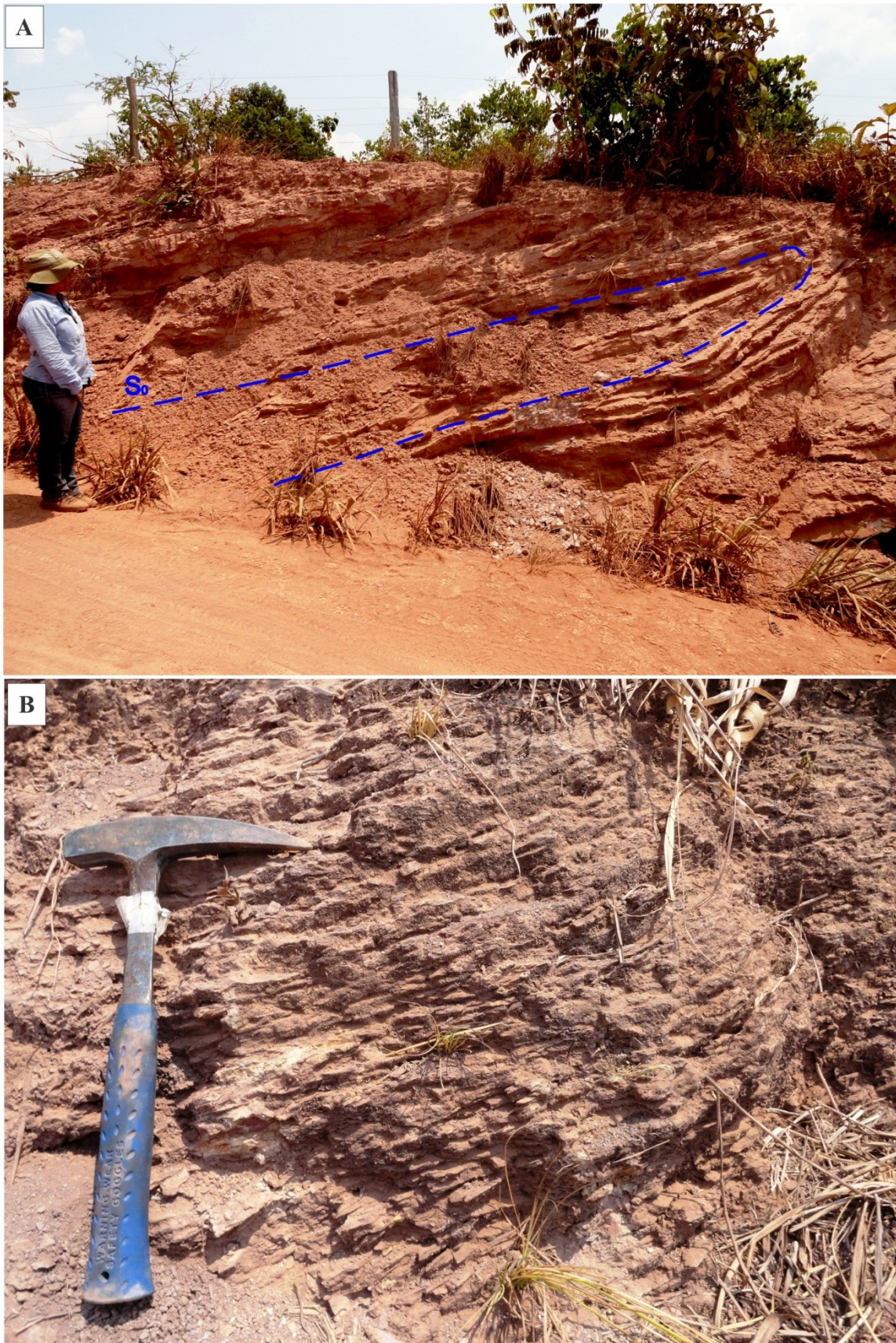
A Formação Couto Magalhães é a principal unidade estratigráfica da área de estudo e constitui-se predominantemente por rochas metassedimentares. Nos pontos observados, em cortes de estradas (STP-01 e STP-02), compreende a uma sequência predominantemente pelítica formada por ardósias, com intercalações menores de metassiltitos. Apresentam estruturas sedimentares primárias preservadas como estratificação planoparalela (S_0). Ressalta-se que as camadas formadas pelas litologias acima se encontram dobradas formando sucessões de antififormes e sinformes de dimensões métricas.

As rochas apresentam caráter metamórfico de baixo grau a anquimetamorfismo, cujos aspectos metamórficos somente são visíveis nos tipos pelíticos e metargilitos que estão transformados para ardósias. No geral os afloramentos estão intemperizados e são escassos em uma extensa área de relevo pediplanar com suaves ondulações.

Os metassiltitos afloram na porção oeste da área de estudo e possuem cor rosada com tons esbranquiçados. Possuem granulação fina e mostram estrutura sedimentar preservada observada pelas estratificações plano-paralelas (S_0) que se encontram dobradas caracterizando um dobramento suave aberto com orientação NNE-SSE com mergulhos suaves, entre 20 e 23° para SE (Figura 7A).

As ardósias compreendem os litotipos dominantes e exibem típica clivagem ardosiana. Esses tipos litológicos possuem cor cinza amarronzado, apresentam granulação fina e são constituídos por sericita, clorita e quartzo e definem texturas orientadas destacando a clivagem ardosiana, com orientação de minerais micáceos (Figura 7B). Esta rocha apresenta foliação incipiente de direção NNE-SSW com mergulhos suaves entre 23° e 27° para SE.

Figura 6 - Aspectos dos afloramentos das rochas da Formação Couto Magalhães na área de estudo: A) Corte de estrada que mostra camadas com estruturas sedimentares preservadas de metassiltitos (S_0) que estão dobrados suavemente (ponto STP-01); B) Detalhe das ardósias exibindo clivagem ardosiana (ponto STP-02).



4.2 METABASALTOS DA ASSOCIAÇÃO SERRA DO TAPA

Estes litotipos correspondem a porção máfica da Associação Serra do Tapa e ocupa a porção intermediária da sequência estratigráfica do complexo, acima das rochas ultramáficas e abaixo das rochas sedimentares. Neste trabalho, os basaltos foram estudados em dois alvos, em deles sendo basaltos maciços e outros almofadados e, localmente, tipos como brechas de (hialoclastitos). Estes corpos constituem camadas extensas sub-horizontalizadas, encaixadas tectonicamente acompanhando o acamamento das rochas metassedimentares da formação Couto Magalhães, dispostos normalmente em corpos alongados na direção N-S com mergulhos suaves para ESE. Há um contraste geomorfológico entre as áreas arrasadas, que formam um relevo pediplanar, onde se destaca o relevo colinoso formado por estas rochas.

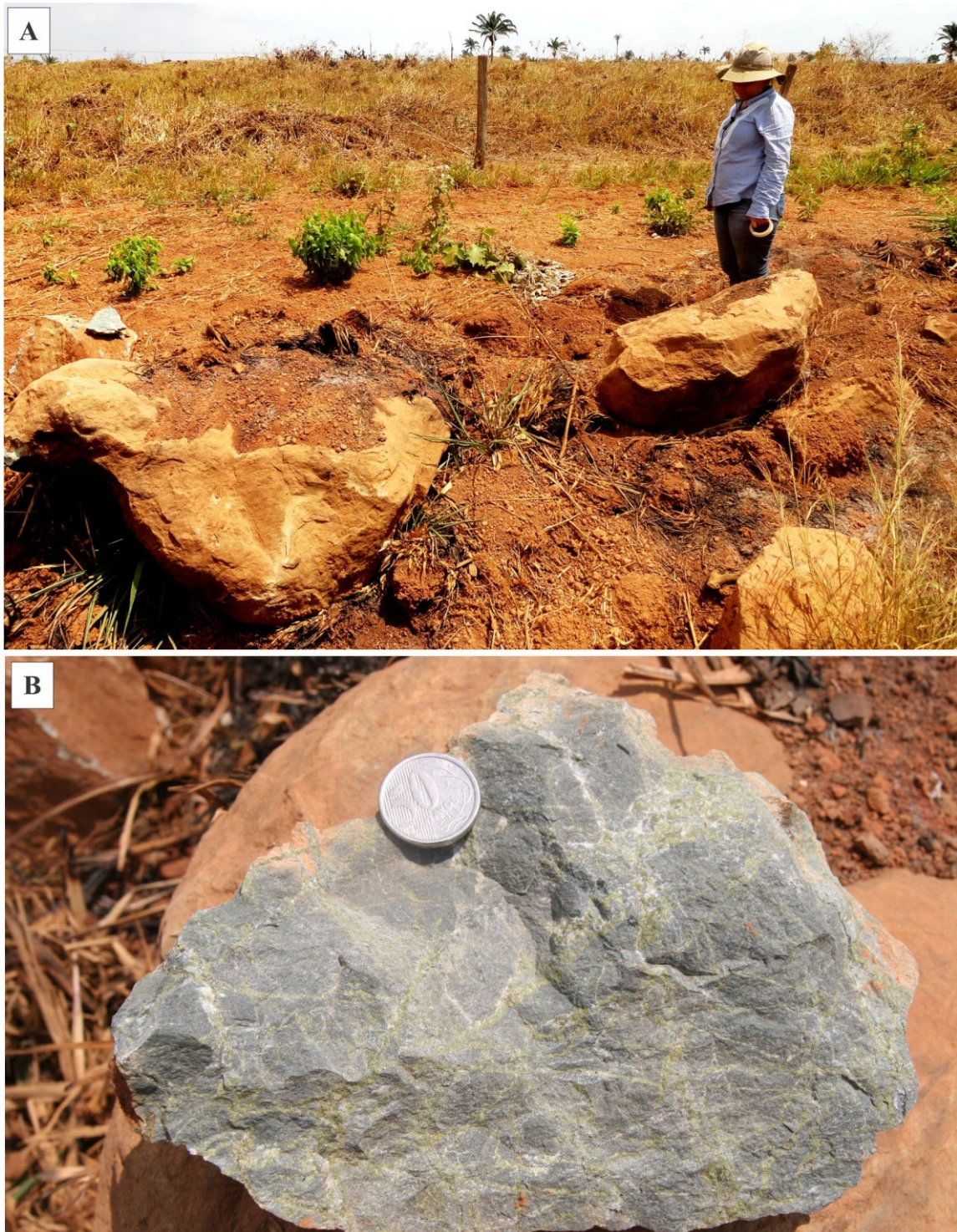
4.2.1 Basaltos Maciços

Os basaltos maciços encaixados nas rochas da Formação Couto Magalhães ocorrem na forma de extensas camadas ou blocos subarredondados de dimensões métricas e formam um relevo colinoso na área (Figura 8). Trata-se de rochas de coloração verde, afaníticas, de granulação muito fina, seccionada por uma rede de veios de espessuras milimétricas contendo epídoto, quartzo e carbonato (Figura 9).

Figura 7 - Feição geral dos basaltos maciços, mostrando um relevo colinoso suave na porção oeste da Serra do Tapa, notar lajedos métricos.



Figura 8 – Formas de ocorrência dos afloramentos de metabasaltos maciços da Serra do Tapa: A) Blocos rolados abaulados de basaltos, no ponto STP-03; B) Detalhe de amostra de amostra de mão do metabasalto maciço de cor verde, afanítico, cortado por veios milimétricos de epidoto, carbonato e quartzo.



4.2.2 Basaltos Almofadados

Os basaltos com estruturas em almofadas ocorrem num extenso afloramento constituindo morros alongados em que nas encostas foram instaladas pedreiras para extração de blocos. Na área de ocorrência dessas rochas destaca-se um relevo colinoso na forma de um morro rochoso alongado definindo um derrame com espessura com cotas superior a 15 m (Figura 10).

Figura 9 – Visão geral da pedreira na encosta de um morro onde ocorrem os basaltos almofadados formando (ponto STP-04).



Os basaltos exibem estruturas em almofadas bem preservadas, havendo também, localmente, brechas de derrame nas zonas de borda superior das almofadas. Devido ao recorte da frente de lavra em várias direções verticais e horizontais, as estruturas em almofadas puderam ser observadas tridimensionalmente. Assim, as almofadas puderam ser vistas tanto em perfil quanto em planta, de modo que possuem tamanhos variando de 50 cm a 3 m de comprimento, em formas achatadas, elípticas, cilíndricas ou abauladas de modo que todas as formas apresentam-se alongadas definindo uma orientação preferencial (Figura 11).

Analisando as almofadas individualmente, elas apresentam um zoneamento em que na sua porção mais interna é constituída por um basalto maciço de cor verde, afanítico, de granulação fina, na zona de borda, com espessuras até 5 cm, por um basalto de cor verde amarelado, de granulação fina. A zona mais externa com espessuras de até 10 cm é constituída por material verde de cor mais escura definida como zona interalmofada

(*interpillow*) que representa a borda de resfriamento das superfícies interalmofadas (Figura 12).

A zona interalmofada apresenta cor verde escura, micro a criptocristalina, constituída por material vítreo transformado em clorita, que representa parte do material vítreo modificado pelo metassomatismo de fundo oceânico e pelo metamorfismo.

De um modo geral, estas rochas estão intensamente seccionadas por uma rede de veios e vênulas contendo quartzo, epídoto e carbonato, e estão dispostas nestas rochas sem direção preferencial. Além de estarem estiradas e deformadas na direção NW-SE, e apresentam falhamentos inversos, exibindo espelhos e estrias de falha (Figura 13).

4.2.3 Hialoclastitos

Em determinados locais da zona interalmofada são encontradas brechas de superfície de derrames basálticos caracterizando hialoclastitos, em camadas que variam 0,5 até 15 cm de espessura. Os fragmentos são subangulosos, mas muitas vezes estão arredondados devido à deformação e metamorfismo, que causou também o alongamento das almofadas. Nota-se ainda um zoneamento concêntrico nas bordas desses fragmentos similar aos basaltos almofadados. A matriz que suporta os fragmentos é composta por material vítreo (zona interalmofada) com fragmentos milimétricos. Alguns fragmentos exibem um aspecto sigmoidal, levando a crer que alguma movimentação ocorreu durante o fluxo de lava e, possivelmente com interferências da deformação (Figura 14).

Figura 10 – Frente de lavra da pedreira destacando os vários aspectos de campo das *pillow* lavas basálticas da Associação Serra do Tapa (ponto STP-04): A) Visão geral da parede da pedreira realçando as estruturas almofadadas e foliação (S_1). Notar as formas elipsoidais das almofadas de tamanhos métricos dos basaltos (contornos tracejados em amarelo); B) Detalhe do corte mostrando o contorno das *pillow* lavas (tracejado amarelo); C) Visão de corte em planta dos basaltos em almofadas com, destaque para o material interalmofada de cor verde escura, indicado pela seta (ponto STP-04).

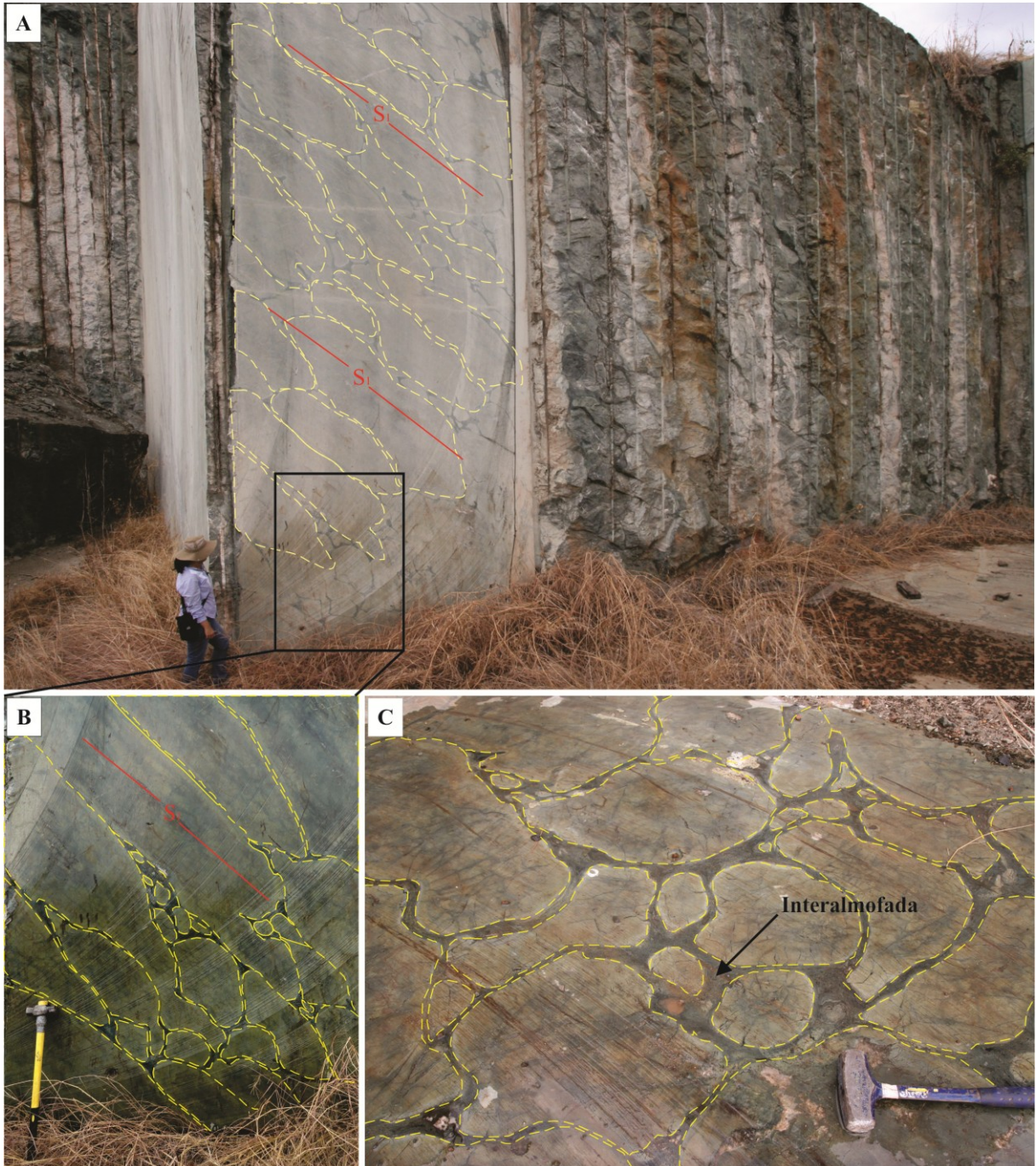


Figura 11 – Perfil das almofadas e zoneamento adjacente onde, de baixo para cima aparecem basalto maciço de cor verde, zona de borda alterada de cor verde amarelada e zona interalmofada com cor verde escura rica em clorita (zona vítrea) (ponto STP-04).

