



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 456

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA SUÍTE OFIOLÍTICA
SERRA DO TAPA, SE DO PARÁ – CINTURÃO ARAGUAIA**

Dissertação apresentada por:

LUISA DIAS BARROS

Orientador: Prof. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (UFPA)

BELÉM

2015

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

Barros, Luisa Dias, 1988-

Caracterização geológica da suíte ofiolítica serra do Tapa, SE do Pará – Cinturão Araguaia /
Luisa Dias Barros. – 2015
xv, 97 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Paulo Sergio de Sousa Gorayeb

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Petrologia - Pará, Sudeste. 2. Geoquímica - Pará, Sudeste. I. Título.

CDD 22. ed. 552.098115



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA SUÍTE OFIOLÍTICA
SERRA DO TAPA, SE DO PARÁ – CINTURÃO ARAGUAIA**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
LUIZA DIAS BARROS**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 30 / 04 / 2015

Banca Examinadora:

Prof. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
(Orientador-UFPA)

Prof. Elson Paiva de Oliveira
(Membro-UNICAMP)

Prof.ª Glauca Nascimento Queiroga
(Membro-UFOP)

*Dedico aos meus pais Rodolfo e Aurea
Barros pelo amor, apoio e incentivo*

AGRADECIMENTOS

Á Deus pelas oportunidades e bênçãos, por tudo que Ele tem feito em minha vida. Pela alegria de viver, por minha família, pelos meus amigos, pelo ar que respiro, pelos dons que me deu e pelos conhecimentos que possibilitam que eu cresça a cada dia.

Aos meus pais Rodolfo e Aurea Barros, e irmãos Diego e Juan, e a toda a minha família que contribuíram para minha formação me incentivando sempre.

Ao programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA pela infraestrutura e suporte dado à realização desta dissertação e ao meu crescimento científico e pessoal.

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 e ao meu conhecimento científico.

Aos funcionários do Instituto de Geociências (IG/UFPA), em especial ao Afonso Quaresma e aos técnicos dos laboratórios de Imagens do Trópico Úmido (LAIT), de Difração e Fluorescência de Raios-X e de Microscopia Eletrônica de Varredura (LabMev), pelo suporte e orientação nos procedimentos analíticos.

À Iara Maria dos Santos que aceitou prontamente o convite para o trabalho de campo desta dissertação e pelo apoio e discussões geológico-estruturais sempre divertidas que enriqueceram muito este trabalho.

Ao Bruno Portugal e Juvenal Silva Neto pelo suporte no trabalho de campo e pela gentileza que me trataram sempre que solicitados.

Ao Carlos Alberto não só pelo apoio na oficina de preparação de amostras, mas também pelo amor, amizade e paciência nos momentos felizes e difíceis.

Aos meus queridos amigos Mestres Rafael Estumano, Carla Braga, Bruna Nogueira, Ingrid Viana, Paulo “Le Pop” Rodrigues e Renato Sol pelas trocas de conhecimento e conselhos.

ão

RESUMO

No norte do Cinturão Araguaia (CA) ao longo de seu domínio de baixo grau metamórfico, a região conhecida como Serra do Tapa, entre municípios de Sapucaia e Xinguara, SE do Pará expõe um dos maiores corpos ofiolíticos do CA interpretado como fragmento da litosfera oceânica do Neoproterozoico da Bacia Araguaia. A Suíte Ofiolítica Serra do Tapa (SOST), denominada neste trabalho, constitui um conjunto de corpos alongados com extensão de 48 km orientando-se preferencialmente na direção N-S. Representa uma sequência ofiolítica desmembrada que compreende peridotitos serpentinizados, basaltos maciços e almofadados, rochas vulcanossedimentares, formações ferríferas e *cherts*. Todo esse conjunto encontra-se embutido, por meio de zonas de cavalgamentos, nas rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico da Formação Couto Magalhães. Os peridotitos serpentinizados apresentam cor verde escura ou clara, granulação grossa e representam a porção basal da sequência estratigráfica da suíte. Originalmente foram peridotitos, provavelmente do tipo harzburgito e dunitos. Os harzburgitos possuem textura protogranular, com a presença marcante de texturas pseudomórficas do tipo *bastite* e *mesh*, em que resultam de transformações do ortopiroxênio; e olivina para lizardita, respectivamente. Os dunitos possuem textura *mesh* predominante, com a presença de finos grãos de cromita dispersos na matriz de serpentina (lizardita). A unidade vulcânica da suíte é representada por derrames submarinos de basalto maciços e com estruturas de almofadas. Os basaltos ocorrem como derrames homogêneos, maciços e nas porções superiores apresentam marcantes estrutura em almofada, e localmente, brechas de superfície de derrame (hialoclastitos). As almofadas apresentam zoneamento, em que o núcleo é constituído por basalto maciço de cor marrom esverdeada, afanítico, com textura intersertal composta por cristais ripiformes de plagioclásio, clinopiroxênio e vidro vulcânico. Na zona de borda estão presentes basaltos hipovítreos de cor verde amarelada, afaníticos e texturas características de resfriamento ultrarrápido como esferulitos, cristais aciculares e radiais de plagioclásio, além de texturas tipo “rabo de andorinha”. Os hialoclastitos ocorrem na zona mais externa da almofada e representam brechas de superfícies de derrames basálticos. Finalmente, vidro basáltico de cor verde escura constitui a superfície dos derrames (zona interalmofada). A interface vulcanossedimentar da sequência representa a interação entre os derrames basálticos e rochas sedimentares argilosas. O metapelito tufáceo é constituído por uma matriz pelítica com fragmentos líticos de metabasalto estirados e rompidos. A porção sedimentar da Suíte é constituída por formações ferríferas e *cherts* e representam os registros de sedimentação química em ambiente oceânico marinho profundo, constituindo a porção superior desta suíte ofiolítica. O

arcabouço tectônico da área é caracterizado como um sistema de cavalgamentos frontal e levemente oblíquo e é a feição estrutural mais expressiva na área com direção preferencial NNW-SSE e mergulhos para E e NE. Outra feição marcante é a presença de zonas de cisalhamento transcorrente sinistrais e destrais de extensões quilométricas com orientação preferencial NE-SW e E-W. Todas as estruturas são truncadas por falhas normais de direção NW-SE. Os efeitos deformacionais e metamórficos sobre as rochas da Suíte e rochas encaixantes são incipientes e suas estruturas e texturas primárias mostram-se preservadas. Nas rochas da Formação Couto Magalhães os indícios do metamorfismo são mais evidentes nas ardósias e filitos (formação de sericita e clorita), nos peridotitos serpentinizados ocorre geração de serpentinas não pseudomórficas sobrepondo-se às pseudomórficas, nos basaltos maciços, a associação metamórfica é definida por $Ab+Tr-act+Cl+Ep\pm Stp$; as paragêneses dessas rochas indicam transformação metamórfica na fácies xisto verde baixo. Para os estudos litoquímicos foram priorizadas as porções do núcleo das almofadas, que permaneceram, em muitos casos, protegidas das transformações metassomáticas. Dados divergentes obtidos em algumas amostras podem ser explicados por serem amostras coletadas mais próximas às bordas das almofadas, que sofreram intensa transformação devido ao metamorfismo oceânico. Geoquimicamente, os basaltos revelam natureza subalcalina, toleítica, compatíveis com o tipo MORB. Anomalias negativas de Sr podem indicar retenção de plagioclásio durante os eventos de fusão parcial a partir de fonte mantélica empobrecida. O diagrama ETR mostra comportamentos ligeiramente empobrecidos dos ETR leves e enriquecidos em ETR pesados e suave anomalia de Eu; sendo esse padrão confirmado pelas razões $(La/Yb)_N$ e $(La/Sm)_N < 1$ também apontam para magmas do tipo N-MORB. A evolução da Suíte está ligada ao desenvolvimento da Bacia Oceânica Araguaia com a geração de uma litosfera oceânica antiga com ascensão e talvez exposição do manto superior; vulcanismo formando o substrato oceânico profundo, e sedimentação (argilito tufáceo, formação ferrífera bandada e *cherts*). Posteriormente, processos de descolamento do substrato crosta/manto levaram à inversão tectônica da sequência levando a fase tectônica compressional, que levou a obdução dos corpos ofiolíticos, gerando um sistema de cavalgamentos e transcorrências tardias com movimentação em direção ao Cráton Amazônico, segmentando os corpos ofiolíticos e misturando-os às rochas da Formação Couto Magalhães acompanhado de metamorfismo regional na fácies xisto verde baixo.

Palavras-chave: Petrologia. Suíte Ofiolítica. Serra do Tapa. Cinturão Araguaia.

ABSTRACT

In northern Araguaia Belt (CA) along its low-grade metamorphic domain, the region known as Serra do Tapa, between the municipalities of Sapucaia and Xinguara, SE Para exposes one of the largest CA ophiolite bodies interpreted as fragment of oceanic lithosphere the Araguaia basin in Neoproterozoic. The Suite Ophiolitic Serra do Tapa (SOST), denominade in this work, is a set of elongated bodies with a length of 48 km with preferential orientation in the direction N-S. It represents a dismembered ophiolitic sequence comprising serpentinized peridotites, massive and pillow basalts, volcanosedimentary rocks, iron formation and cherts. All this set embedded through thrust zones in the metasedimentary rocks of low metamorphic grade of Formation Couto Magalhães. The serpentinized peridotites have dark or light green, coarse-grained and represent the basal portion of the stratigraphic sequence suite. Originally, the peridotites were probably the harzburgite and dunites type. The harzburgites have protogranular texture, with a marked presence of pseudomorphic textures bastite type and mesh, which result from orthopyroxene transformations; and olivine to lizardite, respectively. The dunites have mesh predominant texture, with the presence of fine chromite grains dispersed in the matrix composed of serpentine (lizardite). The volcanic unit of suite represented by massive basalt submarine flows and pillow structures. The basalts occur as homogeneous flows, massive and in the upper portions feature marked for pillow structure, and locally, breccia flow surface (hyaloclastites). The pillows have a zoning, where in the core consists of massive basalt greenish brown color, aphanitic with intersertal texture composed of crystals of plagioclase, volcanic glass and Clinopyroxene. At the edge zone are present glassy basalts of yellowish green color, aphanitics and quenching textures ultrafast as spherulites, and radial acicular crystals of plagioclase, textures type "swallowtail" and hollow sections. The hyaloclastites occur in the outer zone of the pillow and represent breccias surfaces basaltic. Finally, basalt glass is dark green color of the surface flows (interpillow zone). The volcanosedimentary interface sequence is the interaction between the basalt flows and pelitic sedimentary rocks. The tuffaceous mudstone consists of a pelitic matrix with lytic fragments of metabasalt stretched and broken. The sedimentary portion of the suite consists of iron formation and cherts and represent the chemical sedimentation records in deep-sea ocean environment, is the upper portion of this ophiolitic suite. Another important feature is the presence of sinistral strike-slip shear zones and dextral of kilometric extensions with preferential orientation NE-SW and EW. All structures truncated by normal faults of NW-SE direction. The rocks of Formation Couto Magalhães evidence of metamorphism is most obvious in slates and phyllites (sericite and chlorite

formation) in serpentized peridotites occurs generation of non-superposition serpentine pseudomorphs of pseudomorphs, the massive basalts, the metamorphic association is defined by $ab + Tr + act + Cl + Ep \pm Stp$; the paragenesis of these rocks indicate metamorphic transformation in greenschist facies low. For lithochemical studies were prioritized portions of the core of the pillow, which remained in many cases, the protected metasomatic transformations. Divergent data in some samples can be explained because they are samples closest to the edges of the pillows, which suffered intense transformation due to oceanic metamorphism. Geochemically, the basalts show subalkaline nature, tholeiitic compatible with the MORB type. Sr negative anomalies may indicate plagioclase retention during partial melting events from depleted mantle source. The ETR diagram shows slightly depleted behaviors of LREE and enriched in heavy REE and smooth Eu anomaly; and this pattern confirmed the reasons $(La / Yb)_N$ and $(La / Sm)_N < 1$ magmas also point to the N-MORB type. The evolution of the suite is on the development of oceanic Araguaia Basin with the generation of an old oceanic lithosphere to rise and perhaps upper mantle exposure, volcanism forming the deep ocean substrate and sedimentation (tuffaceous mudstone, banded iron formation and cherts). Later detachment processes of the substrate crust / mantle led to the tectonic inversion of the sequence, leading to compressional tectonic phase, which led to obduction of ophiolite bodies, generating a late thrust and transcurrent system with movement toward the Amazonia Craton, segmented the ophiolite bodies and mixing them with rocks Couto Magalhães Formation accompanied by regional metamorphism of greenschist facies low.

Keywords: Petrology. Ophiolitic Suite. Serra do Tapa. Araguaia Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Mapa de localização e vias de acesso para área estudada.....	3
Figura 2.1	Mapa geológico do Cinturão Araguaia.	9
Figura 2.2	Quadro litoestratigráfico geral no Cinturão Araguaia e seu embasamento.....	10
Figura 3.1	Mapa geológico simplificado da região da Serra do Tapa.	18
Figura 3.2	Rochas da Formação Couto Magalhães que afloram na área de estudo.	19
Figura 3.3	Comparações entre a SOST e uma Suíte ofiolítica clássica.....	20
Figura 3.5	Feição geral dos metabasaltos maciços.....	22
Figura 3.6	Detalhe de amostra de amostra de mão de um metabasalto maciço.	23
Figura 3.7	Aspectos dos metabasaltos em afloramento.....	24
Figura 3.8	Frente de lavra da pedreira Placas-Pontão destacando os vários aspectos de campo dos metabasaltos com estruturas em almofadada.....	25
Figura 3.9	Perfil das almofadas e zoneamento adjacente.....	26
Figura 3.10	Parede exposta da pedreira Placas-Pontão.	27
Figura 3.11	Detalhes da zona de brecha nas interfaces das almofadas.	27
Figura 3.12	Rocha metavulcanossedimentar.	29
Figura 3.13	Aspectos gerais dos metacherts.....	30
Figura 3.14	Aspectos gerais das formações ferríferas.....	31
Figura 3.15	Bandamento nas formações ferríferas com microestruturas.	32
Figura 4.1	Aspectos texturais dos harzburgitos.....	34
Figura 4.2	Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra LSTP-21.....	35
Figura 4.3	Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra LSTP-21.....	36
Figura 4.4	Texturas não pseudomórficas sobrepostas a serpentina.....	37
Figura 4.5	Fotomicrografia de dunito serpentizado.	38
Figura 4.6	Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV de cristais de cromita e serpentina <i>mesh</i>	39
Figura 4.7	Aspectos texturais e mineralógicos dos metabasaltos.....	40
Figura 4.8	Feições texturais indicativas de resfriamento ultrarrápido.....	41
Figura 4.9	Mineralogia desenvolvida nos metabasaltos maciços.....	43
Figura 4.10	Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV em metabasaltos da amostra SAPUC-01.....	43
Figura 4.11	Difratogramas de análises mineralógicas em basaltos maciços.....	45
Figura 4.12	Aspectos texturais e mineralógicos dos metabasaltos da zona de borda das almofadadas.....	47

Figura 4.13	Imagens de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV da amostra STP-04.	47
Figura 4.14	Fotomicrografias destacando os aspectos texturais e mineralógicos dos basaltos da zona interalmofada.	49
Figura 4.15	Representação de um basalto almofadado.	50
Figura 5.1	Estruturas sedimentares primárias da Formação Couto Magalhães.....	57
Figura 5.2	Estruturas magmáticas primárias.	58
Figura 5.3	Estruturas planares nas rochas da Formação Couto Magalhães.....	59
Figura 5.4	Estereograma de polos da clivagem ardosiana e xistosidade.....	60
Figura 5.5	Aspectos do filito crenulado do ponto LSTP-14.....	60
Figura 5.6	Diagrama de roseta das clivagens de crenulação.	61
Figura 5.7	Foliação milonítica com meso feição sigmoidal.....	61
Figura 5.8	Estereograma de polos da foliação milonítica.	62
Figura 5.9	Estereograma de lineação de estiramento mineral.	63
Figura 5.10	Visão E-W de dobras recumbentes.	63
Figura 5.11	Eixos de dobras com caimentos entre 06° e 28° para SSW.....	64
Figura 5.12	Dobras da Xistosidade centimétricas com flancos assimétricos.....	64
Figura 5.13	Eixo de dobras de xistosidade.	65
Figura 5.14	Clivagens de crenulação desenvolvida em filito.....	65
Figura 5.15	Mapa geológico estrutural da região da Serra do Tapa.....	67
Figura 7.1	Diagramas dos elementos maiores e traço versus SiO ₂	77
Figura 7.2	Diagramas geoquímicos discriminantes.....	79
Figura 7.3	Diagramas de variação composicional.....	80
Figura 7.4	Diagramas de discriminação tectônica.....	81
Figura 7.5	Diagramas multielementares.....	83
Figura 7.6	Diagramas de padrões de ETR.....	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1	Valores das concentrações, em % em peso, dos elementos químicos obtidos por MEV em cromita da amostra LSTP-21.....	35
Tabela 4.2	Valores das concentrações, em % em peso, de elementos químicos obtidos por MEV em magnetita da amostra LSTP-21.	36
Tabela 4.3	Valores das concentrações, em % em peso, de elementos químicos obtidos por MEV em cromita no dunitos serpentizado (amostra LSTP-31).....	39
Tabela 4.4	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em albita, em % em peso.	44
Tabela 4.5	Valores das concentrações dos elementos químicos obtidos por MEV em tremolita-actinolita, em % em peso.....	44
Tabela 4.6	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em clorita, % peso.....	44
Tabela 4.7	Valores das concentrações (% em peso) dos elementos químicos obtidos por MEV em cristal de calcopirita no metabasalto hipovítreo da amostra STP-04.	48
Tabela 6.1	Paragênese das rochas analisadas	73
Tabela 7.1	Tabela de teores maiores, traço e ETR dos metabasaltos estudados.	75
Tabela 7.2	Composição normativa CIPW dos basaltos maciços da Serra do Tapa.	78

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	1
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSO	2
1.3	ATIVIDADES E MÉTODOS DO TRABALHO	2
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1	GENERALIDADES.....	7
2.2	UNIDADES LITOESTATIGRÁFICAS DO CINTURÃO ARAGUAIA	7
2.2.1	Unidades do embasamento do Cinturão Araguaia na área	7
2.2.2	Unidades do Cinturão Araguaia	11
2.3	HISTÓRICO DOS CORPOS OFIOLÍTICOS DO CINTURÃO ARAGUAIA.....	12
3	GEOLOGIA DA REGIÃO DA SERRA DO TAPA	16
3.1	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES.....	16
3.2	SUÍTE OFIOLÍTICA SERRA DO TAPA	18
3.2.1	Peridotitos serpentinizados	20
3.2.2	Metabasaltos	21
3.2.3	Hialoclastitos	27
3.2.4	Metargilito tufáceo	28
3.2.5	Metacherts	29
3.2.6	Formações ferríferas bandadas	30
4	PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DAS ROCHAS DA SUÍTE OFIOLÍTICA SERRA DO TAPA	33
4.1	PERIDOTITOS SERPENTINIZADOS	33
4.1.1	Harzburgitos Serpentinizados	33
4.1.2	Dunitos Serpentinizados	37
4.2	METABASALTOS	39
4.2.1	Basaltos Maciços	39
4.2.2	Basaltos hipovítreos da zona externa das almofadas	45
4.2.3	Basaltos da zona interalmofada	48
4.3	METARGILITO TUFÁCEO	51
4.4	METACHERTS	52
4.5	METAJASPILITOS	52
5	GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	56
5.1	ESTRUTURAS SEDIMENTARES PRIMÁRIAS	56
5.2	ESTRUTURAS MAGMÁTICAS PRIMÁRIAS	57

5.3	ESTRUTURAS TECTÔNICAS	58
5.3.1	Foliações	58
5.3.2	Lineação	62
5.3.3	Dobras	62
5.3.4	Zonas de cisalhamento	66
5.3.5	Falhas e fraturas	69
5.4	INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES SOBRE OS DADOS ESTRUTURAIS	70
6	METAMORFISMO	72
7	LITOQUÍMICA DOS METABASALTOS DA SUÍTE OFIOLÍTICA SERRA DO TAPA	74
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	85
	REFERÊNCIAS	88
	ANEXOS	92
	Anexo A - Lista de pontos de afloramentos da região estudada e amostras utilizadas com as coordenadas geográficas, classificação, amostragem e método aplicado.....	93
	Anexo B – Mapa geológico da área.....	95
	Anexo C – Mapa logístico da área com pontos estudados.....	96

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 além de suítes de rochas gabróicas e granitóides (Abreu 1978, Hasui 1984, Alvarenga *et al.* 2000). Todo o conjunto de rochas está metamorfisado com variação progressiva, de oeste para leste, desde a fácies xisto verde até anfibólito médio (Silva 1980, Gorayeb 1981).

A associação de rochas ultramáficas, máficas e rochas sedimentares químicas no Cinturão Araguaia, com o avanço do conhecimento geológico nos últimos anos tem sido interpretada como fragmentos de assoalho oceânico antigo com porções do manto superior, caracterizando suítes ofiolíticas, as quais são fundamentais para a reconstrução da história evolutiva desta unidade geotectônica (Trow 1976, Hasui 1977, Gorayeb 1981, Souza & Moreton 1996, Kotschoubey *et. al.* 2005, Paixão 2009, Miyagawa & Gorayeb 2013).

Os corpos da Serra do Quatipuru e do Tapa, localizados no sudeste do Pará, são os maiores conhecidos, formando corpos alongados e estreitos da ordem de 40 km de comprimento, representando fragmentos da litosfera oceânica do Neoproterozoico. No entanto, a grande maioria dos estudos realizados nessas rochas é 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 deste tipo de associação de rochas.

Esta dissertação de mestrado teve como objetivo o estudo mais aprofundado da Suíte Serra do Tapa, que representa um dos corpos mais expressivos do Cinturão Araguaia, localizada no sudeste do Estado do Pará, na região de Sapucaia e Xinguara. A pesquisa visou à contribuição efetiva no conhecimento geológico desta unidade geotectônica através dos estudos estruturais, petrográficos e litoquímicos das rochas que compõem a suíte e, com base nisto, foi possível a caracterização da natureza do magmatismo basáltico e das rochas associadas, do ambiente tectônico e dos processos petrogenéticos que levaram à formação

dessa suíte que contribuíram para a discussão dos processos formadores dessas rochas e aprimoramento do modelo de evolução do Cinturão Araguaia.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSO

A área de 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 parte das folhas geológicas de Xambioá (SB.22-Z-B) e Araguaína (SB.22-Z-D). A área consiste em um polígono, cujos vértices são delimitados pelas latitudes 6°30' S a 7°14' S e pelos meridianos 49°09' W a 49°35' W. A Serra do Tapa está localizada a aproximadamente 40 km a leste da cidade de Sapucaia (Figura 1.1).

As principais vias de acesso à área a partir de Belém são 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-155, até Sapucaia e Xinguara. Outro acesso é feito utilizando-se balsa pelo Porto do Arapari de Belém ou pela Alça Viária (BR-483) até o Município de Barcarena onde toma-se a PA-151 e PA-252 até a cidade de Mojú, a partir daí segue-se na PA-457 até Tailândia, seguindo pela PA-155 passando por Marabá a partir daí o mesmo trajeto até Xinguara.

O acesso ao interior da área é difícil, feito por caminhos e estradas vicinais não pavimentadas que interligam comunidades, vilarejos e, principalmente, fazendas. Uma das estradas principais, que atravessa a área de oeste a leste, é estrada que liga a fazenda Rio Vermelho até o vilarejo Pontão do Araguaia, que fica às margens do rio Araguaia. Nesta estrada é possível visualizar melhores afloramentos, que na área de estudo são escassos.

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 trabalhos 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.

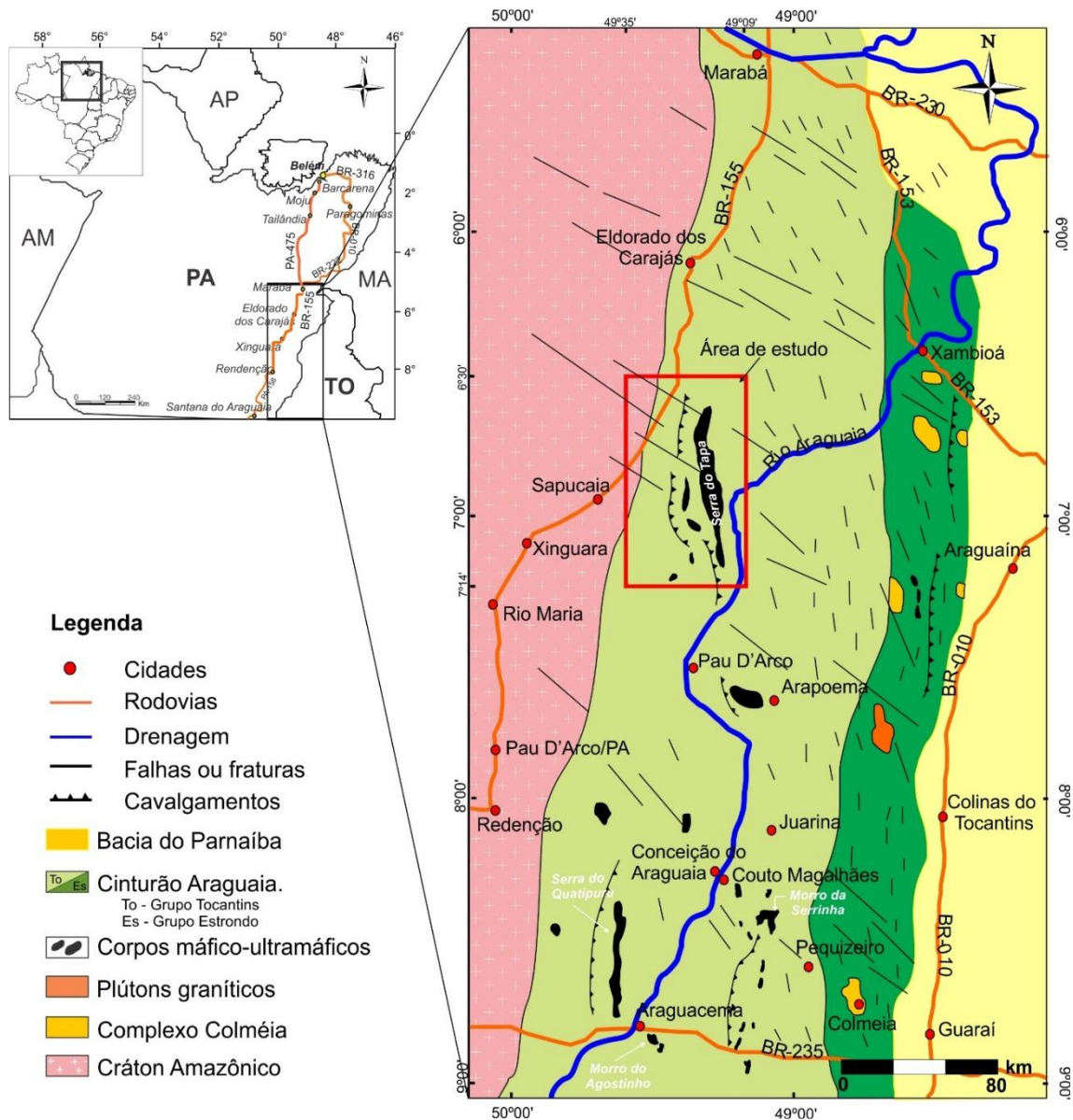


Figura 1.1- Mapa de localização e vias de acesso para área estudada (retângulo em vermelho).

Além disso, foram consultados livros-texto relacionados aos conceitos e procedimentos sobre petrologia e geoquímica.

Os trabalhos cartográficos envolveram a compilação de dados de mapas 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*), que foram ferramentas importantes para melhoria da cartografia geológica e delimitação dos corpos de interesse ao trabalho. Para isso foram utilizados os *softwares* ArcGis 10.1, *Global Mapper*

15.0 e *Google Earth*, no Laboratório de Imagens do Trópico Úmido (LAIT) do Instituto de Geociências/UFGA, além do *Corel Draw X6*.

Duas expedições ao campo foram realizadas nos períodos de 01 a 11 de outubro de 2013 e 20 a 24 de maio de 2014, em que se fez o reconhecimento da área e o detalhamento ao longo de seções preferencialmente transversais a orientação geral das unidades litológicas, contando com o auxílio de GPS (*Global Position System*) utilizando o *datum* WGS84, o *software TrackMaker* e materiais necessários para o trabalho de campo como mapas, martelo de geólogo, marreta, sacos plásticos, bússola, caderneta, *laptop*, etc. Além disto, foram feitas medidas estruturais para o posicionamento espacial e estratigráfico dessas unidades, caracterizando as principais estruturas planares, lineares e curvo-planares, e seus respectivos indicadores cinemáticos para posterior entendimento da tectônica e metamorfismo pela qual essas rochas foram afetadas. Como produto deste trabalho foi elaborado os mapas geológico e logístico da área (Anexos B e C).

A análise e tratamento dos dados estruturais feito utilizando as técnicas de Passchier & Trouw (2005) para os dados descritivos das estruturas das rochas e a geração de diagramas estereográficos e diagramas de roseta sendo utilizada a rede de projeção estereográfica de Schmidt (igual área-polos) por meio dos *softwares* Openstereo 0.1.2f e Georient 3.2 v.9.

No trabalho de campo foram estudados 74 pontos de afloramentos, entre rochas da Suíte e rochas encaixantes, e coletadas 34 amostras de mão sendo 20 amostras para petrografia, 6 amostras para química, 4 amostras para difração, 4 amostras para MEV e 8 amostras para análise geocronológica (foram coletadas para trabalhos futuros). Além disso, foi utilizado um grupo de amostras do acervo do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal (GPEC), feito em pesquisas anteriores, no qual adiciona a este trabalho mais 7 pontos de afloramento, 6 amostras de mão, 8 lâminas petrográficas, 6 análises químicas, 5 análises por difração de raios-X e 5 análises de MEV (Anexo A).

Os estudos laboratoriais constaram primeiramente na descrição das amostras de mão, seguida da descrição microscópica de 45 lâminas polidas. A análise petrográfica foi feita em microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida no Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências (LAPETRO) objetivando a caracterização do conteúdo mineralógico, análise textural e classificação dos litotipos. Tal estudo permitiu a identificação de feições magmáticas originais e das transformações metamórficas e deformacionais. Para o apoio a esse estudo foram utilizadas as bases bibliográficas de Deer *et al.* (1966), Cox *et al.* (1979), Wilson (1989),

McPhie *et al.* (1993), Rollinson (1993), Le Maitre (2002), Passchier & Trouw (2005), Yardley (2004), Vernon (2008), Gill (2010) e Whitney & Evans (2010).

A caracterização mineralógica ótica 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, com a utilização do modelo LEO-1430 com sistema EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*) IXRF Systems acoplado em sua estrutura, que garantiu a obtenção de imagens retroespalhadas e análises químicas semiquantitativas com auxílio do *software* EDS 2008. Para isto foram utilizadas 10 lâminas polidas devidamente metalizadas para se evitar possíveis anomalias no resultado, o que permitiu melhor caracterização dos constituintes mineralógicos dos metabasaltos, devido à limitação dos meios óticos devido a granulação muito fina.

Análises por difração de raios-X realizadas no Laboratório de DRX do IG/UFPA complementaram a identificação mineralógica dos litotipos, já que as características intrínsecas dos metabasaltos, tais como a granulação fina, criptocristalina ou vítrea e a presença de finos minerais entremeados na matriz vítrea, limitou a identificação por microscopia ótica. Foram analisadas 11 amostras de metabasaltos. 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 Difratometro *X'Pert MPD-PRO Panalytical*, equipado com ânodo de cobalto, em que a varredura foi realizada no intervalo de exposição de 5° a 75° (2 θ). Os dados foram tratados em modo digital utilizando o *software X'Pert High Score Plus 3.0*, que compara os resultados com as fichas do banco de dados PC-PDF (*Power Diffraction File – PDF para PC – 1996*); e *OriginPro 8.0*, para confecção dos gráficos do difratograma.

Para os estudos litoquímicos foram utilizadas 12 amostras de metabasaltos e incluiu análises de elementos maiores e traço. Destas, 6 amostras de basaltos são provenientes do acervo do grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC). A preparação das amostras para estudos geoquímicos envolveu os seguintes passos: 1) 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 utilizando marreta de aço e martelo de geólogo foi realizada *in situ* onde foram coletados cerca de 2 kg de amostra; 2) britagem no britador de mandíbula fixa e móvel na Oficina de Preparação de Amostras do IG/UFPA e moagem no equipamento *sheatterbox* de aço para reduzir à granulação areia fina; 3) quarteamento das amostras no quarteador mecânico de aço inox; 4) homogeneização e

pulverização do quarto selecionado no moinho de ágata do Laboratório de Sedimentologia do IG/UFGA, até se atingir as condições granulométricas adequadas para análise laboratorial; 5) Quarteamento e homogeneização pelo método de quadriculamento em cartolina; 6) separação de uma alíquota de cada amostra e encaminhamento para análise nos laboratórios da empresa ACMELabs - *Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver). Os teores dos elementos maiores foram medidos por *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry* (ICP-ES) e os elementos traço e terras raras (ETRs) foram obtidos por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS). O limite de detecção mínima estabelecido para os elementos maiores é de 0,01%; para os elementos traço os valores são: 1 ppm (Ba); 0.1 ppm (Rb, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, La, Ce); 0.2 ppm (Th); 0.3 ppm (Nd); 0.5 ppm (Sr, Ga); 0.01 ppm (Tb, Tm, Lu); 0.02 ppm (Pr, Eu, Ho); 0.03 ppm (Er); 0.05 ppm (Sm, Gd, Dy, Yb).

Os resultados tratados em diagramas geoquímicos e interpretados foram importantes para determinar as assinaturas geoquímicas, a natureza do magmatismo e discutir a petrogênese das rochas estudadas. O tratamento dos dados geoquímicos foi feito em planilhas eletrônicas do *software Excel 2014* e a organização das mesmas foi realizada no programa GCDkit 3.0 (R 2.13.2). A interpretação das análises geoquímicas seguiu a metodologia descrita por Wilson (1989), Rollinson (1993), Gill (2010) e Albarède (2011). Para os cálculos dos teores de FeO e Fe₂O₃ nos metabasaltos foi utilizado o dado da tabela dos padrões das razões de Fe₂O₃/FeO em rochas vulcânicas apresentado por Middlemost (1989).

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 que levaram a formação da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 GENERALIDADES

O Cinturão Araguaia (CA), 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 crátos Amazônico, São Francisco-Congo e Paraná (Pimentel *et al.* 2000), durante o evento Brasileiro/Pan-Africano há aproximadamente 850-750 Ma, durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental (Brito Neves *et al.* 2001).

O CA apresenta uma configuração de cerca de 1200 km de comprimento por 100 km de largura em uma 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 2.1).

O Cinturão Araguaia é composto de sequências pelíticas e psamíticas metamorfisadas contendo em menor quantidade rochas carbonáticas, formações ferríferas e silexitos. Ocorre, também, 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 anfíbolito médio (Silva 1980, Gorayeb 1981, Miyagawa & Gorayeb 2013).

2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO CINTURÃO ARAGUAIA

As principais unidades litoestratigráficas que compõem o Cinturão Araguaia estão sintetizadas nas referências em Abreu (1978), Hasui *et al.* (1984), Alvarenga *et al.* (2000) e Gorayeb *et al.* (2008). O empilhamento estratigráfico das unidades está simplificado na Figura 2.2.

