



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

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA SUÍTE  
OFIOLÍTICA ARAGUACEMA – CINTURÃO ARAGUAIA**

**Dissertação apresentada por:**

**LUCIANA DE JESUS PENHA PAMPLONA MIYAGAWA**

**Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb**

**BELÉM  
2012**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

---

M685g Miyagawa, Luciana de Jesus Penha Pamplona

Geologia, petrografia e geoquímica da Suíte Ofiolítica Araguacema– Cinturão Araguaia / Luciana de Jesus Penha Pamplona Miyagawa; Orientador: Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb – 2012.

xvii, 114 f.: il.

Dissertação (mestrado em geoquímica e petrologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Petrologia. 2. Suíte Ofiolítica. 3. Araguacema. 4. Cinturão Araguaia. Neoproterozóico. I. Gorayeb, Paulo Sérgio de Sousa, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22° ed.: 552.098117

---



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DA SUÍTE  
OFIOLÍTICA ARAGUACEMA – CINTURÃO ARAGUAIA**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR**

**LUCIANA DE JESUS PENHA PAMPLONA MIYAGAWA**

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

**Data de Aprovação: 25 de junho de 2012**

Banca Examinadora

---

Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb  
(Orientador-UFPA)

---

Prof. Dr. Sérgio Castro Valente  
(Membro Externo UFRRJ)

---

Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Gláucia Nascimento Queiroga  
(Membro Externo UFOP)

Dedico aos meus pais José Pamplona (*in memoriam*) e Carmen Pamplona pelo amor incondicional, dedicação e compreensão durante toda minha vida.

## AGRADECIMENTOS

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

Aos meus pais José Pamplona (*in memoriam*) e Carmen Eunice Pamplona pelo amor, dedicação e incentivo sempre.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA pela oportunidade de crescimento científico, pessoal e pela infraestrutura dispensada para a realização dessa dissertação.

Ao CNPq pelo apoio financeiro através da concessão de bolsa de estudo de mestrado.

Ao projeto *Instituto de Geociências da Amazônia-GEOCIAM/INCT/CNPq/FAPESPA* pelo suporte financeiro ao desenvolvimento dessa dissertação.

Ao Prof. Paulo Gorayeb, orientador desta pesquisa, pelos ensinamentos, cobranças, e conhecimento compartilhados durante a atividade acadêmica e amizade que certamente contribuíram para meu amadurecimento.

Ao Prof. Cláudio Lamarão e ao geólogo Hilton Túlio Costi pela ajuda essencial na obtenção de análises de microscopia eletrônica de varredura no LABMEV do IG/UFPA e LABMEV do Museu Paraense Emílio Goeldi, respectivamente.

Ao Prof. Rômulo Angélica pelo importante auxílio na obtenção de análises de difração de raio-X no Laboratório de DRX do IG/UFPA.

Ao Prof. Sérgio de Castro Valente, da UFRRJ pela valorosa ajuda no tratamento e interpretação dos dados geoquímicos.

Ao técnico Afonso Quaresma pela sua amizade e apoio durante o desenvolvimento das atividades de campo.

Ao meu marido Erick Kiichi Miyagawa pela paciência e incentivo nos momentos difíceis e aos amigos que me ajudaram na realização deste trabalho, tais como Alessandra Dutra, André Souza, Juvenal Juarez Andrade Neto, Bruno Pinheiro, Luisa Dias Barros, Gleicy Paixão e Paulo Alves.