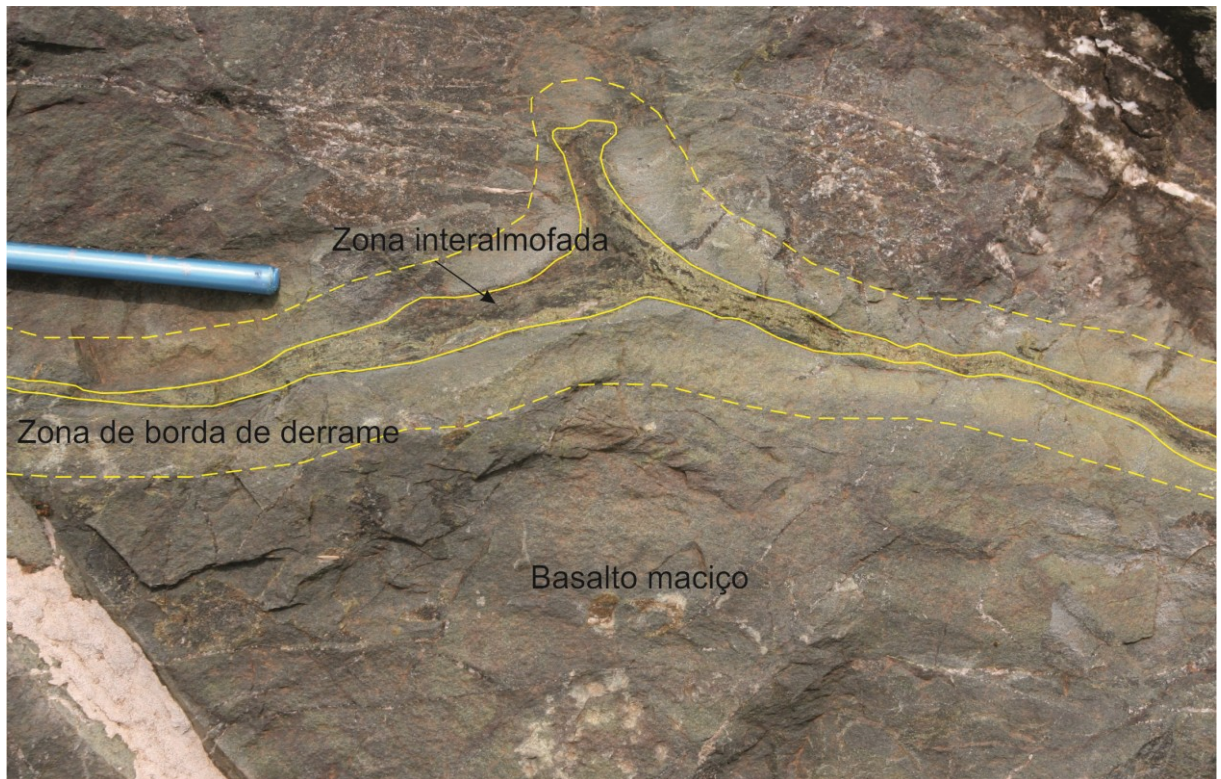


Figura 12 - Corte da pedreira destacando zonas de cavalgamento: A) Superfície de cisalhamento cavalgante com movimento de leste para oeste; B) Superfície da falha exibindo estiramento mineral com lineação definida por clorita e quartzo (ponto STP-04).

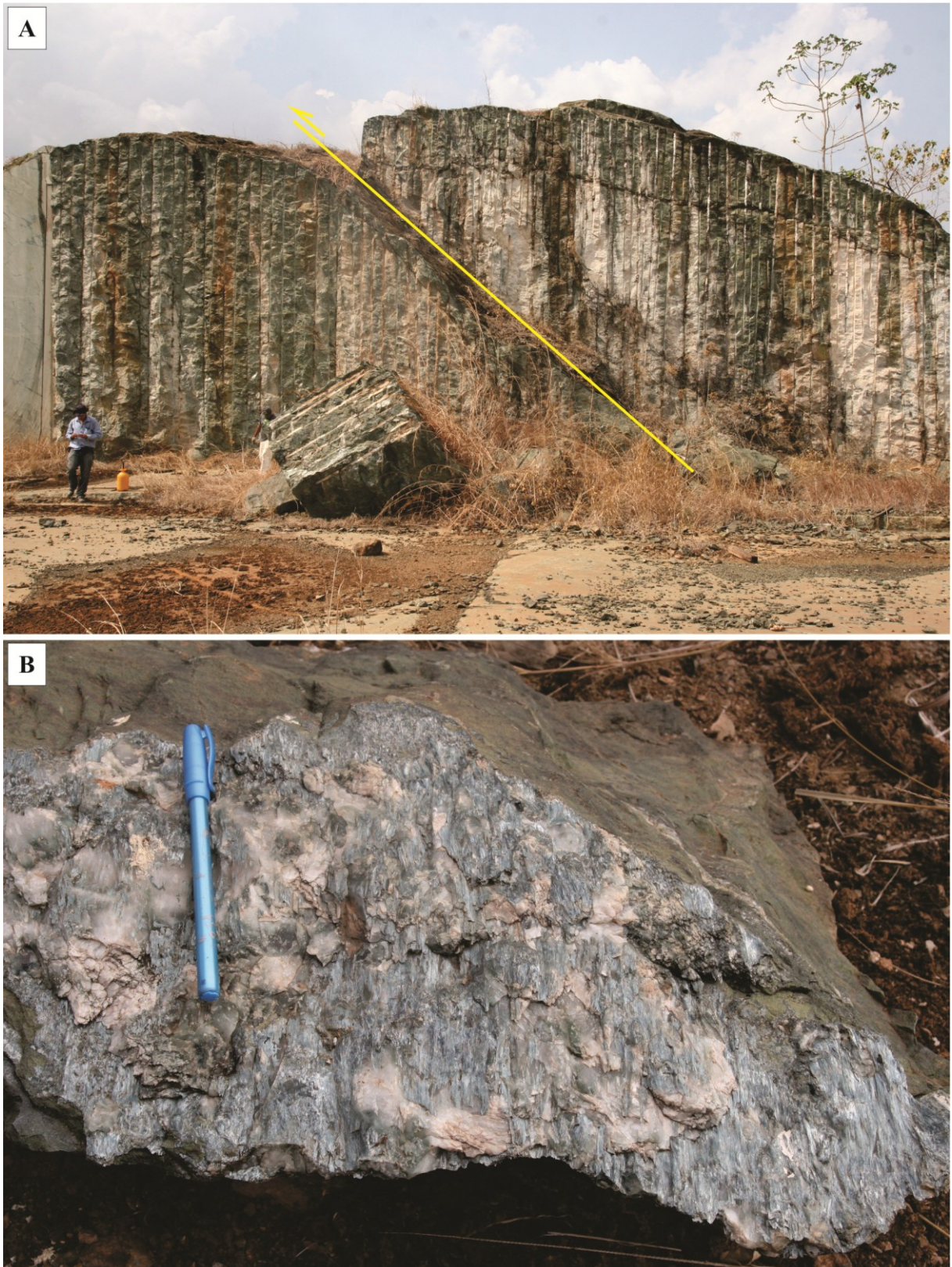
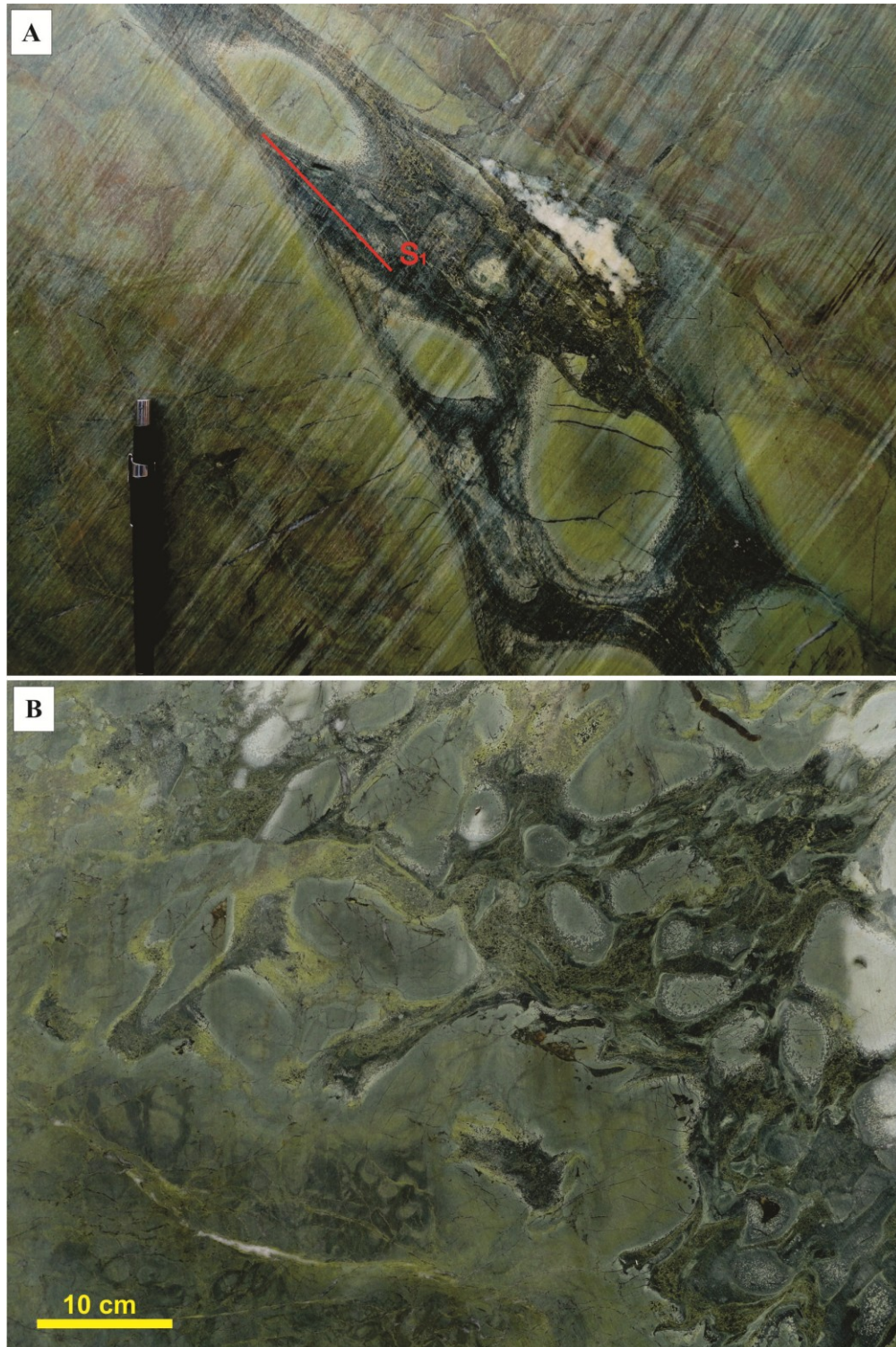


Figura 13 - Aspectos gerais da zona de brechas nas interfaces das almofadas: A) Fragmentos amendoados de basaltos na borda das almofadas, deformados, exibindo formas sigmoidais paralelas à foliação (S_1); B) Zona de brecha e superfície de derrame com fragmentos de basalto hipovítreos plasticamente deformados (ponto STP-04).



4.3 FORMAÇÕES FERRÍFERAS

As formações ferríferas bandadas (FFB) afloram em morrotes com topos íngremes que se destacam topograficamente na área (Figura 15A). Ocorrem também na forma de blocos subangulosos métricos *in situ*. Estas rochas apresentam estruturas sedimentares primárias preservadas (S_0) como laminações plano-paralelas e bandamento composicional, que é a estrutura sedimentar mais marcante, no entanto, estão deformadas onde se observa uma foliação incipiente (S_1) sobreposta a estas rochas (Figura 15B).

As FFB's estão intercaladas com *cherts* e associadas com os metabasaltos da Associação Serra do Tapa e compreendem metajaspilitos bandados de granulação fina, de coloração cinza avermelhada, com bandas milimétricas a centimétricas com cores vermelhas a marrom avermelhadas de jaspe, tornando-se mais claras a medida que o quartzo se mostra recristalizado (*metachert*), e bandas cinzas de hematita, tomando tonalidades marrons devido a transformação intempérica posterior para goethita.

A estrutura primária identificada é o acamamento que se apresenta de forma não regular, com espessuras variáveis e apresenta lentes e lâminas finas de uma banda dentro da outra, paralelas ao acamamento, caracterizando uma laminação interna plano-paralela. O contato entre as bandas de jaspe e de minerais opacos são, em geral, bruscos e sinuosos. Essas feições representam o acamamento original destas rochas.

As estruturas secundárias observadas mostram-se, localmente, caracterizadas por falhas e fraturas que podem ser observadas em várias escalas. Essas falhas e fraturas, em muitos casos, são descontínuas, limitando-se a algumas bandas. Além disso, apresentam contatos interpenetrativos, nos quais a porção superior ou inferior das bandas de opacos interpenetra as bandas de jaspe imediatamente sotoposta ou sobreposta a elas, interpretadas como resultantes de sobrecarga e compactação diferencial. As pequenas ondulações, identificadas entre as bandas de jaspe e minerais opacos, mostram feições de adelgaçamento das bandas de opacos, demonstrando um comportamento mais dúctil dessas bandas em relação às bandas de jaspe. (Figura 16).

Estas rochas apesar de preservarem características sedimentares primárias o aumento da granulometria do *chert*, consequência da gradativa segregação do Fe para as bandas ferruginosas adjacentes, em algumas porções sendo dominantes, demonstra atuação de processos metamórficos responsáveis pela recristalização das bandas de *chert*.

Figura 14 – Aspectos de afloramento das formações ferríferas bandadas (FFB): A) FFB sustentando morrotes íngrimes; B) Jaspilitos deformados (S_1) preservando ainda estruturas primárias de bandamento (S_0) inclinadas em ângulos de aproximadamente 45° (ponto STP-05).



Figura 15 – Bandamento em metajaspilito com estruturas secundárias tais como: falhas descontínuas (seta amarela), dobramentos (seta azul), contatos interpenetrativos (seta vermelha), rompimento de bandas (seta verde) (ponto STP-05).



4.4 METACHERTS

Estas rochas ocorrem em camadas sobre os *pillow* basaltos ou associadas com os metajaspilitos. Destacam-se topograficamente em morros com espessuras que atingem até dezenas de metros.

Os *metacherts* apresentam coloração vermelho amarelada, granulação fina e exibem estratificação planoparalela bem definida, formada por bandamentos milimétricos ricos em quartzo (*chert*), onde predomina cor branca acinzentada, alternadas com níveis ricos de hematita, de cor vermelha amarelada devido à intensa transformação para goethita. Estas rochas possuem acamamento primário bem preservado (Figura 17).

O bandamento do *metachert* é regular, levemente ondulado, e possui espessuras variáveis. Finas laminações (< 1mm) estão intercaladas dentro das bandas, o que caracteriza uma laminação plano-paralela interna. Ocorrem também lentes tanto de *chert* como de hematita de espessuras milimétricas que se adelgaçam dentro uma das outras. Estas estruturas

apesar de preservarem a estratificação primária sedimentar estão deformadas e a rocha apresenta recristalização dos cristais de quartzo, caracterizando a superposição metamórfica.

Figura 16 – Aspectos gerais dos cherts: A) Afloramento de *chert* estratificado próximos as FFB's; B) Amostra de *chert*, exibindo laminações plano-paralelas de quartzo e hematita intercaladas (ponto STP-05).