2.2.1 Unidades do embasamento do Cinturão Araguaia na área

O embasamento do Cinturão Araguaia é representado, a oeste, pelo conjunto de rochas arqueanas e paleoproterozoicas da porção oriental do Cráton Amazônico, 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 e núcleos arqueanos do

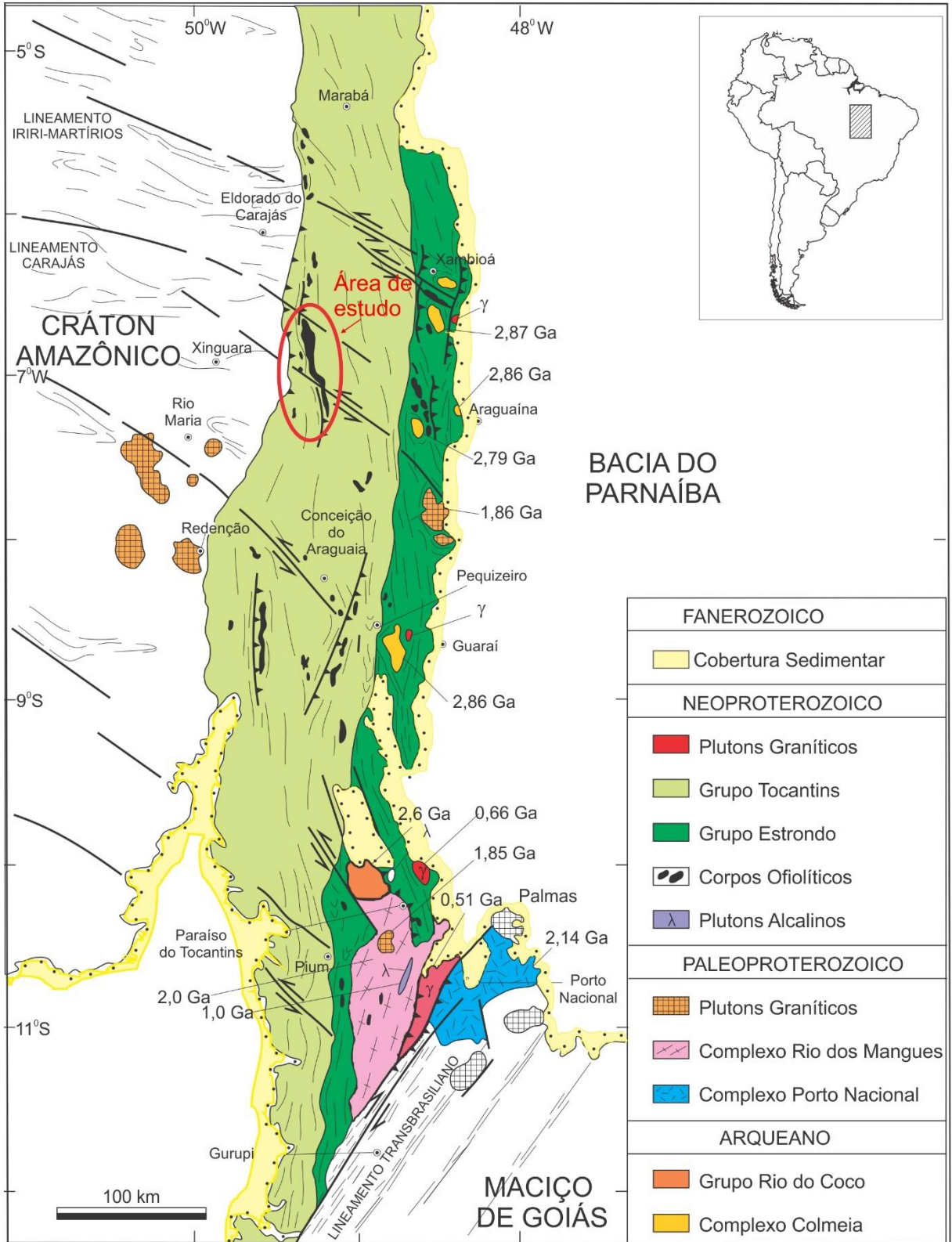


Figura 2.1 - Mapa geológico do Cinturão Araguaia destacando as principais unidades e dados geocronológicos.

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

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

Figura 2.2 - Quadro litoestratigráfico geral no Cinturão Araguaia e seu embasamento.

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

Complexo Colmeia (Dall’Agnol *et al.* 1988), na porção centro norte do CA, composta por ortognaisses de idade arqueana 2,85 Ga (Pb-Pb em zircão) (Moura & Gaudette 1999).

O embasamento do Cinturão Araguaia que aflora na porção oeste da área de estudo, onde as rochas da Formação Couto Magalhães assentam-se concordantemente, é Província

Carajás – Cráton Amazônico - que é dividida nos domínios Rio Maria (DRM) e Carajás (DC) (Santos 2003); ao sudoeste e noroeste da área, respectivamente.

O DRM é caracterizado por uma crosta juvenil mesoarqueana, com sequências de terrenos granito *greenstone belts* arqueano, que contém as rochas mais antigas do Cráton; e granitoides TTG. O DC é uma região de crosta continental predominantemente neoarqueana, caracterizada principalmente por sequências metavulcanossedimentares e granitoides de alto K.

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 trondhjemitica (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.

2.2.2 Unidades do Cinturão Araguaia

As rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia têm sido reconhecidas como pertencentes ao Supergrupo Baixo Araguaia, dividido nos grupos Estrondo e Tocantins (Abreu 1978). Além desta unidade, ocorrem corpos metamáficos e metaultramáficos em meio às rochas metassedimentares principalmente no domínio do Grupo Tocantins.

2.2.2.1 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. Seu contato com a Formação Xambioá é gradual com progressivo espessamento dos níveis de micaxisto e adelgaçamento dos níveis de quartzito (Abreu 1978). Essas rochas afloram em serras que compõem as estruturas braquianticlinais de Xambioá e Lontra, além de Chapada, Morro do Campo e Andorinhas – Martírios, com espessuras em torno de 50 a 100 m (Gorayeb *et al.* 2008).

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, rochas metamáficas e

metaultramáficas (Abreu 1978, Gorayeb *et al.* 2008). Possui ampla distribuição ao longo de todo o Cinturão Araguaia e é a unidade que atingiu as condições de relativamente mais alto grau metamórfico (Gorayeb *et al.* 2008).

2.2.2.2 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, quartzomuscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filitos, quartzitos e talco xistos (Gorayeb 1981). Possui contatos tectônicos com as formações Xambioá e Couto Magalhães, e transicionais nos aspectos metamórficos e estruturais.

Em geral, apresentam foliação marcante, 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 metarcóseos, metassiltitos ardósias, filitos, e lentes de quartzitos (Gorayeb 1981). Essa formação apresenta estruturas sedimentares primárias preservadas, como estratificações plano paralelas e cruzadas. Em geral, o metamorfismo nessas rochas varia do anquimetamorfismo a fácies xisto verde (Gorayeb 1981, Gorayeb *et al.* 2008).

2.3 HISTÓRICO DOS CORPOS OFIOLÍTICOS DO CINTURÃO ARAGUAIA

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 nas rochas metassedimentares 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, 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 corpos como

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

Gorayeb (1981) estudou esses corpos na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia, no Estado de Tocantins, na porção oeste do Cinturão Araguaia, e sugeriu pelo menos dois eventos magmáticos que deram origem a esses corpos na região: um pré-tectônico ou *sin*-tectônico e outro pós-tectônico. O primeiro, de natureza peridotítica, foi caracterizado como corpos que foram alojados tectonicamente e situados nos núcleos dos corpos transformados em serpentinitos com cromititos e seus produtos metamórficos (actinolitos, talco xistos, esteatitos, talco-actinolita xistos e clorititos) associados que definem um zoneamento litológico do centro à borda dos corpos. Segundo o autor, esses corpos ultramáficos foram caracterizados como do tipo alpino e poderiam representar suítes ofiolíticas embutidas por tectonismo nas rochas do Grupo Tocantins. O segundo evento identificado nesta região corresponde a corpos intrusivos de piroxenitos, *stocks* de gabros e enxames de diques de diabásio.

Os maiores corpos ofiolíticos no Cinturão Araguaia são representados pelos corpos de Quatipuru e Serra do Tapa. Outros corpos se localizam principalmente na porção sul do Cinturão, onde os mais bem preservados e estudados são representados pelos Complexos Morro do Agostinho e Quatipuru (Paixão & Nilson 2001, 2002, Miyagawa 2012, Miyagawa & Gorayeb 2013).

Souza & Moreton (1995) foram os primeiros a identificar e cartografar na folha Xambioá, na escala 1:250.000, o conjunto de rochas máfica-ultramáficas denominado de Associação Máfica-Ultramáfica Serra do Tapa; posteriormente Kotschoubey *et al.* (1996, 2005) estudaram os peridotitos serpentinizados 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.

Kotschoubey *et al.* (2005) denominaram como Suíte Serra do Tapa o conjunto de serras alongadas na direção N-S, na região próximo a Sapucaia-PA, formada por metabasaltos maciços e almofadados, 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 do Grupo Tocantins. 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 toleítos de arco de ilha.

A Suíte Serra do Tapa, segundo Kotschoubey *et al.* (1996) e Alvarenga *et al.* (2000), representa remanescentes de fundo oceânico da fase rifte da evolução neoproterozoica do Cinturão Araguaia, fortemente desmembrada na fase compressiva. Gorayeb *et al.* (2001) sugerem que a mesma representa corpos alóctones paleoproterozoicos tectonicamente transportados de terrenos paleoproterozoicos situados a leste, durante a orogênese neoproterozoica 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. Porém, neste trabalho, optou-se por posicionar a Suíte 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 por estes autores são interpretados como cristais herdados.

Paixão (2009) estudou mais detalhadamente o Complexo Quatipuru, que também compreende uma associação de peridotitos e basaltos almofadados. A sequência mantélica desse complexo é composta por um arranjo intercamadado de harzburgito e dunito. Tais rochas abrigam uma suíte de diques e *sills* piroxeníticos e gabróicos, além de *pods* de cromitito com texturas nodulares e envelopes duníticos, que segundo o autor, são típicos de complexos ofiolíticos. As relações litoestruturais entre os peridotitos mantélicos, a suíte de diques e os *pods* de cromitito apontam uma associação remanescente característica da zona de transição de Moho, e indicam uma história de múltiplos estágios magmáticos e tectônicos operantes durante a edificação de litosfera oceânica neoproterozoica. Os estudos demonstram a natureza empobrecida e residual dos peridotitos, bem como sua similaridade com peridotitos do tipo MORB e/ou de SSZ (*supra-subduction zone*).

Os dados isotópicos Sm-Nd corroboram o caráter MORB desta sequência ofiolítica, dado por valores positivos de ϵ_{Nd} de basaltos ($\epsilon_{Nd} = +5$) e diques gabróicos ($\epsilon_{Nd} = +6,7$)

que cortam os peridotitos. Tais diques foram utilizados na obtenção de uma idade isocrônica Sm-Nd de 757 ± 49 Ma, que marca o estágio de oceanização da bacia Araguaia (Paixão 2009).

Estudos recentes detalhados de Miyagawa (2012) e Miyagawa & Gorayeb (2013) na Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho, região de Araguacema-TO, visou a identificação da natureza do magmatismo, do ambiente tectônico e dos processos petrogenéticos que levaram à formação dessa suíte. Os peridotitos mostraram-se levemente empobrecidos em elementos terras raras (ETR) leves comparado aos ETR pesados, com assinaturas geoquímicas sugestivas de derivação de um manto lherzolítico. Os basaltos almofadados revelaram natureza subalcalina-toleítica do tipo MORB. As razões $La/Yb_n < 1$ confirmam essa natureza e as razões $La/Sm_n < 1$ indicam ser do tipo N-MORB, resultantes de processos de fusão parcial de uma fonte mantélica empobrecida. A análise dos dados permitiu Miyagawa & Gorayeb (2013) caracterizar a Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho como um pequeno fragmento alóctone de um segmento manto/crosta oceânica bem preservado e fracamente metamorfisado, que marcou um momento de oceanização da Bacia Araguaia, durante o Neoproterozoico na evolução crustal do Cinturão Araguaia.

GEOLOGIA DA REGIÃO DA SERRA DO TAPA

A área de estudo está localizada na porção Sudeste do Estado do Pará, próximo à divisa com Tocantins, a leste da cidade de Sapucaia, ocupando parte das folhas Xambioá (SB.22-Z-B) e Araguaína (SB.22-Z-D). Na área concentra um conjunto de serras alongadas na direção N-S com altitudes máximas da ordem de 450 metros, denominada Serra do Tapa;

A área correspondente a porção centro oeste do Cinturão Araguaia, no seu domínio de baixo grau metamórfico compreendendo a suíte ofiolítica intercalada tectonicamente com as rochas metassedimentares do Grupo Tocantins, mais especificamente a Formação Couto Magalhães.

Os levantamentos de campo e interpretação de imagens de satélite permitiram a elaboração de um mapa geológico utilizando com base os dados geológicos das folhas Xambioá SB.22-Z-B de Souza & Moreton (2001) e de Mendonça (2012) (Figura 3.1 e Anexo B).

3.1 FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES

A Formação Couto Magalhães representa a principal unidade litoestratigráfica da área e constitui-se predominantemente por um pacote metassedimentar predominantemente pelítico dado pela intercalação métrica e decamétrica de camadas de metargilitos, metassiltitos, metarenitos, filitos e ardósias; camadas de metaconglomerados polimíticos e metarcóseos afloram na porção nordeste na área de estudo.

Sendo rochas de muito baixo grau metamórfico apresentam, comumente, estruturas sedimentares preservadas tais como acamamento maciço e estratificações cruzada e plano-paralela. As principais estruturas tectônicas reconhecidas são a xistosidade, clivagem ardosiana, clivagem de crenulação, fraturas e falhas. Ressalta-se que essas rochas se encontram dobradas formando sucessões de antiformes e sinformes de dimensões métricas. O mergulho da foliação geralmente de baixo ângulo (30°) para E e SE, entretanto, podem atingir até 70° nas proximidades das zonas de cisalhamento.

Os metassiltitos afloram na porção centro sul da área de estudo e possuem cor rosa com tons esbranquiçados, granulação fina e com estruturas sedimentares preservadas como estratificações plano paralelas. Estas se encontram dobradas sinformes e antiformes com eixos mergulhando entre 06° e 28° para SW (Figura 3.2A).

Os metarenitos apresentam coloração branca com tons rosados, aspecto maciço e granulometria média, essencialmente formados por grãos de quartzo subangulosos a angulosos e subordinadamente arredondados. Os veios de quartzo de dimensões milimétricas a

centimétricas com estrutura *stockwork* que se apresentam concordantemente ou discordantemente à foliação (S₁) (Figura 3.2B). Lentes de metargilito intercaladas são comuns nesses litotipos.

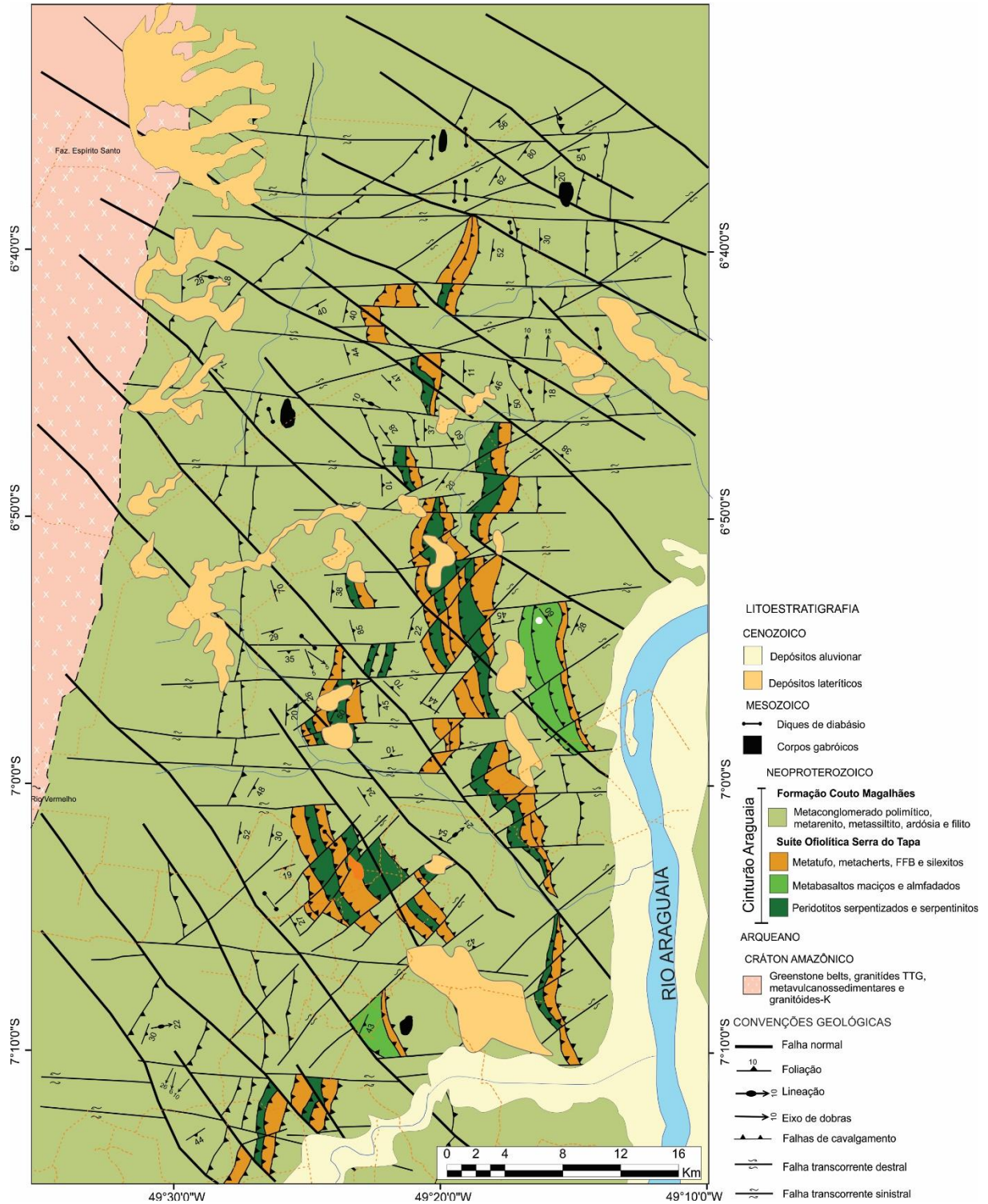


Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado da região da Serra do Tapa elaborado a partir dos dados geológicos deste trabalho e das bases cartográficas de Souza & Moreton (2001) e Mendonça (2012).

Metarcóseos e metaconglomerados polimíticos afloram na porção norte da área e suas ocorrências são restritas. Os metarcóseos possuem coloração bege amarelada, de granulometria fina, constituído essencialmente por feldspatos e quartzo, com estratificação cruzada ou estrutura maciça (Figura 3.2C). Os metaconglomerados, afloram a leste da Fazenda Uirandi (ponto LSTP-63), são polimíticos, de arcabouço fechado, formados por clastos de rochas (gnaisse, siltito, argilito, quartzito etc.) variando de grânulos a bloco, subarredondados a subangulosos, suportados por uma matriz arcoseana fina. A estratificação plano paralela está preservada, porém observa-se uma foliação incipiente anastomosada e dobras recumbentes. Constituem faixa onde não se observa uma organização preferencial, estando bastante alterados formando superfícies rebaixadas, compondo cristas retas e suaves de colinas com considerada extensão (Figura 3.2D).

As ardósias compreendem os tipos de rochas dominantes com colorações de intemperismo arroxeadas e avermelhadas, granulação fina e são constituídas por sericita, clorita e quartzo e definem texturas orientadas destacando a clivagem ardosiana, com orientação de minerais lamelares (Figura 3.2E) com atitudes direção NNE-SSW com mergulhos geralmente de baixo ângulo para SE.

Os filitos devido ao acentuado grau de alteração possuem cores marrom a amarela, com foliação incipiente com mergulhos de baixo ângulo para SE, são predominantes na porção leste da área. Estas rochas são constituídas majoritariamente por quartzo, sericita e clorita, textura tipicamente lepidoblástica fina e com estruturação preferencialmente orientada (Figura 3.2F).

3.2 SUÍTE OFIOLÍTICA SERRA DO TAPA

A Suíte Ofiolítica Serra do Tapa (SOST) configura um conjunto de serras e morros alongados com direção preferencial N-S, com altitudes de até 450 metros, que se destaca na região de relevo pediplanar formado pelas rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico da Formação Couto Magalhães. O corpo ofiolítico apresenta forma irregular, com aproximadamente 48 km de extensão e está tectonicamente encaixado por superfícies de cavalgamento de orientação NNW-SSE em meio a ardósias e filitos, cujo conjunto encontra-se com mergulhos de baixo ângulo para E e SE. A SOST é constituída por três conjuntos litológicos, da base para o topo: a) Porção ultramáfica, b) derrames basálticos e c) Porção

sedimentar química. Em comparação com a sequência Ofiolítica completa proposta por Moores (2002), a litoestratigrafia da SOST mostra-se incompleta, onde está presente a porção cumulada ultramáfica e a porção superior máfica e rochas sedimentares químicas, estando ausente a sequência intermediária e basal (Figura 3.3).

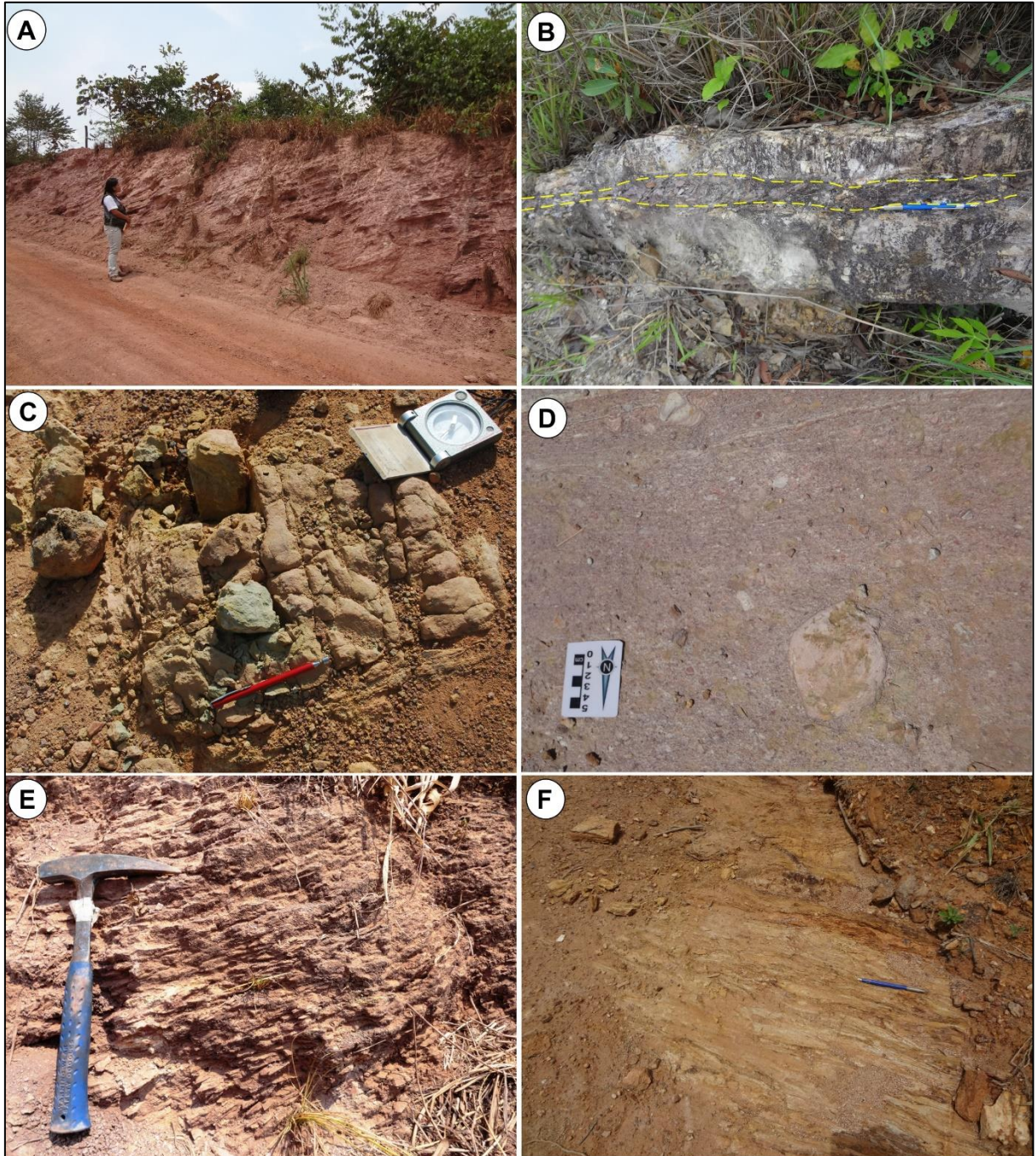


Figura 3.2 - Rochas da Formação Couto Magalhães que afloram na área de estudo: A) Corte de estrada que mostra camadas com estruturas sedimentares preservadas de metassiltitos (S_0) dobradas (ponto LSTP-22); B) Camada de metarenito com lentes de argila (linha tracejada) e venulação intensa (ponto LSTP-34); C) Metarcóseo fraturado com estrutura sedimentar maciça (ponto LSTP-57); D) Metaconglomerado polimítico com clastos de rochas de tamanhos variados, detalhe nos seixos pingados no centro e no topo da foto (ponto LSTP-63); E) Detalhe das ardósias exibindo foliação de

xistosidade (ponto LSTP-70); F) Aspecto geral dos filitos mostrando foliação de xistosidade (ponto LSTP-47).

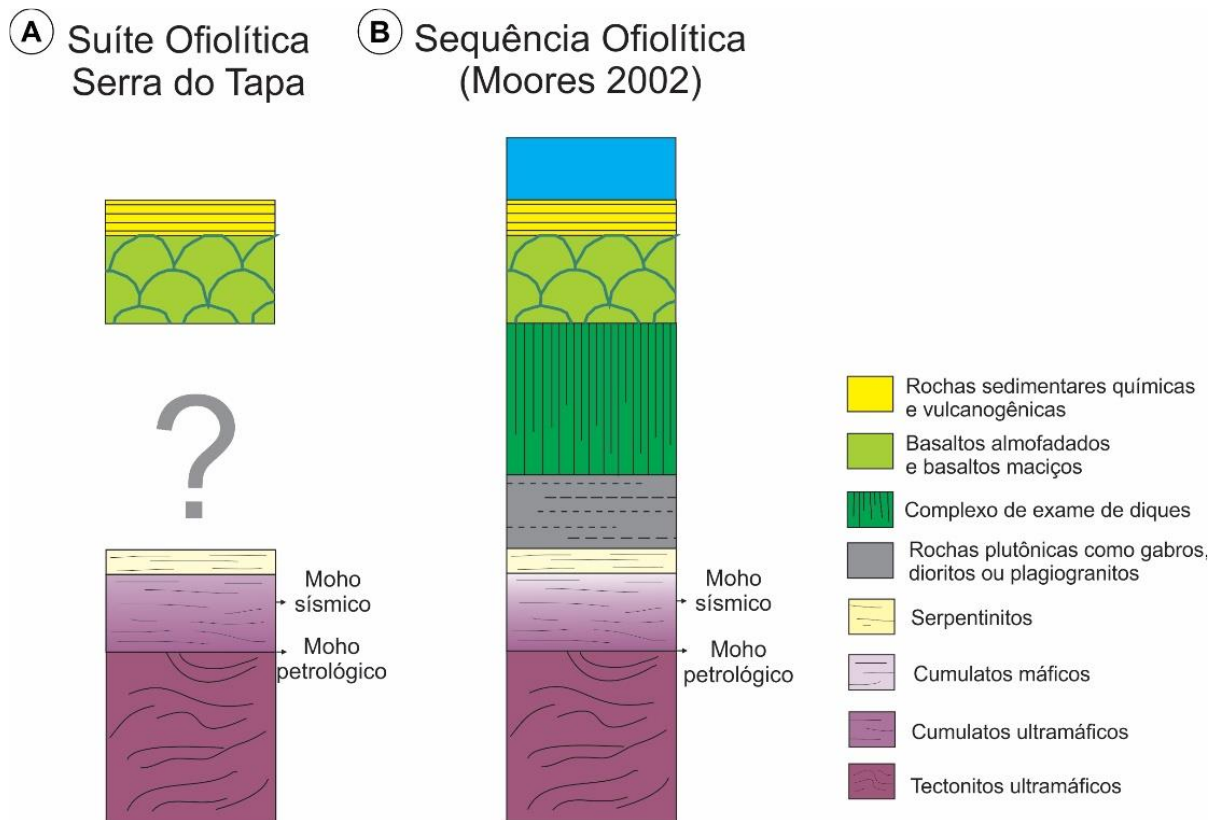


Figura 3.3 – Comparações entre a Suíte ofiolítica Serra do Tapa e uma Suíte ofiolítica clássica A) Sequência Ofiolítica Serra do Tapa em comparação com a (B) sequência Ofiolítica completa de Moore's (2002). Notar a ausência da sequência intermediária na SOST.

3.2.1 Peridotitos serpentinizados

Estas rochas representam a porção ultramáfica da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa e afloram principalmente ao longo da estrada Pontão-Xinguara. Em geral, são de cor verde escuro a verde claro, apresentam granulação grossa, estrutura maciça a foliada (foliação milonítica) e mostram contato brusco, através de falhas de cavalgamentos, com as rochas Formação Couto Magalhães.

Em alguns morros onde afloram os peridotitos serpentinizados é comum encontrar uma capa silicosa. Os silexitos estão associadas à essas rochas, capeando-as e sustentando serras com cotas superiores a 100 metros; são responsáveis pelo destaque topográfico dos corpos ultramáficos, protegendo-os do intemperismo. Os silexitos são maciços, de granulação muito fina, cor marrom avermelhada com tons esbranquiçados e são constituídos predominantemente por sílica.

Estes serpentinitos tratam-se de harzburgitos e representam a porção basal da sequência estratigráfica da Suíte. Apresentam textura predominantemente pseudomórfica e são constituídos basicamente de olivina, quase totalmente transformada para serpentina *mesh* (lizardita) e alguns cristais de piroxênio transformados para serpentina, além de magnetita e hematita em quantidades subordinadas. Os harzburgitos serpentinizados encontram-se deformados e, nas zonas de cisalhamento, esse tipo litológico apresenta foliação cuja orientação é NNW-SSE e mergulhos entre 22° e 58° para NE (Figura 3.3).

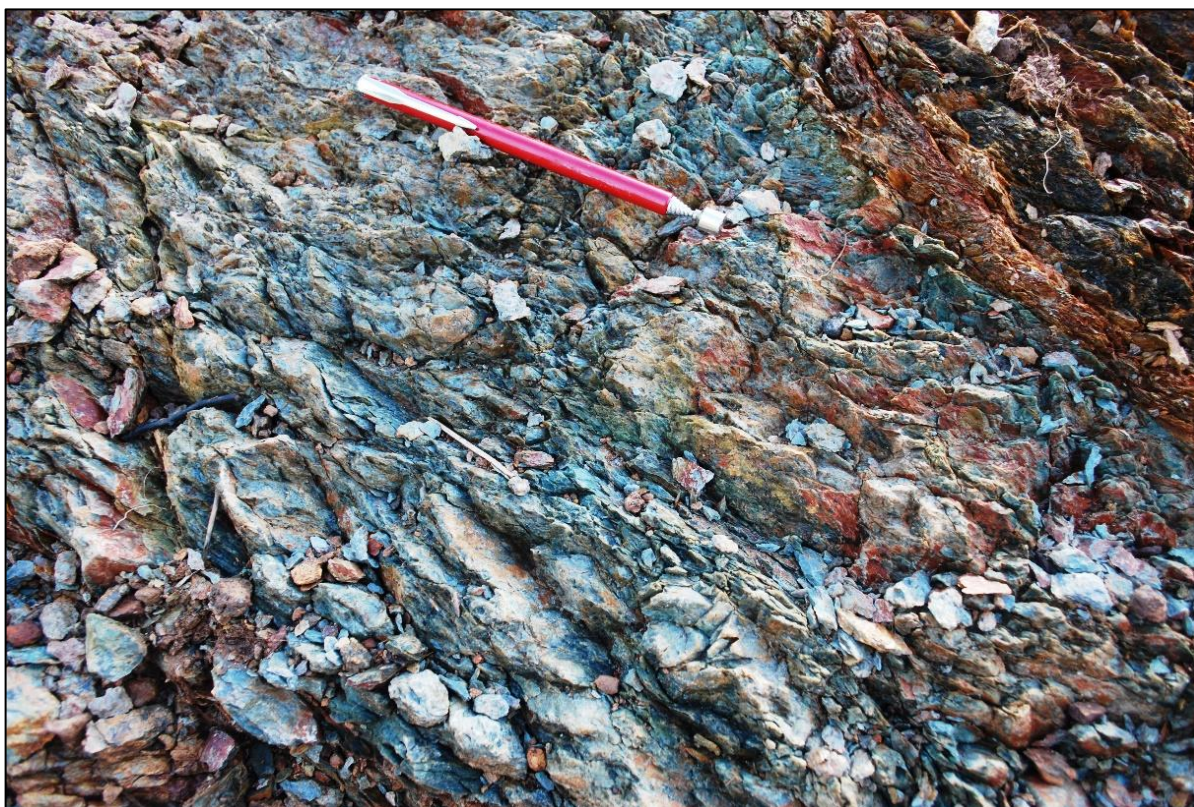


Figura 3.4 – Peridotito fortemente cisalhado e transformado para serpentinito milonítico (ponto LSTP-74).

3.2.2 Metabasaltos

Essas rochas correspondem à porção máfica da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa e ocupa a porção intermediária da sequência estratigráfica da suíte. O contato destas com os peridotitos serpentinizados e rochas sedimentares químicas dá-se por meio de superfícies de cavalgamento. Estas rochas constituem extensas camadas sub-horizontais, encaixadas tectonicamente nas rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães, com mergulhos suaves para ENE.

Os metabasaltos são representados por metabasaltos maciço, basaltos com estrutura em almofada preservada e, localmente, tipos como brechas de superfície de derrame

(hialoclastitos); esses corpos se distribuem na porção a leste e sudoeste da área de estudo, suas melhores exposições são nas fazendas Escondida e Maringá e na estrada Placas São Francisco- Pontão, ocorrem como afloramentos naturais ou tipo pedreira.

3.2.2.1 Metabasaltos maciços

Os metabasaltos maciços afloram na forma de extensas camadas com sucessões de derrames e formam um relevo colinoso suave, com altitudes máximas de 200 metros (Figura 3.4). Trata-se de rochas de coloração verde, devido a presença de minerais metamórficos, de granulação muito fina, seccionada por veios de espessuras milimétricas contendo quartzo, epídoto e carbonato (Figura 3.5).



Figura 3.5 - Feição geral dos metabasaltos maciços, mostrando um relevo colinoso suave, notar lajedos métricos e blocos rolados.