*"O homem nasceu para lutar e  
a sua vida é uma eterna batalha."*

Thomas Carlyle

## RESUMO

Ao longo do domínio de baixo grau metamórfico do Cinturão Araguaia foram identificadas suítes de natureza ofiolítica que se distribuem na forma de dezenas de corpos isolados, dentre eles, destaca-se a Suíte Ofiolítica Araguacema, alvo desta pesquisa. A Suíte Ofiolítica Araguacema situa-se nos arredores da cidade de mesmo nome, no noroeste do Estado do Tocantins e está encaixada, tectonicamente, nas rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico da Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins). Essa suíte é constituída por três principais tipos litológicos: peridotitos serpentinizados, basaltos almofadados e metacherts ferríferos. Os peridotitos serpentinizados são os tipos predominantes e, em geral, são rochas faneríticas grossas, deformadas e apresentam-se recortados por veios de crisotila. Os peridotitos foram classificados em harzbugitos e wehrlitos. Os harzbugitos, considerados peridotitos mantélicos, apresentam textura predominantemente pseudomórfica dada pelas feições tipo *mesh* e *bastite*. Os wehrlitos representam peridotitos cumulados, apresentam textura cumulada evidenciada por cristais grandes de olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio, os quais estão parcialmente serpentinizados. No flanco NE da Suíte Ofiolítica Araguacema aflora uma expressiva camada de basaltos almofadados (*pillow* basaltos), na qual foram identificados três tipos de basaltos: maciços, hipovítreos com esferulitos e hialoclastitos. Os basaltos maciços estão presentes no núcleo das almofadas e pouco interagiram com a água no ambiente de fundo oceânico onde se formaram, guardando suas características vulcânicas preservadas. São homogêneos, afaníticos, com textura intersertal composta essencialmente por cristais ripiformes de plagioclásio e clinopiroxênio, os quais se encontram envolvidos pelo material vítreo. Os basaltos hipovítreos com esferulitos estão presentes nas porções intermediárias da almofada (próximo à borda) e apresentam feições de resfriamento rápido (*quenching*) como esferulitos, cristais aciculares e radiais de plagioclásio, minerais opacos com formas esqueléticas e clinopiroxênio com terminações do tipo “rabo-de-andorinha”. Os hialoclastitos constituem a borda mais externa da almofada e, portanto, representam litotipos metassomatizados por interação com a água do mar, o que gerou mudanças mineralógicas através da substituição dos cristais de Ca-plagioclásio e augita por albita, epidoto, clorita e carbonatos, bem como transformações químicas, através do empobrecido em sílica e álcalis e o enriquecimento das concentrações de MgO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Os metacherts ferríferos da suíte correspondem aos sedimentos químicos marinhos de ambiente oceânico profundo, constituindo a porção superior do ofiolito. Essas rochas exibem bandamentos descontínuos milimétricos ricos em quartzo e magnetita. A microscopia eletrônica de varredura identificou,

nos peridotitos serpentinizados, olivina magnesiana (forsterita), clinopiroxênio (augita), magnetita, Mg-Fe cromita, sulfetos e óxidos de Ni. Nos basaltos foram encontrados plagioclásio sódico (albita), augita, magnetita, calcocita e calcopirita. Por difratometria de raios-X foi identificado cuprita e magnésio-ferrita nos harzbugitos, e clinocloro, nimita (mica rica em Ni) e politionita (mica rica em K e Li) nos esferulitos dos basaltos. Os harzbugitos são rochas ricas em MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Ni e pobres em CaO, o que está refletido na mineralogia formada, essencialmente, por olivina e ortopiroxênio. Os wehrlitos, contudo, são ricos em MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Cr, o que resultou na presença da olivina, augita e magnésio-cromita. Embora haja diferença nas concentrações de alguns elementos maiores, em geral, os peridotitos mostram-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<sub>n</sub> <1 confirmam essa natureza e as razões La/Sm<sub>n</sub> <1 indicam ser do tipo N-MORB, resultantes de processos de fusão parcial de uma fonte mantélica empobrecida. A anomalia negativa de Sr definiu retenção de plagioclásio durante as etapas de fusão parcial para a formação dos basaltos e confirma uma fonte mantélica empobrecida do tipo plagioclásio-lherzolito, típica de basaltos de cadeia meso-oceânica N-MORB. A análise dos dados permitiu caracterizar a Suíte Ofiolítica Araguacema como um pequeno fragmento alóctone de um segmento manto/crosta oceânica bem preservada e fracamente metamorfisada, que marca um momento de oceanização da Bacia Araguaia, durante o Neoproterozóico na evolução crustal do Cinturão Araguaia.