5 PETROGRAFIA

O estudo petrográfico baseou-se na análise de nove amostras de mão sendo cinco de basaltos, dois de metajaspilitos e dois de *metacherts* e vinte lâminas petrográficas (15 basaltos, 3 metajaspilitos e 2 *metacherts*). Este estudo foi realizado no Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia (IG/UFPA) com auxílio do microscópio petrográfico. As imagens fotomicrográficas foram capturadas por um sistema digital integrado em software LAZ-Ez da marca Leica do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG/UFPA). A análise petrográfica permitiu a caracterização do conteúdo mineralógico, identificação das feições texturais, bem como a classificação dos tipos de rochas (magmáticas e sedimentares). Para esta finalidade, foram utilizadas as bases bibliográficas de Le Maitre (2002), Wilson (1989), McPhie *et al.* (1993), Yardley (2004), Fettes & Desmons (2008) Deer *et al.* (1966), Cox *et al.* (1979) e Gill (2010).

5.1 METABASALTOS

5.1.1 Basaltos Maciços

Este litotipo ocorre como extensos derrames tabulares e correspondem às amostras STP-03, SAPUC-01, SAPUC-01A, ST-23 e ST-36.

Macroscopicamente estas rochas são afaníticas, de granulação muito fina, apresentando coloração verde.

Ao microscópio são registradas transformações na mineralogia original da rocha, no entanto, ainda é possível identificar alguns minerais primários e as texturas magmáticas tais como microporfirítica, intersertal e localmente esferulítica.

A textura microporfirítica é definida por microfenocristais de plagioclásio, ripiformes ou tabulares, com tamanhos de até 3 mm, exibindo maclamento albita-carlsbad. Eles encontram-se deformados e saussuritizados envolvidos na matriz intergranular constituída por cristais ripiformes de plagioclásio (albitizados) e clinopiroxênios (intensamente transformados para tremolita-actinolita) (Figura 18A). Na amostra ST-36 foi observado a presença fenocristais de clinopiroxênio com maclamento cíclico.

Na matriz dessas rochas ocorrem finos cristais aciculares e micrólitos de plagioclásio (albitizados) e clinopiroxênio estando o material vítreo e criptocristalino, de cor marrom a

verde escuro, ocupando os interstícios entre os cristais aciculares de plagioclásio dispostos aleatoriamente, evidenciando a textura intersertal (Figura 18B). A mineralogia primária ainda foi possível identificar cristais reliquiais de plagioclásio e clinopiroxênio que compõe a mineralogia original, entretanto, está fortemente transformada para albita e tremolita-actinolita, respectivamente. A associação mineralógica dessas rochas completa-se com epidoto, clorita, estilpnomelano, titanita e quartzo.

O plagioclásio é o principal mineral essencial e está intensamente saussuritizado. No entanto, em certos casos, ainda foi possível a identificação de cristais ripiformes relativamente maiores (fenocristais) com maclamento do tipo albita ou formando cristais aciculares dispostos radialmente na matriz (Figura 18C). Os cristais da matriz apresentam feições características de resfriamento ultrarrápido (*quenching*) conforme definido por Cox *et al.* (1977) tais como do tipo esferulítica, rabo de andorinha (terminações duplas afiladas), textura *sheaf-like*, caracterizada pelo hábito acicular em arranjo de leque de cristais, formas esqueléticas com núcleos ocos, e esferulitos de plagioclásio de tamanhos milimétricos (Figura 19).

O plagioclásio primário provavelmente labradorita encontra-se transformado para albita e ocorre de duas formas, uma substituindo totalmente as ripas de plagioclásio cálcico, e outra ocupando os interstícios em associação com epidoto, como produto da recristalização metamórfica.

O clinopiroxênio de cor marrom amarelado ocorre na forma de finos cristais dispersos por toda a matriz do metabasalto, em grande parte encontra-se transformado para tremolita-actinolita e, mais raramente epidoto. Ocorrem também como microfenocristais preservados parcialmente, inclusive geminados exibindo maclamento cíclico.

A tremolita-actinolita ocorre na forma de finos cristais prismáticos compridos ou aciculares, com pleocroísmo fraco que varia de verde pálido a incolor. Os cristais estão dispersos na rocha com arranjos radiais ou em feixes. Este tipo de anfibólio ocorre associado ao clinopiroxênio, sendo produto da reação de hidratação relacionado ao metamorfismo que atingiu a área, e, também, ocorre associado com o epidoto, que também faz parte reação, pois substitui total ou parcialmente o piroxênio, às vezes como cristais pseudomorfos, incluído, vez por outra, restos desse mineral.

A clorita ocorre amplamente nesses metabasaltos e também foi formada pelo metamorfismo principalmente do material vítreo. Seus cristais lamelares possuem forte pleocroísmo verde e exibem cores de interferência anômalas.

Os cristais de epidoto ocorrem na forma de pequenos grânulos ou em prismas curtos, possuem cor de interferência alta e encontram-se, principalmente, associado ao plagioclásio. Ocorrem também como cristais euédricos provavelmente pseudomórficos a partir do piroxênio ou alterados do plagioclásio cálcico original.

O estilpnomelano foi observado apenas na amostra ST-23, na forma de agulhas com pleocroísmo forte variando do laranja avermelhado ao castanho avermelhado, e se encontra em agregados radiais ou leques (Figura 18D).

Além destes, em pequena quantidade, está presente a titanita em finos cristais granulares.

Figura 17 – Aspectos texturais e mineralógicos dos metabasaltos maciços: A) Textura reliquiar microporfírica definida por fenocristais de plagioclásio (Pl), deformados, recristalizados e saussuritizados, e de clinopiroxênio (Cpx), transformados em cristais aciculares tremolita-actinolita (Act) (amostra ST-36) – luz polarizada (LP); B) Textura intersertal definida pela presença de cristais aciculares de plagioclásio dispostos randomicamente, em que os interstícios são ocupados por material vítreo, e cristais granulares de epidoto e material secundário (Ep) (amostra ST-03) – luz natural (LN); C) Cristais em arranjo radial de plagioclásio envoltos na matriz intersertal (amostra ST-03) - LP; D) Cristais aciculares de estilpnomelano (Stl) e tremolita-actinolita (amostra ST-23) - LN.

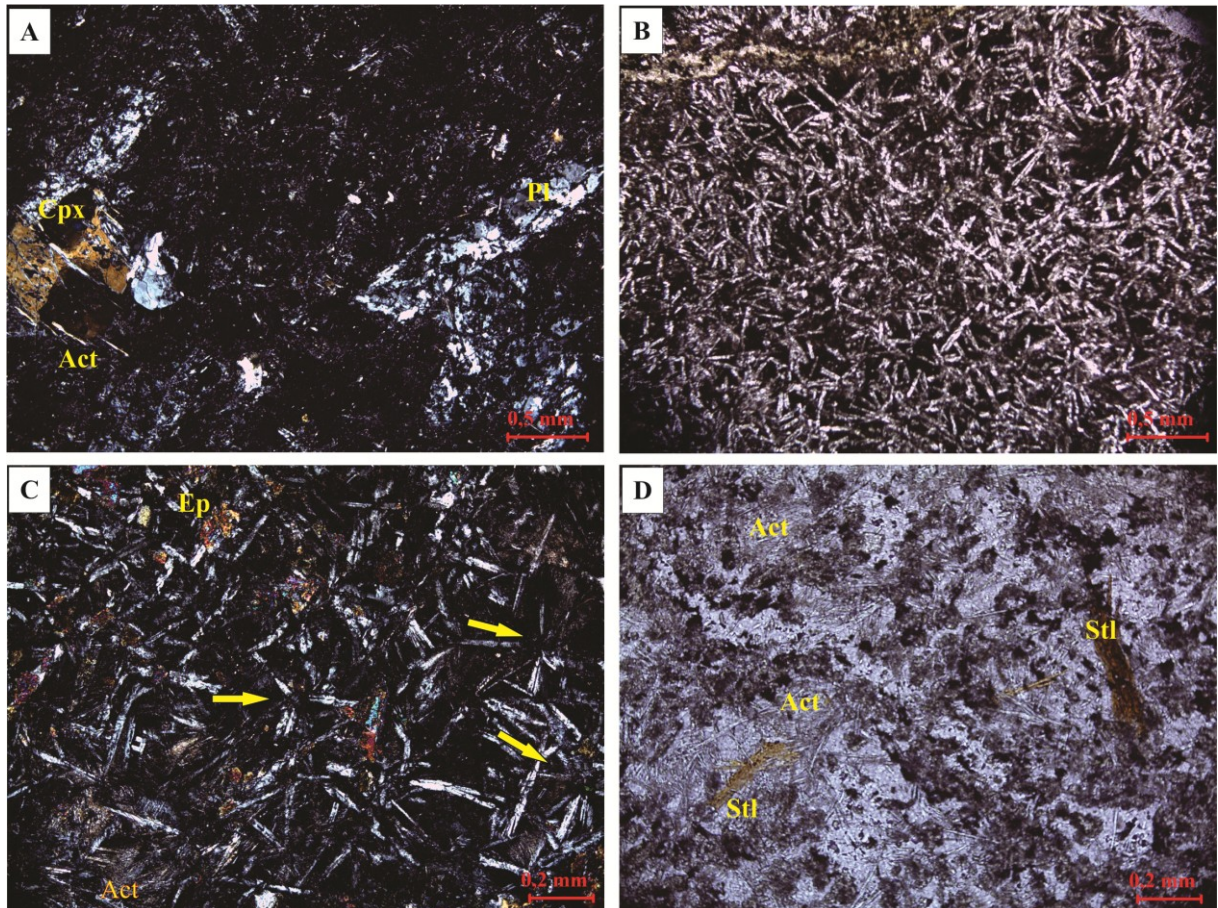
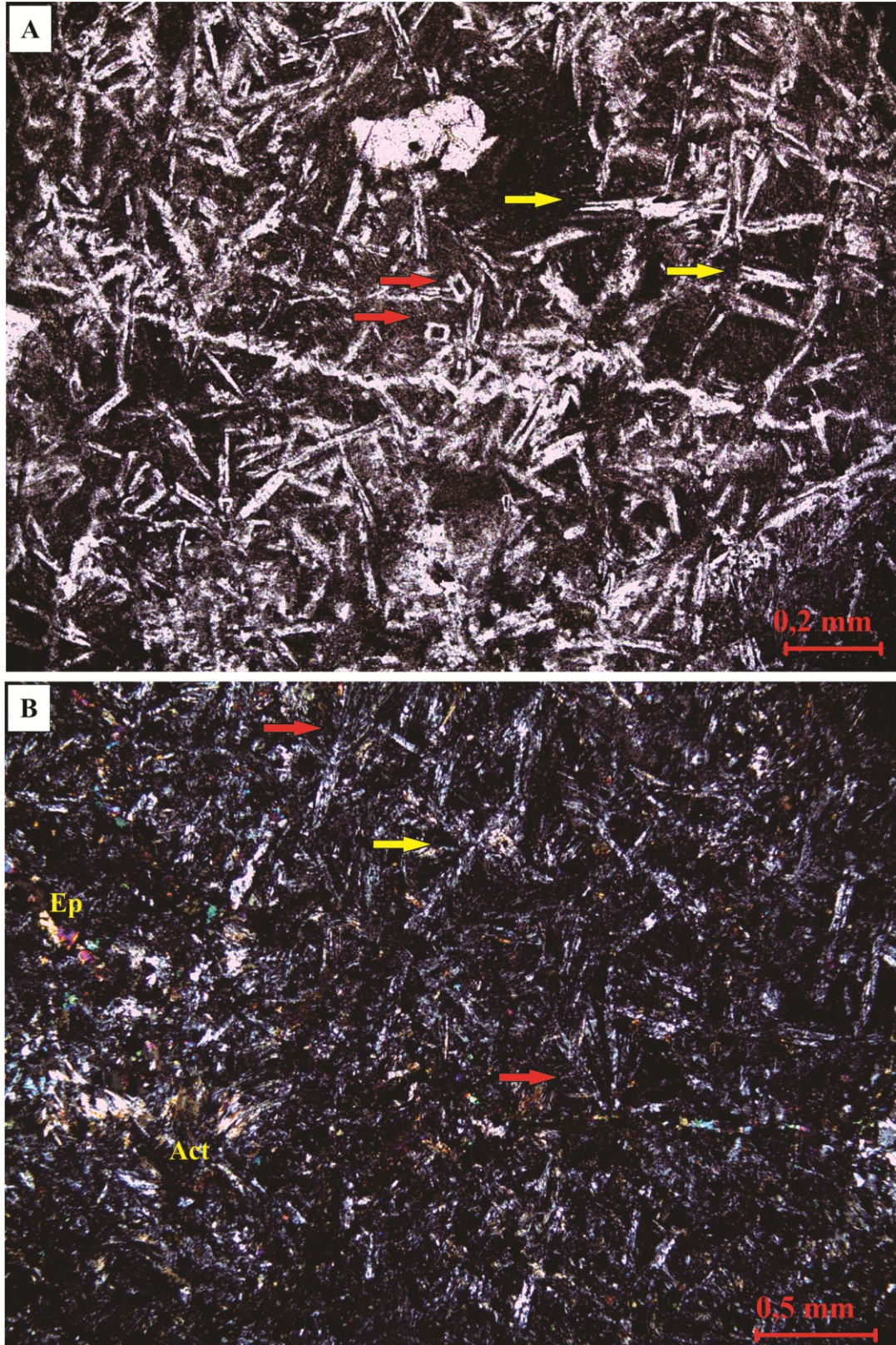


Figura 18 – Feições texturais de resfriamento ultrarrápido (*quenching*) dos plagioclásios dos basaltos maciços: A) Textura intersertal destacando cristais de plagioclásio esqueletais com textura tipo “rabo de andorinha” (setas amarelas) e cristais com núcleos ocos preenchidos com material vítreo (seta vermelha) (amostra STP-03) - LN; B) Arranjos tipo *sheaf-like* de cristais de plagioclásio, caracterizada pelo crescimento acicular em forma de leque dos cristais (setas vermelhas) e arranjos radiais de cristais de plagioclásio (seta amarela) (amostra STP-04) - LP.



5.1.2 Basaltos hipovítreos da zona de borda das almofadadas

A zona de borda dos *pillows* basaltos corresponde à porção intermediária entre o basalto maciço e a camada interalmofada e foram descritas nas amostras SAPUC-01 (I), STP-04 e ST-13. Compreendem as porções afaníticas de granulação muito fina ou vítrea, de coloração verde amarelada, maciças com texturas criptocristalina, vítrea e intersetal, sendo uma característica marcante a presença esferulitos e cristais com arranjos radiais de plagioclásio (Figura 20A).

Estas rochas possuem granulação densa com finos cristais aciculares de plagioclásio e piroxênio dispostos aleatoriamente em meio ao material vítreo de cor marrom, caracterizando a textural intersetal. A textura hialopilitica foi identificada localmente sendo definida por palhetas muito finas de plagioclásio levemente orientadas sobre a matriz vítrea e criptocristalina (Figura 20B).

Nesta zona as rochas são compostas por material vítreo transformado e minerais que se encontram envolvidos por este material como o plagioclásio, clinopiroxênio e minerais secundários (albita, epidoto, tremolita-actinolita e clorita) e outros minerais não identificados.

O vidro é o material predominante neste tipo litológico. Apresenta cor marrom e encontra-se parcialmente transformado para uma massa criptocristalina de cor verde com tons acinzentados, constituída de clorita e outros componentes não identificados.

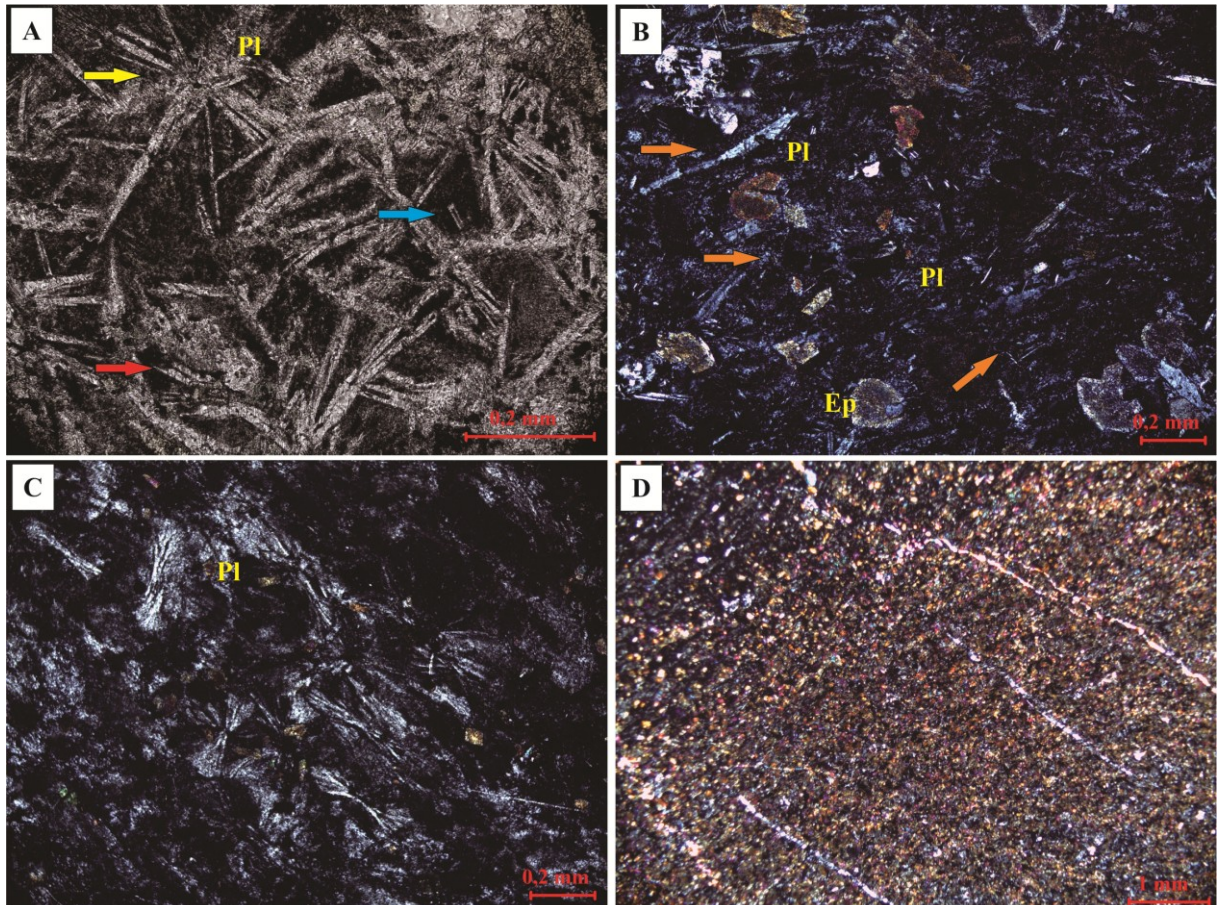
O plagioclásio apresenta-se na forma de cristais esqueletais aciculares ou com textura esferulítica, caracterizada por leques de ripas divergentes de plagioclásio com duas morfologias predominantes: tipo esférico e “gravata borboleta”, associados com finos cristais de clinopiroxênio, característicos de formação em condições de resfriamento ultrarrápido (*quenching*). Esses se encontram transformados para albita (Figura 20C).