3.2.2.2 Metabasaltos almofadados

Os metabasaltos com estruturas em almofadas, que representam a superfície dos derrames basálticos maciços, afloram em camadas horizontais de espessura com cotas superiores a 25 metros e apresentam contato brusco com os peridotitos e rochas da Formação Couto Magalhães. Geralmente, destacam-se na área por formar morros alongados em que nas encostas foi instalada pedreira para extração de blocos (Figura 3.6A) ou afloramentos naturais, como ocorre na Fazenda Escondida (Figura 3.6B).

No afloramento LSTP-16, na pedreira ao longo da estrada Placas S. Francisco-Pontão, os metabasaltos 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 foram vistas tanto em perfil quanto em planta, mostrando tamanhos que variam de 50 cm a 3 m de comprimento, em formas originalmente esferoidal, no entanto, mostram-se alongadas definindo uma orientação preferencial, devido a deformação posterior (Figura 3.7).



Figura 3.6 - Detalhe de amostra de amostra de mão de um metabasalto maciço destacando sua cor verde, granulação fina e veios milimétricos de quartzo, epídoto e carbonato (amostra STP-03).



Figura 3.7 – Aspectos dos metabasaltos em afloramento: A) Visão geral da pedreira na encosta de um morro onde ocorrem os metabasaltos almofadados, o derrame basáltico atinge espessura com aproximadamente 25 metros (Ponto LSTP-16). B) Afloramento natural de metabasaltos almofadados localizado na Fazenda Escondida (Ponto LSTP-10).

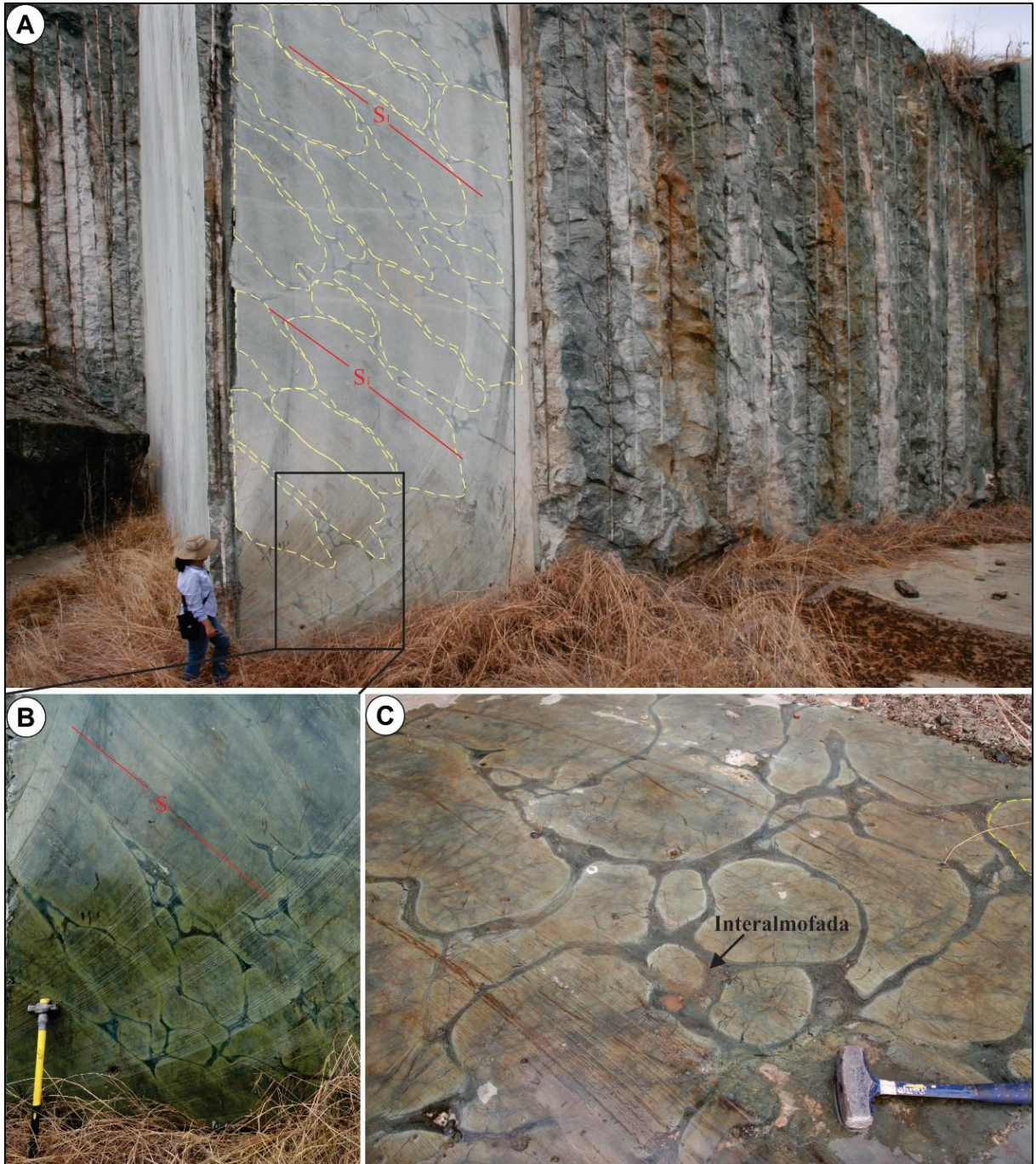


Figura 3.8 - Frente de lavra da pedreira Placas-Pontão destacando os vários aspectos de campo dos basaltos com estruturas almofadada (*pillow lavas*) da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa (ponto LSTP-16): A) Visão geral da parede da pedreira realçando as estruturas almofadadas e foliação (S_1). Notar as formas alongadas das almofadas de tamanhos métricos dos basaltos (contornos tracejados em amarelo); B) Detalhe do corte vertical mostrando o contorno das almofadas (tracejado amarelo); C) Visão de corte em planta dos metabasaltos em almofadas com destaque para o material interalmofada de cor verde escura, indicado pela seta (ponto LSTP-16).

Analisando as almofadas individualmente, elas apresentam um zoneamento em que sua porção mais interna é constituída por um basalto isotrópico de cor verde, de granulação fina, uma zona de borda, com espessuras até 5 cm, também constituída por um metabasalto de cor verde claro, afanítico. A zona mais externa, com espessuras de até 10 cm, é constituída por material muito fino, cripstocristalino de cor verde escuro definida como zona interalmofada (*interpillow*) que representa a borda de resfriamento das superfícies interalmofadas (Figura 3.8). O basalto da zona interalmofada é constituído por material vítreo transformado para clorita e outros minerais de difícil identificação petrográfica, que representa parte do material vítreo modificado pelo metamorfismo de fundo oceânico.



Figura 3.9 – Perfil das almofadas e zoneamento adjacente onde, de baixo para cima, aparece metabasalto maciço de cor verde, zona de borda alterada de verde amarelada e zona interalmofada com cor verde escura rica em clorita (zona vítrea) (ponto LSTP-16).

De um modo geral, os metabasaltos estão intensamente seccionadas por uma rede de veios e vênulas contendo quartzo, epídoto e carbonato.

As almofadas encontram-se estirados e deformados na direção NNW-SSE, com foliação incipiente visível principalmente nos basaltos interalmofadas. Além disso, apresentam falhamentos inversos, exibindo espelhos e estrias de falha (Figura 3.9)

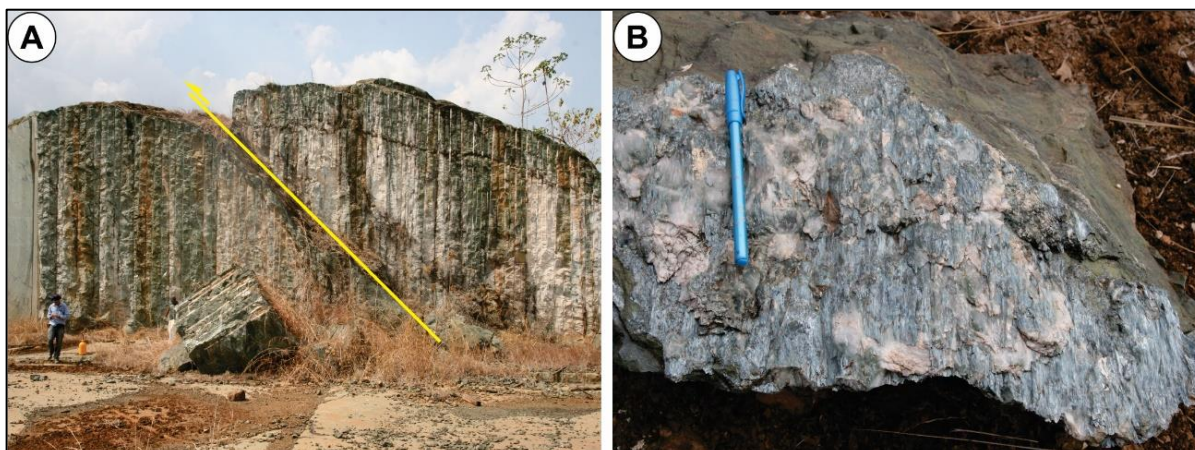


Figura 3.10 – Parede exposta da pedreira Placas-Pontão destacando zona de cavalgamento, mostrando em A) superfície cavalgamento com ângulo de mergulho de aproximadamente 30°; B) Superfície exibindo lineação de estiramento mineral com lineação definida por clorita e quartzo (ponto LSTP-16).

3.2.3 Hialoclastitos

Em determinados locais da zona interalmofada são encontradas brechas de superfície de derrames basálticos caracterizando hialoclastitos, que definem camadas que variam de 0,5 até 15 cm de espessura. Os fragmentos são subangulosos, entretanto muitas vezes estão subarredondados devido à deformação, que causou também o estiramento e alongamento das almofadas. Nota-se ainda, um zoneamento concêntrico nas bordas desses fragmentos similar aos metabasaltos almofadados. A matriz que suporta os fragmentos é composta por material vítreo (zona interalmofada) com fragmentos milimétricos. Alguns fragmentos exibem um aspecto sigmoidal que é indicativo de movimentação devido ao fluxo de lavas (Figura 3.10).

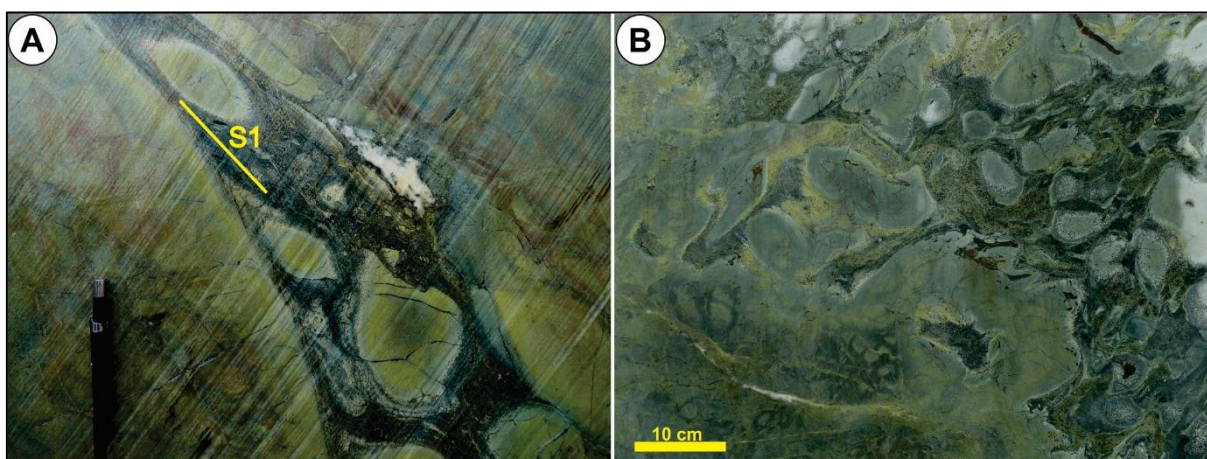


Figura 3.11 – Detalhes da zona de brecha nas interfaces das almofadas: A) Porções amendoadas devido a deformação e transformações metamórficas dos metabasaltos na borda das almofadas, exibindo formas sigmoidais e formação de uma foliação milonítica; B) Zona de brecha próxima da

superfície de derrame com fragmentos de metabasalto hipovítreos plasticamente deformados (ponto LSTP-16).

3.2.4 Metargilito tufáceo

A ocorrência dessa rocha é restrita e pontual, sendo reconhecida apenas aos redores da fazenda Mutamba (ponto LSTP-62), na porção nordeste da área, entre as rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães.

A rocha é constituída por uma matriz de cor marrom escuro, granulação muito fina e de composição pelítica. Em meio a matriz sedimentar, encontram-se fragmentos líticos plasticamente deformados.

Os fragmentos são de composição basáltica, de granulação fina, e cor esverdeada (Figura 3.11). Eles possuem formas alongadas e estiradas, mostrando-se, às vezes, como lentes rompidas. Esses fragmentos possuem comprimentos até 8 cm, com direção preferencial, indicando uma foliação de fluxo.

A denominação desta rocha, que apresenta uma textura particulada (vulcanoclástica) caracterizada por fragmentos basálticos envolvidos por uma matriz pelítica, foi baseada na nomenclatura genética do tamanho do grão para rochas vulcanoclásticas de McPhie *et al.* (1993).



Figura 3.12 – Rocha metavulcanossedimentar composta por matriz muito fina e fragmentos de rocha de formas alongadas constituindo uma foliação de fluxo.

3.2.5 Metacherts

Os metacherts são rochas de composição silicosa-ferruginosa e ocorrem em camadas de espessura de até 100 metros, estratigraficamente acima dos metabasaltos almofadados e associados com formações ferríferas bandadas.

Apresentam cor branca e vermelho amarelado, granulação fina e exibem estratificação plano paralela destacando bandamento milimétrico alternando leitos ricos em quartzo, onde predomina a cor branca e níveis ricos de hematita, de cor vermelho amarelado devido transformação para goethita (Figura 3.12). Nos poucos afloramentos encontrados *in situ*, esta unidade acompanha o *trend* regional de mergulhos para E e SE, com ângulos médios a altos de mergulho (~ 50°).

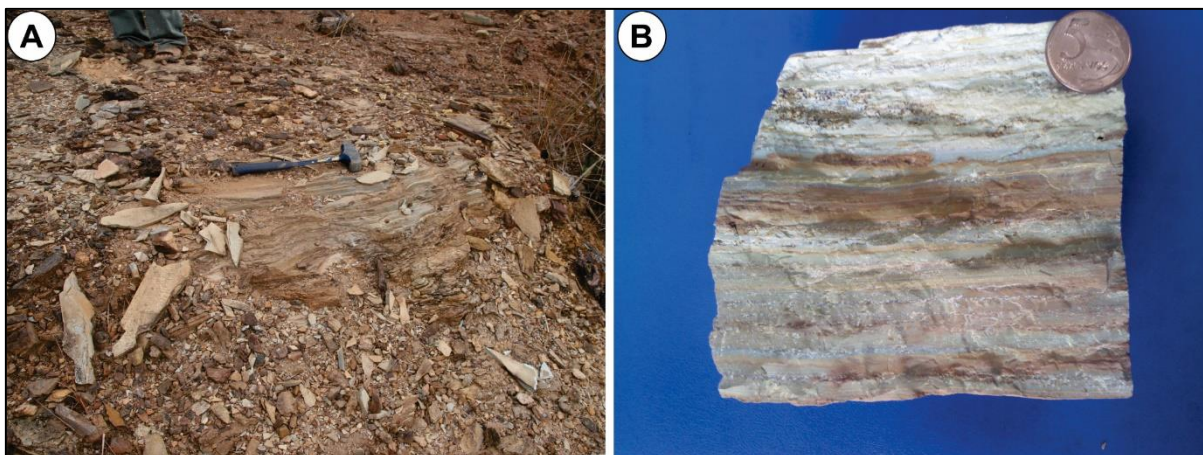


Figura 3.13 – Aspectos gerais dos metacherts: A) Afloramento de metachert estratificado próximos às formações ferríferas bandadas (ponto STP-05); B) Amostra de metachert exibindo laminações plano paralelas de quartzo e hematita intercaladas (ponto STP-05).

O bandamento do metachert é regular, levemente ondulado, e possui espessuras variáveis de 0,5 mm a 2 cm. 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 entre si. Estas rochas apesar de preservarem a estratificação primária sedimentar, estão deformadas e apresentam recristalização de quartzo, caracterizando a superposição metamórfica.

3.2.6 Formações ferríferas bandadas

Essas rochas afloram sustentando morrotes com topos íngremes que se destacam topograficamente (Figura 3.13A). Elas apresentam estruturas sedimentares primárias preservadas como laminações plano paralelas e bandamento composicional (Figura 3.13B), que são as estruturas mais marcantes, no entanto, estão deformadas e metamorfisadas pois definem uma foliação incipiente em ângulos de aproximadamente 45° mergulhando para SE.

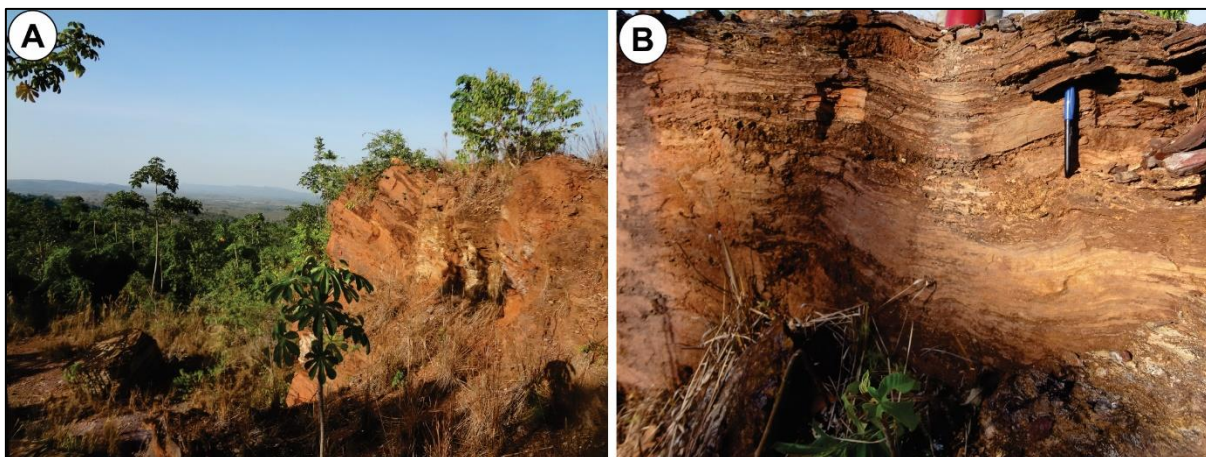


Figura 3.14 – Aspectos gerais das formações ferríferas: A) FFB sustentando morrote íngreme com cotas de até 250 m; B) FFB com estratificação dobrada (ponto LSTP-18).

As formações ferríferas estão associadas e intercaladas com os metacherts, bem como estão associadas com os metabasaltos almofadados, recobrimdo essas rochas, seguindo a sequência estratigráfica de uma suíte ofiolítica. As FFB são metajaspilitos bandados de granulação muito fina, de coloração cinza avermelhada, com bandas milimétricas a centimétricas destacando cores vermelhas e marrom avermelhada de jaspe, tornando-se mais claras com a recristalização do quartzo, e bandas cinzas de hematita, definindo cor marrom devido ao processo de intemperismo com a formação de goethita.

A principal estrutura primária identificada é o acamamento, com espessuras variáveis entre 10 cm e 1 cm, caracterizando uma laminação interna plano paralela. O contato entre as bandas de jaspe e de hematita e magnetita são, em geral, bruscos e sinuosos. Essas feições representam o acamamento original destas rochas. As estruturas deformacionais são caracterizadas por falhas e fraturas que podem ser observadas em várias escalas, incluindo em mapa (Figura 3.14).

Estas rochas preservam características sedimentares, no entanto, o aumento da granulometria do *chert* em algumas porções, demonstra a atuação do metamorfismo responsável pela recristalização das bandas de *chert*.



Figura 3.15 - Bandamento nas formações ferríferas com microestruturas tais como: microfalhas descontínuas (seta amarela), dobramentos (seta azul), contatos interpenetrativos (seta vermelha), rompimento de bandas (seta branca) (ponto LSTP-08).

PETROGRAFIA E CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DAS ROCHAS DA SUÍTE OFIOLÍTICA SERRA DO TAPA

O estudo petrográfico baseou-se na descrição de amostras de mão e de lâminas delgadas e polidas dos diferentes tipos de rochas, permitindo a caracterização do conteúdo mineralógico, identificação das feições texturais e microestruturais, bem como a classificação dos vários tipos de rochas (magmáticas e sedimentares químicas).

Devido a limitação de microscopia ótica, a técnica analítica de difração de raios-X e análises de MEV foram introduzidas com o objetivo de complementar a identificação mineralógica visto as características intrínsecas de alguns litotipos, como os metabasaltos, que possuem granulação fina, criptocristalina ou material vítreo transformado e a presença de finos minerais entremeados na matriz vítrea.

Para essas finalidades, foram utilizadas as bases bibliográficas de Deer *et al.* (1966), Cox *et al.* (1979), (Wilson (1989), McPhie *et al.* (1993), Le Maitre (2002), Passchier & Trouw (2005), Fettes & Desmons (2008), Gill (2010) e Vernon (2008).

4.1 PERIDOTITOS SERPENTINIZADOS

Estas rochas representam a porção ultramáfica da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa e foram identificados harzburgitos serpentinizados, dunitos serpentinizados e serpentinitos miloníticos, essas em zonas de cisalhamento. As feições texturais e mineralógicas originais das rochas ígneas são incipientes reconhecendo-se texturas pseudomórficas, mas com predomínio de texturas não pseudomórficas. Assim, cristais de olivina e piroxênio encontram-se totalmente transformados para serpentinas.

4.1.1 Harzburgitos Serpentinizados

Os harzburgitos possuem textura protogranular, com a presença marcante de texturas pseudomórficas do tipo *bastite*, que representa substituições do ortopiroxênio, e do tipo *mesh*, que é referente a substituição quase total da olivina para lizardita. Essa última é a textura dominante nos serpentinitos. A estimativa do conteúdo mineralógico modal original da rocha é indicada por olivina (*mesh*) com percentual entre 65 e 70% e ortopiroxênio (*bastite*) entre 30 e 35%, cromita aproximadamente 1% e outros minerais opacos em torno de 1%.

Os cristais de ortopiroxênio apresentam-se transformados para lizardita pseudomórfica, caracterizando a textura *bastite* (Figura 4.1A). Entretanto são identificados relictos do piroxênio anédricos a subédricos, ocupando os interstícios da olivina, com textura

cumulada. Em geral, estes cristais encontram-se deformados com microfalhas, encurvamento e extinção ondulante.

Cristais de hematita e magnetita estão dispostos ao longo das clivagens longitudinais e microfraturas.

Os cristais de olivina foram amplamente transformados para serpentina preservados como pseudomorfos (*mesh*), encontrando-se raramente relictos muito fraturados, isolados por serpentina e finos cristais de hematita e/ou magnetita dispostos ao longo de microzonas de deformação (Figura 4.1B).

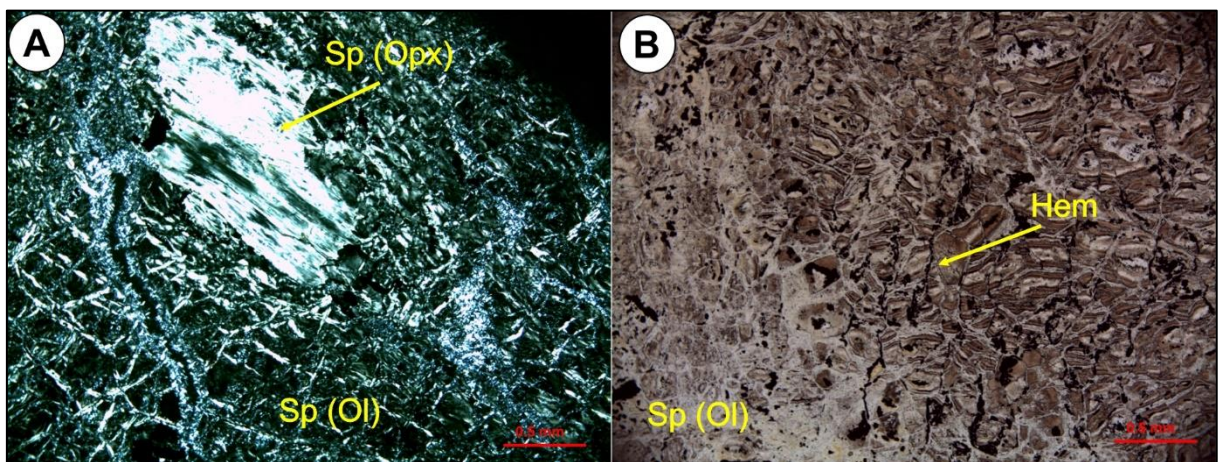


Figura 4.1 - Aspectos texturais dos harzburgitos: A) texturas pseudomórficas tipo *bastite* (Sp (Opx)) e *mesh* (Sp (Ol)) – em luz polarizada (LP); B) finos cristais de hematita (Hem) seguindo as microzonas de deformação (amostra LSTP-21) - em luz natural (LN).

A cromita é um mineral primário, possui tons cinza amarronzado, com formas subédricas ou anédricas e ocorre em acumulações de pequenos cristais granulares. Nota-se bordas irregulares desses cristais provavelmente relacionada a corrosão magmática (Figura 4.2). As análises de MEV nesse mineral revelam teores médios de Cr (10,8%), Fe (63,6%) e baixo teor de Mg (0,3%). Os resultados obtidos das análises de MEV em dois cristais desse mineral estão na tabela 4.1.

A magnetita é um mineral secundário, subproduto da reação de transformação do piroxênio e olivina para serpentina, ocorrem como pequenos aglomerados de cristais subédricos e juntamente com a lizardita nas zonas de alteração da serpentina, ou em cristais subédricos dispostos nas clivagens e fraturas. De acordo com a análise de MEV é um mineral constituído basicamente por Fe cuja concentração situa-se em 75% e O em cerca de 24% (Figura 4.3). Os resultados obtidos das análises de MEV desse mineral estão na tabela 4.2.

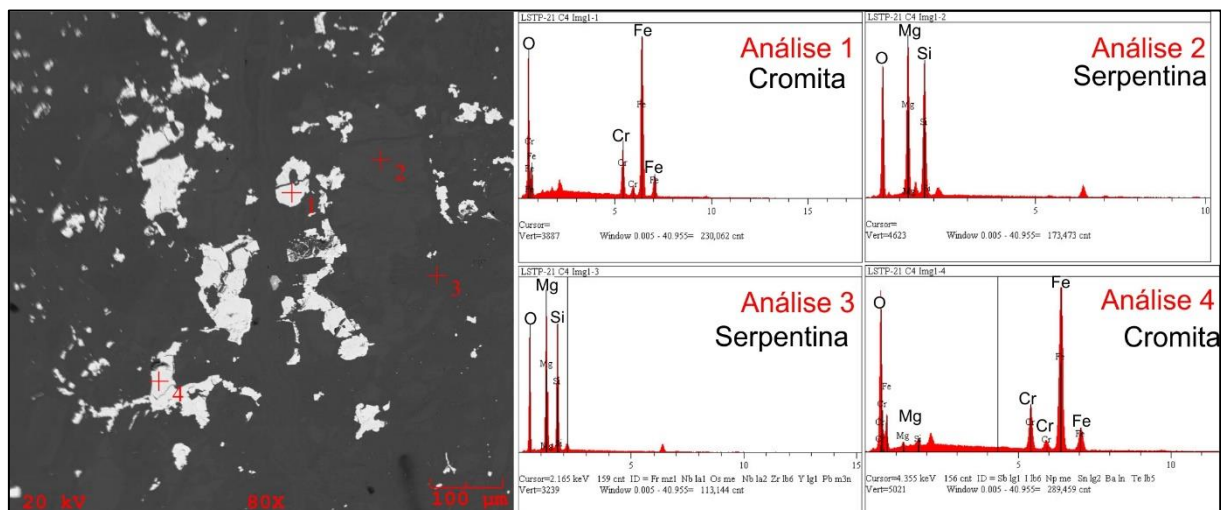


Figura 4.2 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra LSTP-21 que evidencia a presença de cromita rica em Mg e Fe e serpentina pseudomórfica de olivina (fosterita).

Tabela 4.1 –Valores das concentrações, em % em peso, dos elementos químicos obtidos por MEV em cromita da amostra LSTP-21.

	Análise 1	Análise 2
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)
Fe	63,70	63,57
O	24,93	25,43
Cr	11,37	10,26
Mg	0,00	0,74
Total	100	100

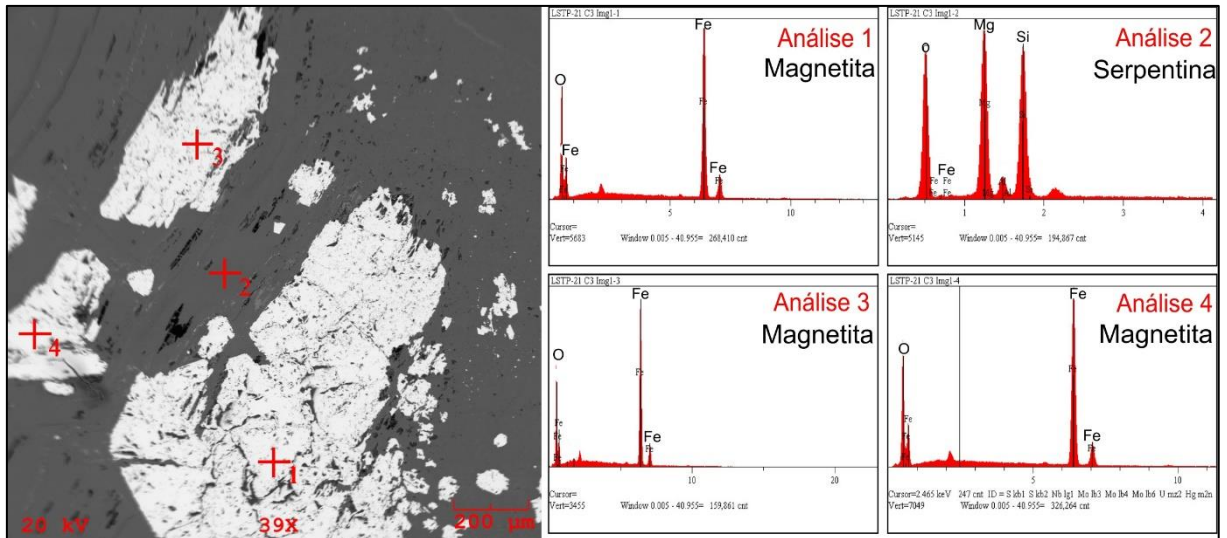


Figura 4.3 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra LSTP-21 em cristais de magnetita e serpentina em textura tipo *bastite*.

Tabela 4.2 – Valores das concentrações, em % em peso, de elementos químicos obtidos por MEV em magnetita da amostra LSTP-21.

	Análise 1	Análise 2	Análise 3
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Conc. (%)
Fe	75,51	75,55	76,06
O	24,49	24,45	23,94
 Total	100	100	100

Outros tipos de texturas comuns nos peridotitos são de tipo pseudomórfico, definida por um arranjo desordenado de serpentina fibrolamelar e lamelar possivelmente antigorita. Nota-se que estas feições texturais, às vezes, se sobrepõem às texturas pseudomórficas e representam uma segunda formação de serpentina (Figura 4.4A).

Alguns raros cristais de clorita aparecem na forma de lamelas orientadas concordantemente com os planos e descontinuidades, estão normalmente associados às clivagens dos cristais pseudomórficos de ortopiroxênio (Figura 4.4B).

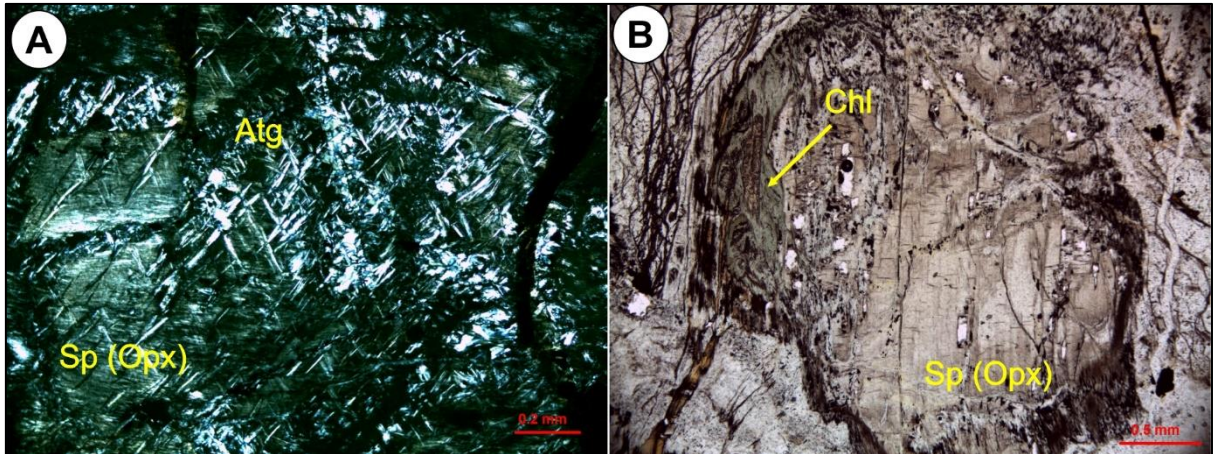


Figura 4.4 –Texturas não pseudomórficas sobrepostas a serpentina (Opx): A) Cristais fibrolamelares de antigorita sobre ortopiroxênio pseudomórfico (Sp (Opx)) - LP; B) Cristais de clorita nas bordas do cristal de ortopiroxênio pseudomórfico - LN.

4.1.2 Dunitos Serpentinizados

Os dunitos serpentinizados possuem predominantemente textura *mesh*, com a presença de pequenos grãos de cromita, menores que 0,2 mm, dispersos na matriz de serpentina. Nessas rochas os limites dos cristais de olivina já não são tão claros, no entanto, os finos cristais de magnetita delineiam as bordas dos pseudomorfos de olivina. A estimativa composicional modal dos dunitos foi dada pela proporção das texturas pseudomórficas em 95 a 98% de serpentina pseudomórfica tipo *mesh*, 1% de serpentina pseudomórfica tipo *bastite* e, aproximadamente, 3% de cromita.

A olivina nessas rochas está totalmente transformada para serpentina (lizardita) definindo textura tipo *mesh* (Figura 4.5). Associadas a estas, ocorrem finos cristais de magnetita, com tamanhos diminutos (<0,2 mm) e dispersos por toda a rocha. Entretanto, demarcam os limites originais dos cristais de olivina sendo este o subproduto do processo de serpentinização.