**Palavras-chave:** Petrologia; Suíte ofiolítica; Araguacema; Cinturão Araguaia.



## ABSTRACT

Ophiolites suites were identified along Araguaia Belt's domain of low metamorphic grade; they are distributed figuring dozens of disrupting bodies. Araguacema Ophiolitic Suite stands out among them and it is the porpouse of this research. Araguacema Ophiolitic Suite is located in the city of same name, northwest of the State of Tocantins and is tectonically emplaced in metasedimentaries rocks of low metamorphic grade of Couto Magalhães Formation (Tocantins Group). This suite consists of three main rock types: serpentized peridotites, pillow basalts and ferrigeous metacherts. The serpentized peridotites are the predominant type, in general, they are phaneritic thick rocks, fractured and display intersected by numerous veins of chrysotile. The peridotites were classified into two types: harzbugites and wehrlites. The harzbugites, considered mantle peridotites, present predominantly pseudomorphic texture given for mesh and the features bastite. The wehrlites represent cumulative peridotites, and have combined texture evidenced by large crystals of olivine, clinopyroxene and orthopyroxene, which are partially serpentized. On the NE flank of Araguacema Ophiolitic Suite arises a significant layer of pillow basalts. We identified three types of basalts: massive, spherulitic glassy and hialoclastites. The massive basalts are encountered at the core of the pillow structure and they have a little interact with sea water that characterizes then as the most preserved type. Massive basalts are homogeneous, aphanitic, with intersertal texture that is essentially composed of plagioclase laths and clinopyroxene, whose are located upon glassy material. The spherulitic glassy basalt occupies the middle of the pillow structure and shows more ultra-fast cooling features (quenching) as spherulites, radial and acicular crystals of plagioclase, opaque minerals and clinopyroxene with skeletal forms of "swallow-tail" variety. The hialoclastites occur at the edge of the structure, therefore, represent the most contaminated by sea water lythotipes and the contamination caused mineralogical changes by replacing the crystals of augite and Ca-plagioclase by albite, epidote, chlorite and carbonate and chemical transformations by silica e alkalis depletion and enrichment of MgO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> concentrations which led to the formation of these minerals. The ferrigeous metacherts are found in the NW flank of the suite and exhibit millimetric discontinuous banding of layers that are rich in quartz and magnetite. The scanning electron microscopy (SEM) identified in serpentized peridotites magnesian olivine (forsterite), the augite type: clinopyroxene, magnetite, Fe-Mg chromite, sulfides and oxides of Ni. At basalts whose are analyzed we have found sodic plagioclase type, albite, augite, magnetite, and chalcopyrite chalcocite. The X-Ray Diffraction (XRD) was also

utilized to help at the identification of cuprite ferrite magnesium in the harzbugites and clinocllore, nimate (mica that is rich in Ni) and polyolithionite (mica rich in Li and K) inside internal structure of the spherulites. The geochemistry of harzbugites revealed that they were enriched in MgO, FeO and Ni rocks and depleted in CaO, which reflects the mineralogy composed mainly of olivine and orthopyroxene. While the wehrlites are rich in CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and Cr and they're related to the presence of magnesium chromite and augite. Although we can find differences at some major element's concentration, in general, peridotites are a little depleted at light rare earth elements (REE) than at heavy REE, with geochemistry signatures suggesting lherzolitic mantle derivation. The pillow basalts reveal subalkaline-tholeiitic nature of MORB type. Reasons La/Yb<sub>N</sub> <1 confirm this nature and reasons La/Sm<sub>N</sub> <1 show that they are N-MORB-type, resulting from processes of partial melting of a depleted mantled source. The negative anomaly of Sr indicated the retention of plagioclase during the stages of partial melting to the formation of basalts and confirms that the source is the depleted mantle of plagioclase lherzolite type, which is typical of N-MORB mid-ocean ridge's basalts. The data analysis allowed characterizing the Araguacema Ophiolitic Suite as a small allochthonous fragment of a well preserved and low metamorphic ocean mantle/crust, similar to other examples found in the Araguaia Belt who mark the Araguaia Basin's moment of oceanization during the Neoproterozoic.