O clinopiroxênio está intensamente transformado para tremolita-actinolita e mais raramente para epidoto.

O epidoto encontra-se em hábito granular ou em formais subedrais associados ao plagioclásio. Em algumas porções da zona de borda, mostra um alto conteúdo de cristais disseminados, o que confere uma coloração verde amarelada a rocha (Figura 20D).

A tremolita-actinolita ocorre na forma de cristais aciculares, por vezes formando leques ou agulhas orientadas, definindo uma incipiente foliação.

Figura 19 – Aspectos texturais e mineralógicos dos metabasaltos da zona de borda das almofadadas: A) Arranjo radial dos cristais esqueletais de plagioclásio com seções ocas, indicada pela seta azul, e textura tipo “rabo de andorinha” e interstícios ocupados por material vítreo (amostra SAPUC-01) – LN; B) Textura hialopilitica, definida por cristais de plagioclásio suborientados imersos numa matriz densa hipocristalina (amostra SAPUC-01A) – LP; C) Arranjo tipo “gravata borboleta” (amostra STP-04b) - LP; D) Alto conteúdo de cristais granulares de epidoto em basalto muito transformado (amostra STP-04b) - LP.



5.1.3 Basaltos da zona interalmofada

A zona interalmofada (*interpillow*) possui coloração verde escura, afanítica e hipovítrea, e é essencialmente composta por material vítreo devitrificado e transformado para cristais lamelares de clorita, que são produtos da transformação de vidro vulcânico, com variável conteúdo de epidoto formado pelo metamorfismo que atingiu a área. Além disso, observam-se fragmentos de cristais de plagioclásio, clinopiroxênio e material vítreo desvitrificado.

O material interalmofada exibe estruturas de fluxo ainda preservadas, definida pela alternância entre bandas de material vítreo e hipovítrea que definem zonas escuras

milimetricamente, bem como, estruturas de fluxo com dobras e fragmentos de material vítreo e minerais rotacionados envolvidos pela estrutura fluidal (Figura 21A). Estes fragmentos vítreos, por vezes, apresentam-se plasticamente deformados, exibindo um aspecto sigmoidal e são orientados seguindo a orientação de fluxo (Figura 21B).

O material vítreo foi amplamente desvitrificado e intensamente transformado em uma massa criptocristalina de cor verde a castanho, formada predominantemente por clorita.

Ainda nesta zona, nota-se a presença de uma foliação tectono-metamórfica (S_1) incipiente sobreposta à foliação de fluxo que é definida pela orientação preferencial de cristais lamelares de clorita e cristais aciculares de tremolita-actinolita (Figura 21C).

A partir do exame microscópico dessas rochas observaram-se porções correspondentes a brechas de derrame que caracterizam hialoclastitos, que exibe uma estrutura fragmentária caracterizada pela abundância de fragmentos de material vítreo e cristais de plagioclásio e clinopiroxênio associados, todos suportados pela matriz hipovítrea cloritizada. Os fragmentos variam de angulares a arredondados e possui caráter cognato. Alguns fragmentos estão plasticamente deformados (material vítreo) e fraturados (minerais) (Figura 21D).

A transição entre a porção de borda das almofadas para a zona interalmofada é marcada por uma zona de resfriamento ultrarrápido gradando de vidro (transformado para clorita), para esferulitos de plagioclásio individuais para esferulitos coalescentes. A Figura 22 exemplifica numa representação esquemática a transição entre as zonas dos basaltos almofadados.

Figura 20 – Fotomicrografias destacando os aspectos texturais e mineralógicos dos basaltos da zona interalmofada: A) Textura de fluxo definida pela alternância entre bandas de material vítreo e bandas hipocristalinas em zonas escuras, milimetricamente (amostra STP-04) - LN; B) Estruturas de fluxo com dobras e fragmentos vítreos e de minerais rotacionados (amostra STP-04) - LN; C) Foliação tectono-metamórfica (S1) incipiente, definida por cristais lamelares de clorita e cristais aciculares de tremolita-actinolita orientados (amostra STP-04) - LP; D) Fragmentos de minerais como plagioclásio, clinopiroxênio e quartzo, e de vidro em meio à massa hipovítrea (amostra STP-04) - LP .

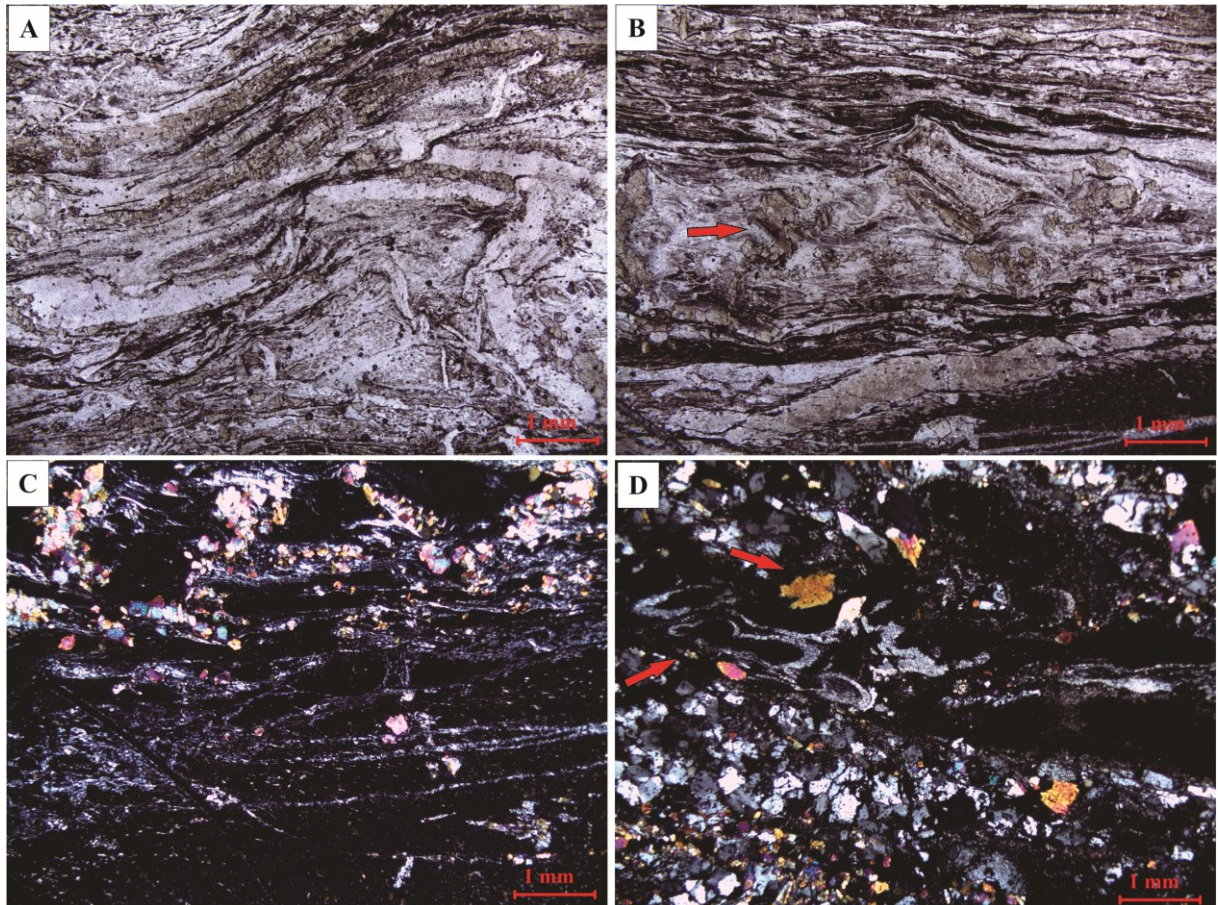
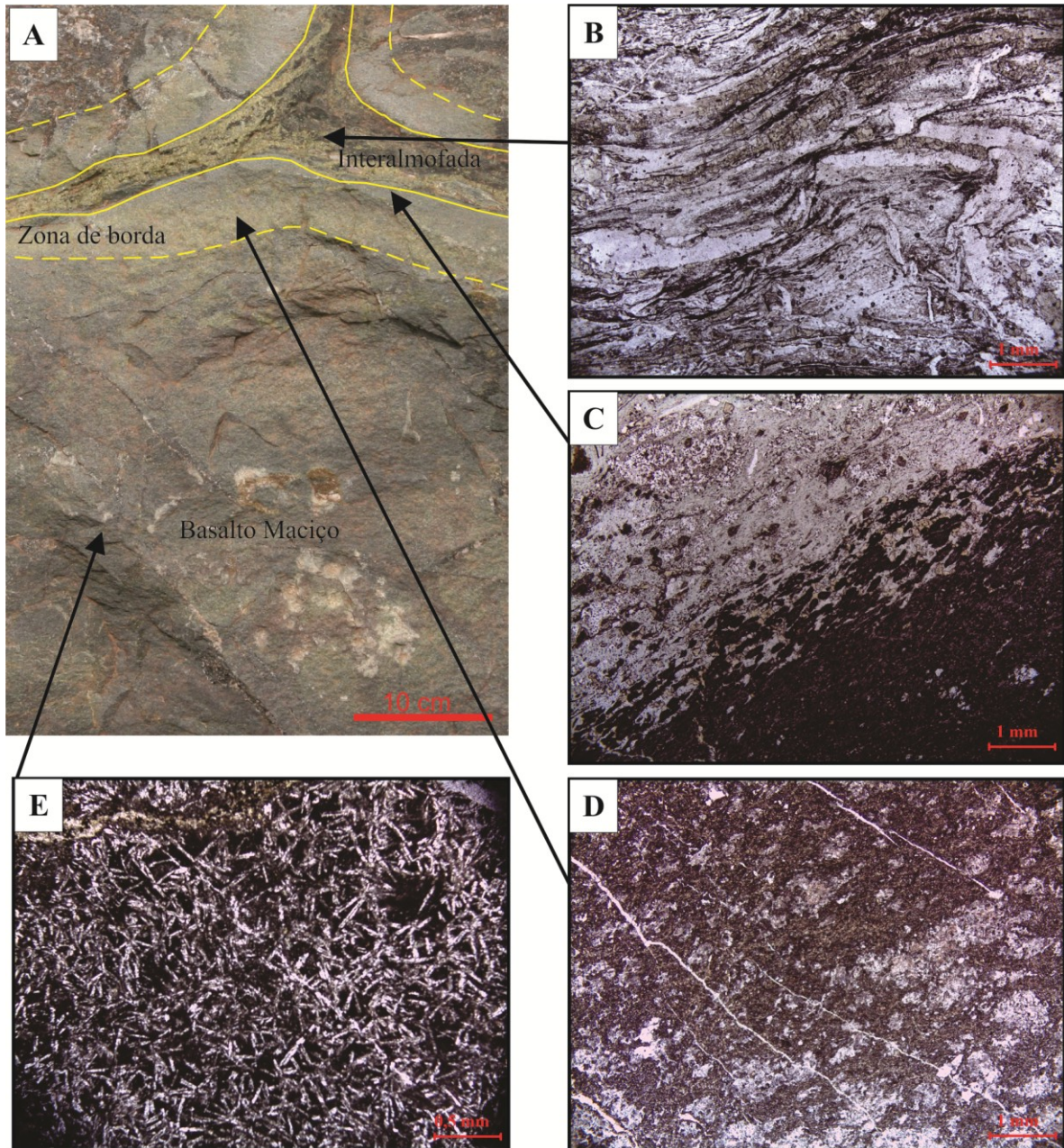


Figura 21 – Apresentação esquemática de um basalto almofadado, mostrando as diversas zonas descritas: A) Basalto almofadado exibindo o zoneamento (linhas contínuas e tracejadas em amarelo); B) Fotomicrografia da porção interalmofada apresentando estrutura de fluxo dobrada com hialoclastitos - LN; C) Fotomicrografia da zona de transição entre a zona de borda e interalmofada, definido pela gradação de rocha vítrea (transformada para clorita) para esferulitos vítreo individuais de cor castanha até esferulitos coalescentes - LN; D) Fotomicrografia da zona de borda caracterizada pela abundância de minerais secundários de epidoto, e secundariamente tremolita-actinolita e clorita, ocorrem também esferulitos de plagioclásio albitizados - LN; E) Fotomicrografia do basalto maciço no núcleo das almofadas exibindo textura reliquiar intersertal - LN.



5.2 METAJASPILITOS

Os jaspilitos são rochas sedimentares químicas finamente laminadas, constituídas por bandas alternadas de jaspe e concentrados de hematita. A granulação é predominantemente fina e a textura é localmente granoblástica. O bandamento, que varia de milímetros a centímetros, é definido pela alternância de jaspe, de coloração marrom avermelhada, tornando-se mais clara a medida que o quartzo mostra-se recristalizado (*chert*); e hematita – magnetita, de coloração cinza a vermelhada, tomando tonalidades marrons devido a transformação intempérica com a formação de goethita (Figura 23A e B).

As estruturas sedimentares primárias reconhecidas são bandamento e laminações plano-paralelas. As bandas de minerais de ferro apresentam finas lâminas e lentes de *chert* ou jaspe paralelas ao acamamento, assim como as bandas de *chert* ou jaspe apresentam finas lâminas e lentes de minerais opacos, marcando assim a laminação plano-paralela (Figura 23C).

O contato entre as bandas de jaspe e opacos são, em geral, bruscos e sinuosos. As bandas, em geral, não são contínuas, mostrando limites irregulares e ondulados. Estas rochas apresentam uma foliação incipiente que é realçada pelas vênulas de quartzo dispostas paralelamente a esta foliação (Figura 23D).

As bandas constituídas por jaspe são compostas por três tipos de quartzo: a) cristais anedrais de quartzo impregnados por cristais de hematita criptocristalina; b) quartzo de granulação fina (criptocristalino) sem a presença de hematita e c) quartzo recristalizado pelo metamorfismo com textura granoblástica poligonal com extinção ondulante moderada.

As bandas formadas por óxido/hidróxidos de ferro são compostas predominantemente por hematita, no entanto, ainda é possível identificar cristais de magnetita. A hematita está fortemente transformada para goethita, principalmente nas bandas maciças, onde esta exhibe textura maciça e colóide.

A hematita ocorre de forma maciça ou disseminada, diferentemente da magnetita que apenas ocorre como cristais isolados em meio à massa formada cristais de hematita.

As estruturas secundárias observadas nos jaspilitos permitem avaliar a natureza da rocha sedimentar em termos da sua plasticidade e mobilidade antes da litificação. Foram registradas nas amostras de jaspilito os seguintes aspectos deformacionais: a) feições de

rompimento de bandas, b) pequenas ondulações, com adelgaçamento das bandas de jaspe, evidenciando um comportamento mais dúctil dessas bandas em relação às bandas ferrícas, cujo comportamento deformacional é sin-diagenético; c) estruturas *pods* que são nódulos de jaspe com formas alongadas ovais ou lenticulares, interpretados como produtos de compactação diferencial que levou o rompimento a camada de jaspe (Figura 23E e F).

5.3 METACHERTS

Os *metacherts* apresentam coloração amarela avermelhada, granulação em geral fina, com exceção das porções recristalizadas. Estas rochas possuem laminações com intercalações entre lâminas ricas em quartzo e outras ricas em hematita. Estas lâminas apresentam contatos bruscos e retilíneos. Por vezes, as lâminas de quartzo estão rompidas (Figura 24).

Estas rochas preservam estruturas primárias definidas pelas laminações plano-paralelas de tamanhos milimétricos. As lâminas compostas por quartzo possuem granulação fina a criptocristalinas, com contatos retilíneos e às vezes suturados entre si. A hematita ocorre em massas irregulares e disseminadas, concentrados em faixas definindo as lâminas ricas em ferro nos cherts.