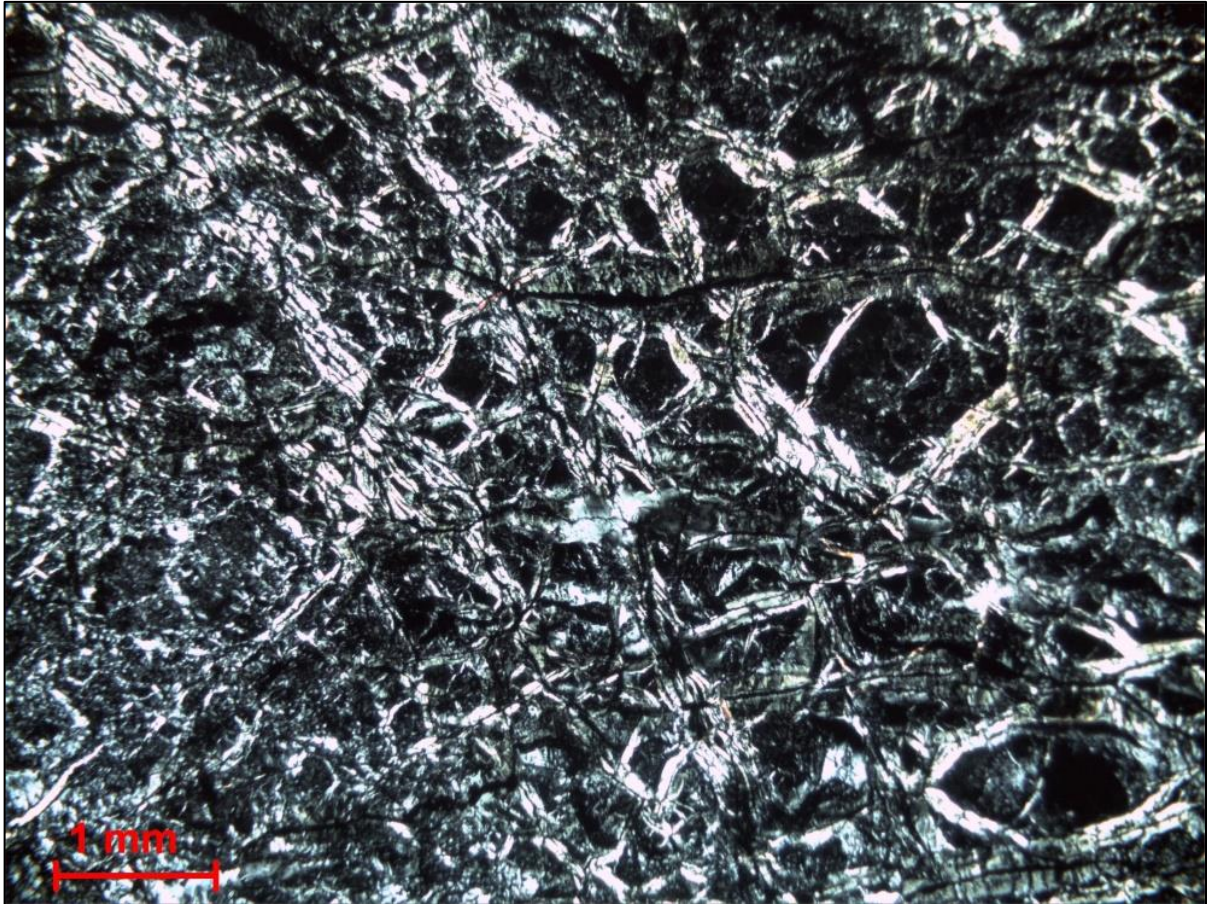


Figura 4.5 - Fotomicrografia de dunito serpentizado exibindo cristais pseudomórficos de olivina tipo *mesh* (amostra LSTP-31) - LP.

A cromita também está presente nessas rochas, com características semelhantes às daquelas dos peridotitos; possui tons cinza amarronzados, formas subédricas, com bordas irregulares. As análises de MEV apresentam altas concentrações de 30 e 32% de O; de Cr 25%; de Al 19%; de Fe 12 a 39% e Mg (2% a 9%) (Figura 4.6). Notar o centro do cristal apresenta teores de Al (~19%) onde o teor de Mg é mais alto (~9%) e neste caso a cromita apresenta cor cinza escuro (análise 2), enquanto que nas bordas desse mineral sua cor é cinza claro (análise 1) onde o Al é ausente e o teor de Mg é mais baixo (~2%). Os valores obtidos das análises de MEV nesse mineral estão na tabela 4.3.

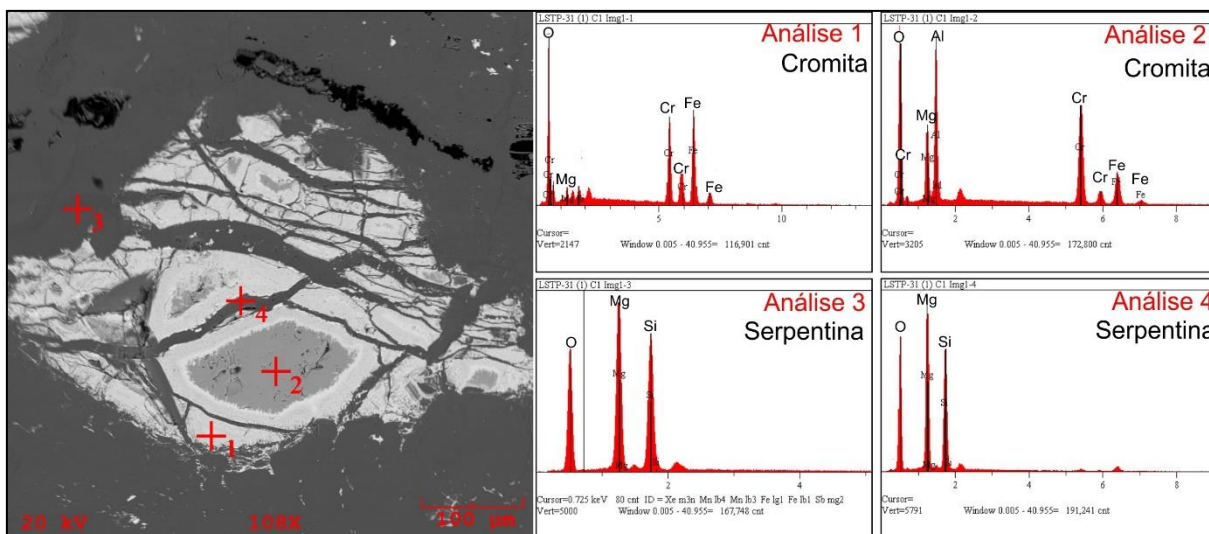


Figura 4.6 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV de cristais de cromita e serpentina *mesh* (amostra LSTP-31).

Tabela 4.3 – Valores das concentrações, em % em peso, de elementos químicos obtidos por MEV em cromita no dunitos serpentizado (amostra LSTP-31).

	Análise 1	Análise 2	Análise 3
Elemento	Conc. (%)	Conc. (%)	Conc. (%)
O	30,97	32,87	27,99
Cr	26,72	25,79	25,20
Fe	39,82	12,33	44,27
Mg	2,48	9,37	1,26
Al	0,00	19,64	1,27
Total	100	100	100

4.2 METABASALTOS

4.2.1 Basaltos Maciços

Os basaltos maciços são do tipo afanítico, de granulação muito fina, apresentando coloração verde escuro. Ao microscópio ótico são registradas transformações da mineralogia original, no entanto, ainda é possível identificar as texturas de rochas vulcânicas e alguns minerais primários. As texturas identificadas foram os tipos microporfírica, intergranular, intersertal e localmente esferulítica. A mineralogia primária é constituída por cristais reliquiares de plagioclásio e clinopiroxênio, entretanto, estão fortemente transformados para albita e tremolita-actinolita, respectivamente. A associação mineralógica dessas rochas se completa com epidoto, clorita, estilpnomelano, titanita e quartzo.

A textura microporfírica é definida pela presença de microfenocristais de plagioclásio, ripiformes ou tabulares, com tamanhos de até 3 mm, exibindo maclamento

albita-carlsbad. Os fenocristais estão envolvidos na matriz, com textura intergranular, constituída por cristais ripiformes de plagioclásio (albitizados) e clinopiroxênio (intensamente transformados para tremolita-actinolita). Os microfenocristais encontram-se deformados (encurvados e fraturados) e saussuritizados. Na amostra ST-36 foi observado fenocristais de clinopiroxênio com maclamento cíclico (Figura 4.7A). Na matriz desses basaltos ocorrem cristais aciculares e micrólitos de plagioclásio e clinopiroxênio dispostos no material vítreo e criptocristalino, de cor marrom e verde escuro, englobando-os e ocupando os interstícios sem direção preferencial, evidenciando a textura intersertal (Figura 4.7B).

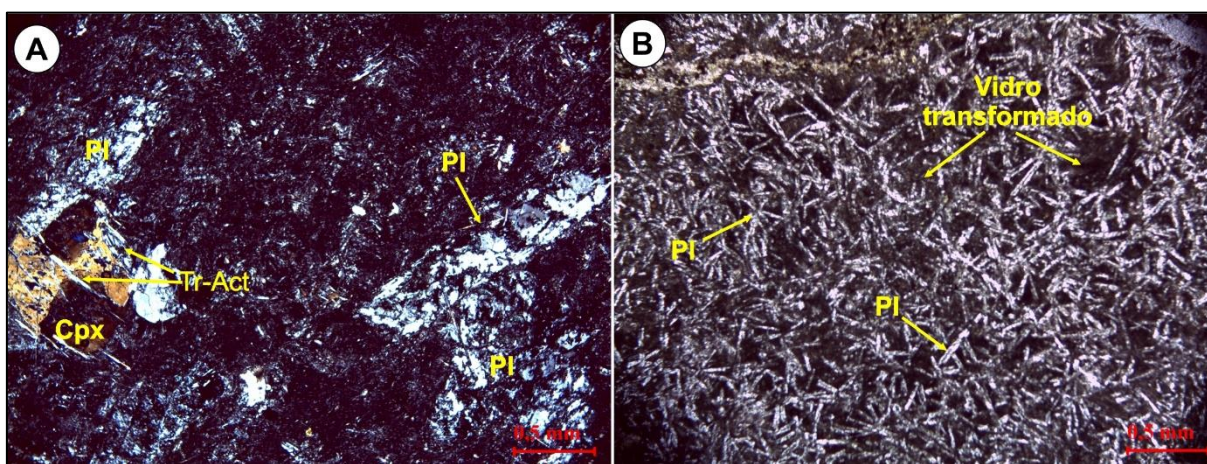


Figura 4.7 - Aspectos texturais e mineralógicos dos metabasaltos maciços: A) Textura reliquiar microporfírica com destaque aos fenocristais tabulares de plagioclásio (Pl) deformados, recrystalizados e saussuritizados, e de clinopiroxênio (Cpx) substituídos por cristais aciculares de tremolita-actinolita (Tr-Act) com matriz de material vítreo transformado para clorita, epídoto e material criptocristalino (amostra ST-36) - LP; B) Textura intersertal definida por cristais aciculares de plagioclásio dispostos randomicamente, com interstícios ocupados por material vítreo transformado, material criptocristalino (amostra ST-03) - LP.

Os cristais de plagioclásio da matriz apresentam feições indicativas de resfriamento ultrarrápido (*quenching*) conforme definido por Cox *et al.* (1979), tais como cristais aciculares esqueléticos com terminações tipo rabo de andorinha (Figura 4.8A), texturas em feixe (*sheaf-like*), caracterizada pelo arranjo de cristais aciculares em leque, formas esqueléticas com núcleos ocós (*melt inclusions*) e esferulitos (Figura 4.8B).

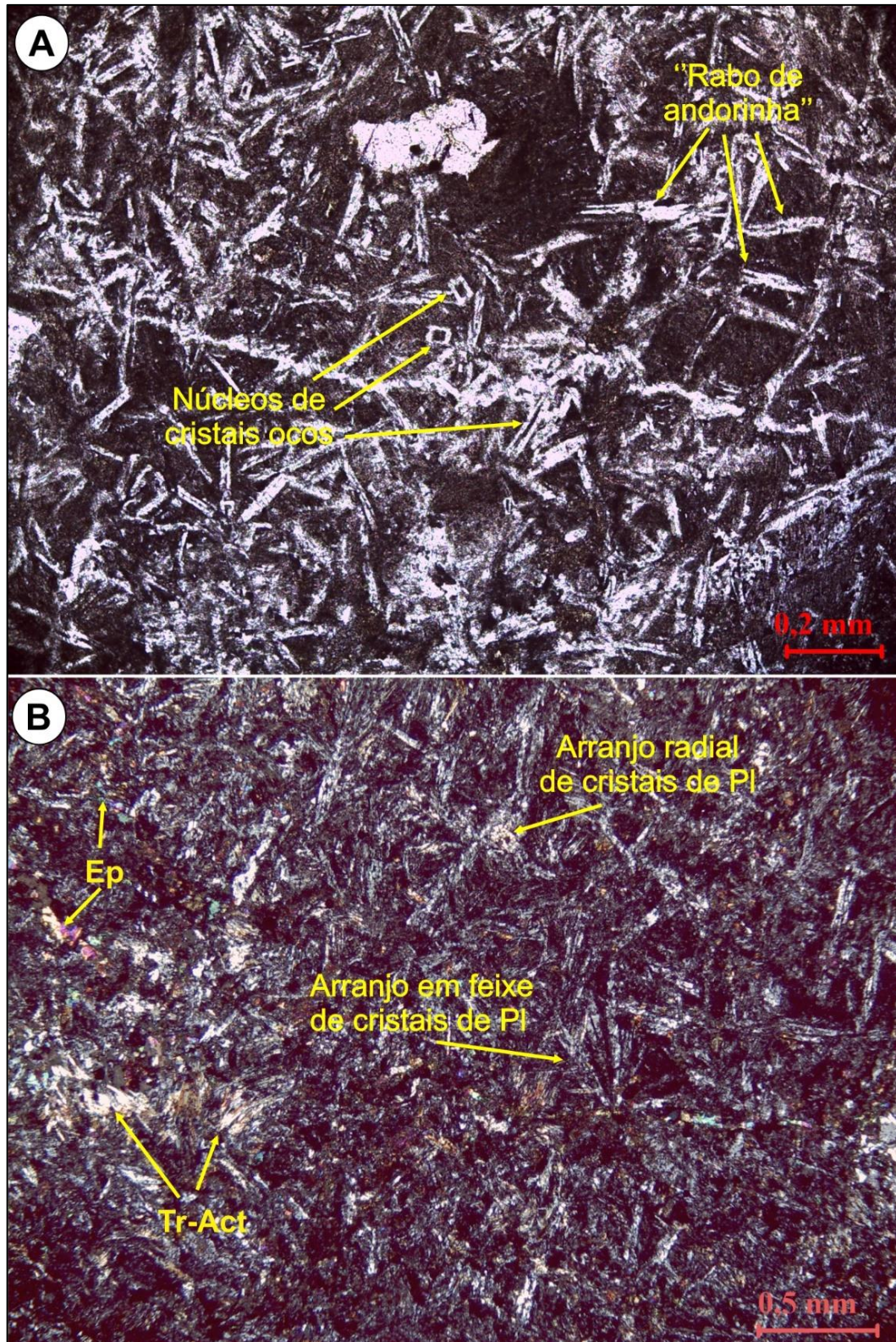


Figura 4.8 - Feições texturais indicativas de resfriamento ultrarrápido nos metabasaltos maciços: A) Textura intersertal destacando cristais de plagioclásio aciculares esqueletais com feições tipo “rabo de andorinha” e cristais com formas de quadrado com núcleos ocos preenchidos com material vítreo (amostra STP-03) - LP; B) Arranjos tipo feixe de cristais de plagioclásio, caracterizada pelo hábito acicular em forma de leque dos cristais e arranjos radiais de cristais de plagioclásio (amostra STP-04) – LP.

O plagioclásio ocorre como microfenocristais e como finos cristais pertencentes a matriz, associado com cristais granulares de epidoto, material criptocristalino e vítreo. Esses cristais primários, provavelmente do tipo cálcico (labradorita), encontram-se recristalizados e transformados para albita.

O clinopiroxênio apresenta cor marrom amarelada e ocorre na forma de finos cristais dispersos na matriz dos metabasaltos. Em grande parte, encontra-se transformado para tremolita-actinolita e mais raramente epidoto. Ocorrem também como microfenocristais preservados parcialmente, inclusive com geminação cíclica.

A tremolita-actinolita ocorre na forma de finos cristais prismáticos compridos ou aciculares, com pleocroísmo fraco que varia de verde pálido (x) a incolor (y,z). Os cristais estão dispersos na rocha com arranjos radiais ou em feixes, sendo produto da reação de hidratação do clinopiroxênio relacionado ao metamorfismo de baixo grau que atingiu a área e, também, ocorre associado com o epidoto, que também faz parte da reação, pois substitui total ou parcialmente o piroxênio, às vezes definindo cristais pseudomórficos.

Os cristais de epidoto ocorrem na forma de pequenos grânulos ou em prismas curtos, de até 0,4 mm, possuem cor de interferência baixa e encontram-se, principalmente, associados ao plagioclásio (Figura 4.9A).

O estilpnomelano foi identificado apenas nas amostras ST-23 e ST-38, na forma de agulhas em agregados radiais ou leques, pleocroísmo forte que varia do laranja avermelhado (x) ao castanho avermelhado (y,z) (Figura 4.9B).

A clorita ocorre amplamente nesses metabasaltos e também é produto do metamorfismo do material vítreo e criptocristalino. Seus cristais lamelares possuem forte pleocroísmo verde claro (x) e verde escuro (y,z).

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

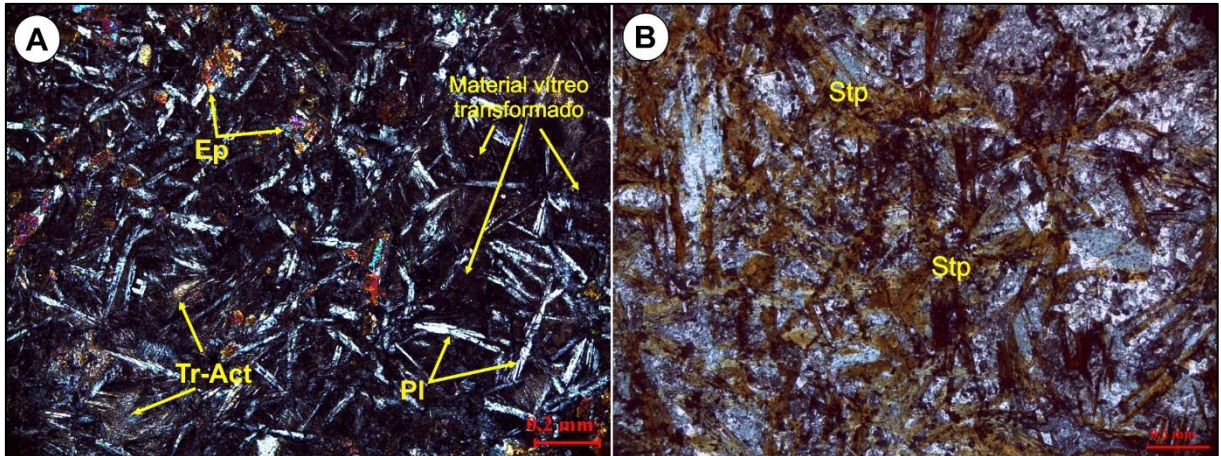


Figura 4.9 – Mineralogia desenvolvida nos metabasaltos maciços: A) Cristais granulares de epídoto (Ep) e finos cristais de tremolita-actinolita (Tr-Act) com hábito acicular (amostra ST-03) - LP; B) Cristais aciculares de estilpnomelano (Stp) (amostra ST-38) - LP.

As análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) realizada nos metabasaltos maciços permitiram caracterizar melhor os minerais identificados previamente no estudo petrográfico. Foram analisados cristais de plagioclásio, anfibólio e clorita (Figura 4.10), a seguir descritos.

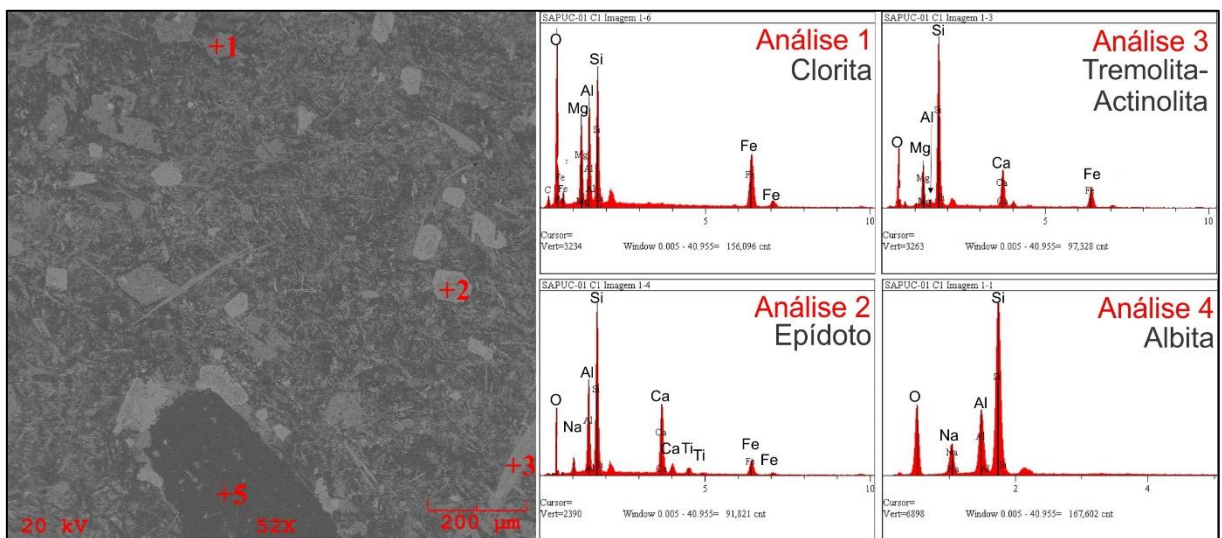


Figura 4.10 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV em metabasaltos da amostra SAPUC-01 com a identificação de albита, clorita, tremolita-actinolita e epídoto.

O plagioclásio apresenta composição química com concentração de O 41 e 42%, Si entre 37 e 38%, Al e Na em torno 11% e 8%, respectivamente. A ausência generalizada de Ca permite classificá-lo como do tipo albита. As concentrações, em % em peso, dos elementos químicos obtidos por MEV em fenocristais de plagioclásio em três amostras encontram-se na tabela 4.4.

Tabela 4.4 – Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em albita, em % em peso.

	STP-03		ST-36	SAPUC-01
Elemento	Análise 1	Análise 2	Análise 1	Análise 1
O	41,74	41,5	42,38	40,89
Si	38,65	38,83	37,42	39,59
Al	11,57	10,95	11,86	11,91
Na	8,04	8,72	8,34	7,61
Total	100	100	100	100

O anfibólio foi analisado em três cristais e os resultados indicam concentrações de O de 39 a 40%, Si entre 28 e 31%, Ca em torno de 9%, Fe entre 7 e 11%, Mg em torno de 4 a 9,6% e Al em torno entre 2 e 5%. Os teores dos elementos químicos permitiram classificá-lo como tremolita-actinolita. Os resultados de MEV obtidos em três cristais de desse mineral estão na tabela 4.5.

Tabela 4.5 – Valores das concentrações dos elementos químicos obtidos por MEV em tremolita-actinolita, em % em peso.

	STP-03	SAPUC01	STP-04
Elementos	Conc. (%)	Conc. (%)	Conc. (%)
O	40,15	38,34	40,95
Si	32,38	29,92	28,89
Ca	10,72	9,94	8,76
Fe	7,44	11,53	8,9
Mg	4,03	7,91	9,61
Al	5,28	2,36	2,89
Total	100	100	100

A clorita é constituída por concentrações de O entre 40 e 41%, Si entre 14 e 16%, Fe 18 e 22%, Mg 12 e 22% e o Al apresenta aproximadamente 11%. Esses dados permitiram classifica-la como clinocloro. Os resultados obtidos das análises de MEV em cristais de clorita de três amostras estão na tabela 4.6.

Tabela 4.6 –Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em clorita, % peso.

	ST-36	SAPUC-01	STP-04
Elementos	Conc. (%)	Conc. (%)	Conc. (%)
O	41,52	41,2	41,27
Mg	10,49	11,55	11,24
Al	11,22	11,68	10,29
Si	16,28	15,9	15,04
Fe	20,49	19,67	22,16
Total	100	100	100

As análises por difração de raios-X (DRX) foram realizadas em metabasaltos representados pelas amostras STP-04 e ST-23 e os resultados obtidos são apresentados nos difratogramas da Figura 4.11, os quais revelaram a presença de outros minerais como o piroxênio augita, estilpnomelano (bannierita) e anfibólio cálcico (pargasita).

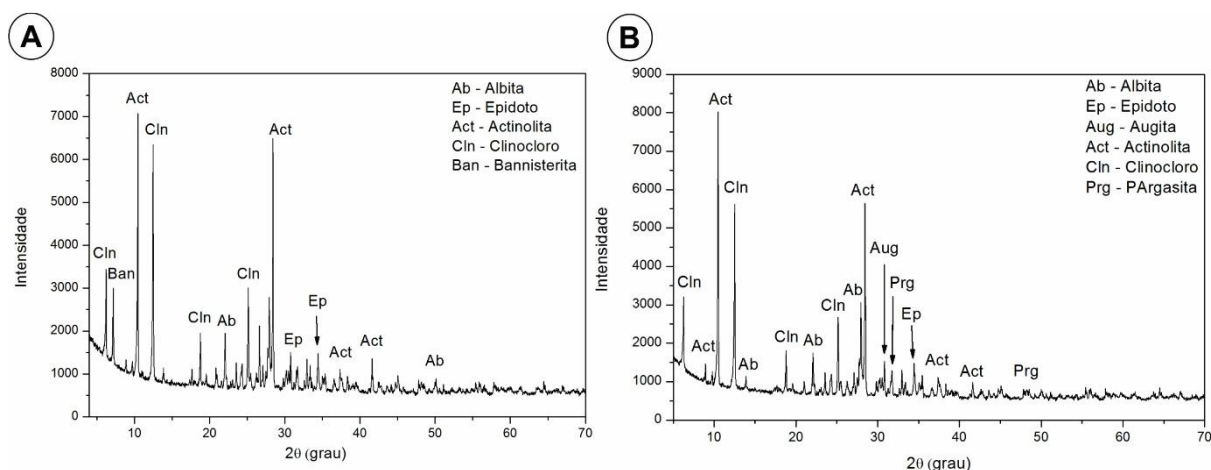


Figura 4.11 - Difratogramas com os resultados de análises mineralógicas por difração de raios-X em basaltos maciços (A) amostra STP-04 e (B) amostra ST-23.

4.2.2 Basaltos hipovítreos da zona externa das almofadas

A zona de borda dos basaltos almofadados corresponde à porção intermediária entre o basalto maciço e a zona interalmofada e foram descritas nas amostras SAPUC-01 (I), STP-04 e ST-13. Estes basaltos compreendem porções hipovítreas de granulação muito fina ou vítrea, de coloração verde amarelada, maciças com texturas criptocristalina, vítrea e intersertal, sendo uma característica marcante a presença de esferulitos e cristais com arranjos radiais de plagioclásio resultantes de brusco resfriamento (*quenching*) (Figura 4.12A).

Estas rochas possuem granulação fina com cristais aciculares de plagioclásio e piroxênio dispostos aleatoriamente em meio ao material vítreo de cor marrom, caracterizando a textural intersertal. A textura hialofítica foi identificada localmente sendo definida por palhetas muito finas de plagioclásio levemente orientadas sobre a matriz vítrea e criptocristalina indicando fluxo de lavas durante o resfriamento (Figura 4.12B).

Esses basaltos são compostos por material vítreo transformado e minerais que se encontram envolvidos por este material como o plagioclásio e clinopiroxênio, que representam os minerais primários. Albita, epidoto, tremolita-actinolita e clorita são produtos do metamorfismo regional.

O vidro original é o material predominante neste tipo litológico, apresentando cor marrom. Entretanto está transformado em uma massa criptocristalina de cor verde com tons

acinzentados, constituída de clorita e outros componentes muito finos não identificados por meio ótico.

O plagioclásio apresenta-se na forma de cristais esqueletais aciculares ou constituindo esferulitos, ou leques de cristais divergentes com duas morfologias predominantes: esférico e “gravata borboleta”. Eles se encontram associados com finos cristais de clinopiroxênio, e são característicos de formação em condições de resfriamento ultrarrápido (*quenching*) (Figura 4.12C).

O clinopiroxênio é definido por finos cristais e está intensamente transformado para tremolita-actinolita e mais raramente para epídoto.

O epídoto encontra-se em hábito granular ou em forma subédrica, claramente proveniente da substituição do plagioclásio. Em algumas porções da zona de borda, mostra um alto conteúdo de cristais disseminados ou em veios associados com quartzo e calcita, o que confere uma coloração verde amarelada à rocha (Figura 4.12D).

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

Os minerais opacos, principalmente do grupo dos sulfetos, foram identificados através de análises por MEV somente na amostra STP-04 sendo do tipo calcopirita (Figura 4.13), em que ocorre na forma de cristais anédricos com hábito granular presentes nos basaltos hipovítreos da zona de borda. Os resultados das análises de MEV apresentam aproximadamente 64% de Cu, 21 a 24% de S e 11 a 14% de Fe (Tabela 4.7).

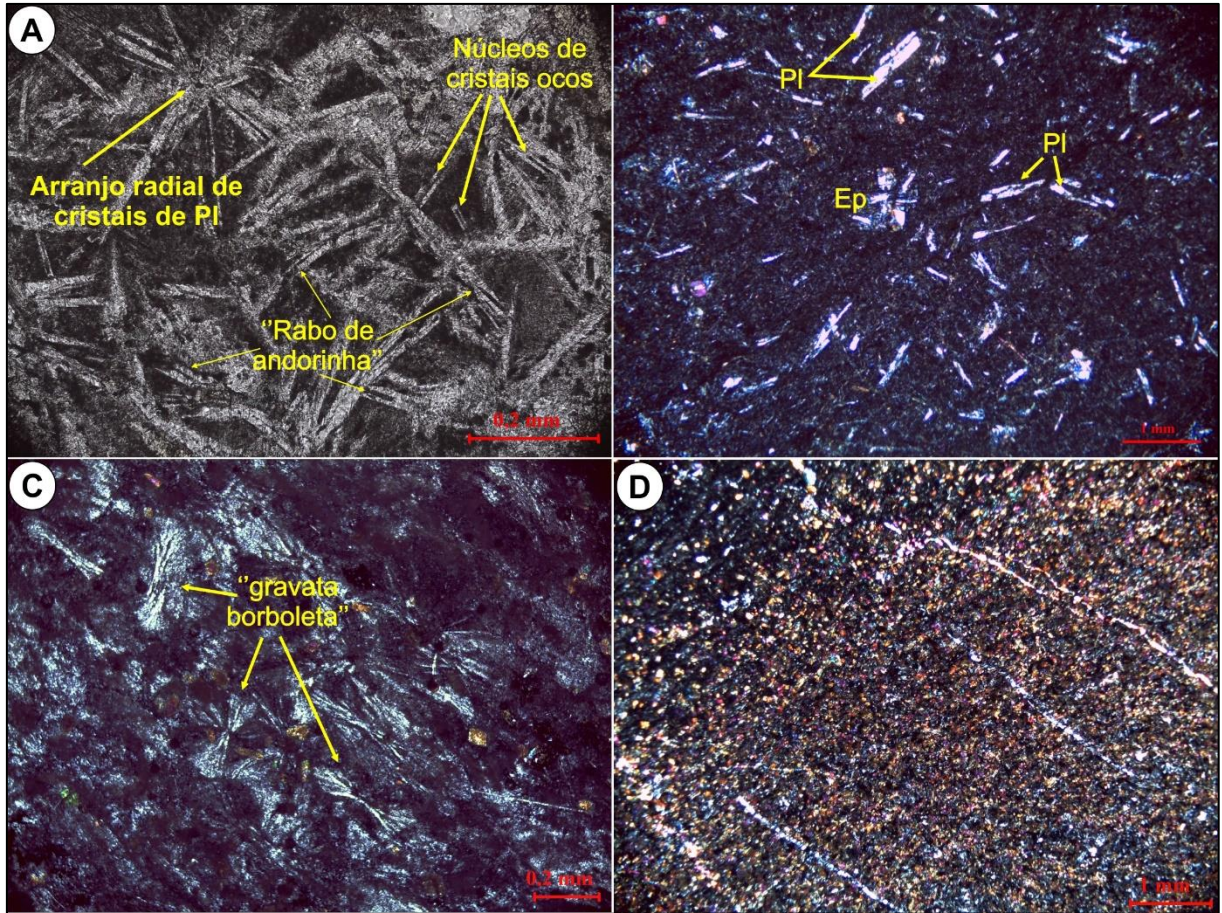


Figura 4.12 - Aspectos texturais e mineralógicos dos metabasaltos da zona de borda das almofadadas: A) Arranjo radial dos cristais esqueléticos de plagioclásio com seções ocas, e textura tipo “rabo de andorinha” e interstícios ocupados por material vítreo (amostra SAPUC-01) - LN; B) Textura hialofílica, definida por cristais de plagioclásio suborientados imersos numa matriz densa hipovítica (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.

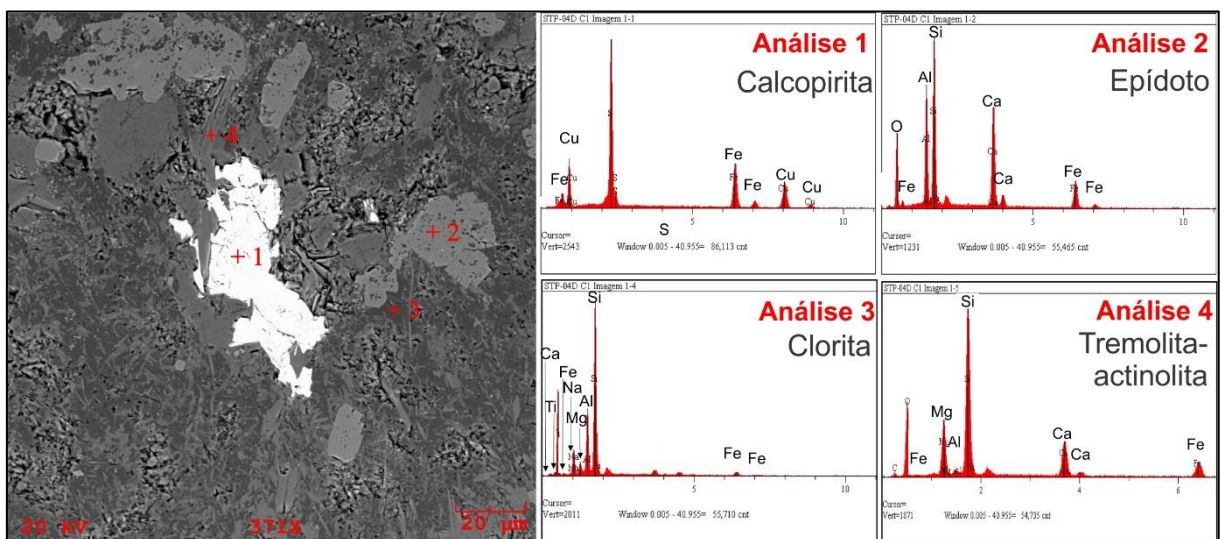


Figura 4.13 - Imagens de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV do cristal de calcopirita, clorita, actinolita e epidoto no metabasalto hipovítico da amostra STP-04.

Tabela 4.7 – Valores das concentrações (% em peso) dos elementos químicos obtidos por MEV em cristal de calcopirita no metabasalto hipovítreo da amostra STP-04.