**Key words:** Petrology; Ophiolitic Suite; Araguacema; Araguaia Belt.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Mapa de localização da área de estudo .....	3
Figura 2.1	Mapa geológico do Cinturão Araguaia .....	9
Figura 2.2	Quadro lito-estratigráfico do Cinturão Araguaia .....	10
Figura 2.3	Mapa de localização dos corpos máficos e/ou ultramáficos .....	13
Figura 3.1	Mapa geológico da região de Araguacema	20
Figura 3.2 A	Afloramento de corte de estrada destacando antiformes e sinformes em camadas de metarenitos alternados com metassiltitos .....	22
Figura 3.2 B	Filitos mostrando estratificação planoparalela .....	22
Figura 3.3 A	Suíte Ofiolítica Araguacema encaixada nos filitos da Formação Couto Magalhães .....	24
Figura 3.3 B	Visão geral do afloramento de peridotitos da Suíte Ofiolítica Araguacema .....	24
Figura 3.4 A	Harzbugito mostrando estrias de falha em zona de cisalhamento	25
Figura 3.4 B	Wehrlitos exibindo cristais centimétricos de olivina e piroxênio .....	25
Figura 3.5 A	Visão geral de basaltos almofadados .....	27
Figura 3.5 B	Destaque para as almofadas com zonas interalmofadas .....	27
Figura 3.6 A	Amostra apresentando sequência da estrutura em almofada .....	28
Figura 3.6 B	Hialoclastito exibindo fragmentos líticos subangulosos .....	28
Figura 3.7	Metachert ferrífero mostrando estratificação plano-paralela .....	29
Figura 4.1 A	Textura pseudomórfica tipo <i>mesh</i> .....	32
Figura 4.1 B	Pseudomorfo de olivina serpentizada .....	32
Figura 4.2 A	Feição de bastita em pseudomorfo de ortopiroxênio .....	33
Figura 4.2 B	Cristal de ortopiroxênio cisalhado .....	33
Figura 4.3 A	Textura cumulada em wehrlito .....	35
Figura 4.3 B	Olivina e clinopiroxênio fortemente cisalhados .....	35
Figura 4.4 A	Cristais de clinopiroxênio nos interstícios da olivina .....	36
Figura 4.4 B	Cristal de clinopiroxênio encurvado .....	36
Figura 4.5 A	Textura intersertal definida pelos cristais aciculares de plagioclásio em material vítreo .....	39
Figura 4.5 B	Textura intersertal caracterizada pela presença de ripas plagioclásio.....	39
Figura 4.6 A	Cristais aciculares de plagioclásio dispostos radialmente .....	40

Figura 4.6 B	Transformação de olivina para iddingsita .....	40
Figura 4.7 A	Textura intersertal definida pelos cristais aciculares de plagioclásio em material vítreo .....	42
Figura 4.7 B	Esferulito constituído por cristais aciculares de plagioclásio em massa criptocristalina com vidro .....	42
Figura 4.8 A	Cristais aciculares de clinopiroxênio oxidado que formam feições do tipo “rabo de andorinha”.....	43
Figura 4.8 B	Pseudomorfos de magnetita com terminações irregulares .....	43
Figura 4.9 A	Textura traquítica em hialoclastitos .....	45
Figura 4.9 B	Fragmentos de basalto vítreo de cor preta .....	45
Figura 4.10 A	Matriz vítrea de cor verde rica em clorita e epidoto .....	46
Figura 4.10 B	Fragmentos de material vítreo fraturados e orientados .....	46
Figura 4.11 A	Textura granoblástica em metachert ferrífero .....	48
Figura 4.11 B	Foliação de lamelas de hematita em metachert ferrífero .....	48
Figura 4.12 A	Veio lentiforme de quartzo e epidoto .....	50
Figura 4.12 B	Veio de quartzo e carbonato .....	50
Figura 5.1	Imagem de MEV que evidencia a presença de cromita e forsterita .....	54
Figura 5.2	Imagem de MEV que apresenta cristais de óxido de níquel e sulfeto de níquel .....	55
Figura 5.3	Imagem de MEV em cristais de augita e magnetita .....	58
Figura 5.4	Imagem de MEV em cristais de albita, augita e magnetita .....	61
Figura 5.5 A	Imagem de MEV de cristal anédrico de augita bordejado por auréola de magnetita .....	62
Figura 5.5 B	Imagem de MEV de cristal euédrico de calcocita .....	62
Figura 5.6	Imagem de MEV de cristal euédrico de calcocita dentro de esferulito ....	64
Figura 5.7	Imagem de MEV que mostra epidoto, clorita e titanita .....	66
Figura 5.8A-D	Imagem de MEV mostrando foliação incipiente nos hialoclastitos .....	67
Figura 6.1	Difratograma em harzbugito .....	69
Figura 6.2	Difratograma em wehrlito .....	69
Figura 6.3	Difratograma em basalto maciço .....	70
Figura 6.4	Difratograma em esferulito .....	71
Figura 6.5	Difratograma em hialoclastito .....	72
Figura 7.1	Diagrama de variação para elementos maiores nos peridotitos .....	79