Figura 22 –Fotomicrografia em luz polarizada dos metacherts mostrando os contatos bruscos e retilíneos entre as lâminas ricas em quartzo e hematita (amostra SAPUC-01).

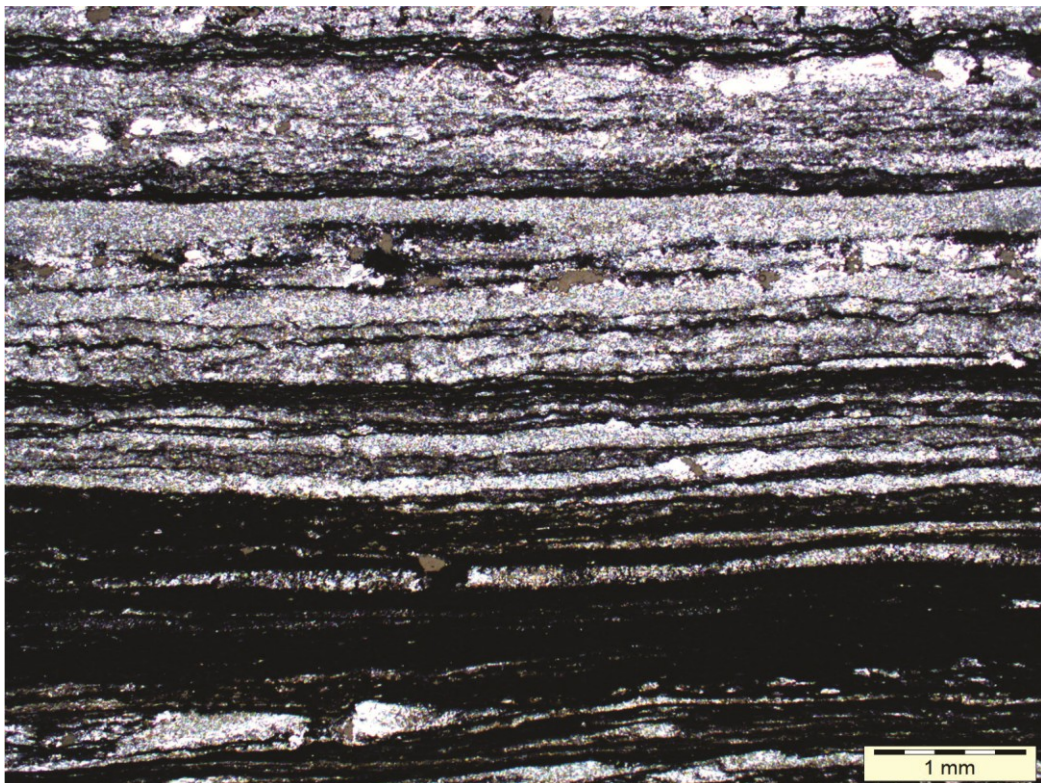
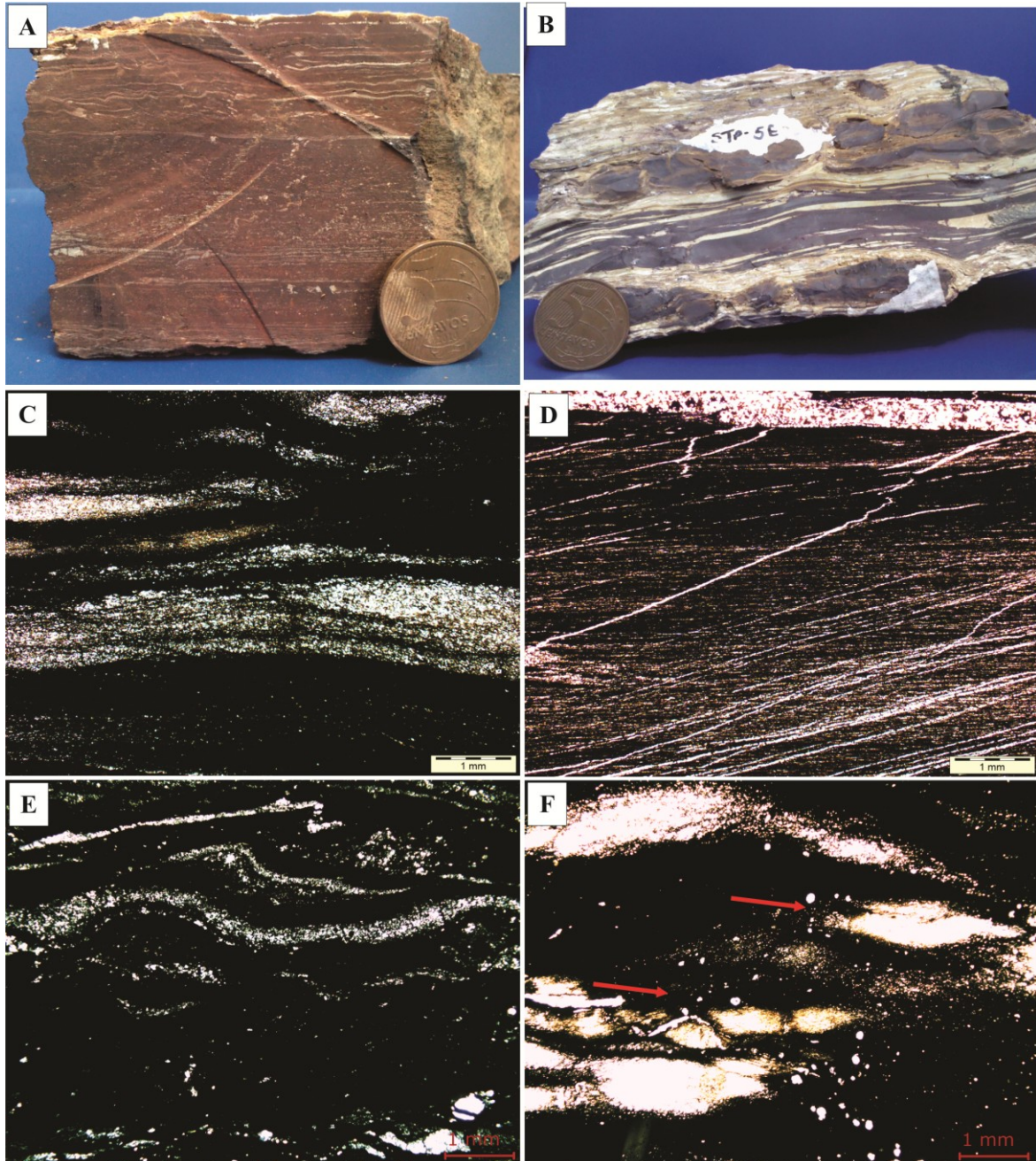


Figura 23 – Aspectos gerais dos jaspilitos: A) Amostra de jaspilito finamente laminado apresentando laminações plano-paralelas; B) Amostra de jaspilito apresentando bandamento centimétrico com bandas de quartzo recristalizado (chert) e bandas de ferro rompidas (amostra STP-05D e E); C) Fotomicrografia em luz polarizada do bandamento observado entre a banda silicosa (clara) e banda de opacos (escura) nos jaspilitos com limites irregulares (amostra STP-0E); D) Fotomicrografia em luz natural exibindo laminações plano-paralelas truncadas pela foliação incipiente (S1) onde os veios de quartzo estão orientados concordantemente (STP-05D); E) Fotomicrografia em luz polarizada das bandas de jaspe onduladas, deformadas e rompidas (STP-05D); F) Fotomicrografia em luz polarizada das estruturas *pods* (indicadas pela seta) (STP-05E).



6 ANÁLISES MINERALÓGICAS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X NOS METABASALTOS

A técnica analítica de difração de raios-X foi introduzida com o objetivo de complementar a identificação mineralógica já que as características intrínsecas dos basaltos, tais como a granulação fina, criptocristalina ou vítrea e a presença de finos minerais entremeados na matriz vítrea, limita a identificação pela microscopia ótica.

6.1 ANÁLISE POR DRX NOS METABASALTOS

Os metabasaltos representados pelas amostras STP-04 e ST-23 e os resultados obtidos pelo DRX são apresentados no difratograma da Figura 25. As análises permitiram a identificação dos seguintes minerais: augita, albita, epídoto, actinolita, clinocloro, bannierita e pargasita.

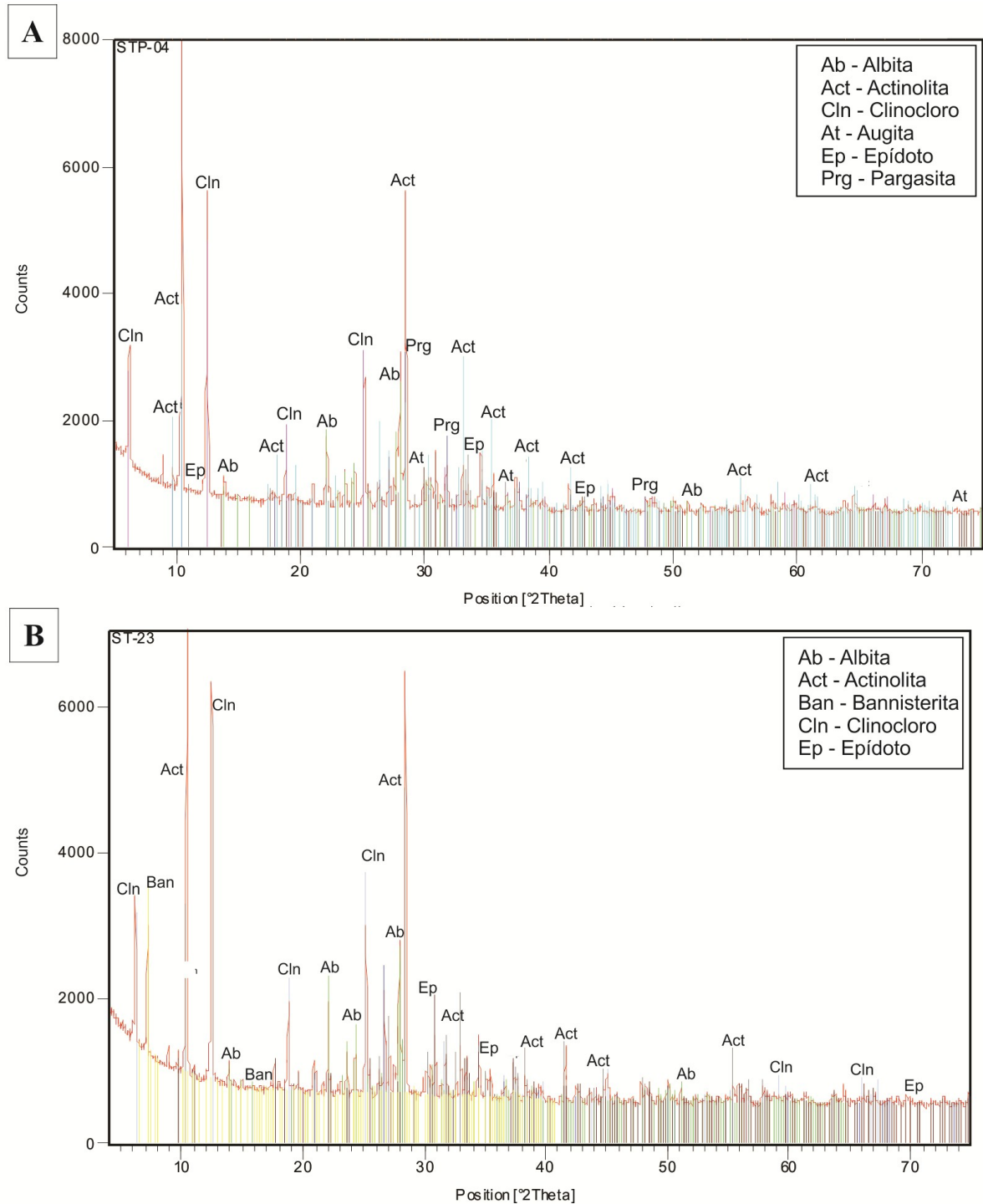
Os minerais albita, augita, epídoto e actinolita já tinham sido identificados petrograficamente e suas composições químicas semiquantitativas foram obtidas por meio das análises feitas com o auxílio de microscopia eletrônica de varredura.

O clinocloro é um mineral do grupo da clorita e possui fórmula química $(\text{Mg, Fe})_6 (\text{Si, Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$ e foi identificado como produto de transformação do material vítreo.

A bannierita é um filossilicato do grupo do estilpnomelano e possui fórmula química $(\text{Ca}_5\text{K}_{38})(\text{Mn}_{6,15}\text{Fe}_{1,43}\text{Mg}_{1,14})(\text{Si}_{14,82},\text{Al}_{11,118})\text{O}_{38}(\text{OH})_8(\text{H}_2\text{O})_{5,85}$ e foi identificado como produto do metamorfismo de baixo grau.

A pargasita potássica e actinolita são minerais do grupo dos anfibólios cálcicos e possuem fórmulas químicas $\text{KCa}_2\text{Mg}_3(\text{Si}_6,\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})$ e $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH},\text{F})_2$, respectivamente, e segundo Deer *et al.* 1966 são minerais comuns em rochas máficas que sofreram metamorfismo regional de baixo grau.

Figura 24 - Difratogramas com os resultados de análises por difração de raios-X em basalto maciço: A) Mineralogia correspondente à amostra STP-04; B) Resultados obtidos na mostra ST-23.

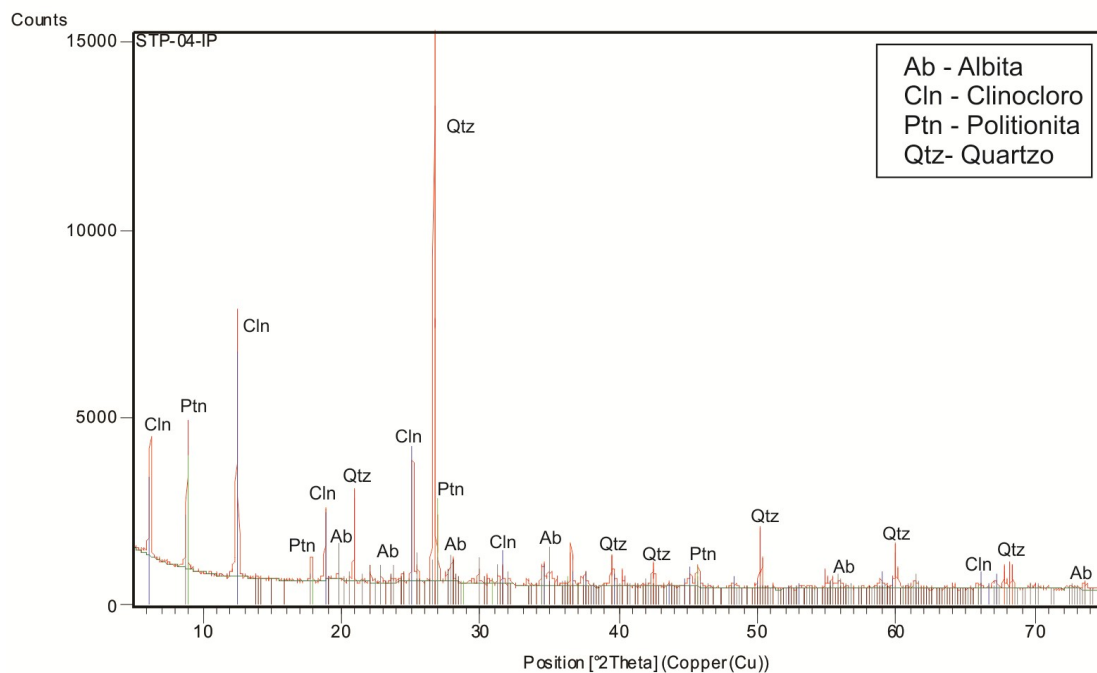


6.2 ANÁLISES POR DRX DA ZONA INTERALMOFADA

A análise por DRX da porção externa da almofada foi realizada na amostra STP-04 IP e os resultados encontram-se no difratograma da Figura 26. Os seguintes minerais foram identificados: clinocloro; politionita; quartzo e albita.

O material interalmofada (*interpillow*) apresenta-se predominantemente formado por vidro basáltico quase totalmente transformado para uma massa criptocristalina de cor verde. Com base nas análises por DRX, nesse material identificou-se clinocloro e polititonita ($K_2(Li_4Al_2)[Si_8O_{20}](OH,F)_4$) e também quartzo que na amostra apresenta-se como vênulas que a recorta irregularmente.

Figura 25 - Difratograma com o resultado das análises por difração de raio X da porção *interpillow* identificando-se clinocloro, polititonita, quartzo e albita (amostra STP-04 IP).



7 ANÁLISES DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA NOS METABASALTOS

Essas análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da UFPA (LABMEV), com a utilização do modelo LEO/ZEISS-1450 VP com sistema EDS acoplado em sua estrutura, que garantiu a obtenção de imagens retroespalhadas e análises químicas semiquantitativas.

O estudo petrográfico previamente realizado foi complementado com as análises de MEV que permitiu melhor caracterização dos constituintes mineralógicos dos litotipos estudados, particularmente dos basaltos, devido à limitação dos meios óticos devido a granulação muito fina.

As análises foram feitas em 3 amostras de metabasaltos (STP-04, STP-03 e SAPUC-01), e os dados obtidos permitiram caracterizar os minerais identificados previamente no estudo petrográfico, bem como os minerais acessórios e secundários resultantes dos processos do metamorfismo e/ou metassomatismo que afetaram essas rochas. Foram identificados plagioclásio, clorita, epídoto, anfibólio, micas e sulfetos (Figuras 27 a 30).