STP-04	
Elementos	Conc. (%)
S	38,53
Fe	28,92
Cu	32,55
Total	100

4.2.3 Basaltos da zona interalmofada

A zona interalmofada é representada por uma porção centimétrica que contorna e interliga as almofadas. Possui coloração verde escura, hipovítrea, essencialmente composta por material vítreo devitrificado transformado para clorita, outros minerais muito finos de difícil identificação, fragmentos de cristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Essa zona representa as crostas solidificadas das superfícies das lavas durante a formação das almofadas em contato direto com a água do mar, causando metassomatismo de fundo oceânico. Elas são produtos da transformação de vidro vulcânico, com variável conteúdo de epídoto formado pelo metassomatismo/metamorfismo que atingiu a área.

O material interalmofada exibe estruturas de fluxo bem preservadas, definida pela alternância entre bandas milimétricas de material vítreo e hipovítreo que definem zonas escuras, bem como, com dobras e fragmentos de material vítreo e minerais rotacionados envolvidos pela estrutura fluidal (Figura 4.14A). Estes fragmentos vítreos, por vezes, apresentam-se plasticamente deformados, exibindo um aspecto sigmoidal e são orientados acompanhando a orientação de fluxo (Figura 4.14B).

O material vítreo original foi amplamente devitrificado 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 incipiente (S_1) sobreposta à foliação de fluxo que é definida pela orientação preferencial de clorita e tremolita-actinolita (Figura 4.14C).

A partir microscopia ótica dessas rochas observaram-se porções correspondentes a típicas brechas de derrame de acordo com McPhie *et. al.* (1993) que caracterizam tipos hialoclastitos. Essas rochas exibem uma estrutura fragmentária caracterizada pela abundância de fragmentos de material vítreo, centimétricos a milimétricos, e cristais de plagioclásio e clinopiroxênio associados, todos suportados pela matriz hipovítrea cloritizada. Os fragmentos têm formas angulares ou arredondadas e possuem caráter cognato. Alguns fragmentos estão plasticamente deformados (material vítreo) e fraturados (minerais) (Figura 4.14D).

A transição entre a porção externa 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 4.15 exemplifica, numa representação, esquemática a transição entre as zonas dos basaltos almofadados. As análises de MEV de plagioclásio dos esferulitos presentes nesta zona de transição indicam que são do tipo albita.

Análise por DRX da porção externa da almofada foi realizada na amostra STP-04 IP, e o difratograma da Figura 4.16 revela a seguinte mineralogia: clinocloro, albita e quartzo, que tinham sido identificados pela petrografia e MEV. Além desses foi identificado a politionita ($(K_2(Li_4Al_2)[Si_8O_{20}](OH, F)_4)$ que é uma mica rica em Li e K.

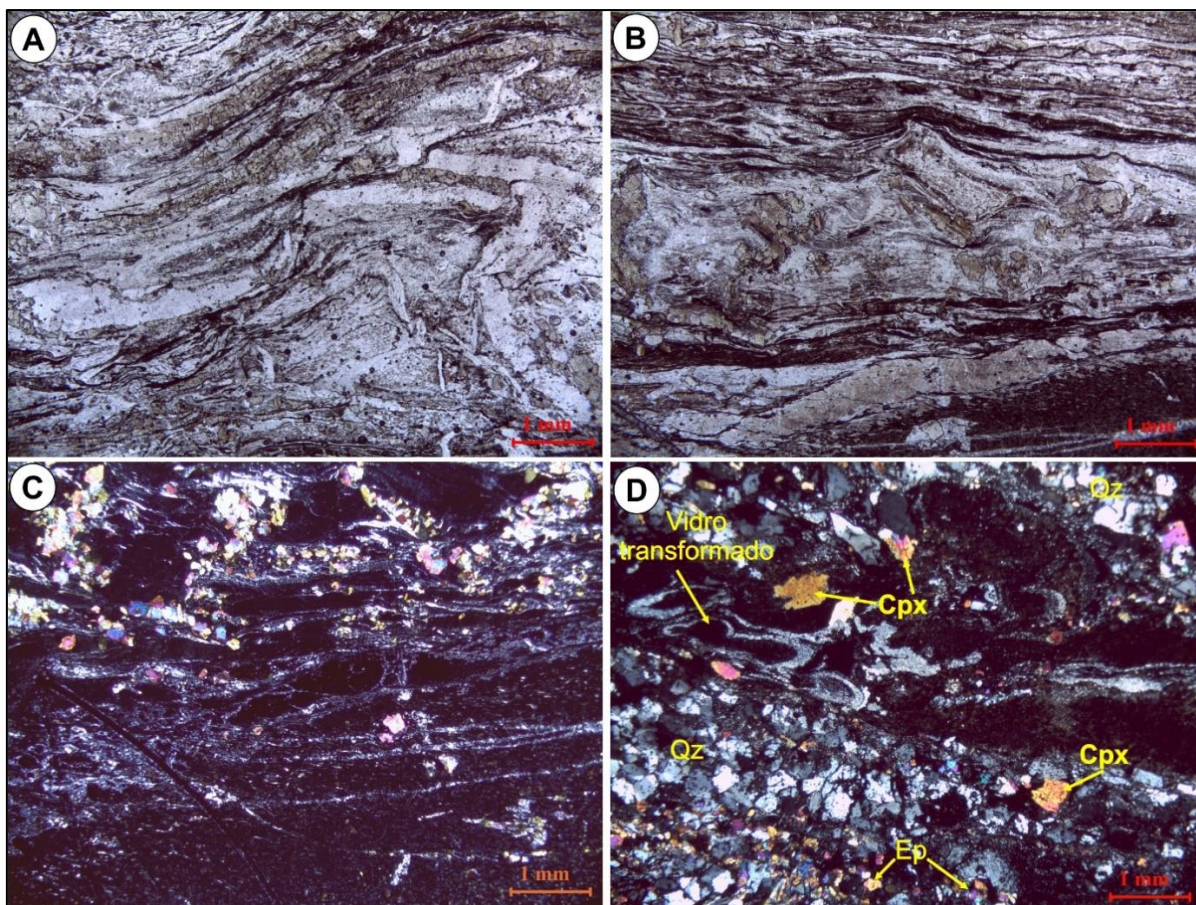


Figura 4.14 - Fotomicrografias destacando os aspectos texturais e mineralógicos dos basaltos da zona interalmofada: A) Textura de fluxo definida pela alternância entre bandas de material vítreo e bandas hipocristalinas em zonas escuras, milimétrica (amostra STP-04)-LN; B) Estruturas de fluxo com dobras 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 (Pl), clinopiroxênio (Cpx) e quartzo (Qz), e de vidro transformado em meio à massa hipovítrea (amostra STP-04) - LP.

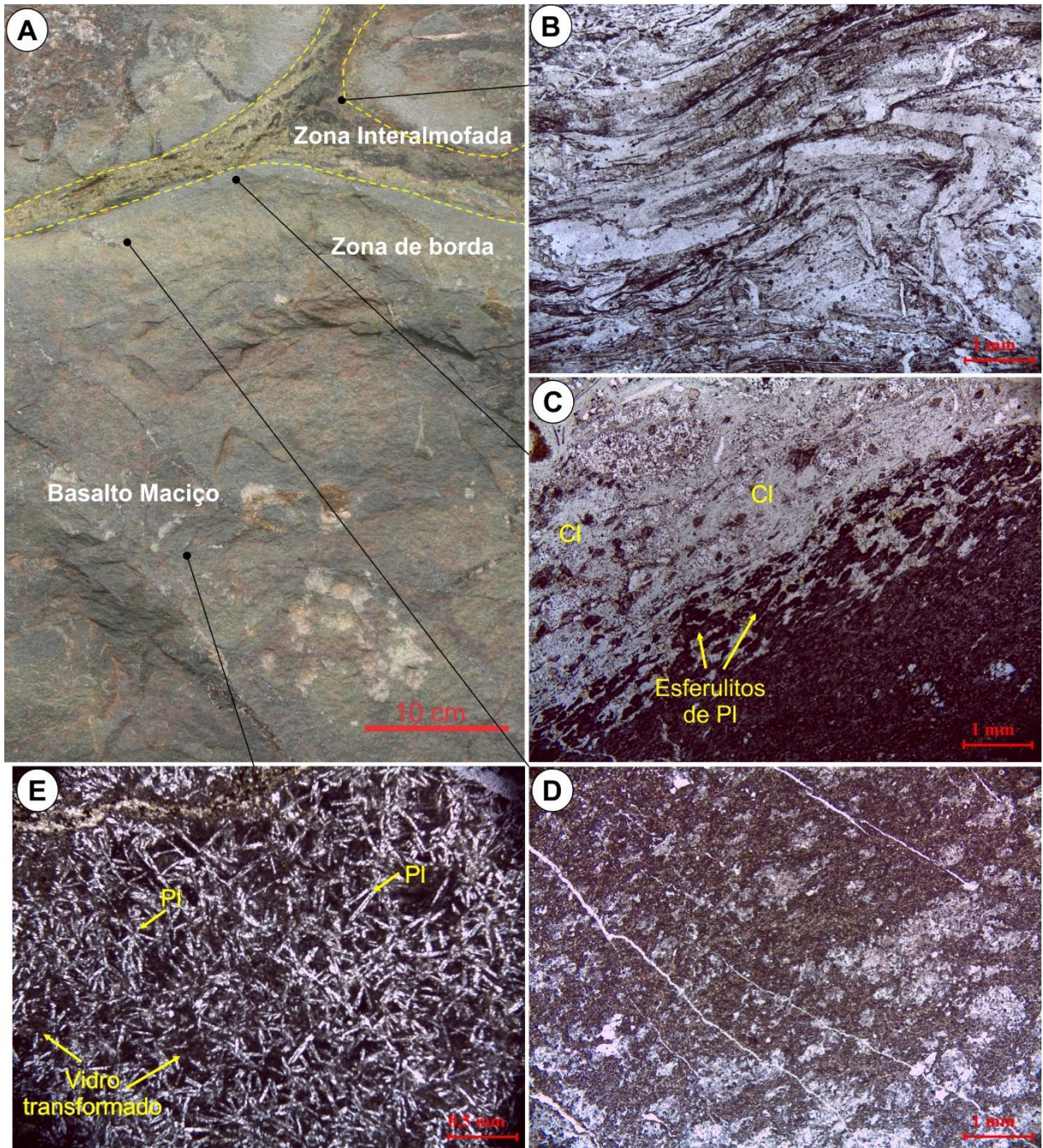


Figura 4.15 - Representação de um basalto almofadado, mostrando as diversas zonas descritas: A) Basalto almofadado exibindo o zoneamento (linhas tracejadas em amarelo); B) Fotomicrografia da porção interalmofada apresentando estrutura de fluxo dobrada com hialoclastitos - LN; C) Fotomicrografia da zona 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 cristais de epidoto- LN; E) Fotomicrografia do basalto maciço no núcleo das almofadas exibindo textura reliquiar intersertal - LN.

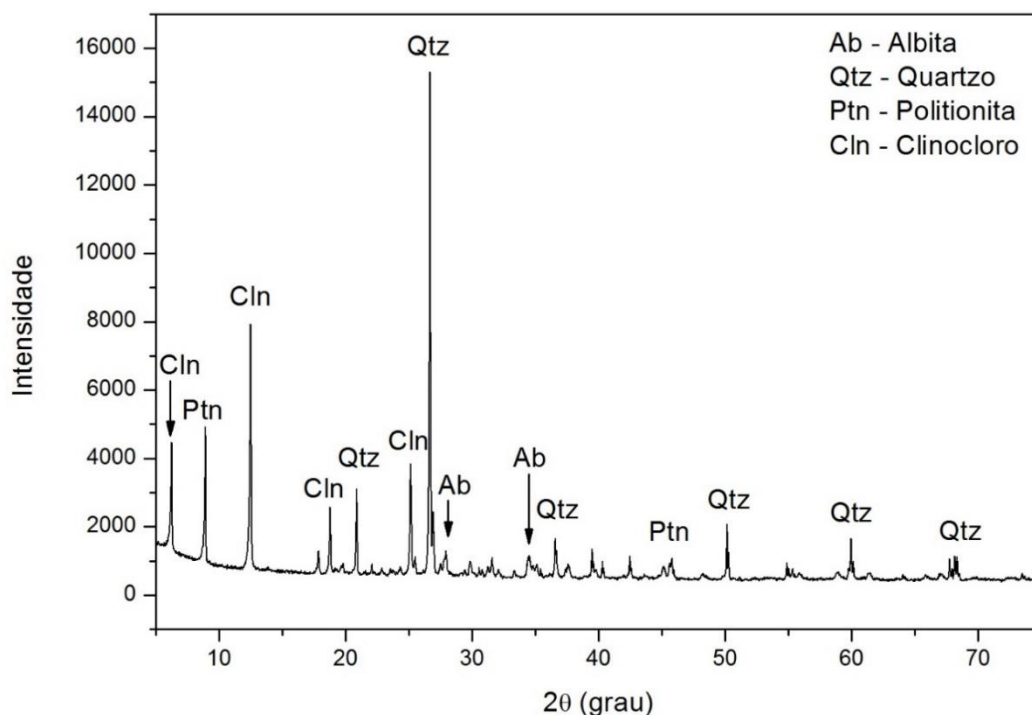


Figura 4.16 - Difratoograma com o resultado das análises por difração de raio X da porção *interpillow* identificando-se clinocloro, politionita, quartzo e albita (amostra STP-04 IP).

4.3 METARGILITO TUFÁCEO

A rocha apresenta textura particulada (vulcanoclástica) caracterizada por fragmentos de rocha envolvidos por uma matriz muito fina.

A matriz possui granulação muito fina (<1/16mm) de difícil caracterização ao microscópio petrográfico, no entanto é possível identificar abundantes cristais de sericita e finos cristais de quartzo, possivelmente o protólito é de origem pelítica (Figura 4.17A).

Os fragmentos (clastos) possuem dimensões milimétricas a centimétricas e apresentam formas alongadas até 8 cm de comprimento. Esses fragmentos mostram terminações amendoadas e seguem uma direção preferencial na rocha originando uma foliação de fluxo.

Esses clastos são de metabasalto de granulação muito fina constituído mineralogicamente por finos cristais tabulares de albita alterados para argilominerais, cristais anédricos de quartzo, onde alguns cristais apresentam recristalização (ponto tríplice); cristais lamelares de clorita e tremolita-actinolita; e finos cristais granulares de epídoto (Figura 4.17B).

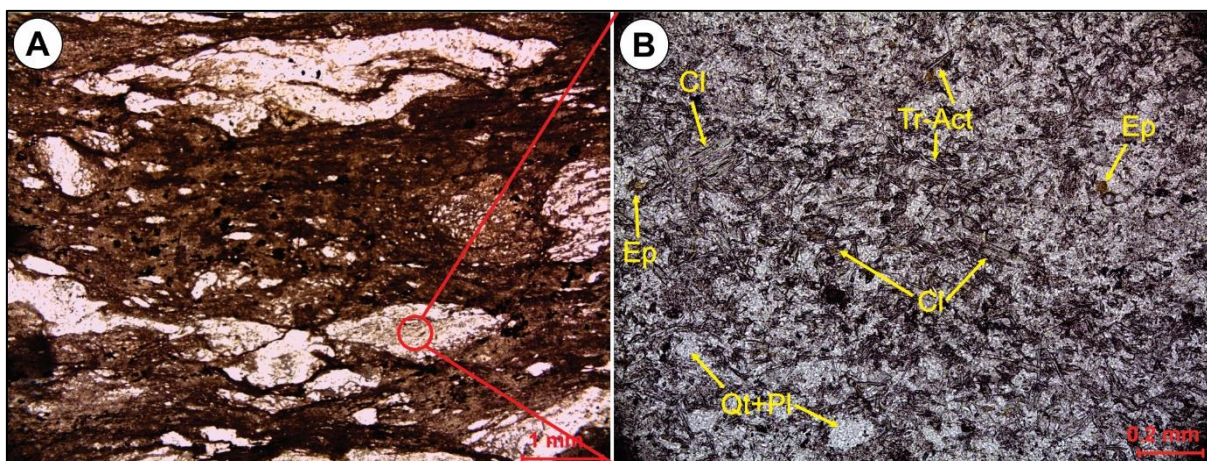


Figura 4.17 – Aspetos gerais do metargilitos tufáceo com fragmentos de metabasalto: A) Fragmentos de metabasalto alongados envolvidos numa matriz fina metapelítica (LSTP-62) – LN; B) Detalhe da mineralogia dos fragmentos de metabasalto composta por Pl, Cl, Tr-Act, Ep, Qt.

4.4 METACHERTS

Os metacherts apresentam coloração amarela avermelhada, granulação fina, com exceção das porções recristalizadas, possuem laminações com intercalações ricas em quartzo e hematita. Estas lâminas apresentam contatos bruscos e retilíneos; por vezes, as lâminas de quartzo são descontínuas (Figura 4.18A). Essas rochas também apresentam porções silicosas com a presença de finos cristais de quartzo com contatos poligonais (Figura 4.18B).

Os metacherts preservam estruturas primárias definidas por laminações plano paralelas de espessura milimétrica. As lâminas, compostas por quartzo, possuem granulação fina a criptocristalina, com contatos retilíneos e às vezes suturados entre os cristais de quartzo. A hematita ocorre em massas irregulares e disseminadas por toda a rocha, e também concentradas em faixas definindo as lâminas ricas em ferro.

4.5 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 granoblástica localmente. O bandamento, que varia de menor que 1 mm a 2 cm, 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 avermelhada, tomando tonalidades marrons devido a transformação intempérica com a formação de goethita (Figura 4.19A e 4.19B).

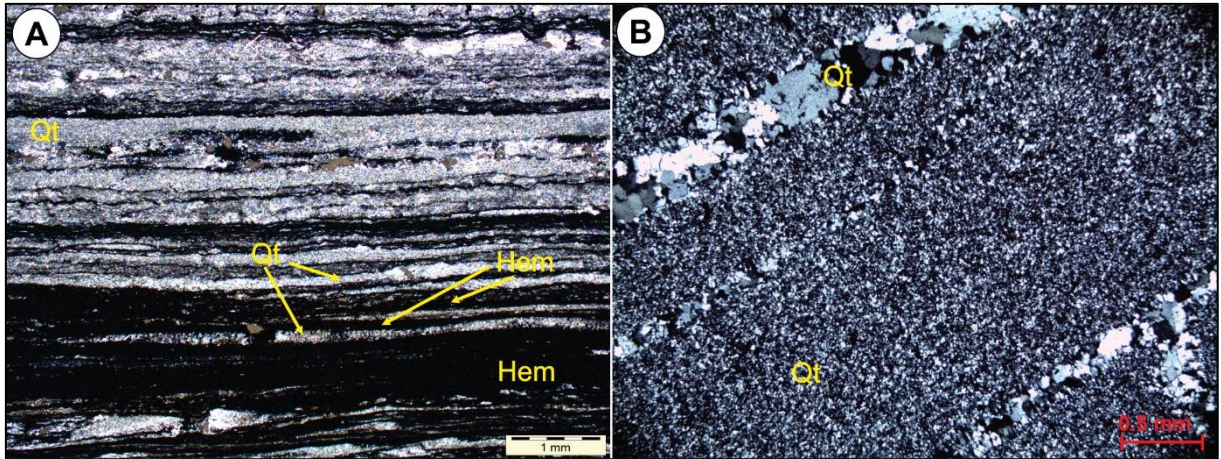


Figura 4.18 - Fotomicrografias em luz polarizada dos metacherts: A) contatos bruscos e retilíneos entre as lâminas ricas em quartzo (Qt) (lâminas claras) e hematita (Hem) (lâminas escuras) (amostra SAPUC-01); B) Metachert de granulação muito fina recortado por veios de quartzo.

As estruturas sedimentares primárias reconhecidas são bandamento e laminações plano paralelas. As bandas ricas em 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 4.19C).

O contato entre as bandas de jaspe e opacos é, em geral, brusco e sinuoso. As bandas, em geral, não são contínuas, mostrando limites irregulares e ondulados. Além dessas estruturas sedimentares primárias, é identificada uma foliação incipiente definida por planos que truncam a laminação, realçada pelas vênulas de quartzo dispostas paralelamente a esta foliação (Figura 4.19D).

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 com textura granoblástica poligonal com extinção ondulante moderada recristalizado pelo metamorfismo.

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 exibe textura maciça e coliforme.

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

As estruturas primárias observadas nos jaspilitos permitem avaliar a natureza da rocha sedimentar em termos da sua plasticidade e mobilidade. 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 férricas, caracterizando deformação sin-diagenética; c) estruturas *pods* que são nódulos de jaspe com formas alongadas ovais ou lenticulares, interpretados como produtos de compactação diferencial que levou ao rompimento da camada de jaspe (Figura 4.19E e F).

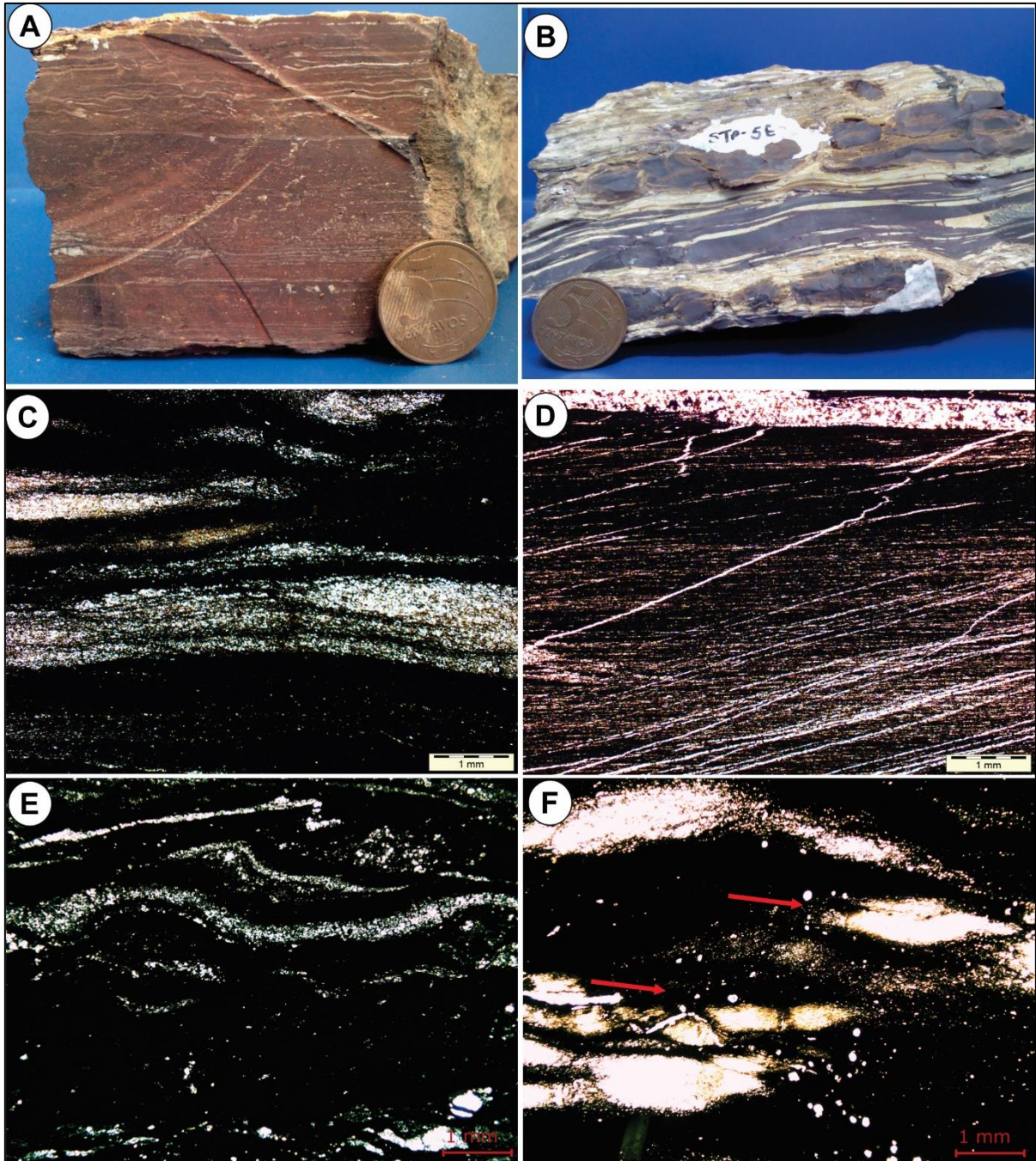


Figura 4.19 - Aspectos gerais dos jaspilitos: A) Amostra de jaspilito finamente laminado apresentando laminações plano paralelas; B) Amostra de jaspilito apresentando bandamento centimétrico com bandas de quartzo (Qt) recristalizado (*chert*) e bandas de ferro rompidas (amostra STP-05D e E); C) Fotomicrografia 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).

GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

Este capítulo apresenta a descrição e caracterização das principais estruturas registradas nas rochas expostas e discute a tectônica atuante na área investigada. Foi priorizado o estudo dos elementos tectônicos envolvendo as estruturas planares, lineares, curvilineares, bem como os marcadores cinemáticos associados, seguindo a metodologia relativa à análise geométrica e cinemática das estruturas deformacionais tectônicas, utilizando as bases referenciais de Passchier & Trouw (2005).

As estruturas expostas nos diferentes conjuntos litológicos são classificadas como primárias, de natureza sedimentar e magmática; e estruturas tectógenas, que são mais expressivas na área como foliações, lineações, dobras, zonas de cisalhamento, falhas e fraturas.

5.1 ESTRUTURAS SEDIMENTARES PRIMÁRIAS

As estruturas sedimentares são reconhecidas nas rochas de baixo grau metamórfico, tanto da porção sedimentar da suíte ofiolítica quanto da Formação Couto Magalhães.

As estruturas sedimentares presentes nas rochas sedimentares químicas da SOST (metachert e formação ferrífera) são estratificações plano paralelas, cruzada e bandamento composicional, observado principalmente na FFB.

As estruturas primárias das rochas da Formação Couto Magalhães são representadas pelo acamamento maciço e laminar. O acamamento maciço é reconhecido predominantemente nos metarenitos (Figura 5.1A). As laminações cruzadas e plano paralelas são reconhecidas nos metargilitos, metassiltitos, metarcóseos e ardósias (Figura 5.1B e C). Outras estruturas sedimentares são reconhecidas na matriz dos metaconglomerados polimíticos, as laminações plano paralelas apresentam algumas estruturas de deformação geradas por clastos subangulosos que deformaram localmente a laminação subjacente (Figura 5.1D).

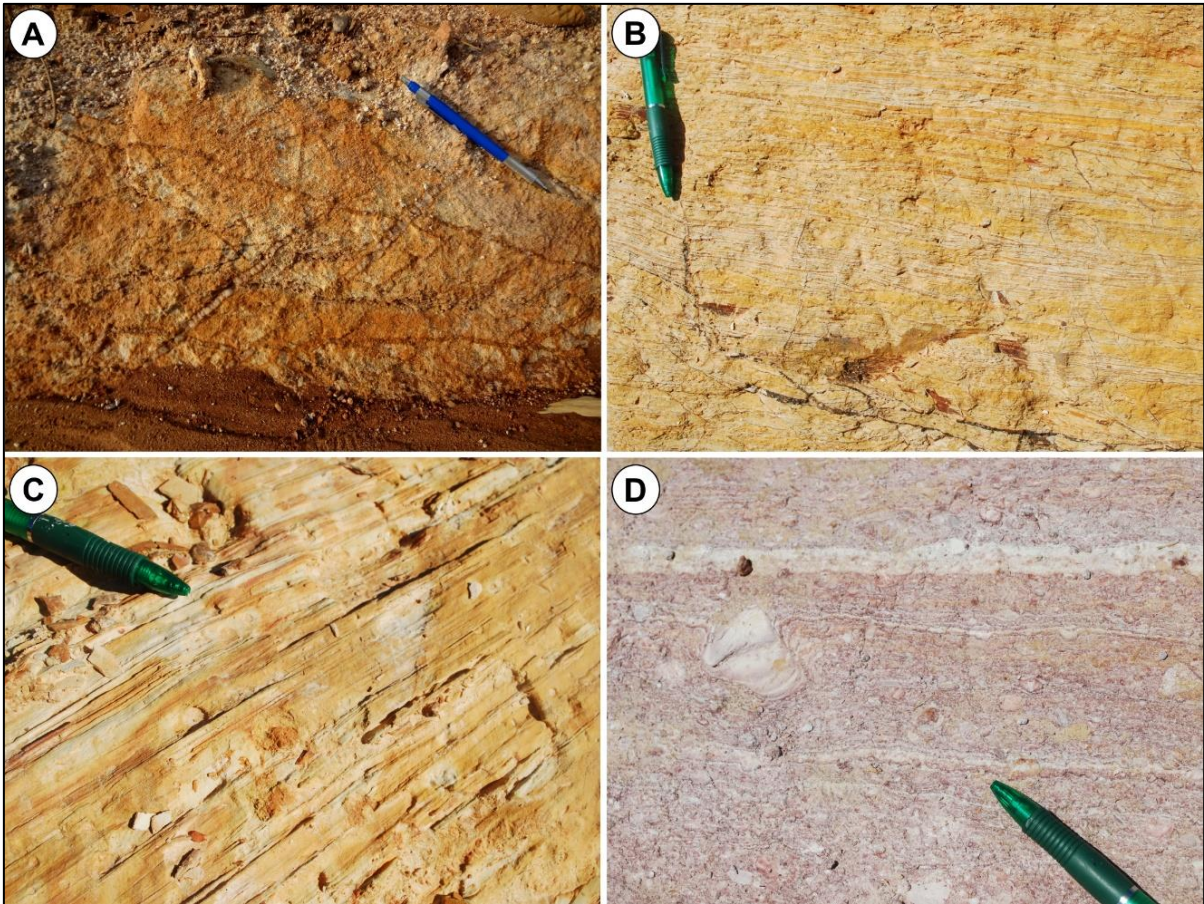


Figura 5.1 – Estruturas sedimentares primárias da Formação Couto Magalhães: A) Metarenito maciço com presença de vênulas de quartzo; B) Laminações onduladas preservada em metargilito; C) Estratificação plano paralela preservada em ardósia; D) Metaconglomerado polimítico apresentando matriz com laminações rítmicas localmente deformadas devido o afundamento do clasto.

5.2 ESTRUTURAS MAGMÁTICAS PRIMÁRIAS

As estruturas magmáticas estão relacionadas aos metabasaltos. As lavas basálticas em ambiente subaquoso possuem estrutura maciça na base do derrame e, mais ao topo, estruturas em almofadas e hialoclastitos. As almofadas originalmente apresentam formas lobadas e/ou arredondadas, e os hialoclastitos apresentam fragmentos consolidados ou plásticos envolvidos por um novo fluxo de lava na superfície de derrames anteriores (Figura 5.2).

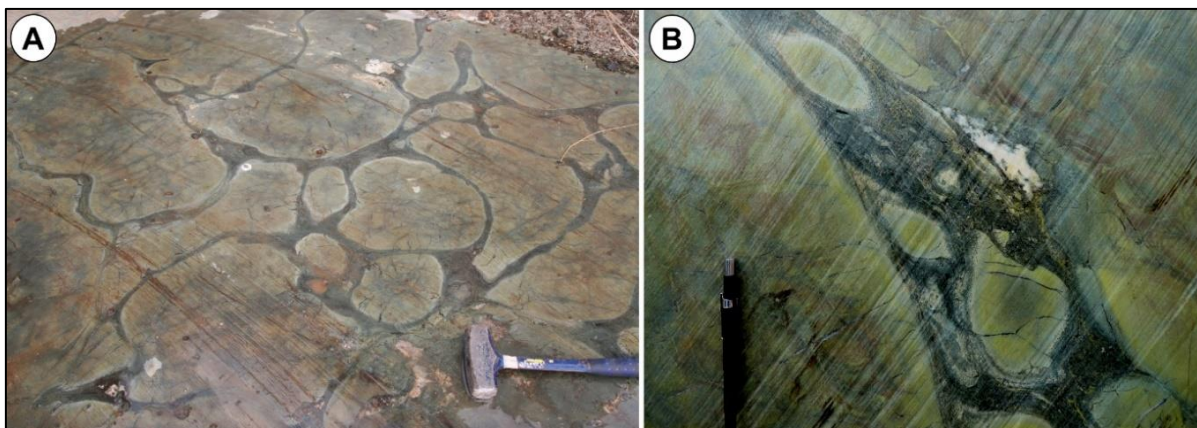


Figura 5.2 – Estruturas magmáticas primárias: A) Metabasalto com estrutura em almofada (visualização do corte em planta); B) Metabasalto hialoclastito exibindo fragmentos líticos subangulosos plasticamente deformados.

5.3 ESTRUTURAS TECTÔNICAS

Para a discussão do quadro da geologia estrutural e tectônica da área de estudo, a análise estrutural envolveu a observação e descrição das estruturas planares, curvilineares, lineares e descontinuidades de diferentes tipos e gerações. O estudo foi realizado principalmente em escala mesoscópica e macroscópica. As principais estruturas identificadas na área foram xistosidade, clivagem ardosiana, foliação milonítica, lineações (estiramento e eixo de dobra), dobras, falhas, zonas de cisalhamento e fraturas.

5.3.1 Foliações

As foliações secundárias são formadas por processos deformacionais muitas vezes acompanhados de metamorfismo regional como é o presente caso, e são feições planares penetrativas. Estas estruturas foram identificadas e classificadas de acordo com Passchier & Trouw (2005).

A) Clivagem ardosiana e Xistosidade

A clivagem ardosiana está desenvolvida principalmente nas rochas de granulação mais fina da Formação Couto Magalhães, sendo observada na porção mais a oeste da área, tornando-se incipiente ou inexistente nas rochas da porção mais a oeste mais próximas ao contato com os granitoides e gnaisses do Cráton Amazônico. As ardósias possuem granulação fina, constituída essencialmente por finos cristais deformados de quartzo e sericita; a clivagem ardosiana observada nessas rochas é caracterizada como contínua (Figura 5.3A e B).

A xistosidade está melhor definida na porção leste da área principalmente nos filitos da Formação Couto Magalhães. São foliações mais penetrativas, evidentes e penetrativas nas

rochas. Petrograficamente essas rochas possuem granulação fina, composta por grãos de quartzo, plagioclásio, clorita e muscovita, que definem a textura lepidoblástica; a foliação desenvolvida nessas rochas é classificada como xistosidade contínua, incipiente e anastomosada (Figura 5.3C e D).

Estas estruturas possuem direção preferencial para NNW-SSE, com mergulhos variados, de 10° a 60° , para o quadrante ENE (Figura 5.4).