Figura 7.2	Diagrama de variação para elementos menores nos peridotitos .....	80
Figura 7.3	Diagrama de ETR em harzbugitos .....	81
Figura 7.4	Diagrama de multielementos em harzbugitos .....	82
Figura 7.5	Diagrama de ETR em wehrlito .....	83
Figura 7.6	Diagrama de multielementos em wehrlito .....	83
Figura 7.7	Diagrama TAS para os basaltos almofadados .....	94
Figura 7.8	Diagrama AFM para os basaltos almofadados .....	94
Figura 7.9- 7.10	Diagrama de variação composicional de Winchester & Floyd (1977) para os basaltos almofadados .....	95
Figura 7.11	Diagrama de discriminação tectônica Pearce & Norry (1979) .....	96
Figura 7.12	Diagrama de discriminação tectônica Pearce & Cann (1973) .....	96
Figura 7.13	Diagrama de discriminação tectônica Meschede (1973) .....	97
Figura 7.14	Diagrama de variação para elementos maiores em basaltos maciços e hipovítreos com esferulitos .....	99
Figura 7.15	Diagrama de variação para elementos menores em basaltos maciços e hipovítreos com esferulitos .....	100
Figura 7.16	Diagrama de variação para elementos maiores em hialoclastitos .....	101
Figura 7.17	Diagrama de variação para elementos menores em hialoclastitos .....	102
Figura 7.18	Diagrama de ETR para basaltos almofadados .....	103
Figura 7.19	Diagrama de multielementos para basaltos almofadados .....	104

## LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em forsterita (harzbugitos) .....	52
Tabela 5.2	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em cromita (harzbugitos) .....	52
Tabela 5.3	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em magnetita (harzbugitos) .....	53
Tabela 5.4	Valores das concentrações de obtidos por MEV em óxido de Ni	53
Tabela 5.5	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em sulfeto de níquel .....	53
Tabela 5.6	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em forsterita (wehrlito) .....	56
Tabela 5.7	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em augita (wehrlito) .....	57
Tabela 5.8	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em magnitira (wehrlito) .....	57
Tabela 5.9	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em cromita (wehrlito) .....	58
Tabela 5.10	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em albita (basaltos maciços) .....	59
Tabela 5.11	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em augita (basaltos maciços) .....	60
Tabela 5.12	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em calcocita (basaltos maciços) .....	60
Tabela 5.13	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em epidoto (basaltos hipovítreos com esferulitos) .....	63
Tabela 5.14	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em calcopirita (basaltos hipovítreos com esferulitos) .....	64
Tabela 5.15	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em clorita (hialoclastitos) .....	65