As análises semiquantitativas obtidas, em geral, exibem interferências de elementos químicos da composição de outro mineral próximo devido essas rochas apresentarem granulação muito fina. A seguir são descritos cada mineral.

- Plagioclásio

O plagioclásio nos metabasaltos apresenta-se na forma de fenocristais, cristais aciculares, ripiformes ou na forma de finos cristais com arranjo esferulíticos. Os resultados obtidos das análises de MEV em um fenocristal encontram-se na Tabela 7.1. São constituídos por O que apresenta concentração química entre 41 e 42%, Si entre 37 e 38%, Al em torno de 10% e 11% e Na em torno de 8%. A ausência generalizada de Ca e os teores dos outros elementos químicos permitiram classificá-lo como albita devido à concentração de Na no mineral.

Tabela 1 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em albita, em % em peso.

Elemento	STP-03		ST-36	SAPUC-01
	Análise 1	Análise 2	Análise 1	Análise 1
O	41,74	41,50	42,38	40,89
Na	08,04	8,72	08,34	07,61
Al	11,57	10,95	11,86	11,91
Si	38,65	38,83	37,42	39,59
Total	100	100	100	100

- Clorita

A clorita é um mineral secundário, produto de transformação do material vítreo. Ocorre nos metabasaltos na forma de finos cristais lamelares e na forma de uma massa criptocristalina de cor verde. É constituído por O com concentração entre 40 e 41%, Si entre 14 e 16%, Fe varia de 18 e 22%, o Mg fica entre 22 e 12% e o Al apresenta teor entre 10 e 11%. Essas concentrações permitiram classificar esta clorita como do tipo clinocloro. Os resultados obtidos das análises de MEV em dois cristais desse mineral estão na tabela 7.2.

Tabela 2 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em clorita, em % em peso.

Elementos	ST-36	SAPUC-01	STP-04
	Conc. (%)	Conc. (%)	Conc. (%)
O	41,52	41,20	41,27
Mg	10,49	12,54	11,24
Al	11,22	11,68	10,29
Si	16,28	15,90	15,04
Fe	20,49	19,67	22,07
Total	100	100	100

- Epidoto

Este mineral foi reconhecido como produto da transformação dos cristais aciculares de plagioclásio, e os resultados obtidos das análises de MEV em seis cristais desse mineral estão na Tabela 3. Os cristais analisados apresentam concentrações de 36 a 38% de O, 21 a 23% de Si, em torno de 13 a 17% de Ca, Fe em torno de 11 a 12% e Al 11 a 12%.

Tabela 3 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em epidoto, em % em peso.

	STP-03	SAPUC-01	STP-04
Elementos	Conc. (%)	Conc. (%)	Conc. (%)
O	36,00	38,52	37,45
Al	12,75	11,24	12,88
Si	21,67	23,64	21,37
Ca	17,68	13,87	17,18
Fe	11,88	12,72	11,12
Total	100	100	100

- Anfibólio

O anfibólio nos metabasaltos apresenta-se na forma de cristais aciculares e em arranjos fibrorradiais; e foi identificado como produto de transformação dos clinopiroxênios. Os resultados de MEV obtidos em três cristais desse mineral estão na tabela 4. São constituídos por O que apresenta concentração química entre 39 e 40%, Si entre 28 a 31%, Ca em torno de 9%, Fe entre 7 a 11%, Mg em torno de 4 a 9,6% e Al em torno entre 2 a 5%. Os teores dos elementos químicos permitiram classificá-los como do tipo actinolita.

Tabela 4 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em actinolita, em % em peso.

	STP-03	SAPUC01	STP-04
Elementos	Conc. (%)	Conc. (%)	Conc. (%)
O	40,15	38,34	40,95
Mg	04,03	07,91	09,61
Al	05,28	02,36	02,89
Si	32,38	29,92	28,89
Ca	10,72	09,94	08,76
Fe	07,35	11,53	08,90
Total	100	100	100

- Sulfeto

Esse mineral foi identificado através de análises por MEV somente na amostra STP-04, em que ocorre na forma de cristais anédricos com hábito granular presentes nos basaltos

hipovítreos da zona de borda. Os resultados obtidos das análises de MEV desse mineral estão na Tabela 5, e apresentam aproximadamente 64% de Cu, 21 e 24% de S e 11 e 14% de Fe, o que caracteriza o tipo calcopirita.

Tabela 5 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em calcopirita nos basaltos hipovítreos da zona de borda, em % em peso.

STP-04	
Elementos	Conc. (%)
S	38,51
Fe	28,92
Cu	32,55
Total	100

- Micas

Estes minerais apresentam-se na forma de finos cristais associados com cristais lamelares de clorita e representam uma mistura com este mineral nas porções interalmofadas dos metabasaltos. Por serem cristais muito finos e existir a interferência e elementos de minerais próximos não é possível definir o tipo de mica.

Os resultados obtidos das análises de MEV em dois cristais desse mineral (Tabela 6 e 7) constituídos por O que apresenta concentração química em torno de 42%, Si em torno de 17%, Mg em torno de 8 e 10%, Fe em torno de 15%, Al em torno de 11% e K entre 2 e 9%.

Tabela 6 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em % peso.

SAPUC-01	
Elementos	Conc. (%)
O	41,16
Mg	07,62
Al	10,84
Si	16,24
K	09,09
Fe	15,05
Total	100

Tabela 7 - Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV , em % em peso.

STP-04	
Elementos	Conc. (%)
O	41,61
Mg	11,36
Al	11,00
Si	17,16
K	02,82
Fe	16,05
Total	100

Figura 26 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas obtidas por MEV em cristais de albíta, epidoto e actinolita nos metabasaltos maciços (amostra STP-03). O asterisco significa a interferência de elementos de minerais próximos.

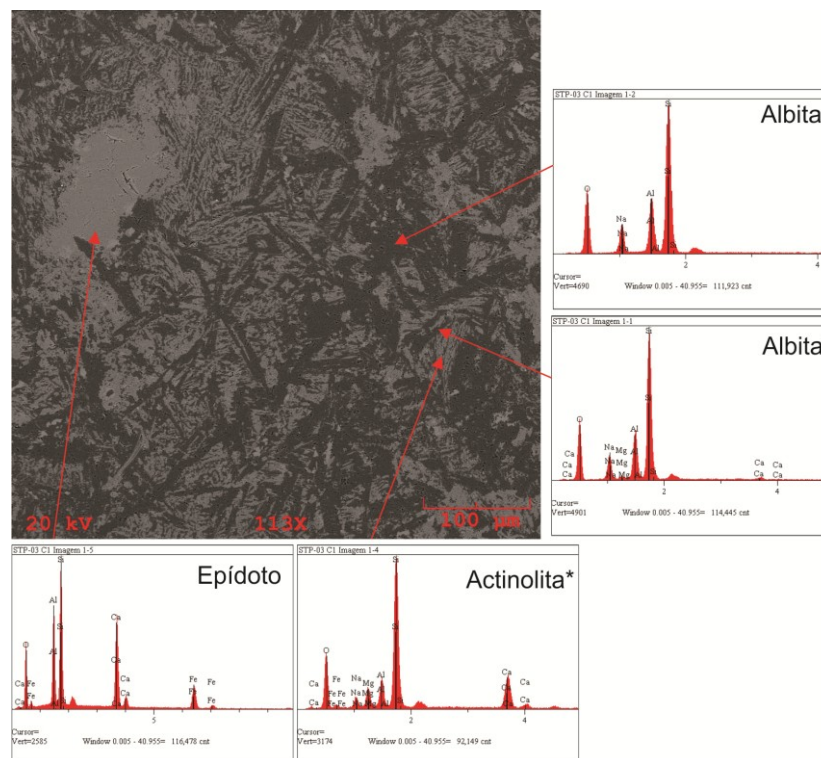


Figura 27 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV da amostra que mostra o plagioclásio do tipo albita como mineral essencial, clorita, mica, actinolita e epidoto como minerais secundários nos metabasaltos maciços (amostra SAPUC-01).

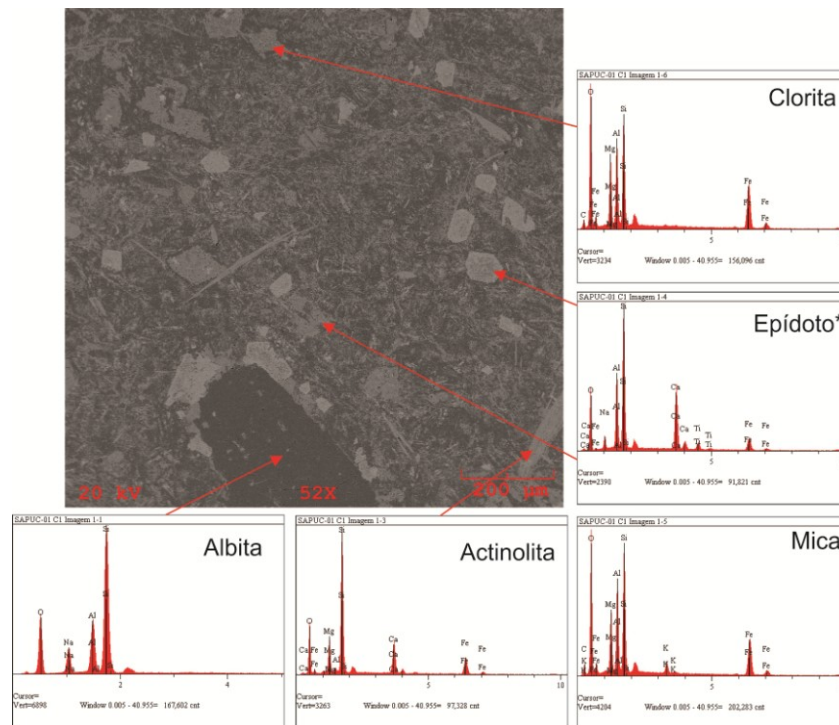
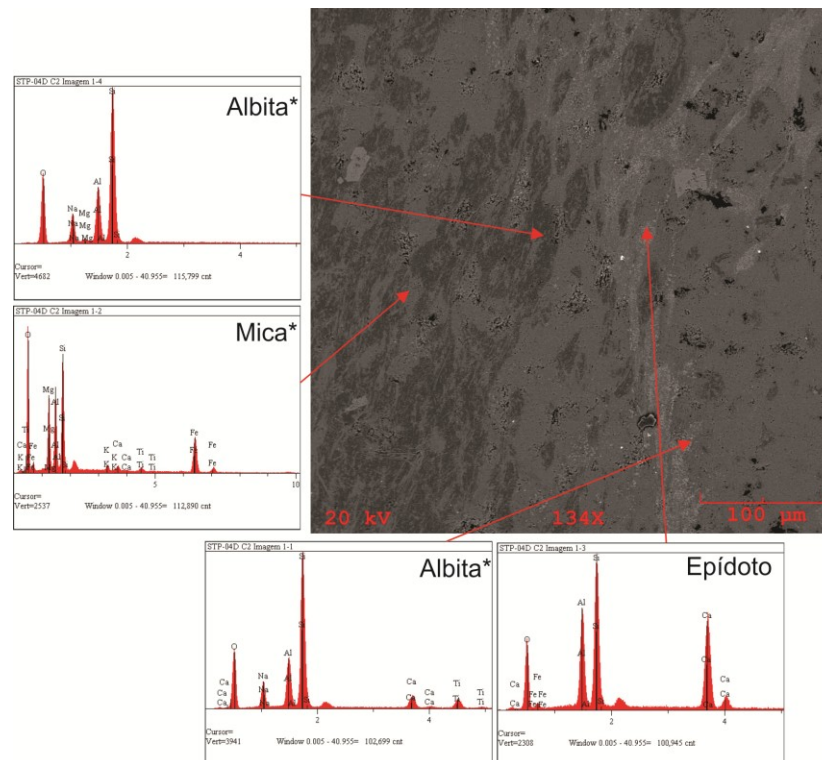


Figura 28 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas obtidas por MEV em cristais de albita na forma de esferulitos, na interface entre zona de borda e interalmofada, epidoto e mica nos basaltos hipovítreos da zona de borda (amostra STP-04).



8 TRANSFORMAÇÕES METAMÓRFICO/METASSOMÁTICAS

Os metabasaltos da Serra do Tapa são rochas que apresentam transformações parciais devido ao metamorfismo e as modificações estão registradas pelas transformações quase que totais da mineralogia primária formada inicialmente por plagioclásio cálcico, clinopiroxênio, minerais opacos e vidro que devido a esse processo resultou em uma paragênese metamórfica constituída por albita, actinolita, clorita e epidoto confirmando a atuação de processos metamórficos nestas rochas.

Apesar das transformações mineralógicas impostas sobre estas rochas, estão preservadas as texturas primárias magmáticas, sendo a textura intersertal, caracterizada pela presença de vidro e material criptocristalino entre os cristais aciculares de plagioclásio, a mais comum, incluindo a microporfírica.

Os metabasaltos, em geral, são rochas maciças, no entanto, apresentam foliação incipiente com direção NW-SE, registrada principalmente nas porções interalmofadas, além das estruturas em almofadas, que encontram-se deformadas e alongadas concordantemente à foliação.

O metamorfismo regional nessa região caracterizado pela incipiente deformação obteve, possivelmente, ação de fluidos hidrotermais provenientes do assoalho oceânico que intensificou as mudanças mineralógicas e químicas dos basaltos. Os basaltos provenientes de ambientes de fundo oceânico são ricos em clorita e em alguns casos há abundância de epidoto. Isso ocorre devido as rochas ricas em clorita perderam Ca, Si e ganharem Mg, em comparação com o basalto precursor devido aos processos hidrotermais que ocorrem nesse tipo de ambiente geológico, o que pode explicar a formação desses dois minerais nos metabasaltos.

Segundo Yardley (2004) as suítes ofiolíticas são comuns em cinturões orogênicos, que neste trabalho trata-se do Cinturão Araguaia, podendo inclusive, mostrar efeitos metamórficos resultantes do metamorfismo regional e do metamorfismo de fundo oceânico, mas que pode conservar associações mineralógicas e texturais primárias.

O produto da superposição destes dois processos foi à formação de uma nova paragênese definida por $Ab + Act + Ep + Cl \pm Stp$ utilizando comparações com as grades petrogenéticas (YARDLEY, 2004). Foi possível estimar condições metamórficas na fácies

xisto-verde baixo no seu domínio mais inferior, com temperaturas entre 300°C a 400°C com pressões baixas. Ressalta-se a ocorrência restrita do mineral estilpnomelano, observados apenas na amostra ST-23, que juntamente com actinolita, epidoto, albita e clorita formam a paragênese pertencente à fácies xisto verde baixo nas rochas metamáficas (YARDLEY, 2004).

9 ESTUDOS GEOQUÍMICOS DOS METABASALTOS

O objetivo principal do estudo geoquímico foi à caracterização química dos metabasaltos através da classificação, definição de variações composicionais, identificação da natureza do magmatismo e interpretação dos processos de geração e transformação destas rochas.

Análises geoquímicas foram realizadas em 4 amostras de metabasaltos, sendo que 2 são provenientes de trabalhos anteriores do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal do IG/UFPA.

As análises químicas basearam-se nas concentrações dos elementos maiores e traços os quais foram realizados no Laboratório de Caracterização Mineral por Raios-X do Instituto de Geociências da UFPA através de análises por espectrometria de fluorescência de raios-X. A seleção das amostragens para esse estudo foi executada evitando, ao máximo, amostras alteradas ou contendo veios. No caso dos basaltos almofadados foi selecionada apenas o núcleo das almofadas para os tratamentos analíticos.

Para o uso de diagramas geoquímicos, as concentrações dos elementos maiores foram recalculadas utilizando o fator de conversão para correção de voláteis, segundo procedimentos de Gill (2010), evidenciados nos valores de perda ao fogo que variam de 2,06% a 4,39%. Os elevados valores de perda ao fogo de algumas amostras refletem, principalmente, processos de metassomatismo de fundo oceânico que afetou as zonas superficiais dos derrames submarinos dos basaltos almofadados. Os diagramas geoquímicos utilizados neste trabalho foram escolhidos segundo as recomendações de Rollinson (1993).

9.1 GEOQUÍMICA DOS METABASALTOS

Os basaltos foram discriminados petrograficamente e situados em diferentes zonas dos derrames almofadados: porções maciças da parte central das estrutura em almofada; zona de borda da porção intermediária entre o basalto maciço e *interpillow*. Para as análises geoquímicas foi selecionada, preferencialmente, a porção maciça dos basaltos almofadados, que consideramos ser a menos afetadas pelo metassomatismo.

Os resultados analíticos obtidos nas amostras de basaltos foram semelhantes, havendo diferenças de concentrações em alguns elementos químicos, como exhibe a Tabela 8.

Analisando o comportamento dos elementos maiores nesses basaltos, o teor de sílica varia de 47 a 50%, o MgO entre 5 a 6%, CaO aproximadamente 10%, Al₂O₃ de 13 a 15% e Fe₂O₃ de 10 a 14%, aproximadamente. Os teores de Na₂O ficam entre 3,5 a 4%. O TiO₂ fica em torno de 1,5 a 1,8%, aproximadamente. As concentrações dos demais elementos maiores são inferiores a 1%.