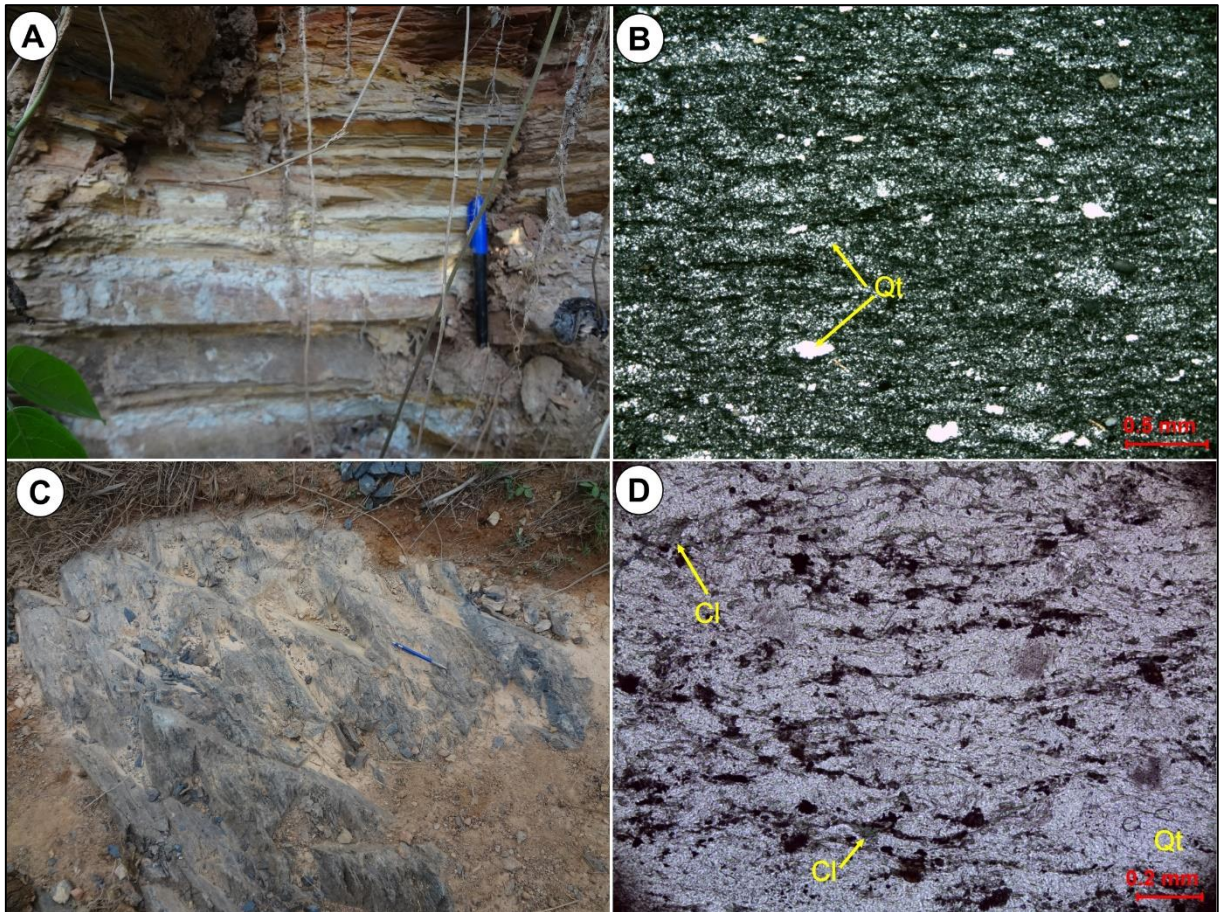


Figura 5.3 – Estruturas planares desenvolvidas nas rochas da Formação Couto Magalhães: (A) Clivagem ardosiana (ponto LSTP-36); (B) Fotomicrografia de ardósia exibindo clivagem ardosiana contínua e granulação fina (amostra LSTP-05) – LP; (C) Xistosidade em filito (ponto LSTP-45); (D) Fotomicrografia de filito composto predominantemente por quartzo (Qt) e clorita (Cl) exibindo com xistosidade contínua (amostra LSTP-09) - LN.

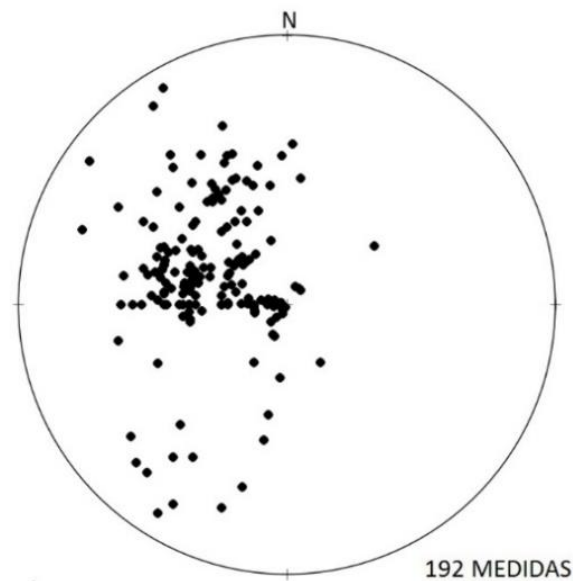


Figura 5.4 – Estereograma de polos da clivagem ardosiã e xistosidade indicando direção preferencial NNW-SSE, com mergulhos de 10° a 60° para os quadrantes ENE, principalmente.

B) Clivagem de crenulação

É uma estrutura penetrativa encontrada nos filitos que formam superfícies mais ou menos regulares sobreposta a xistosidade e é caracterizada como clivagem de crenulação onde transição entre o domínio de micrólitos e clivagem é gradual e a relação espacial entre os domínios é anastomótica (Figura 5.5). Estas estruturas possuem direção preferencial NNW-SSE (Figura 5.6).

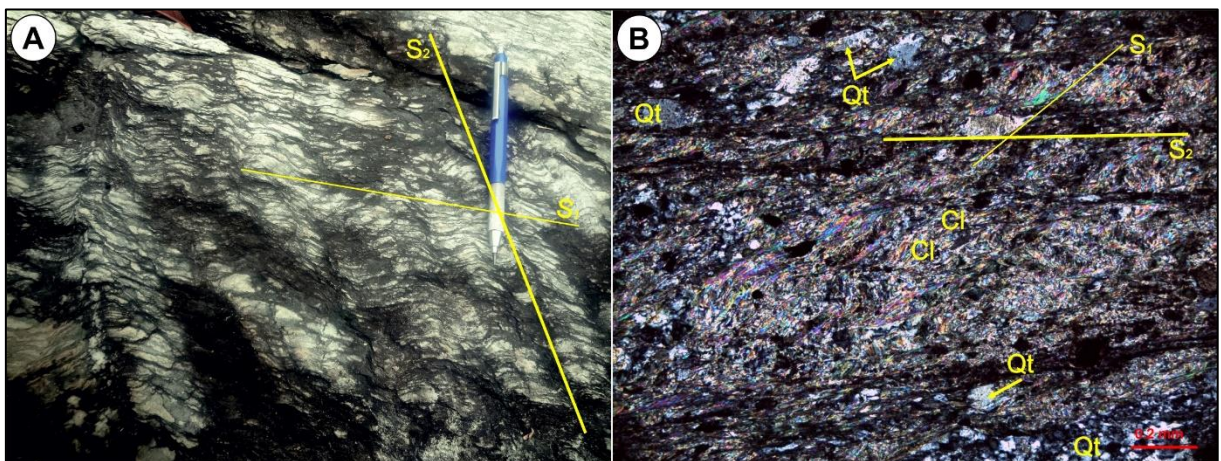


Figura 5.5 – Aspectos do filito crenulado do ponto LSTP-14: A) Filito exibindo xistosidade (S_1) e clivagem de crenulação (S_2); B) Clivagem de crenulação gradacional, com relação anastomótica entre os domínios de clivagem e microliton.

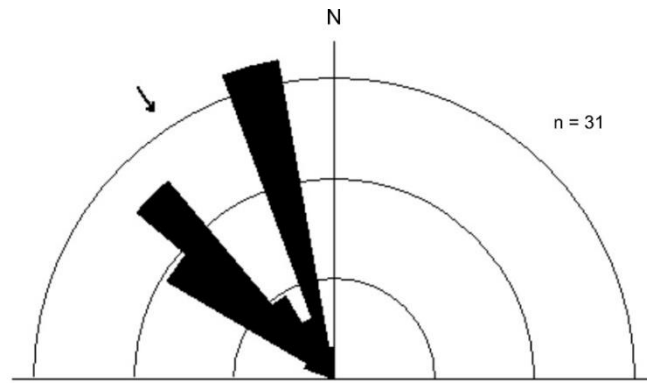


Figura 5.6 – Diagrama de roseta indicando a direção preferencial NNW-SSE das clivagens de crenulação nos filitos.

C) Foliação milonítica

Essa estrutura foi apenas observada nos serpentinitos na porção central da área estudada. A foliação milonítica é grossa e exhibe mesofeições sigmoidais, onde no centro, são formadas por porções pouco deformadas da própria rocha, enquanto que nas porções deformadas as rochas estão fortemente foliadas (Figura 5.7). A foliação milonítica é anastomótica. Apresenta direções NNW-SSE, NE-SW e E-W com mergulhos que variam entre 22° e 72° preferencialmente para NE (Figura 5.8).



Figura 5.7 – Foliação milonítica com mesofeição sigmoidal formada por serpentinito pouco deformado (ponto LSTP-31).

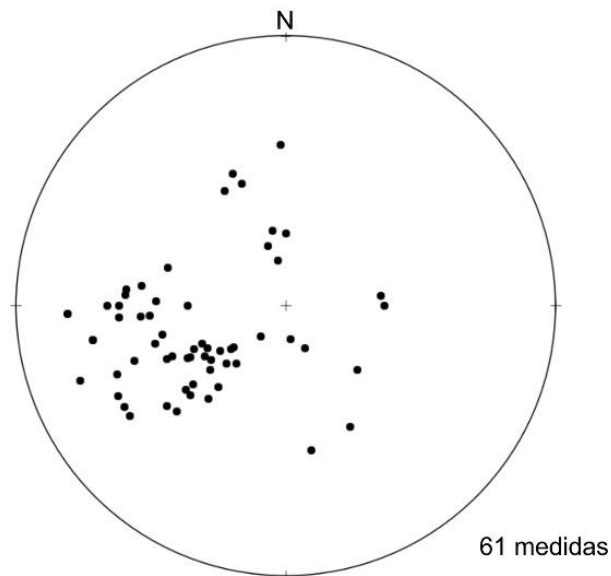


Figura 5.8 – Estereograma de polos da foliação milonítica indicando direção preferencial NNW-SSE com mergulhos para ENE.

5.3.2 Lineação

Este tipo de estrutura ocorre penetrativamente nas rochas, identificada em escala mesoscópica. A classificação morfológica destas estruturas aqui utilizada obedece a classificação sugerida por Passchier & Trouw (2005). A trama linear na área é marcada pela lineação de estiramento mineral.

A lineação mineral é definida pela orientação de minerais como os filossilicatos ou minerais fibrosos, especialmente clorita e serpentina desenvolvidos na superfície da xistosidade. As lineações minerais medidas estão representadas no diagrama de polos na Figura 5.9 onde mostram caimentos que variam de 08° a 40° para NE e SE.

5.3.3 Dobras

As dobras são definidas por ondulações das feições planares (xistosidade e acamamento sedimentar) observadas principalmente nas rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães. Ocorrem em escala mesoscópica e microscópica e foram classificadas segundo seus tipos e estilos.

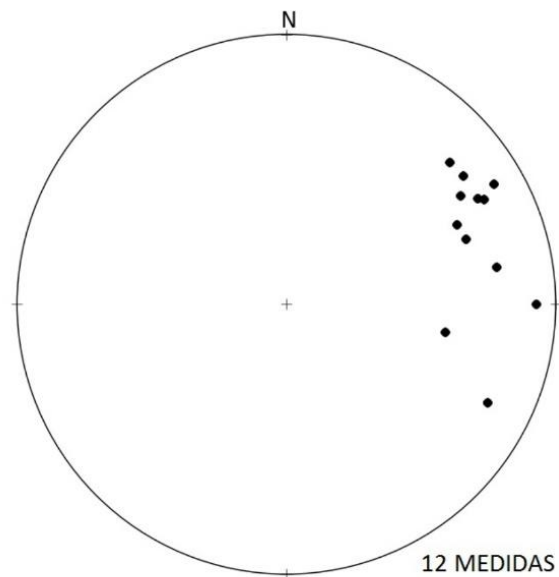


Figura 5.9 – Estereograma de lineação de estiramento mineral com caimento preferencial para NE.

A) Dobras da Estratificação (s_0)

Esta estrutura é observada nos metassiltitos, na porção sudoeste da área, definem dobras isoclinais e recumbentes formando sucessões de antiformes e sinformes de dimensões métricas. Essas rochas exibem uma discreta foliação (S_1) paralela a subparalela à estratificação nos flancos as dobras (Figura 5.10). Os eixos de dobras têm ângulos de caimento de 6° a 28° para SSW (Figura 5.11).



Figura 5.10 – Visão E-W de dobras recumbentes da estratificação (S_0) desenvolvida nos metassiltitos da Formação Couto Magalhães (ponto LSTP-22).

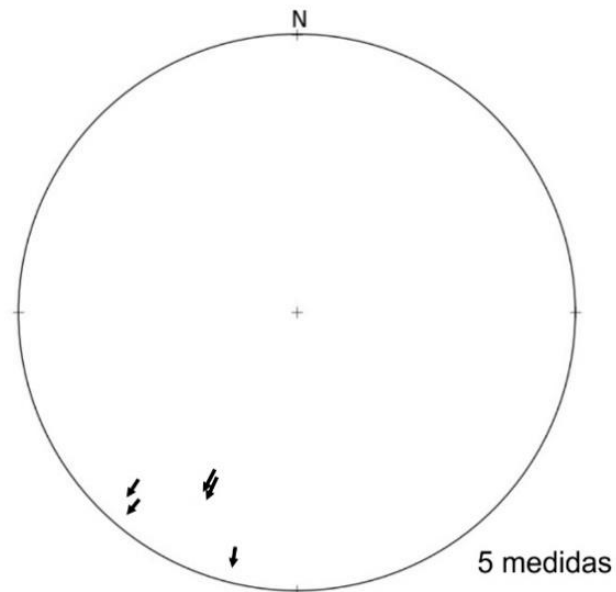


Figura 5.11 - Eixos de dobras da estratificação com caimentos entre 06° e 28° para SSW.

B) Dobras da Xistosidade

As dobras desenvolvidas pela xistosidade estão presentes nos filitos e são recorrentemente dobras assimétricas formando anticlinais e sinclinais, de tamanhos centimétricos a métricos, com ângulos de abertura variados. Seus eixos de dobras estão possuem caimentos entre 05° e 12° para SSW porém, há uma ocorrência de dobra com eixo mergulhando para SE.



Figura 5.12 – Dobras da Xistosidade centimétricas com flancos assimétricos em filitos da Formação Couto Magalhães.

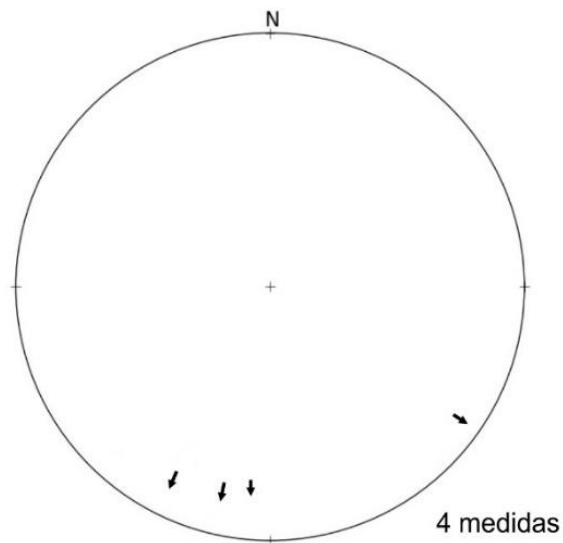


Figura 5.13 – Eixo de dobras de xistosidade com caimentos de 05° a 12° preferencialmente para SSW.

C) Crenulação

Essas estruturas são comuns nos filitos e foram geradas pela clivagem de crenulação sobreposta à foliação gerando dobras de escala mesoscópica a microscópica de formas assimétricas (Figura 5.14). Essas estruturas têm orientação NNW-SSE.

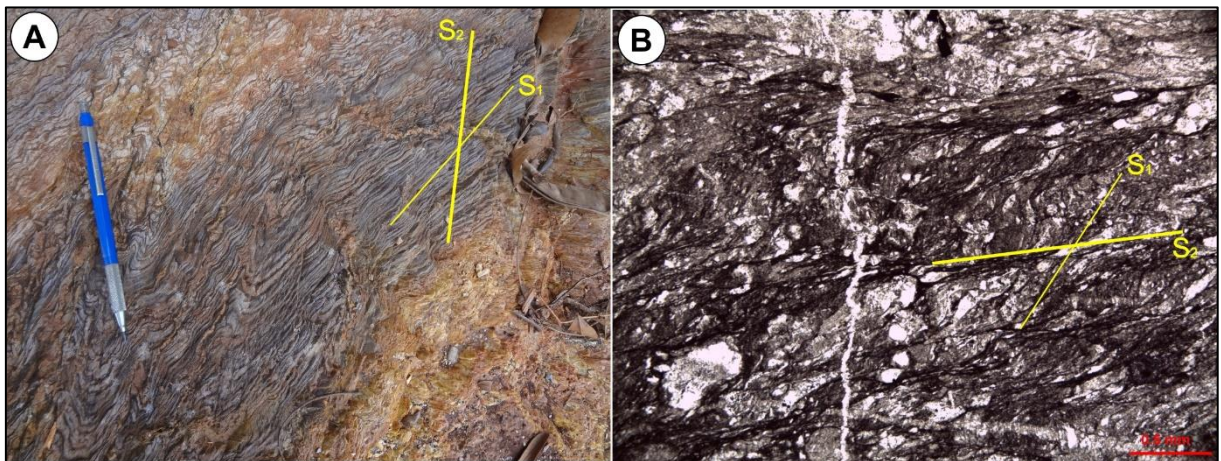


Figura 5.14 – Clivagens de crenulação desenvolvida em filito: A) Crenulação (S_2) gerou microdobras assimétricas na xistosidade (S_1) no filito (ponto LSTP-44); B) Fotomicrografia de filito exibindo clivagem de crenulação (S_2) superposta à foliação com microdobras assimétricas (amostra LSTP-14).

5.3.4 Zonas de cisalhamento

Foram reconhecidas na área duas gerações de estruturas de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de caráter regional (Figura 5.17), são elas:

A) Zona de cisalhamento cavalgante

A área é marcada por um domínio de cavalgamentos com direção preferencial NNW-SSE e mergulhos que variam entre 10° e 65° para os quadrantes E e NE. O *rake* desse domínio mostra valores próximos a 45° o que caracteriza como cavalgamento oblíquo - deformação transpressiva destal. Estas estruturas imprimem foliações (clivagem ardosiana e xistosidade) nas rochas metassedimentares e foliações miloníticas ao longo das superfícies de cisalhamento; e são responsáveis pela ocorrência de dobras com eixos com caimento para SSW (Figura 5.16). Além disso, são responsáveis pela colocação das lascas ofiolíticas em meio às rochas da Formação Couto Magalhães.

B) Zonas de Cisalhamento Transcorrente

Foram identificadas, em escala de mapa, zonas de cisalhamento dúctil-rúptil que cortam todas as rochas que afloram na região, apresentam extensões quilométricas e mostram orientação predominante nas direções E-W e NE-SW (Figura 5.17).

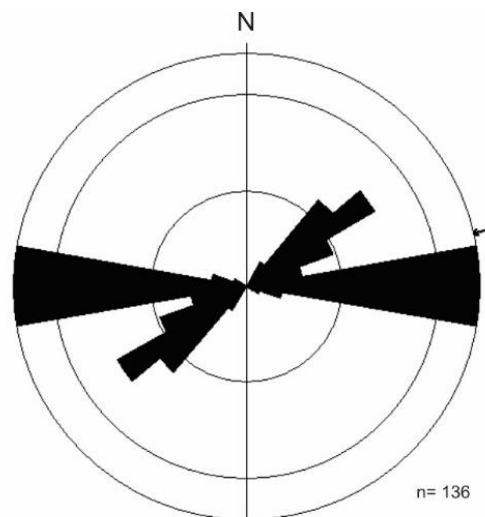


Figura 5.17 – Diagrama de rosetas indicando as direções das zonas de cisalhamento transcorrentes E-W e NE-SW.

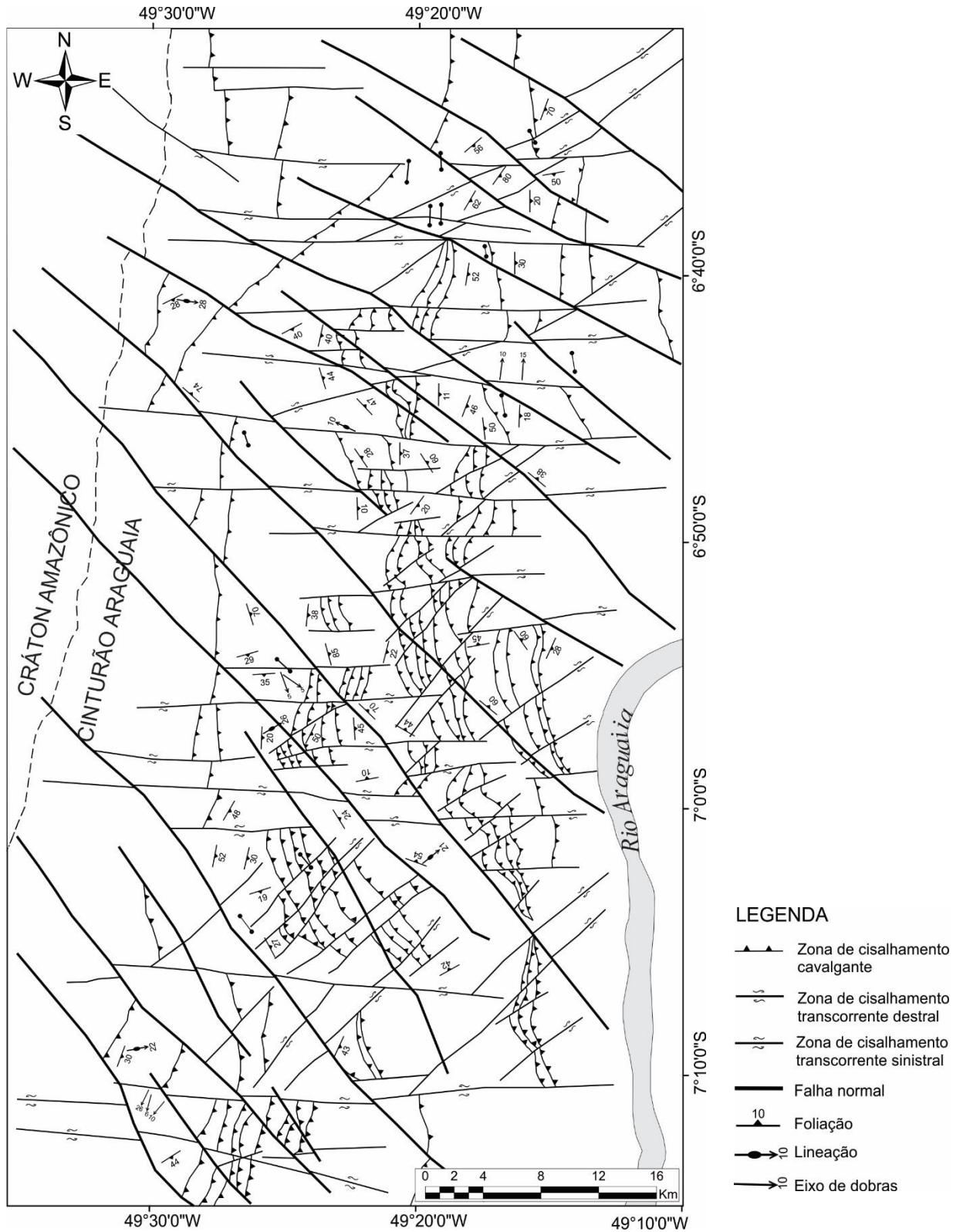


Figura 5.15 - Mapa geológico estrutural da região da Serra do Tapa elaborado a partir de dados geológico-estruturais deste trabalho e das bases cartográficas de Souza & Moreton (1995) e Mendonça (2012).

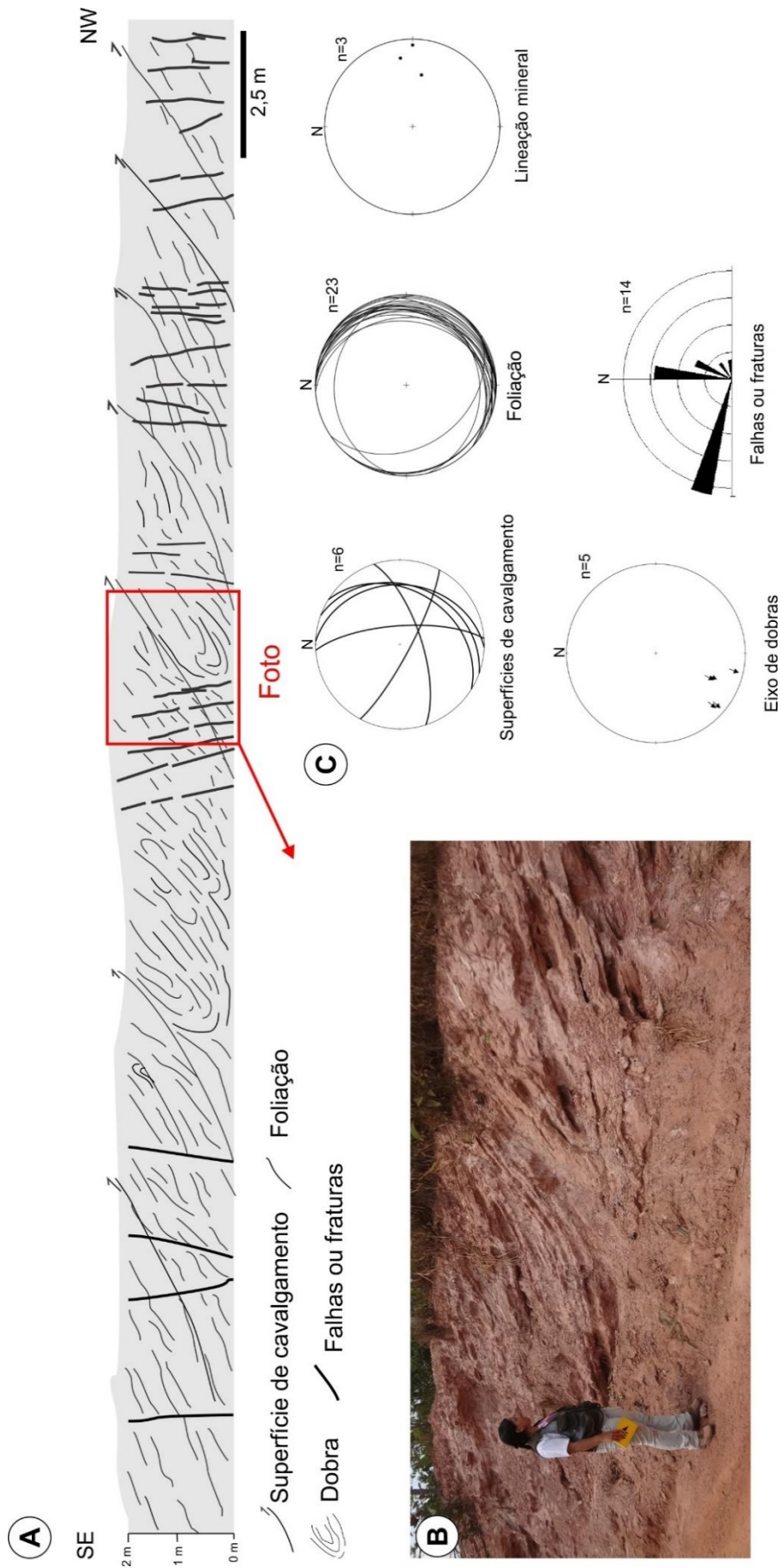


Figura 5.16 – A) Seção geológica esquemática de direção NW-SE no metassilito do ponto LSTP-22 em corte de estrada; B) Metassilito com foliação de baixo ângulo com superfícies de cavalgamento e dobras recumbentes; C) Estereogramas das estruturas da seção mostrando os planos superfícies de cavalgamento, planos das foliações com direções preferenciais NNE-SSW e mergulhos para leste, caimento da lineação também para leste, eixo de dobras com caimento para SW e rosácea de falhas ou fraturas com direção preferencial WNW-ESE. Número de medidas é indicado por n.

5.3.5 Falhas e fraturas

As falhas normais mostram direção NW-SE e NNW-SSE, possuem altos ângulos de mergulho para os quadrantes SW e NE. São em geral retilíneas e tamanhos que variam entre 5 e 40 km, em geral apresentam rejeitos de poucos metros (Figura 5.18).

As fraturas observadas nas rochas são contínuas e irregulares, em diferentes escalas, desde conjuntos centimétricos até dezenas de metros e recortam todas as rochas da área de estudo, possuem direção preferencial NNE-SSW.

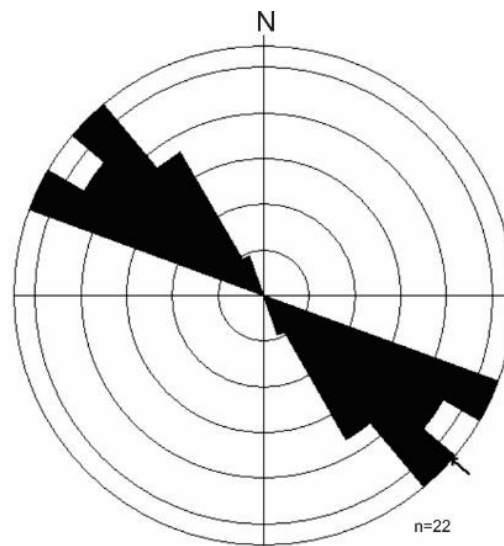


Figura 5.18 – Diagrama de roseta mostrando o *trend* principal NW-SE das falhas normais.

5.4 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES SOBRE OS DADOS ESTRUTURAIS

Apesar da escassez de exposições e limitado número de afloramentos devido ao intemperismo e a dificuldade de acesso no interior da área estudada, os dados apresentados permitiram estabelecer o quadro estrutural/deformacional e a evolução tectônica da área desta porção do Cinturão Araguaia, subsidiando a discussão representada por fases deformacionais dúcteis-rúpteis e rúptil.

A Suíte Ofiolítica Serra do Tapa é representada por vários corpos alongados submeridionalmente, embutidos tectonicamente em rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico da Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins), estendendo-se por mais de 70 km. Os corpos apresentam um aspecto sigmoidal em escala de mapa que é resultante dos deslocamentos ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes E-W ou NE-SW. De maneira geral, a foliação regional (clivagem ardosiana e xistosidade) é predominantemente N-S, com variações NNW-SSE e NNE-SSW, com caimentos para E, NE e SW.

As estruturas primárias identificadas foram estruturas sedimentares e magmáticas. O conjunto mais antigo de estruturas são as estruturas sedimentares primárias (S_0) das rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães (acamamento, estratificações plano paralela e cruzada) que remetem a um ambiente de deposição plataformar mais distal, com a formação de arenitos, siltitos, argilitos e raros conglomerados, até sequências rítmicas com estratificações plano paralelas regulares. As estruturas magmáticas primárias identificadas na área de estudo foram metabasaltos com estruturas em almofada e hialoclastitos que foram geradas durante o extravasamento de lava em ambiente subaquoso.

O arcabouço tectônico mais amplo da área é marcado por uma tectônica tangencial que resultou do movimento de massas crustais que projetou o Cinturão Araguaia sobre o Cráton Amazônico. Os registros disso estão marcados por grande número de superfícies de cavalgamento destacado pelo fatiamento da suíte ofiolítica em dezenas de corpos lentiformes misturados com os filitos da Formação Couto Magalhães (Figura 5.18 e Anexo B).

Essas superfícies de cavalgamento e os corpos rochosos de direção geral N-S e caimento para E, localmente são interrompidos e deslocados pelas transcorrências tardias. No quadro geral essas estruturas possuem altos valores de *rake* o que o caracteriza como um sistema tectônico de cavalgamento levemente oblíquo que imprime nas rochas foliações (xistosidade e ardosiana) e foliações miloníticas ao longo das zonas de cisalhamento. As dobras recumbentes com planos axiais sub-horizontais estão relacionadas.

Em relação a SOST, as lascas de peridotitos mantélicos e as associações isoladas de basaltos e *cherts*, indicam que houve obducção da litosfera oceânica ao longo das superfícies de cavalgamento, misturando-as tectonicamente com as rochas metassedimentares, seguido da inversão e metamorfismo de todo este conjunto crustal, sendo uma das explicações para o forte desmembramento das sequências ofiolíticas que ocorrem ao longo da porção oeste do Cinturão Araguaia. O conjunto de lineamentos de direção NE-SW e E-W representam zonas de cisalhamento transcorrente dextral e sinistral, respectivamente, de caráter dúctil-rúptil, que interpretamos como resultante de fugas laterais de massas, que acomodaram a deformação em rampas laterais, tardiamente à evolução do sistema cavalgante.

O quadro estrutural final é marcado por um conjunto de falhas normais de direção NW-SE com altos mergulhos para os quadrantes SW e NE, por vezes, devido ao pequeno espaçamento, essas falhas geraram clivagem de fratura identificadas na escala mesoscópica.

METAMORFISMO

O estudo dos processos metamórficos que tiveram lugar na área estudada teve como base a análise petrográfica e mineralógica, bem como a análise estrutural. Dois eventos metamórficos foram reconhecidos na área, um relacionado às transformações das rochas da SOST em ambiente de fundo oceânico e outro do metamorfismo regional que afetou o Cinturão Araguaia como um todo.

O metamorfismo de fundo oceânico está relacionado às transformações mineralógicas desenvolvidas nas superfícies dos derrames basálticos em ambiente subaquoso e à primeira fase de serpentinização nos peridotitos.

Nos basaltos o metassomatismo de fundo oceânico foi favorecido pela interação da superfície dos derrames com a água marinha, durante o extravasamento de lavas. A capa vítrea desenvolvida nas superfícies do derrame (hialoclastitos e interalmofada) está transformada para material vítreo devitrificado, epídoto e clorita, principalmente. A intensa presença desses minerais nas zonas superficiais das almofadas está relacionada a troca de elementos da água do mar com magma basáltico ainda quente, ocorrendo a perda de Si e ganho de Mg e Ca nas superfícies dos basaltos (Yardley 2004).

A primeira fase de serpentinização dos peridotitos pode estar relacionada ao alojamento pré ou *sin* tectônico, durante a tectônica de cavalgamento inicial, dessas rochas em níveis crustais relativamente mais rasos, favorecendo a percolação de fluidos auxiliando na serpentinização, marcado pelo desenvolvimento de texturas pseudomórficas (textura *mesh* e *bastite*) a partir da olivina e piroxênio transformados para lizardita (Gorayeb 1989).

O metamorfismo regional nessa região foi acompanhando de uma deformação incipiente, onde na porção mais a oeste da área, as rochas de material pelítico-psamítico da Formação Couto Magalhães ainda têm suas características sedimentares preservadas, gradando para ardósias e filitos mais a leste da área.

O metamorfismo regional atuou nas rochas da SOST gerando a segunda fase de serpentinização nos peridotitos, desenvolvendo serpentinitos com texturas não-pseudomórficas (antigorita) sobrepondo-se às texturas pseudomórficas. Estas transformações, segundo Gorayeb (1989), marcadas por antigorita substituindo lizardita pré-existente, indicam que o serpentinito foi submetido às condições metamórficas da fácies xisto verde alto ou anfíbolito baixo.