Em geral, os elementos traços tais como Cr (152 a 145 ppm), V (300 a 438 ppm), Ni (50 a 114 ppm), Zr (98 a 121 ppm), Zn (109 a 124 ppm), Co (47 a 63 ppm), Y (28 a 46 ppm), Cu (43 a 68 ppm), Ba (48 a 119 ppm) e Sr (49 a 187 ppm) apresentam concentrações relativamente mais elevadas.

O diagrama de Hacker mostra a variação do SiO₂ vs óxidos de elementos maiores dos metabasaltos (Figura 31), as amostras de metabasaltos possuem teores entre 47 e 50% de SiO₂. No diagrama é possível notar que as amostras possuem comportamento similar, no entanto, apenas uma amostra possui comportamento relativamente distinto. Esta amostra corresponde aos menores teores de SiO₂, além de apresentar empobrecimento de CaO e Al₂O₃. Paralelamente, mostra leve enriquecimento nos teores de MgO, TiO₂ e Fe₂O₃. Segundo Yardley (2004) essa situação é característica das bordas dos basaltos almofadados e ocorrem devido aos processos metamórficos/metassomáticos de fundo oceânico.

No diagrama TAS (total de álcalis vs sílica) as amostras dos metabasaltos plotam abaixo da curva divisória de Irvine & Baragar (1971) isto é, campo de basaltos subalcalinos (Figura 32), e é ratificado pelo diagrama de variação AFM que confirma a afinidade toleítica deste tipo de basalto (Figura 33). No diagrama de Winchester & Floyd (1977) que relaciona SiO₂ x Zr/TiO₂ (Figura 34), todas as amostras plotam também no campo do toleito tendo o mesmo comportamento no diagrama Zr/TiO₂ x Nb/Y (Figura 35) e que as amostras concentraram-se no campo de basalto subalcalino.

Foram utilizados diagramas de paleoambiência ou geotectônicos de Pearce & Norry (1979), Pearce & Cann (1993) e Meschede (1986) (*apud* Rollinson, 1993) e nos três diagramas as amostras plotaram nos campos de basaltos de cadeia meso-oceânica do tipo N-MORB (Figura).

Tabela 8 - Teores para elementos maiores e traços dos metabasaltos almofadados. Óxidos em % em peso e elementos traços em ppm. Fe₂O_{3t} é ferro total sob a forma de ferro férrico. PF é a perda ao fogo.

	ST-36	ST-32	ST-23	STP-04
Maiores (%)				
SiO ₂	49,29	49,61	50,48	47,44
TiO ₂	1,46	1,58	1,78	1,5
Al ₂ O ₃	15,42	15,03	13,38	13,89
Fe ₂ O _{3t}	10,42	11,4	12,24	14,16
CaO	10,1	10,73	10,4	9,7
MgO	4,83	4,79	5,14	6,26
Na ₂ O	3,53	3,98	3,81	4
K ₂ O	---	0,15	0,15	0,22
MnO	0,19	0,18	0,25	0,24
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,21	0,12
P.F.	4,39	2,36	2,06	2,33
Total	99,87	99,94	99,9	99,86
Traços (ppm)				
Ba	48	87	119	88
Rb	11	14	12	16
Sr	145	187	49	57
Co	47	63	58	56
Pb	1	3	2	---
Nb	2	4	2	---
Zr	115	112	121	98
Y	28	28	46	39
Cr	392	415	152	254
Cu	61	63	68	43
Ni	70	114	50	70
Zn	109	109	114	124
V	300	296	404	438
U	3	4	8	7
Ga	15	15	16	15

Figura 30 - Diagramas de Hacker que apresentam a variação entre o teor de SiO₂ vs principais óxidos de elementos maiores (% peso) nos metabasaltos.

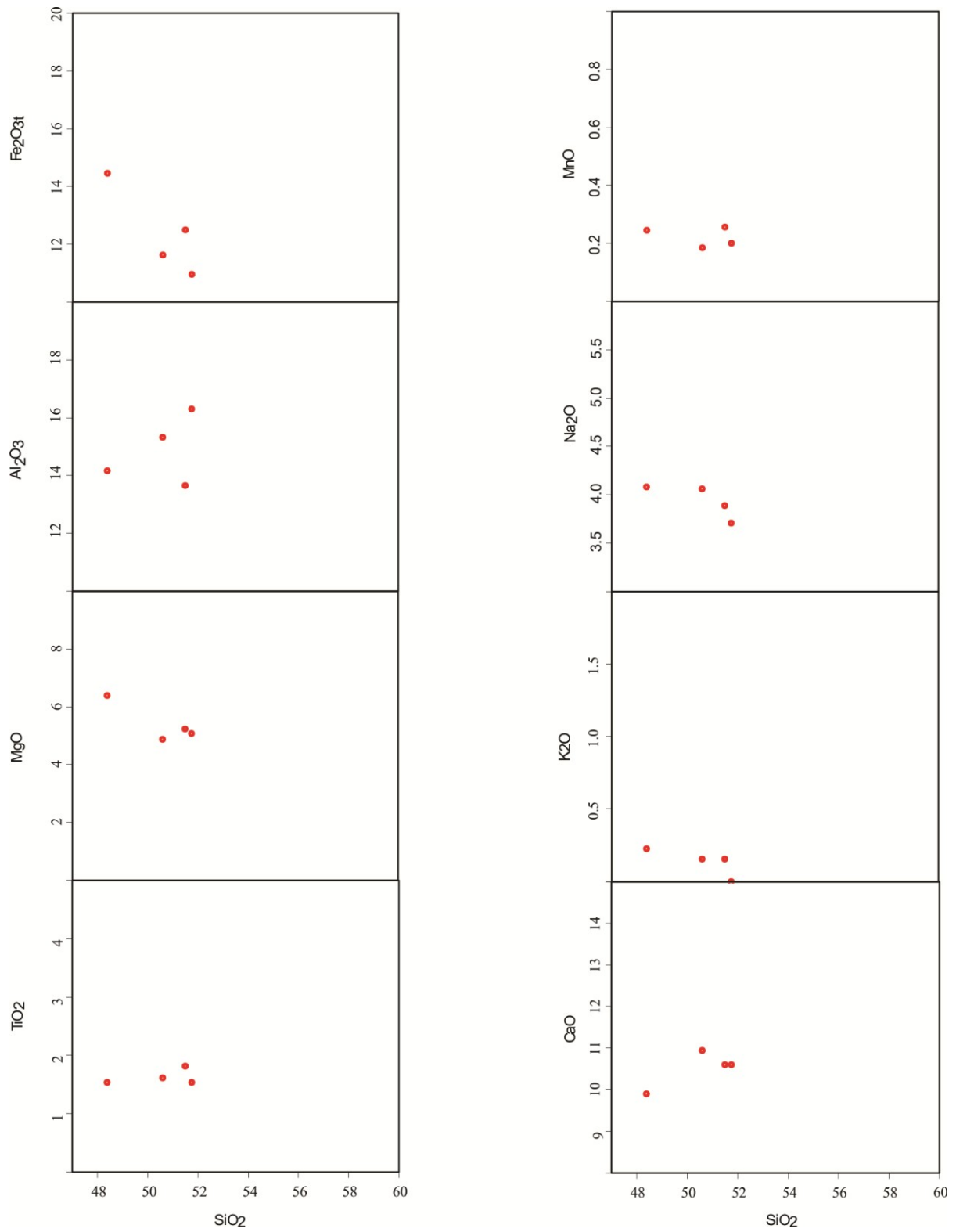


Figura 31 - Diagrama TAS (total de álcalis *versus* sílica) de classificação química para os metabasaltos da Serra do Tapa, segundo Cox et al. (1979). Valores em % peso.

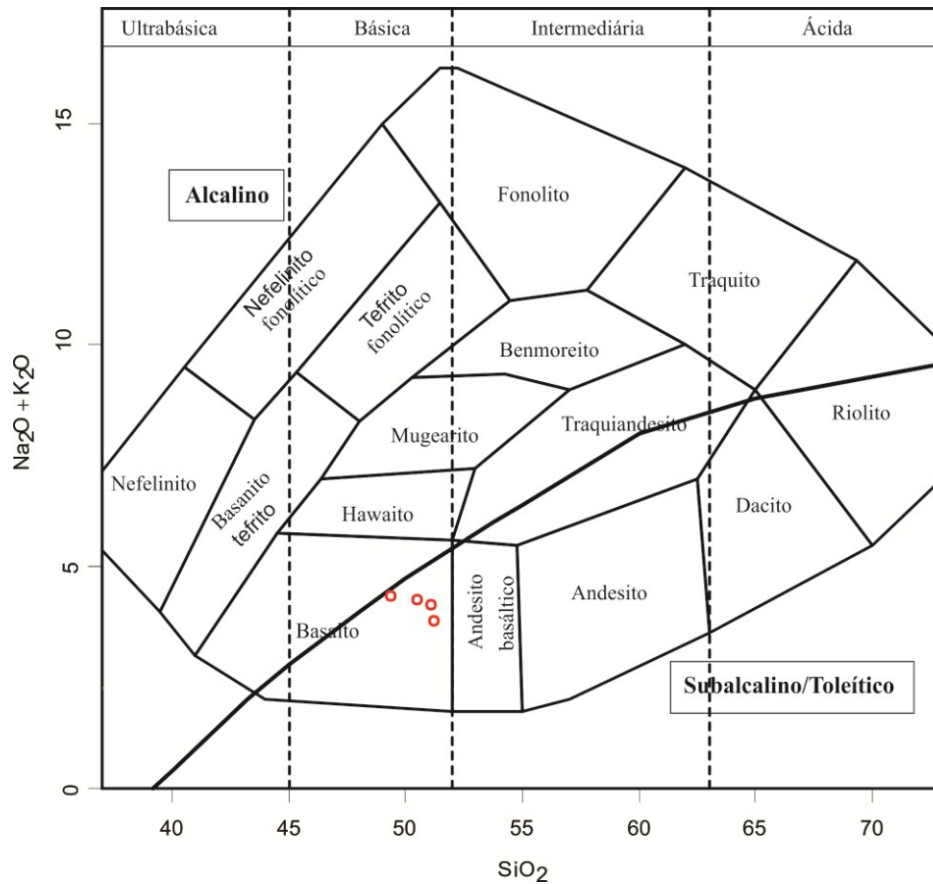


Figura 32 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para os basaltos almofadados da Serra do Tapa.

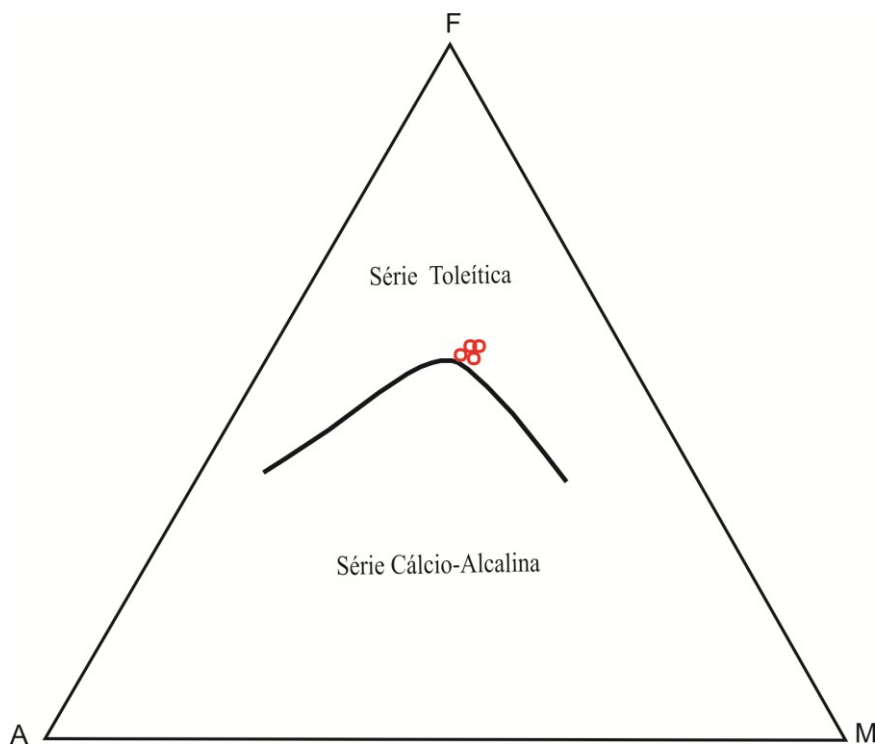


Figura 33 - Diagrama de variação composicional Zr/TiO₂ vs SiO₂ *0,0001 de Winchester & Floyd (1977) para os metabasaltos almofadados da Serra do Tapa.

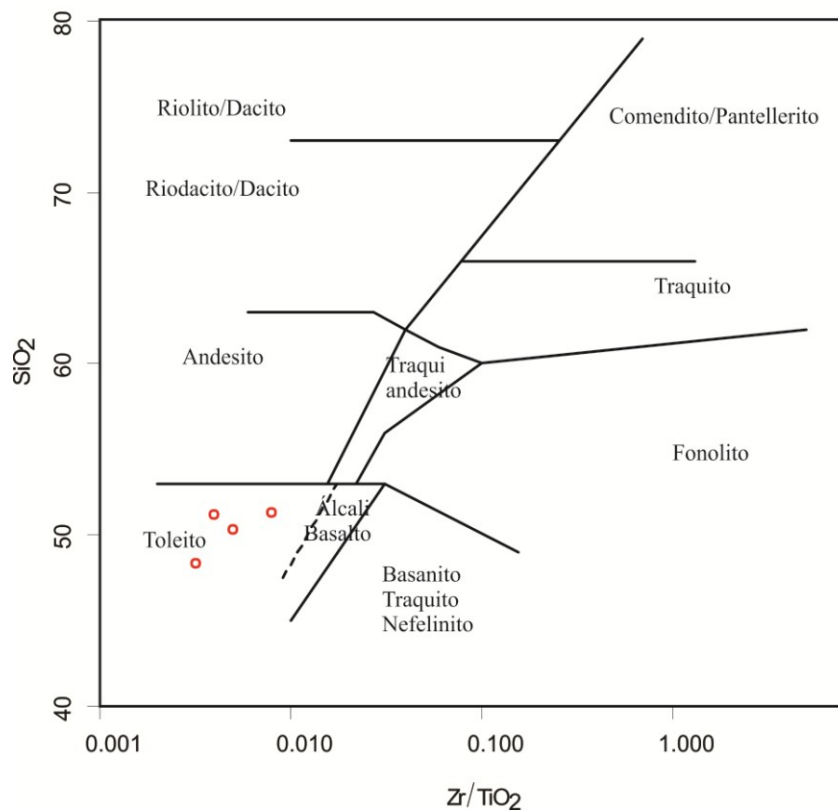


Figura 34 - Diagrama de variação composicional Nb/Y vs Zr/TiO₂ de Winchester & Floyd (1977) para os basaltos almofadados da Serra do Tapa.

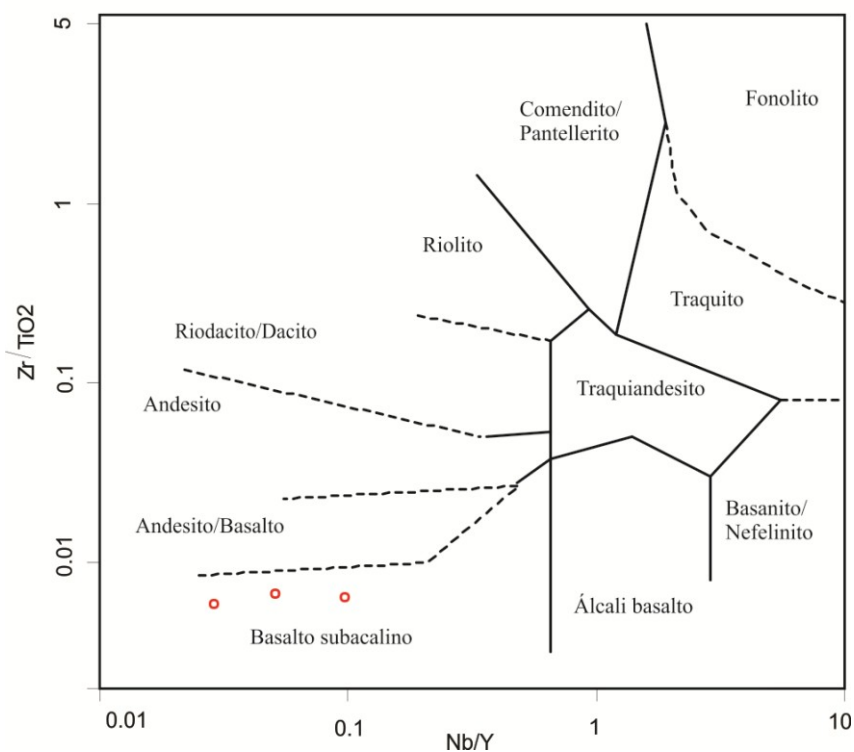
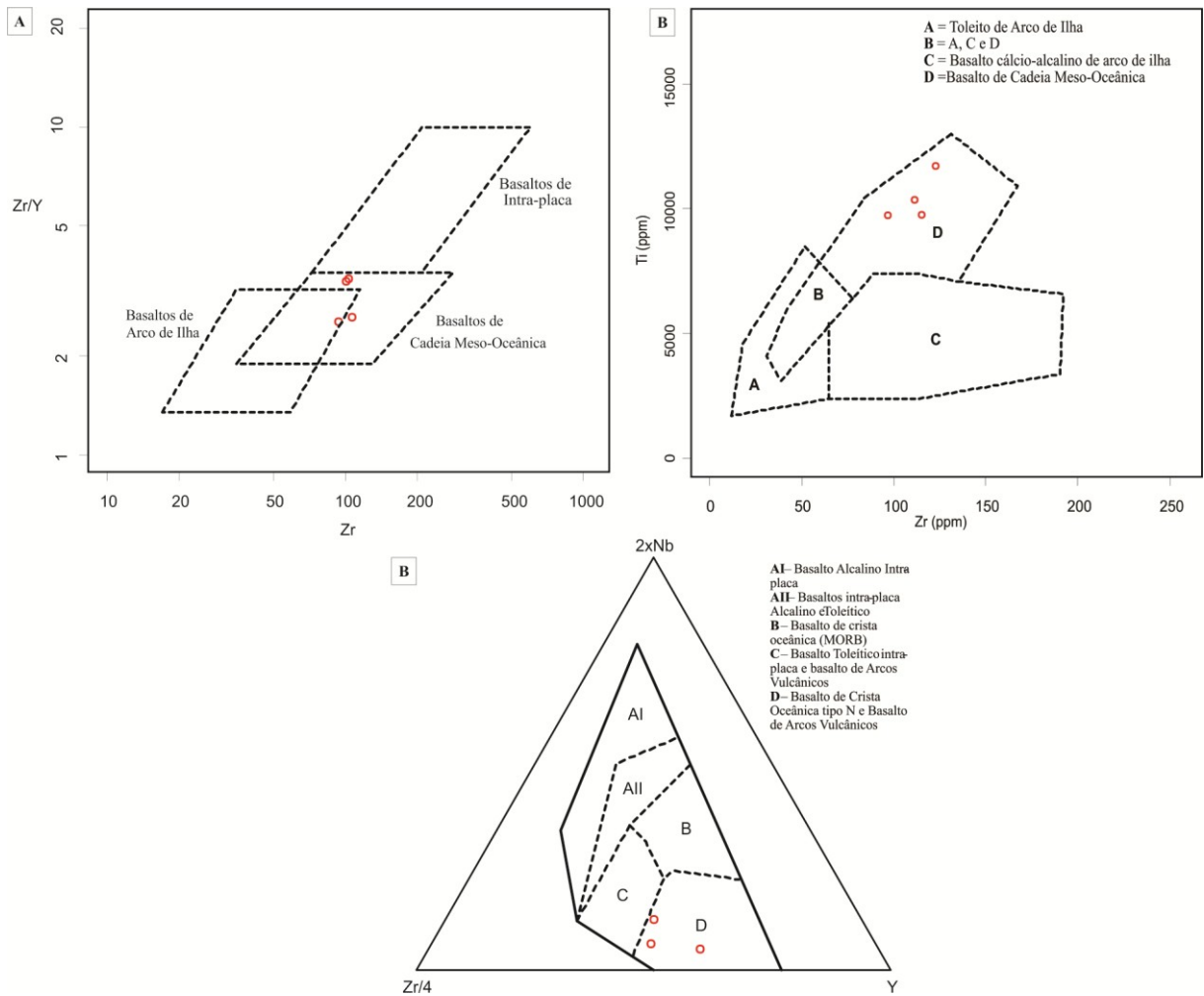


Figura 35 - Diagramas de discriminação tectônica: A) Zr vs Zr/Y (Pearce & Norry, 1979); B) Zr vs Ti (Pearce & Cann, 1973); C) 2Nb-Zr/4-Y (Meschede 1986) para os basaltos almofadados da Serra do Tapa.



10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas da Associação Serra do Tapa caracterizada, neste trabalho, constituem um conjunto de rochas basálticas extrusivas com marcantes estruturas em almofada associadas com rochas sedimentares químicas (*cherts* e jaspilitos) e peridotitos serpentinizados que, apesar das transformações metamórficas e metassomáticas, ainda preservam suas texturas/estruturas originais.

Petrograficamente, os metabasaltos apresentam granulação fina, cor verde clara, discreta foliação, e ainda tem preservadas estruturas em almofadas discriminadas como basaltos maciços, basaltos hipovítreos da zona de borda, basaltos da zona interalmofada (material vítreo) e hialoclastitos (brechas de topo de derrame).

A presença de estruturas em almofada nestes basaltos revela que estas rochas foram formadas por derrames basálticos em condições subaquosas, que no processo de extravasamento no fundo oceânico houve reação com água do mar foram bruscamente resfriadas, gerando tais estruturas (McPHIE *et al.*, 1993). Sob estas condições, essas rochas foram expostas ao metamorfismo de fundo oceânico (metassomatismo), e posteriormente foi submetido ao metamorfismo regional do Cinturão Araguaia.

Estas evidências permitem concluir que estas rochas representam derrames de fundo oceânico que teriam interagido com a água do mar, levando as lavas basálticas a resfriar-se e consolidaram-se bruscamente. Características de resfriamento ultrarrápido (*queching*, Cox *et al.* 1979) foram identificadas pela presença sistemáticas de vidro (transformado), interpretado como registro de líquido residual da brusca consolidação do magma basáltico; ocorrência de esferulitos; cristais aciculares e radiais de plagioclásio, com texturas *sheaf-like*, rabo-de-andorinha e seções ocas de cristais de plagioclásio.

Além disto, as lavas em almofadas geraram uma capa vítrea (zona interalmofada) superficial que foi fragmentada provavelmente pela descompressão durante o fluxo de lava e do resfriamento e teve importante interação com a água do mar formando os hialoclastitos, que são rochas que se formam em ambientes subaquosos e representam agregados clásticos formados por fraturamento (brechamento) não explosivo e pela desintegração de lavas durante o resfriamento rápido em um intervalo de tempo da lava em movimento (comportamento dúctil) observado nas formas sigmoidas dos fragmentos de almofadas. Essa fragmentação afetou a borda das lavas, levando à contração do material vítreo (McPhie *et al.*, 1993).

Os estudos geoquímicos dos basaltos da região da Serra do Tapa permitiram classificá-los como de afinidade subalcalina toleítica com assinatura de magmatismo oceânico tipo N-MORB. As rochas basálticas variam muito pouco em sua composição química, entretanto a zona interalmofada sofreu fortes transformações devido ao metassomatismo oceânico que levou a um enriquecimento considerável nos teores de CaO, MgO e Al₂O₃ caracterizado pela concentração de clorita e epidoto nesta zona. Paralelamente, houve o empobrecimento de sílica que baixou para 47 a 50%, bem como o empobrecimento de álcalis, devido ao decréscimo nos teores de Na₂O. Segundo Yardley (2004) essa situação é característica das bordas vítreas dos basaltos almofadados e ocorrem devido aos processos metamórficos e metassomáticos de fundo oceânico

As condições desenvolvidas pela interação da água do mar durante o extravazamento de lavas, por sistemas convectivos onde a água interagindo com as rochas vulcânicas máficas, e o aumento de temperatura sofre aquecimento, permitindo a mobilidade de Si, Na e K; e outros elementos mantélicos, que apresentam concentrações relativamente elevadas, estão possivelmente relacionadas esses processos exalativos, que propiciaram a formação de sulfetos, como a calcopirita presente nos metabasaltos (Wilson, 2007).

Por outro lado as rochas metassedimentares químicas como jaspilitos e *cherts* que estão associadas aos basaltos podem ser relacionadas por processos exalativos submarinos, que juntamente com basaltos almofadados toleíticos tipo MORB remetem a um ambiente de formação de assoalho oceânico típico de porções superiores de suítes ofiolíticas. Essas rochas teriam se desenvolvido num amplo quadro submarino e hidrotermal, desenvolvido durante o estágio de oceanização da Bacia Araguaia, no Neoproterozoico. Posteriormente, durante a inversão tectônica da bacia, estas rochas foram empurradas, obductadas e fragmentadas, ao longo de zonas de cavalgamento, e encaixadas tectonicamente nas rochas do Grupo Tocantins. Ao final, todo o conjunto de rochas foi submetido ao metamorfismo regional que alcançou condições de pressão e temperatura compatíveis com a fácies xisto verde.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. Sistema tectônico marginal do Cráton Guaporé. 1974. In : SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, **Anais**, 4: 11-17.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. *The upper Precambrian Of South America*. 1976. bol. inst. geoc. USP, 7:45-80.
- ABREU, F.A.M.. *Estratigrafia e Evolução Estrutural do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. 1978. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 75 p.
- ALMEIDA, F.F.M. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. 1967. Bol. Div. Geolo. Mineral. Rio de Janeiro, 241. 36 p.
- ALVARENGA, C.J.S., MOURA, C.A.V., GORAYEB, P.S.S., ABREU, F.A.M. *Paraguay and Araguaia belts*. 2000. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz filho, D. A. Campos. *Tectonic Evolution of South America*, p. 183-193.
- ARCANJO, H.S.H., MOURA, C.A.V. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia da Região de Paraíso de Tocantins (TO). 2000. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 665-670.
- ARCANJO, S.H.S. *Evolução geológica das seqüências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia – região de Paraíso do Tocantins*. 2002. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 170p. Tese (Doutorado em Geologia).
- BARROS, L. D. Geologia dos Corpos Máfico-Ultramáficos da região de Arapoema – Pau D’Arco (TO). 2012. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA, Belém, v. 23, n.1, 2012.
- BERBERT, C.O. Geologia geral dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. 1970. In: SBG/NCO, CONG. BRAS. GEOL. 24, *Resumos das Conferências e Comunicações*, Bol. Esp. no. 1.
- BEST, M.G. 1995. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Ed. Blackwell Science, v.2, p.341-485.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHUMUS, W.R.; FETTER, A.H. *Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio Corporativo e Problemas de Correlação*. 2001. Revista do Instituto de Geociências. USP Série Cient., São Paulo, v. 1. p.59-78.
- CALADO, W.M.; GORAYEB, P.S. de S. Caracterização litoquímica dos basaltos almofadados da Serra do Tapa, sudeste do Pará. 2002. In: II SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Belém. Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão. Belém: Alves Gráfica e Editora, 2002. v.1. p.35 – 35.
- COSTA J.B.S. Estratigrafia da região de Colmeia. 1980. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 31, Camboriú, **Anais**, 2:720-728.
- COSTA J.B.S., GORAYEB, P.S.S., BEMERGUY, R.L., GAMA JR., T., KOTSCHOUBEY, B., LEMOHnjhujnnS, R. Projeto Paraíso do Norte: Relatório final. 1983. Belém, DNPM/UFPA. 125p.
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. *The Interpretation Of Igneous Rocks*. 1979. George Allen & Unwin.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J., “*Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução*”, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, Portugal, 1966.

- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.;
- DALL'AGNOL R.; COSTI H. T.; LEITE A. A. S.. *Rapakivi granites from Brazil and adjacent countries. In: INTERN. SYMP. ON GRAN. AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS*, 2. Salvador., 1997, *Extended abstract*. Salvador, SGM. p.185,1997.
- DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, N.P., BETTENCOURT, J.S., RÄMÖ, O.T., MACAMBIRA, M.J.B., *Contrasts between paleoproterozoic, A-type granites of the Archean Carajas Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil: metallogenetic and petrogenetic implications. 1999. In: BRGM, The origin of granites and related rocks, 14th Hutton Symposium Abstracts. Clermont-Ferrand, France*, p.141-142.
- 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. 1988. In: I CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, Belém, v.1, p.1-19.
- FETTES, D. & DESMONS, J. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms. 2008. Cambridge University Press*, p. 105-110.
- GILL, R. *Igneous rocks and process: a practical guide. 2010. University of London, Wiley-Blackwell*. p.131-160.
- GORAYEB, P.S.S. *Evolução geológica da região de Araguacema- Pequizeiro (GO)*. 1981. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 100 p.
- GORAYEB, P.S.S. Corpos serpentínicos da faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, n. 1, p. 51-62, 1989.
- GORAYEB P.S.S., MOURA C.A.V., CHAVES C.L. A granitogênese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: implicação para redefinição da Suíte Lajeado. 2001. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNICA, 7. Belém. Verticalização mineral na Amazônia: resumos expandidos. Belém, SBG.CD-ROM.
- GORAYEB, P.S.S., MOURA, C.A.V., ABREU, F.A.M. Geologia do parque Andorinhas e região adjacente. 2008. In: P.S.S. Gorayeb (org) Parque Martírios-Andorinhas: Conhecimento, história e Preservação. EDUFPA, p.57-80.
- HASUI, Y., ABREU, F.A.M., SILVA, J.M.R. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. 1977. Boletim do Instituto de Geociências, 8., São Paulo. p. 107-118.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. Província Tocantins. Setor Setentrional. In: F. F. A. de Almeida & Y. Hasui. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil, São Paulo, Edgar Blucher. p.187-204.
- KOTSCHOUBEY, B. & HIERONIMUS, B. Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da Serra do Quatipuru. 1996. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador - BA, *Anais*, 6: 22-25.
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONIMUS, B.; RODRIGUES, O.B.; AMARAL, R.T. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. Salvador. 1996. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG. 6, 25-28.

KOTSCHOUBEY, B., HIERONYMUS, B., ALBUQUERQUE, C.A. *Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): remnants of a poorly involved crust?*. 2005. *J. South Amer. Earth Sci.*, v.20. p. 211-230.

LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M.J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMEYRE, J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SØRENSEN, H., WOOLLEY, A.R. (Eds.), (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 pp.

MACAMBIRA, J. B. *Geologia e ocorrências minerais do Braquianticlinal do Lontra (GO)*. 1983. 108f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.

MACAMBIRA M. J. B.; LAFON, J. M.. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Belém, v.7, p. 263-287. 1995.

MCPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. *Volcanic textures: a guide to the Interpretation of textures in volcanic rocks*. 1993. *University of Tasmania*. p.54-58.

MIYGAWA, L. J. P. P. *Geologia, petrografia e geoquímica da Suíte Ofiolítica Araguacema-Cinturão Araguaia*. 2012. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 131 p.

MOURA C.A.V. *Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt Brazil* M.S. 1992. *Thesis, University of New Hampshire*, 236p

MOURA, C.A.V., SOUZA, S.H.P. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. 1996. *Actas. 39 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*. Salvador 6. p. 31-34.

MOURA, C.A.V., GAUDETTE, H.E. *Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of Araguaia Belt, Brazil*. 1999. In: *Basement tectonic 13, Kluwer Academic Publishers*. p. 155-178.

PAIXÃO, M.A.P. *Complexo Ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil*. 2009. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 300p.

PAIXÃO, M.A.P. & NILSON, A.A. Basaltos almofadados e harzburgitos do Morro do Agostinho (Araguacema, Tocantins): caracterização geológica e petrográfica de fragmento ofiolítico na Faixa Araguaia. 2001. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7*, Belém. *Actas, Belém, SBG*. P.27-30.

PAIXÃO, M. A. P. & NILSON, A. A. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. 2002. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia, 3*: 85–103.

PAIXÃO, M. A. P. PAMKHURST, R. J., TROUW, R. A. J., BRITO-NEVES, B. B., WIT, M.J. *The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa*. In: (eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the south Atlantic region*. 2008. *Geological Society of London, Special Publications*, v. 294, p. 297-318.

PAMPLONA, L.J.P., GORAYEB, P.S.S., NASCIMENTO, R.S. O metamorfismo no extremo leste do Cinturão Araguaia, região de Xambioá-Araguanã. 2010. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45*. Belém. 2010. **Anais**. CD-ROM.

- PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. 1994. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. Resumos. Comboriú: SBG: v. 2, p. 390-391.
- PITTHAN, J.H.L.; SOUZA, J.J.J.; MONTALVÃO, R.N.G.; SOUZA, A.M.S.; MILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. 1981. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Levantamento de Recursos Naturais - Folha SC-22 Tocantins*. Rio de Janeiro, DNPM, MME v. 22, p. 21-196.
- ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, Interpretation. Zimbabwe*, 355p.
- SILVA, J.M.R. *Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia*. 1980. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 50 p.
- SILVA NETO, J. J. A. S., Cartografia e caracterização petrográfica dos basaltos almofadados e rochas associadas do Cinturão Araguaia – região de Juarina – TO. 2011. In: *SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA*, Belém, v. 22, n.1, 2011.
- SILVA NETO, J. J. A., GORAYEB, P. S. S., PAMPLONA, L. J. P. Geologia e Petrografia da Suíte Ofiolítica Juarina, Cinturão Araguaia. 2012. In: 46° *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, Santos. *Anais do 46° Congresso Brasileiro de Geologia*. 2012.
- SOUZA, J.O. & MORETON, L.C. Programa levantamentos geológicos do Brasil, Xambioá, Folha SB.22-Z-B. Estado do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. 1995. Brasília: CPRM. p. 57. (Programa Grande Carajás).
- TROUW, R. A.; VAZ, J., L.F.; SLONGO, T. T. & NAKASATO, N. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. 1976. In: SBG, *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 29, Ouro Preto, *Anais*, 2:87-98.
- VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. *Programa Geologia do Brasil (PGB)*. Integração e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais. Geologia e Recursos MInerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, London, 350p.
- YARDLEY, B.W.D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica*. Ed. Universidade de Brasília. 2ª.ed. p. 206-209.