Os basaltos também apresentam a superposição do processo de metamorfismo de fundo oceânico e metamorfismo regional. O metamorfismo regional gerou uma foliação incipiente nas porções interalmofadas, além da deformação das estruturas em almofadas, que se encontram alongadas e contornadas pela foliação. O basalto maciço da estrutura em almofada foi a parte mais preservada da influência do metassomatismo, porém registrou as transformações mineralógicas referentes à atuação do metamorfismo regional. A mineralogia original (Ca-plagioclásio, augita, vidro e minerais opacos) foi totalmente transformada na paragênese metamórfica $Ab + Tr-Act + Cl + Ep \pm Stp$. No entanto, as texturas primárias magmáticas foram preservadas, sendo a textura intersertal, caracterizada pela presença de vidro e material criptocristalino entre os cristais de plagioclásio, a mais comum, incluindo a textura microporfírica.

A presença de veios de quartzo, epídoto e carbonatos nos metabasaltos indicam a atuação da deformação e conseqüentemente mobilização destes componentes durante o metamorfismo regional.

Os estudos metamórficos confirmaram a atuação do metamorfismo regional. Com base nas associações paragenéticas (Tabela 6.1) e utilizando comparações com a grade petrogenética de Spear (1995) foi possível estimar condições metamórficas na fácies xisto-verde no seu domínio inferior, com temperaturas entre 250°C e 300°C com pressões baixas formam a paragênese pertencente à fácies xisto verde baixo nas rochas metamáficas.

Tabela 6.1 - Paragênese das rochas analisadas

Grupo Composicional	Paragênese mineral
Rochas pelíticas	$Cl + Mc + Ab + Qz$
Rochas máficas	$Ab + Tr-act + Cl + Ep \pm Stp$
Rochas ultramáficas	$Srp + Cl + Hm + Mgt + Tlc$

Siglas segundo Whitney & Evans (2010).

LITOQUÍMICA DOS METABASALTOS DA SUÍTE OFIOLÍTICA SERRA DO TAPA

O objetivo principal do estudo geoquímico foi a caracterização da natureza do magmatismo, o ambiente de formação dos basaltos e as suas possíveis modificações através da classificação e definição de variações composicionais, para subsidiar as interpretações dos processos de geração e transformação destas rochas.

Os basaltos discriminados petrograficamente estão posicionados em diferentes níveis dos derrames, sendo que os basaltos maciços, situam-se nas porções mais internas dos derrames. No caso dos basaltos almofadados, situam-se na parte central das almofadas e, acima dessa porção maciça preservada, situa-se uma zona de borda da porção intermediária entre o basalto maciço e a interalmofada. Para as análises geoquímicas foram selecionadas, preferencialmente, amostras da porção maciça dos basaltos almofadados que, normalmente, apresentam-se preservadas ou muito pouco transformadas pelos efeitos do metassomatismo.

A seleção de amostras para fins analíticos, teve como princípio, o estado fresco das rochas, isenta de veios e distanciadas de zonas de deformação.

As análises geoquímicas foram realizadas em 12 amostras de metabasaltos, sendo 9 amostras de basaltos maciços, 1 amostra de basalto da zona de borda e 2 amostras do material interalmofada. Os resultados estão na Tabela 7.1.

Para o tratamento dos dados e 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 se situam em torno de 2 - 3%, com duas amostras atingindo valores mais altos (4 - 5%). Estes valores mais elevados de perda ao fogo devem ser causados pela interação hidrotermal (metassomatismo de fundo oceânico) nas zonas mais superficiais desses derrames submarinos.

Os diagramas geoquímicos utilizados neste trabalho foram escolhidos seguindo recomendações de Rollinson (1993) e do curso de Modelamento Geoquímico ministrado pelo Prof. Dr. Sérgio Valente. As interpretações foram baseadas em Thompson (1982), Wilson (1989) e Gill (2010) e em vários artigos de periódicos que fazem uso de diagramas de interpretação geoquímica de rochas basálticas (Irvine & Baragar, 1971; Pearce & Cann, 1973; Winchester & Floyd, 1977; Evensen *et al.*, 1978; Pearce & Norry 1979).

Tabela 7.1 – Tabela de teores maiores, traço e elementos terra rara dos metabasaltos estudados.

	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9*	10**	11***	12***
	ST-23	ST-31	ST-36	2000/ PA-02	LSTP -10	LSTP -13	LSTP - 16BM	LSTP - 16BB	STP- 04BM	LSTP - 39	LSTP - 16BI	STP- 04IP
SiO ₂	50,33	49,25	49,47	49,92	49,13	48,28	48,99	48,04	47,57	50,19	40,88	60,15
TiO ₂	1,84	1,76	1,62	1,31	1,39	2,13	1,72	1,84	1,66	1,53	2,15	1,54
Al ₂ O ₃	13,58	15,04	15,56	13,73	14,34	13,58	15,07	15,17	14,34	21,21	17,57	12,78
Fe ₂ O _{3T}	12,45	11,92	10,88	10,71	11,16	14,23	11,67	12,05	12,47	8,88	15,12	8,78
MnO	0,2	0,16	0,17	0,19	0,22	0,21	0,16	0,19	0,21	0,12	0,22	0,12
MgO	5,42	4,7	5,34	5,92	6,91	5,55	4,66	6,27	6,64	2,73	8,25	5,44
CaO	10,33	10,96	10,29	12,57	10,52	9,6	10,94	8,67	10,29	10,74	6,35	3,52
Na ₂ O	3,22	3,16	2,7	2,32	2,92	3,31	3,6	3,8	3,24	3,42	1,44	0,65
K ₂ O	0,15	0,17	0,04	0,96	0,15	0,6	0,23	0,39	0,27	0,5	2,06	2,59
P ₂ O ₅	0,18	0,17	0,13	0,11	0,12	0,21	0,15	0,14	0,13	0,17	0,14	0,06
P.F.	2,1	2,5	3,6	2,1	3	2,1	2,6	3,2	3	0,3	5,5	4,1
Total	99,8	99,79	99,8	99,84	99,86	99,8	99,79	99,76	99,82	99,79	99,68	99,73
Ba	73	36	24	197	62	88	38	52	59	133	249	245
Rb	2,3	4,1	0,9	16,2	2,4	10,5	4,7	8,5	4,7	12,2	52,4	67,2
Sr	4	279,9	197	104	122	60	43	41	68	337	72	171
Co	40	46	41	40	37	42	43	53	48	24	89	52
Nb	1,7	3,1	1,7	1,7	1,2	2,3	3	2,6	1,4	6,5	3,5	2,7
Zr	107	101,4	100	69	74	139	98	103	87	116	127	96
Y	43	35	32	26	30	44	34,4	35,2	35,3	21,5	37,4	12,7
Cr	116	321,6	287,4	205	205	198	267	260	198,42	41	321,6	246,3
Cu	58	63	53	64	56	97	46	37	38	225	221	116
Ni	36	105	65	47	49	59	96	98	55	32	195	179
V	336	286	277	287	280	361	277	288	352	241	318	242
Sc	42	38	41	42	44	41	37	45	46	18	49	36
Ga	15	15	15	12	13	14	13	13	13	21	21	16
Hf	3	3	2,9	1,9	2,1	4,1	2,8	3	2,7	3,3	3,6	2,9
Ta	0,2	0,2	0,1	0,8	0,2	0,3	0,4	0,3	0,1	0,5	0,3	0,2
La	4,4	3,7	3,5	2,6	3,3	4,9	4,3	4,2	2,9	10,3	4,4	3,7
Ce	12,6	12,6	11	8,6	9,3	15,5	13,5	12,9	9,4	24	13,8	8,8
Pr	2,31	2,11	1,96	1,43	1,72	2,66	2,19	2,17	1,73	3,25	2,43	1,34
Nd	12,7	12	10,8	7,7	9,3	14,2	11,3	11,8	9,7	15,5	13,5	7
Sm	4,15	3,97	3,44	2,68	3,17	4,83	3,95	4,19	3,41	3,93	4,22	1,92
Eu	1,52	1,5	1,13	1,02	1,15	1,57	1,39	1,36	1,18	1,47	1,79	1,12
Gd	5,86	5,21	4,81	3,6	4,09	6,19	4,93	5,12	4,66	4,23	5,84	2,2
Tb	1,18	0,99	0,95	0,76	0,86	1,33	1	1,03	0,97	0,77	1,12	0,41
Dy	7,55	6,21	5,9	5,32	5,78	8,73	6,14	6,67	6,46	4,46	6,88	2,64
Ho	1,62	1,29	1,2	1,15	1,23	1,86	1,28	1,47	1,38	0,86	1,39	0,53
Er	4,89	3,97	3,43	3,18	3,45	5,39	3,96	4,08	4,06	2,31	4,22	1,52
Tm	0,72	0,56	0,53	0,46	0,53	0,77	0,53	0,64	0,59	0,33	0,6	0,25
Yb	4,47	3,59	3,52	2,99	3,32	5,02	3,52	3,84	3,72	2,16	3,89	1,92
Lu	0,66	0,56	0,53	0,46	0,48	0,76	0,53	0,56	0,59	0,32	0,57	0,28
ΣETR	64,63	58,26	52,70	41,95	47,68	73,71	58,52	60,03	50,75	73,89	64,65	33,63
La/Yb (N)	0,66	0,70	0,67	0,59	0,67	0,66	0,82	0,74	0,53	3,22	0,76	1,30
La/Sm (N)	0,67	0,59	0,64	0,61	0,66	0,64	0,69	0,63	0,54	1,65	0,66	1,21

Óxidos em % peso; elementos traço em ppm. *Basaltos maciços, **Basaltos da zona de borda e ***Interalmofada. Fe₂O_{3c}: ferro total sob a forma de ferro férrico; P.F: perda ao fogo; ERT: elementos terra rara.

Analisando os resultados da Tabela 7.1, verifica-se que no geral as concentrações são semelhantes. Nos basaltos maciços, o teor de sílica varia de 60 a 50%, o MgO entre 4,6 a 7%, CaO entre 8 e 12%, Al_2O_3 de 13 a 15% e Fe_2O_{3t} de 11 a 14%, aproximadamente. Os teores de Na_2O ficam entre 2,7 e 3,8%, enquanto o TiO_2 situa-se entre 1,3 e 2,1%, aproximadamente. As concentrações dos demais elementos maiores são inferiores a 1%. Por outro lado, as amostras correspondentes as zonas de borda e interalmofada (LSTP-16BI, STP-04IP e LSTP-39) fogem desse padrão. A amostra LSTP-16BI apresenta valor muito baixo de SiO_2 (~41%) e os mais altos de Fe_2O_{3t} (~15%), TiO_2 (~2%), MgO (~8%) e P.F. (5,5%), com valores diferentes de K_2O (~2%), Na_2O (~1,5%), CaO (~6%) e Al_2O_3 (~17%). A amostra STP-04IP destaca-se pelo alto teor de SiO_2 (~60%), K_2O (~2,6%) e P.F. (~4%) e baixos valores de Al_2O_3 (~13%), Fe_2O_{3t} (~9%), CaO (~3,5%) e Na_2O (0,6%). A amostra LSTP-39 que representa o basalto da zona de borda, também apresenta concentrações diferentes, baixos valores de MgO (2,7%) e Fe_2O_{3t} (~8,9%) e relativamente essas variações anômalas podem ser visualizadas no diagrama de Hacker (Figura 7.1).

Em geral, os elementos traço tais como Ni (32 a 195 ppm), Cu (38 a 346 ppm), Ba (36 a 245 ppm), Sr (43 a 279 ppm) e Cr (41,05 a 321 ppm), apresentam concentrações relativamente mais elevadas.

Petrograficamente a presença de clinopiroxênio do tipo augita e plagioclásio inicialmente cálcico indica que essas rochas básicas pertencem à série toleítica. A composição normativa CIPW com a presença de hiperstênio (Hy) e ausência de nefelina (Ne) confirmam a natureza subalcalina dessas rochas (Tabela 7.2).

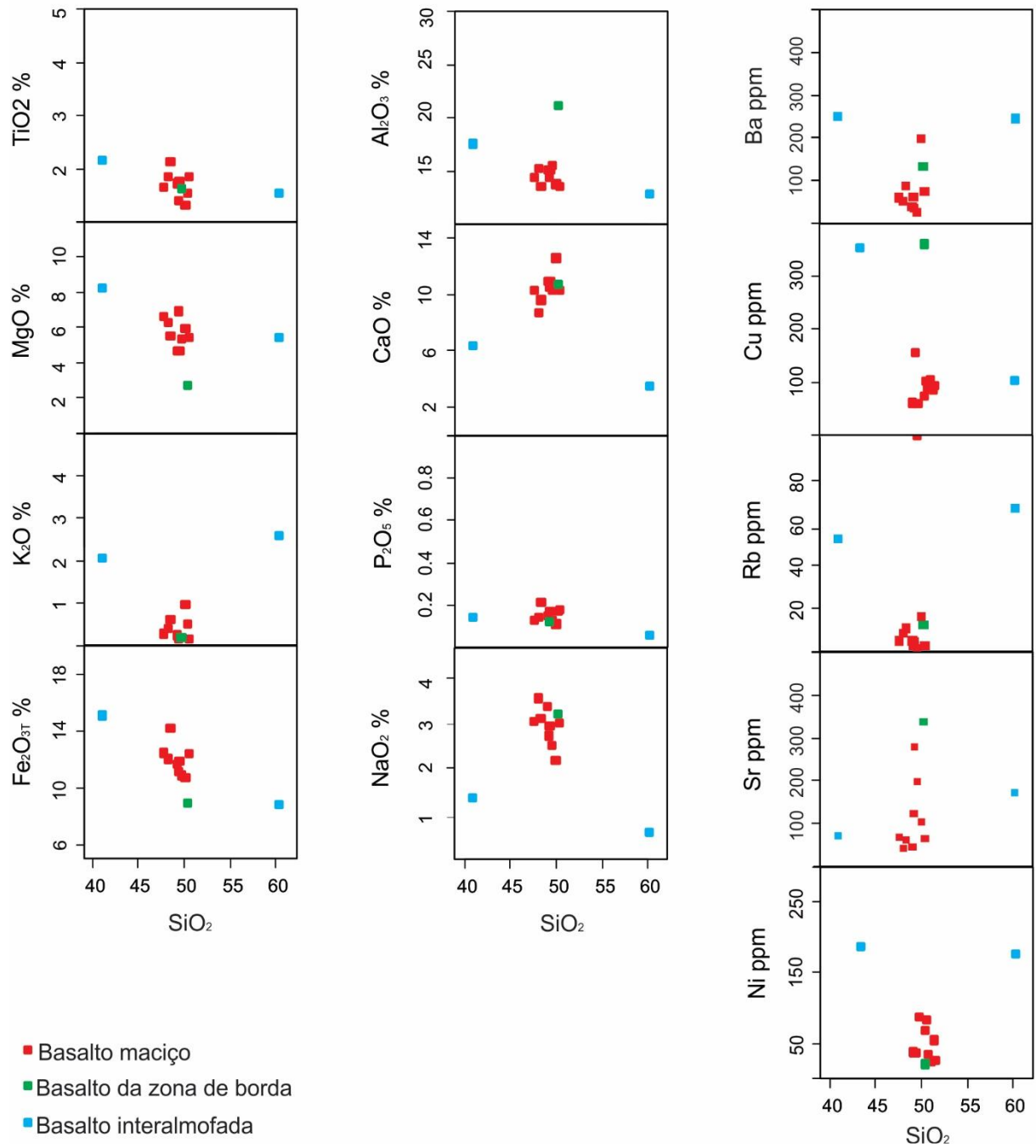


Figura 7.1 – Diagramas dos elementos maiores e traço versus SiO_2 dos basaltos maciços, da zona de bora e interalmofada.

Tabela 7.2 - Composição normativa CIPW dos basaltos maciços da Serra do Tapa.

	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9*
Minerais Normativos	ST-23	ST-31	ST-36	200/PA-02	LSTP-10	LSTP-13	LSTP-16BI	LSTP-16BB	STP-04BI
Q	1,36	0,29	3,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,91	1,03	0,25	5,80	0,91	3,62	1,40	2,38	1,65
Ab	27,83	27,43	23,70	20,05	25,47	28,61	31,28	33,22	28,27
An	22,63	27,03	31,35	24,73	26,37	20,86	24,93	23,95	24,52
Di	23,58	22,90	17,07	31,41	21,79	21,89	24,70	16,06	22,38
Hy	15,62	13,56	17,34	11,67	16,05	7,73	3,91	2,86	3,18
Ol	0,00	0,00	0,00	0,04	2,74	8,02	6,21	13,54	12,34
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	2,82	2,71	2,50	2,42	2,55	3,22	2,65	2,76	2,85
Il	3,57	3,43	3,19	2,54	2,72	4,13	3,36	3,61	3,25
Ap	0,44	0,41	0,32	0,27	0,29	0,51	0,37	0,34	0,32
Total	98,75	98,78	98,86	98,93	98,90	98,60	98,80	98,73	98,75

Q – Quartzo; C – Coridon; Or – Ortoclásio; Ab – Albita; An – Anortita; Di – Diopsídio; Hy – Hiperstênio; Ol – Olivina; Ne – Nefelina; Mt – Magnetita; Il – Ilmenita; Ap – Apatita.

A comparação dos basaltos da Suíte Serra do Tapa com os basaltos da Suíte Morro do Agostinho, estudados por Miyagawa & Gorayeb (2013), que estão inseridos no mesmo contexto geológico, mostram algumas semelhanças.

Os diagramas geoquímicos discriminantes de Cox et. al. (1979), Miyashiro (1974 e Middlemost (1975), definem a afinidade toleítica dos basaltos da Serra do Tapa e do Morro do Agostinho. Entretanto, no diagrama de variação de Irvine & Baragar (1971) os basaltos do Morro do Agostinho mostram características dominantes da série cálcio-alcalina (Figura 7.2). Nota-se que no diagrama TAS a amostra LSTP-16BI plota no campo dos basaltos alcalinos e STP-04IP plota no campo dos andesitos, novamente estas amostras mostram um comportamento sem interpretações geológicas.

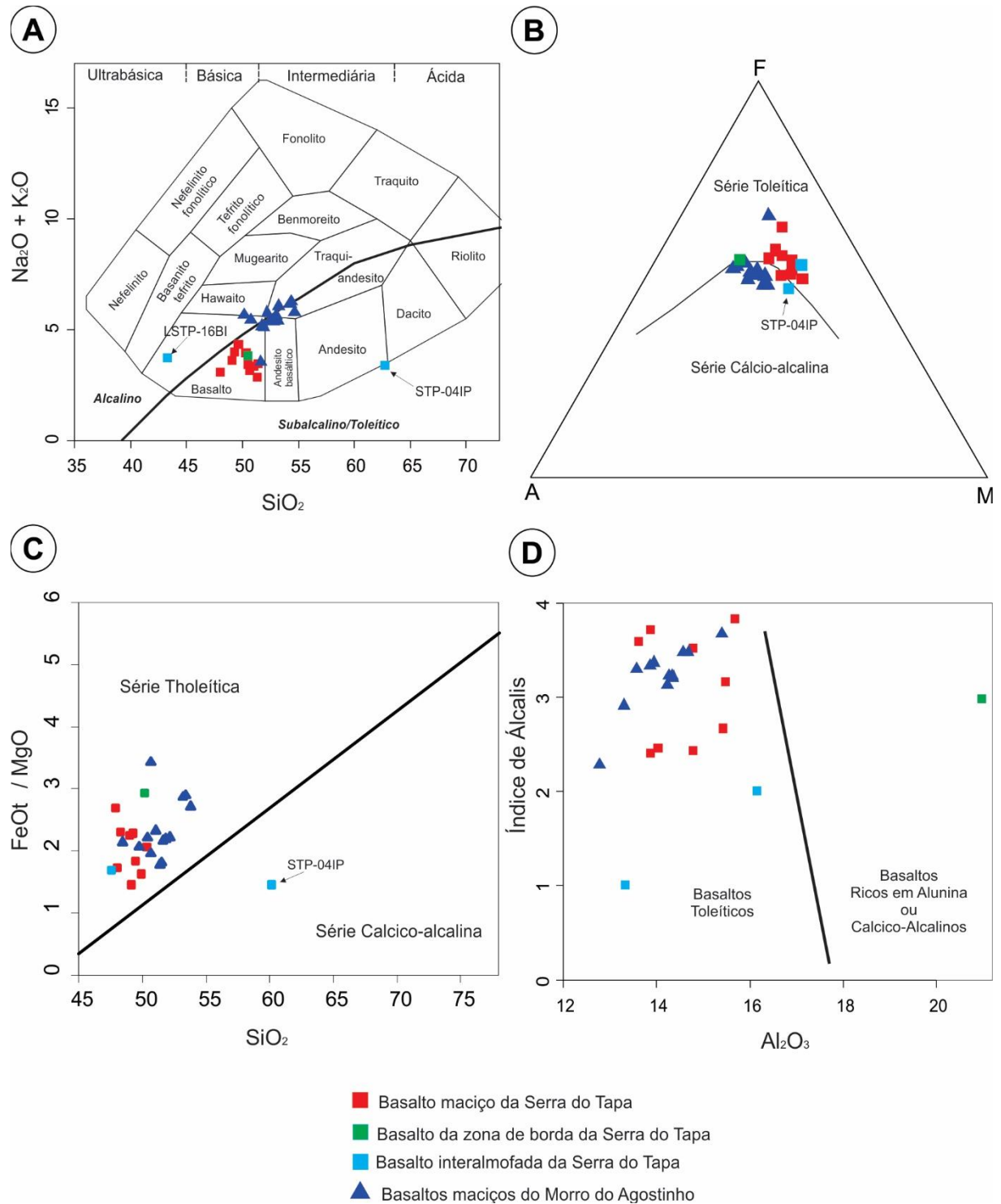


Figura 7.2 - Diagramas geoquímicos discriminantes para basaltos da Serra do Tapa e do Morro do Agostinho: A) Diagrama TAS (total de álcalis vs sílica) segundo Cox et al. (1979); B) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); C) Diagrama de SiO_2 vs FeO_t/MgO de Miyashiro (1974); D) Diagrama de índice de álcalis ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 - 43) * 0,17$) vs Al_2O_3 de Middlemost (1975).

No diagrama de Winchester & Floyd (1977) que relaciona $\text{SiO}_2 \times \text{Zr/TiO}_2$ (Figura 7.3A), as amostras em geral plotam também no campo dos toleítos, enquanto que duas amostras plotam fora desse campo, uma no campo dos andesitos, amostra STP-04IP, e outra, fora do campo dos toleítos, amostra LSTP-16BI. No diagrama $\text{Zr/TiO}_2 \times \text{Nb/Y}$ de Winchester & Floyd (1977) (Figura 7.3B), as amostras concentraram-se no campo dos andesitos/basaltos, apenas a amostra LSTP-39 plota no campo do basalto subalcalino.

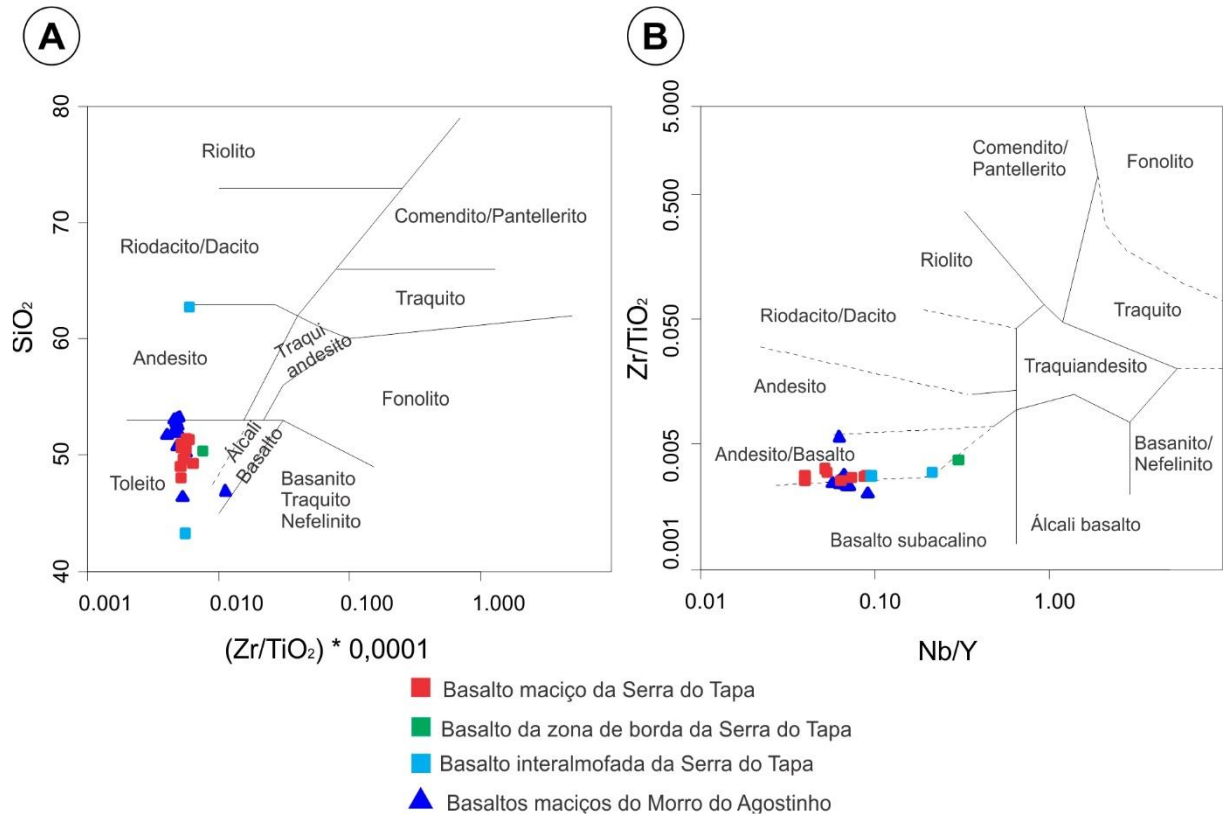


Figura 7.3 - Diagramas de variação composicional: A) Zr/TiO_2 vs $\text{SiO}_2 * 0,0001$ de Winchester & Floyd (1977); B) Nb/Y vs Zr/TiO_2 de Winchester & Floyd (1977) para os metabasaltos da Serra do Tapa e basaltos da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho.

Para interpretação do paleoambiente tectônico foram utilizados diagramas geoquímicos de Pearce & Norry (1979), Pearce & Cann (1993), Shervais (1982) e Meschede (1986) onde a maioria dos basaltos da Serra do Tapa situam-se no campo dos basaltos de cadeia-oceânica tipo N-MORB semelhante aos basaltos do Morro do Agostinho. No entanto, as amostras de basaltos da zona de borda e interalmofada da Serra do Tapa plotam no campo dos basaltos intra-placa, ou fora dos campos de discriminação (Figura 7.4) evidenciando um comportamento anômalo.

Estes dados são concordantes com as observações de campo, já que a associação dos basaltos, peridotitos e rochas sedimentares químicas de ambiente de fundo oceânico, indicam a natureza de formação de assoalho oceânico.

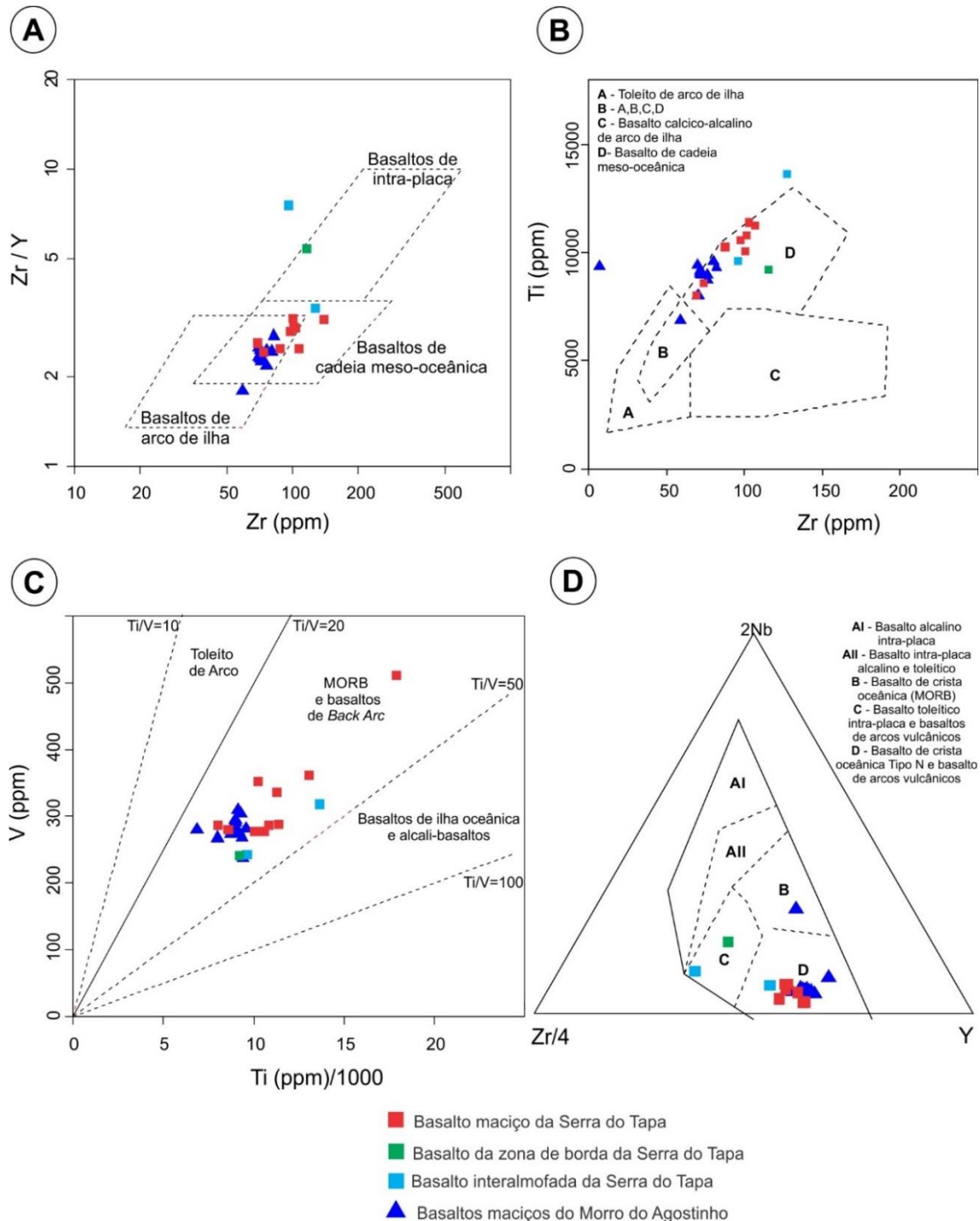


Figura 7.4 - Diagramas de discriminação tectônica: A) Zr vs Zr/Y (Pearce & Norry, 1979); B) Zr vs Ti (Pearce & Cann, 1973); C) Diagrama V vs Ti (Shervais, 1982). D) 2Nb-Zr/4-Y (Meschede 1986).

Analisando-se o diagrama de multielementos normalizado para o condrito de Thompson (1982), os basaltos do Morro do Agostinho e da Serra do Tapa mostram padrões

de distribuição dos elementos incompatíveis são mais próximos aos padrões clássicos de basaltos tipo N-MORB de Sun e McDonough (1989). Entretanto, foge deste comportamento os elementos Ba, Rb e Sr que pode ser explicado, em parte, pelo pronunciado comportamento “móvel” desses elementos sob efeito do metassomatismo. Porém, anomalias negativas acentuadas de Sr na maioria das amostras dos basaltos da Serra do Tapa e do Morro do Agostinho indicam provável retenção de plagioclásio durante os eventos de fusão parcial na geração desses basaltos a partir de uma fonte mantélica empobrecida do tipo plagioclásio lherzolito, típica de basaltos de cadeia mesoceânica (N-MORB) segundo Wilson (1989) (Figura 7.5).

O diagrama de elementos terra rara (ETR) normalizado para o condrito de Evensen *et al.* (1978) (Figura 7.6) mostra, de maneira geral, para os metabasaltos estudados e do Morro do Agostinho, um padrão quase plano sub-horizontal, com comportamento dos ETR leves ligeiramente mais empobrecidos em relação aos ETR pesados, sendo este padrão confirmado pelas razões $(La/Yb)_N$ e $(La/Sm)_N$, da maioria das amostras, menores que um, respectivamente 0,53 a 0,82 e 0,54 a 0,89. Entretanto, as amostras do basalto de zona de borda e interalmofada fogem deste padrão, mostrando-se ligeiramente mais enriquecidas em ETR leves com razões $(La/Yb)_N$ e $(La/Sm)_N$ maiores que um (amostras LSTP-39 e STP-04IP). De maneira geral, os ETR nos metabasaltos mantêm um padrão uniforme sub-horizontal, característico e comparáveis aos basaltos toleíticos de cadeia meso-oceânica (N-MORB) (Sun & McDonough 1989), cujo padrões mostrados na Figura 7.6 são indicados. Nota-se que a maioria das amostras apresenta leve a insignificante anomalia negativa de Eu, que pode ser explicado pela retenção de plagioclásio na fonte mantélica durante a fusão parcial, que gerou os magmas basálticos originais (Wilson 1989).

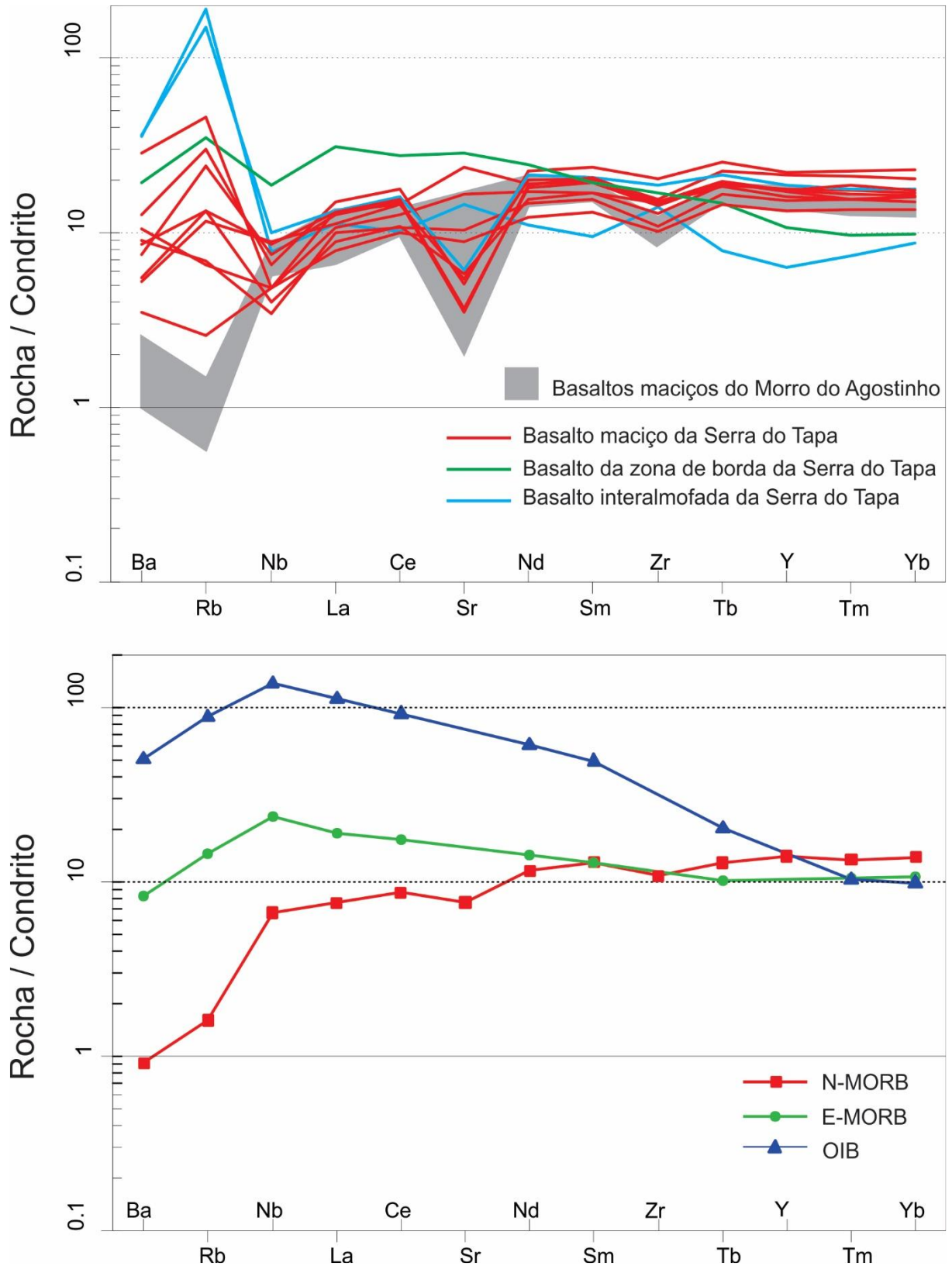


Figura 7.5 - Diagramas multielementares normalizados para o condrito de Thompson (1982): A) metabasaltos da Serra do Tapa; B) padrões de diferentes basaltos (N-MORB, E-MORB e IOB) extraído de Sun & McDonough (1989) para efeitos comparativos.

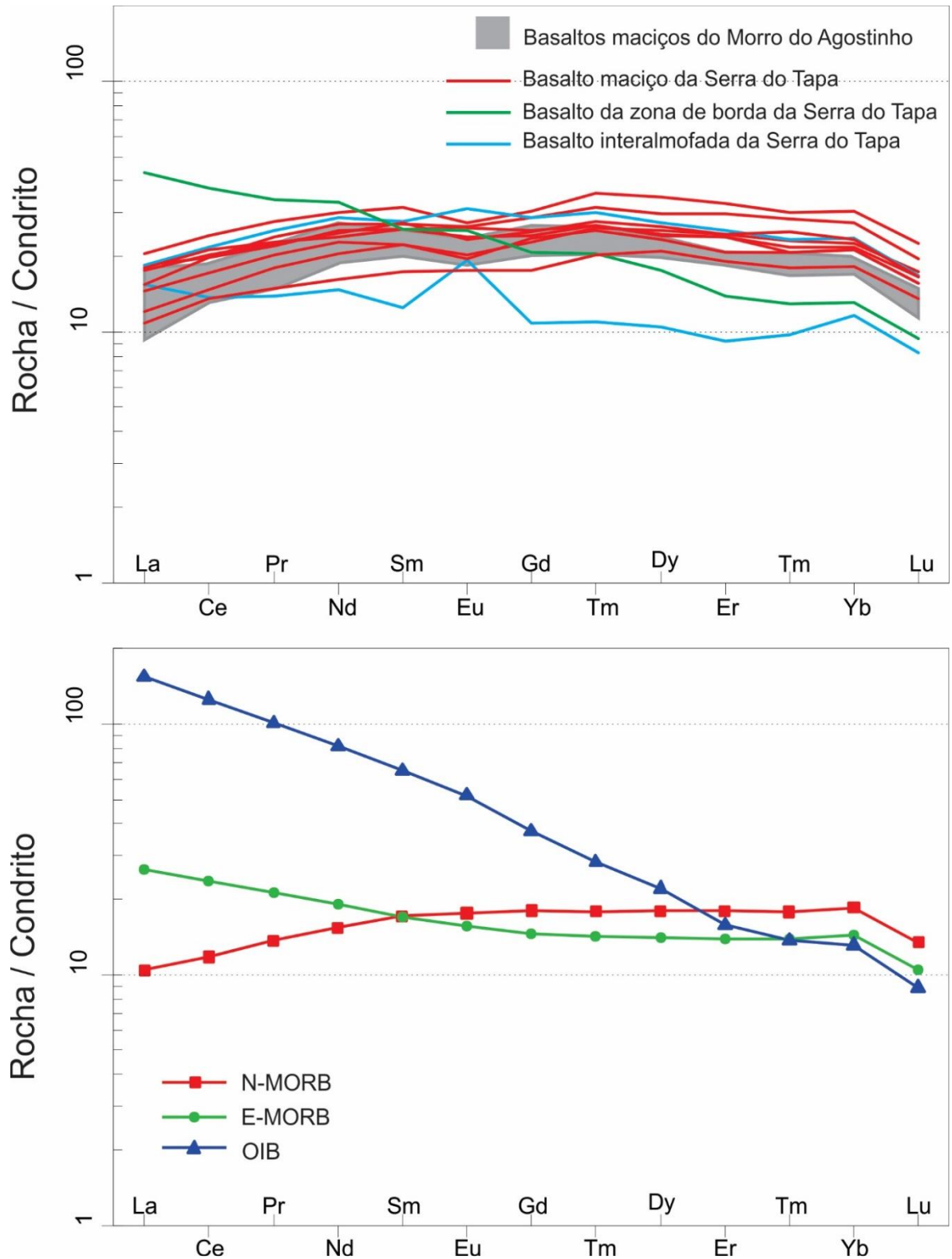


Figura 7.6 – Diagramas de padrões de ETR normalizados para o condrito de Evensen *et al.* 1978: A) amostras de basaltos da Serra do Tapa; B) Padrões de basaltos tipo N-MORB, E-MORB e OIB de Sun e McDonough (1989) para efeitos comparativos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos nas observações de campo, mapeamento geológico, análise estrutural, petrográfica, geoquímica e comparação com os dados da literatura permitiu avançar no conhecimento geológico geral da área, possibilitando, inclusive, melhor definição dos processos que levaram a definição das unidades litoestratigráficas e litotectônicas, e com os dados gerados compreender melhor a formação da Suíte Ofiolítica Serra do Tapa.

Sendo assim, a SOST constitui uma unidade ofiolítica incompleta quando comparada a exemplos clássicos desses tipos de rocha (Moore 2002), pois encontram-se apenas porções isoladas da unidade ultramáfica basal (harzburgitos e dunitos), que representam frações do manto superior, com como a porção de assoalho oceânico da Bacia Araguaia representada pelas camadas de basaltos almofadados associadas às rochas sedimentares químicas e vulcanossedimentar.

A ausência da sequência intermediária que segundo os exemplos completos e bem conhecidos (ofiolitos de Oman, Ligúria e Troodos) é constituída por gabros estratificados, gabros isotrópicos, dioritos, plagiogranitos e enxames de diques máficos, pode ser explicado pelo desmembramento do complexo durante a tectônica de deslocamento, obducção e exumação que levou também a inversão da Bacia Araguaia, levando posteriormente à fase orogênica principal da evolução do Cinturão Araguaia (CA). Essa hipótese tem boa sustentação com os dados estruturais, pois a suíte encontra-se fortemente deformada por eventos tectônicos relacionados a inversão da Bacia Araguaia com o conjunto de cavalgamentos mapeadas que afetaram toda a sucessão de rochas dessa região.

Os peridotitos, que correspondem à unidade basal da SOST, apresentam-se intensamente serpentinizados, guardando parcialmente suas características originais, sendo essa alteração hidrotermal transformações relacionadas a tectônica de cavalgamento inicial da evolução do Cinturão Araguaia, cujo cisalhamento das rochas originais favorecem a percolação de fluidos auxiliando na serpentinização. Estudos já realizados em serpentinitos no Cinturão Araguaia (Gorayeb 1981) indicam dois processos de serpentinização, uma delas relacionadas ao metassomatismo e outra relacionada ao metamorfismo regional.

A outra unidade importante constitui os derrames de basaltos com marcantes estruturas em almofadas que representam extravasamento de lavas em fundo oceânico cujas superfícies muito quentes interagiram com água do mar resfriando bruscamente, isto ficou marcado com as superfícies vítreas dos derrames das almofadas, interpretado como brusco resfriamento do magma basáltico, com a formação de brechas do topo e frente de lavas

fluidais, cujo brusco resfriamento ficou registrado em rochas basálticas hipovítreas com esferulitos, cristais aciculares e radiais de plagioclásio e texturas tipo “rabo de andorinha”. Essa situação de ultra resfriamento propiciou a formação de zoneamento nas superfícies dos derrames das almofadas, caracterizado no núcleo por basaltos maciços e a porção mais externa vitrificada (interalmofada), com basaltos hipovítreos associados com brechas de topo de derrame.

Os hialoclastitos se formam em ambiente subaquoso e representam agregados clásticos formados por fraturamento não explosivo e pela desintegração de lavas durante o resfriamento rápido, com a lava em movimento (comportamento dúctil). Essa fragmentação afeta na superfície lavas, foi causado pela a contração do material vítreo (McPhie *et al.* 1993). No ambiente de extravasamento dos basaltos da suíte, os derrames basálticos de baixa viscosidade levaram a formação estruturas em almofadas, em um processo de resfriamento da lava superaquecida, com expansão volumétrica em que nas superfícies das almofadas o brusco resfriamento levou ao desenvolvimento de uma capa vítrea quando em contato com a água do mar (zona interalmofada). A formação brusca dessa crosta vítrea, interagiu com a água marinha ocasionando metamorfismo de fundo oceânico, mudando significativamente a composição do material interalmofada, entretanto esta capa metassomáticas, de uma certa maneira protegeu dessas transformações os basaltos dos núcleos dessas almofadas, conforme revelam os dados petrográfico com a presença das texturas dos basaltos, e também os dados geoquímicos.

As rochas vulcanossedimentar (metargilitos tufáceo) e sedimentar química (jaspilitos e *cherts*) remetem a um ambiente de formação de assoalho oceânico típico de porções superiores de Suítes Ofiolíticas, onde as rochas sedimentares químicas podem estar relacionadas com processos submarinos exalativos e a vulcanossedimentar, na interface de interação entre os derrames basálticos e rochas sedimentares pelíticas.

Os estudos litoquímicos permitiram classificar os basaltos estudados como do tipo toleítico de cadeia meso-oceânica, e que se mostra levemente empobrecido em ETRL com as razões La/Yb e $La/Sm < 1$ confirmam a afinidade toleítica tipo N-MORB dessas rochas. As suaves anomalias de Nb indicam, provavelmente, como fonte o manto empobrecido (manto sublitosférico) e as fortes anomalias de Sr sugerem retenção de plagioclásio durante a etapa de fusão parcial de uma fonte mantélica empobrecida que teria composição de plagioclásio lherzolito, que é característico de um basalto tipo N-MORB.

A comparação geoquímica entre os basaltos maciços da Serra do Tapa e Morro do Agostinho mostram semelhanças quanto a afinidade toleítica dessas rochas, além de plotarem

nos diagramas geotectônicos como basaltos de cadeia meso-oceânica e possuem comportamento dos ETR similar aos basaltos tipo N-MORB.

Os dados petrográficos e estruturais permitem interpretar que durante a inversão tectônica da Bacia Araguaia houve intenso fatiamento da sequência de rochas com exumação substrato crosta/manto e obdução dos corpos ofiolíticos, caracterizando um sistema de cavalgamento com principal movimentação de massas crustais de leste para oeste, segmentando e misturando as unidades da SOST com os metassedimentos da Formação Couto Magalhães acompanhado de metamorfismo regional na fácies xisto-verde baixo.

A Suíte Ofiolítica Serra do Tapa marca assim, um estágio de oceanização da Bacia Araguaia durante o Neoproterozoico como um fragmento alóctone de um assoalho oceânico preservado e fracamente metamorfizado, semelhante a outras ocorrências no Cinturão Araguaia, durante o Neoproterozoico.

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M. 1978. Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 75 f.
- Albarède F. 2011. Geoquímica uma introdução. São Paulo: Oficina de Textos. p.167-192.
- Almeida F.F.M. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 241, 36 p.
- Almeida F. F. M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton Guaporé. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 4: 11-17p.*
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The upper precambrian of South America. *Boletim Inst. Geoc. USP, 7:45-80.*
- 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 (eds). Tectonic Evolution of South America, p.: 183-193.*
- Arcanjo H.S.H., Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia da Região de Paraíso de Tocantins (TO). *Rev.Bras.Geoc. 30: 665-670.*
- Arcanjo S.H.S. 2002. Evolução geológica das sequências do embasamento na porção Sul do Cinturão Araguaia – região de Paraíso do Tocantins. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 170p.
- Berbert C.O. 1970. Geologia geral dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. *In: SBG/NCO, Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 1:24,*
- Brito Neves B. B., Van Schumus W.R., Fetter A.H. 2001. Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) ensaio corporativo e problemas de correlação. *Rev.Inst.Geoc. USP Série Cient., 1: 59-78.*
- Calado W.M., Gorayeb P.S. de S. 2002. Caracterização litoquímica dos basaltos almofadados da Serra do Tapa, sudeste do Pará. *In: SBG, II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados,1, p.35.*
- Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Bemerguy R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey B., Lemos R. 1983. *Projeto Paraíso do Norte: Relatório final*. Belém, DNPM/UFPA, 125 p.
- Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: G. Allen & Unwin.
- Cunha B. C. C., Potiguar L. A. T., Ianhez A. C., Bezerra P. E. L., Pithan J. H. L., Souza Júnior J. J., Montalvão R. M. G., Souza A. M. S., Hildred P. R., Tassinari C. C. G. 1981. Folha SC. 22 Tocantins / Projeto RADAMBRASIL, Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro.
- Deer W. A., Howie R. A. e Zussman J. 1966. *Minerais constituintes das rochas – uma Introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, Portugal.
- Dall’Agnol R., Teixeira N.P., Macambira M.J.B., Kotschoubey B., Gorayeb P.S.S., Santos M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da Faixa de Dobramentos Araguaia. *In: SBG, Congresso Latino Americano de Geologia, Belém, 1:1-19.*

- Dall'Agnol R., Costi H.T., Leite A.A.S. 1997. Rapakivi granites from Brazil and adjacent countries. *In: Intern. Symp. O. Gran. and Associated Mineralizations*, Salvador, 2:185-188.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Rämö O.T., Macambira M.J.B. 1999. Contrasts between paleoproterozoic, A-type granites of the Archean Carajas Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil: metallogenetic and petrogenetic implications. *In: BRGM, IV Hutton Symposium Abstracts*. Clermont-Ferrand, France, p.141-142.
- Evensen N. M., Hamilton P. J, O'Nions R. K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1199-11212.
- Fettes D., Desmons J. 2008. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, p. 105-110.
- Gill R. 2010. *Igneous rocks and process: a practical guide*. University of London, Wiley-Blackwell. p.131-160.
- Gorayeb P.S.S. 1981. Evolução geológica da região de Araguacema- Pequizeiro (GO). Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 100 p.
- Gorayeb P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás). *Revista Brasileira de Geociências*, 1, 29:51-62.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Chaves C.L. 2001. A granitogênese neoproterozoica no setor setentrional da Província Tocantins: implicação para redefinição da suíte lajeado. *In: Simpósio de Geologia da Amazônica*, 7. Belém.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Andorinhas e região adjacente. *In: P.S.S. Gorayeb (org) Parque Martínrios-Andorinhas: Conhecimento, história e preservação*. EDUFPA, p.57-80.
- Grohmann C.H., Campanha G.A.C., Soares Júnior, A.V., 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. *In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*.
- Hasui Y., Abreu F.A.M., Silva J.M.R. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências*, São Paulo, 8: 107-118.
- Hasui Y.; Costa J. B. S., Abreu, F. A. M. 1984. Província Tocantins. Setor Setentrional. *In: F. F. A. de Almeida & Y. Hasui. O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgar Blucher. p.187-204.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sc.*, p. 523-546.
- Kotschoubey B., Hieronimus B., Rodrigues O.B., Amaral R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador. Anais, 6, p. 25-28.
- Kotschoubey B., Hieronymus B., Albuquerque C.A. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia Belt (northern Brazil): remnants of a poorly involved crust?. *J. South Amer. Earth Sci.*, 20: 211-230.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni 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. 1983. Geologia e ocorrências minerais do Braquianticlinal do Lontra (GO). Dissertação de Mestrado, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Macambira M. J. B.; Lafon J. M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Belém, **7**: 263-287.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the Interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania. p.54-58.
- Middlemost E. A. K. 1975. The basalt clan. *Earth Science Rev.*, **11**, 337-364.
- Middlemost E. A. K. 1989. Iron oxidation rates, norm and classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, **77**:19-26.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*,**16**:207-218.9-26.
- Mendonça F. C. 2012. O depósito de classe mundial Serra do Tapa e Vale dos Sonhos: mineralização de níquel laterítico associada a complexos ofiolíticos Pré Cambrianos da Faixa de Dobramentos Araguaia - Pará, Brasil. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 59p.
- Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of Araguaia Belt, Brazil. In: *Basement tectonic 13*, Kluwer Academic Publishers. p. 155-178.
- Miyagawa L. J. P. 2012. Geologia, petrografia e geoquímica da Suíte Ofiolítica Araguacema – Cinturão Araguaia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 131 p.
- Miyagawa L. J. P., Gorayeb P., S. S. 2013. Basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho: registros de fundo oceânico na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia. *Revista Geol. USP, Sér. cient.* São Paulo, **13**:11-124.
- Moores E. M. Pre-1 Ga (Pré-Rodínia) ophiolites: their tectonic and environmental implications. *GSA Bulletin*, v. 114, n. 1, p. 80-95, 2002.
- Moura C.A.V., Souza S.H.P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. *Anais. Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador, **39**: 31-34.
- Moura C.A.V., Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of Araguaia Belt, Brazil. In: *Basement tectonic 13*, Kluwer Academic Publishers. p. 155-178.
- Paixão M.A.P. & Nilson A.A. 2001. Basaltos almofadados e harzburgitos do Morro do Agostinho (Araguacema, Tocantins): Caracterização geológica e petrográfica de fragmento ofiolítico na Faixa Araguaia. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, **7**, Belém. Anais, Belém, SBG. P.27-30.

- Paixão M. A. P. & Nilson A. A. 2002. Fragmentos ofiolíticos da Faixa Araguaia: caracterização geológica e implicações tectônicas. *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. 2008. 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*. Geological Society of London, Special Publications, 294: 297-318.
- Paixão M.A.P. 2009. Complexo Ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 300p.
- Pearce J. A., Cann J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Sciences Letters*, 19(2), 290-300.
- Pearce J. A., Norry M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1), 33-47.
- Pimentel M.M., Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú. Resumos. Camboriú: SBG: v. 2, p. 390-391.
- Pimentel M. M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S. M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Fhomaz Filho, D.A. Campos (editores,) *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, pp.: 195-230.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer, 289 p.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, Interpretation*. Pearson Education.
- Santos J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. 2003. In: Bizzi, L.A. et al. (Ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226, il.
- 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.
- Shevair, J., W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and the planetary science Letters*, 59: 101-118.
- Souza J.O. & Moreton L.C. 1995. Programa levantamentos geológicos do Brasil, Xambioá, Folha SB.22-Z-B. Estado do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. p. 57.
- Spear F. S. 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-Time Paths. Ed. BookCrafters, In: Chelsea, Michigan, U.S.A.
- Sun S. S., McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and process. In: A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.). *Magmatism in the oceanic basins*. London: Geological Society of London. p.: 313-345.
- Thompson R. N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. F. Geol.* 18, 49-107.
- Trouw R. A., Vaz J. L.F., Slongo T. T., Nakasato N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Ouro Preto, Anais, 2:87-98.
- Twiss R., J., Moores E. M. 1992. *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company.

- Vernon R. H. 2008. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Hyman Ltd, London, 350p.
- Winchester J. A., Floyd P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. London: Chapman & Hall, 458 pp.
- Whitney D. L. & Evans B. W. 2010. Abbreviations for names of rocks rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95:185–187.
- Yardley B.W.D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica*. Ed. Universidade de Brasília. 2ª.ed. p. 206-209.

ANEXOS

ANEXO A – LISTA DE PONTOS DE AFLORAMENTOS DA REGIÃO ESTUDADA E AMOSTRAS UTILIZADAS COM AS COORDENADAS GEOGRÁFICAS, CLASSIFICAÇÃO, AMOSTRAGEM E MÉTODO APLICADO.

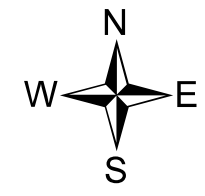
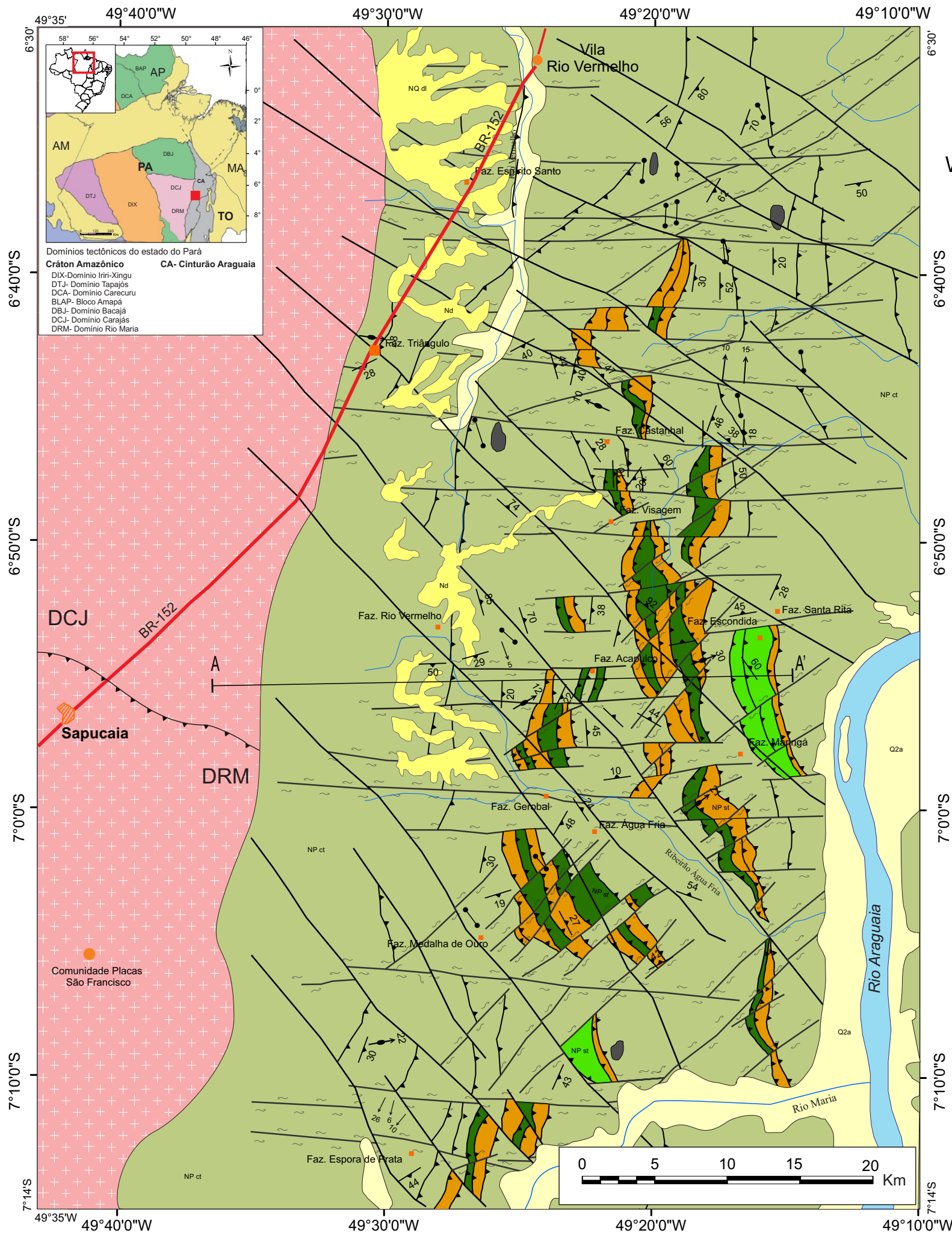
(Continua)

Siglas	Coordenadas (UTM/WGS84)		Classificação	Amostragem					
				Amostra de mão	Petro grafia	Geoquí mica	Geocro nologia	DRX	MEV
LISTA DE PONTOS E AMOSTRAGEM FEITOS NESTE TRABALHO									
LSTP-01	657932	9239789	Metagranodiorito						
LSTP-02	674783	9235821	Laterita						
LSTP-03	674783	9235821	Diabásio				X		X
LSTP-04	678538	9235301	Ardósia						
LSTP-05	679260	9234694	Serpentinito/ ardósia	X	X				X
LSTP-06	692480	9237589	Silexito	X	X				
LSTP-07	692570	9237388	Laterita						
LSTP-08	692596	9237214	Silexito/Chert	X	X				
LSTP-09	692118	9237183	Silexito/Chert	X					
LSTP-10	691927	9237635	Metabasalto almofadado	X	X	X	X	X	
LSTP-11	687077	9236787	Chert	X	X				
LSTP-12	688035	9232624	Ardósia						
LSTP-13	692371	9229265	Metabasalto almofadado	X	X	X	X	X	
LSTP-14	688040	9223305	Filito	X	X				
LSTP-15	681901	9209858	Leucogabro	X	X	X	X		
LSTP-16	679812	9209669	Metabasalto almofadado	X	X	X	X	X	
LSTP-17	684465	9215235	Silexito/Chert	X					
LSTP-18	677087	9220134	Silexito/Chert	X	X				
LSTP-19	677143	9220200	Ardósia						
LSTP-20	676569	9221958	Diabásio				X		
LSTP-21	681611	9248275	Serpentinito	X	X				X
LSTP-22	665496	9207291	Metasilito						
LSTP-23	667341	9203174	Meta Arenito						
LSTP-24	672581	9217602	Diabásio	X		X	X		
LSTP-25	674261	9223591	Ardósia						
LSTP-26	674589	9223479	Silexito						
LSTP-27	679582	9225359	Silexito						
LSTP-28	679639	9226826	Xisto						
LSTP-29	680419	9229112	Xisto						
LSTP-30	685879	9234658	Filito						
LSTP-31	686733	9235112	Serpentinito	X	X	X		X	X
LSTP-32	679649	9234569	Ardósia/Filito						
LSTP-33	679601	9234584	Filito/Meta Arenito						
LSTP-34	679548	9234595	Meta Arenito						
LSTP-35	678449	9231010	Filito						
LSTP-36	678161	9235368	Filito						
LSTP-37	666191	9256895	Ardósia/Filito						
LSTP-38	666822	9256603	Ardósia						
LSTP-39	673610	9251508	Gabro	X		X	X		
LSTP-40	681697	9250906	Ardósia						
LSTP-41	682416	9250049	Ardósia						
LSTP-42	683676	9249558	Ardósia						

(Conclusão)

Siglas	Coordenadas (UTM/WGS84)		Classificação	Amostragem					
				Amostra de mão	Petro grafia	Geoquí mica	Geocro nologia	DRX	MEV
LISTA DE PONTOS E AMOSTRAGEM FEITOS NESTE TRABALHO									
LSTP-43	683751	683751	683751	X					
LSTP-44	685193	9250541	Filito/Ardósia						
LSTP-45	688668	9252828	Ardósia/Filito						
LSTP-46	689410	9253305	Filito						
LSTP-47	689593	9253424	Ardósia						
LSTP-48	689634	9253448	Metarenito	X					
LSTP-49	690229	9253835	Ardósia						
LSTP-50	694458	9256581	Diabásio	X					
LSTP-51	678016	9257962	Metassilito						
LSTP-52	679290	9257782	Ardósia						
LSTP-53	680901	9256558	Ardósia						
LSTP-54	678106	9257527	Filito	X	X				
LSTP-55	684183	9271125	Leucogabro	X	X				
LSTP-56	685801	9270993	Ritmito	X					
LSTP-57	685862	9270986	Metarenito arcoseano	X					
LSTP-58	690693	9270532	Filito						
LSTP-59	690878	9270509	Ardósia						
LSTP-60	691270	9270753	Ardósia						
LSTP-61	692116	9272272	Diabásio	X					
LSTP-62	693451	9273128	vulcanossedimentar	X	X				
LSTP-63	691327	9269114	Metaconglomerado						
LSTP-64	692907	9267345	Diabásio	X	X				
LSTP-65	692988	9267216	Metargilito						
LSTP-66	693083	9267071	Diabásio						
LSTP-67	693012	9266847	Leucogabro		X				
LSTP-68	689919	9264716	Metargilito/ Ardósia						
LSTP-69	688999	9264060	Leucogabro		X				
LSTP-70	677561	9235451	Ardósia						
LSTP-71	677399	9235449	Ardósia						
LSTP-72	679201	9234709	Ardósia						
LSTP-73	679201	9234709	Serpentinito		X				
LSTP-74	679225	9234700	Serpentinito	X	X				
AMOSTRAS COLETADAS POR LUISA BARROS (TCC)									
STP-03	678813	9209506	Metabasalto	X	X	X		X	X
STP-04	679796	9209688	Metabasalto	X	X	X		X	X
SAPUC -01	679788	9209657	Metabasalto	X	X	X			
AMOSTRAS COLETADAS POR PAULO GORAYEB									
ST-23	691848	9238074	Metabasalto		X	X		X	X
ST-31	679977	9209815	Metabasalto		X	X		X	X
ST-36	687455	9229747	Metabasalto		X	X		X	X

ANEXO B - MAPA GEOLÓGICO DA SERRA DO TAPA, MODIFICADO DA FOLHA XAMBIOÁ (SOUSA E MORETON 1994) E DADOS GEOLÓGICOS DE MENDONÇA (2012) E DESTA TRABALHO.



Convenções geológicas

- Zona de cisalhamento de cavalgamento
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
- Falha normal sem indicação de mergulho
- Foliação com mergulho indicado
- Lineação mineral com caimento indicado
- Eixo de dobra com caimento indicado

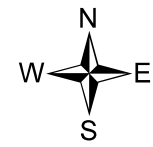
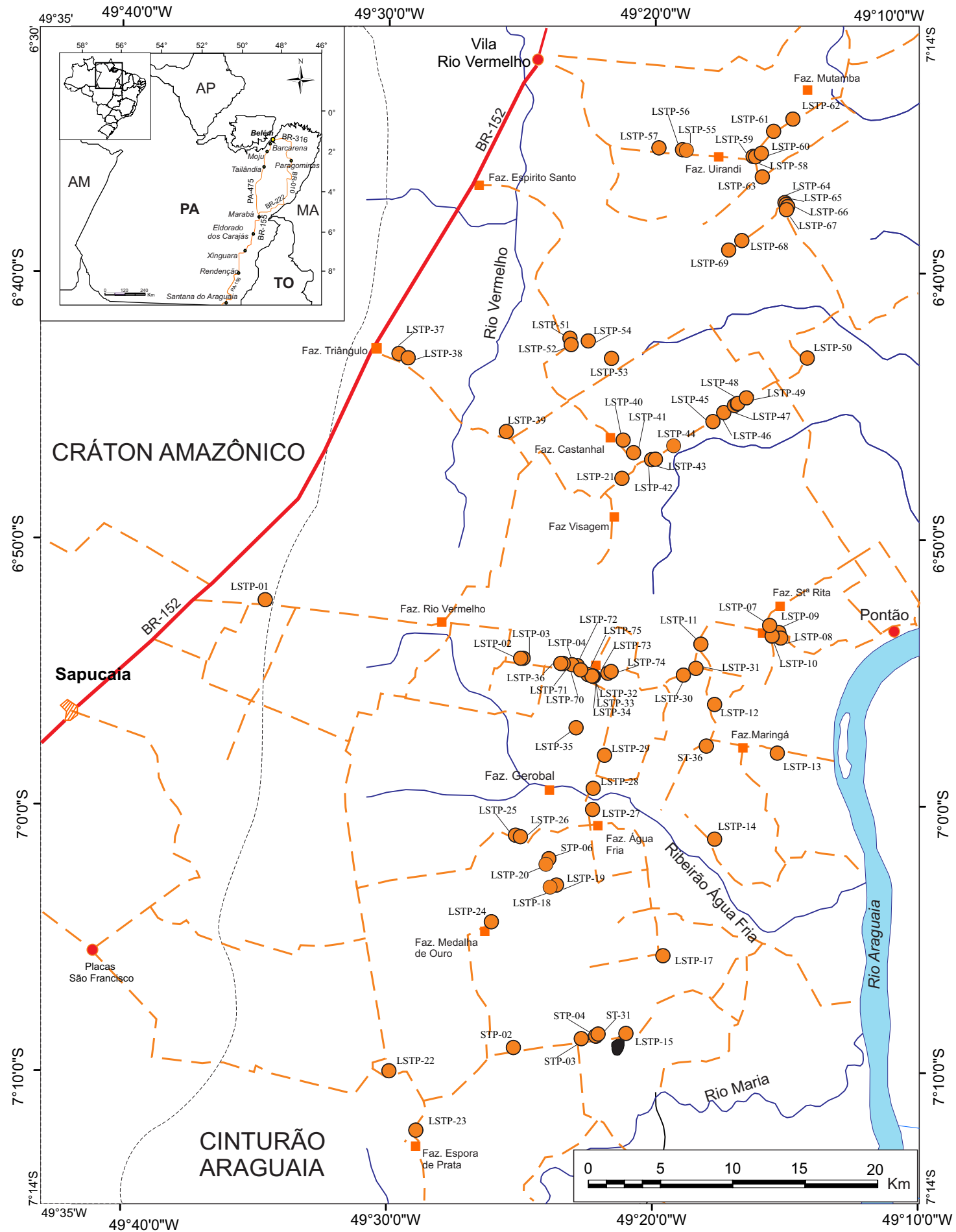
Convenções cartográficas

- Curso de água permanente
- Cidade
- Povoado
- Fazendas
- Rodovia



Quadro Litoestratigráfico

CENOZOICO		Depósitos aluvionares	Sedimentos inconsolidados do Rio Araguaia e seus afluentes	
		Dep. detriticos e/ou lateriticos	Laterita e sedimentos dedrito-laterítico	
MESOZOICO	 	Diques (db) e gabros (gb)	Diques de diabásio e corpos gabróicos	
NEOPROTEROZOICO	Cinturão Araguaia		Grupo Tocantins Fm Couto Magalhaes Suíte Ofiolítica Serra do Tapa	Ardósias, filitos, metasiltitos, metargilitos, metarenitos intercalados com conglomerados polimíticos e metarcóseos.
				Silexitos, metacherts e formações ferríferas bandadas
				Metabasaltos maciços e com estruturas em almofadados
				Peridotitos serpentinizados cisalhados
ARQUEANO	Cráton Amazônico 	DCJ - Domínio Carajás DRM - Domínio Rio Maria	Gnaisses tonalíticos e trondjemíticos. com granodioritos, granitos e anfibolitos subordinados	



ANEXO C - MAPA LOGÍSTICO DA ÁREA COM PONTOS DE AFLORAMENTOS ESTUDADOS

Convenções cartográficas

- Curso de água permanente
- Cidade
- Povoados
- Fazendas
- Afloramento estudado
- Rodovia
- Caminhos