Tabela 5.16	Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em titanita (hialoclastitos) .....	66
Tabela 7.1	Teores para elementos maiores, menores e terras raras dos peridotitos .....	75
Tabela 7.2	Teores para elementos maiores, menores e terras raras dos basaltos maciços .....	86
Tabela 7.3	Teores para elementos maiores, menores e terras raras dos basaltos maciços e hipovítreos com esferulitos .....	88
Tabela 7.4	Teores para elementos maiores, menores e terras raras dos hialoclastitos .....	90
Tabela 7.5	Composição normativa CIPW dos basaltos maciços .....	92

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1	APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS.....	1
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE ESTUDO .....	2
1.3	ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO .....	4
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO DO CINTURÃO ARAGUAIA</b> .....	8
2.1	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS .....	8
<b>2.1.1</b>	<b>Unidade do Embasamento</b> .....	8
<b>2.1.2</b>	<b>Unidades do Cinturão Araguaia</b> .....	11
2.1.2.1	Grupo Estrondo .....	11
2.1.2.2	Grupo Tocantins .....	12
2.1.2.3	Unidades Máficas e Ultramáficas.....	12
2.2	CONHECIMENTO DO METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA .....	16
2.3	GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	17
<b>3</b>	<b>GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	19
3.1	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES .....	21
3.2	SUÍTE OFIOLÍTICA ARAGUACEMA .....	23
<b>3.2.1</b>	<b>Peridotitos</b> .....	23
<b>3.2.2</b>	<b>Basaltos almofadados</b> .....	26
<b>3.2.3</b>	<b>Metacherts ferríferos</b> .....	29
<b>4</b>	<b>PETROGRAFIA DAS ROCHAS DA SUÍTE OFIOLÍTICA ARAGUACEMA</b> .....	30
4.1	PERIDOTITOS .....	30
<b>4.1.1</b>	<b>Harzbugitos</b> .....	30
<b>4.1.2</b>	<b>Wehrlitos</b> .....	34
4.2	BASALTOS ALMOFADADOS .....	37
<b>4.2.1</b>	<b>Basaltos maciços</b> .....	37
<b>4.2.2</b>	<b>Basaltos hipovítreos com esferulitos</b> .....	41
<b>4.2.3</b>	<b>Hialoclastitos</b> .....	44
4.3	METACHERTS FERRÍFEROS .....	47
4.4	PETROGRAFIA DOS VEIOS .....	49
<b>5</b>	<b>ANÁLISES DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA</b> .....	51
5.1	ANÁLISES DE MEV EM PERIDOTITOS .....	51
<b>5.1.1</b>	<b>Harzbugitos</b> .....	51
<b>5.1.2</b>	<b>Wehrlitos</b> .....	56
5.2	ANÁLISES DE MEV EM BASALTOS .....	59
<b>5.2.1</b>	<b>Basaltos Maciços</b> .....	59
<b>5.2.2</b>	<b>Basaltos hipovítreos com esferulitos</b> .....	63
<b>5.2.3</b>	<b>Hialoclastitos</b> .....	65
<b>6</b>	<b>ANÁLISES MINERALÓGICAS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X</b> .....	68
6.1	ANÁLISES POR DRX EM PERIDOTITOS .....	68
<b>6.1.1</b>	<b>Análise por DRX em harzbugitos</b> .....	68
<b>6.1.2</b>	<b>Análise por DRX em wehrlitos</b> .....	69
6.2	ANÁLISES POR DRX EM BASALTOS ALMOFADADOS .....	70
<b>6.2.1</b>	<b>Análises por DRX em basaltos maciços</b> .....	70
<b>6.2.2</b>	<b>Análises por DRX em basaltos hipovítreos com esferulitos</b> .....	71
<b>6.2.3</b>	<b>Análises por DRX em hialoclastitos</b> .....	71
<b>7</b>	<b>GEOQUÍMICA DAS AMOSTRAS ESTUDADAS</b> .....	73
7.1	INTRODUÇÃO .....	73



7.2	GEOQUÍMICA DOS PERIDOTITOS .....	73
7.2.1	<b>Harzbugitos</b> .....	74
7.2.2	<b>Wehrlitos</b> .....	74
7.3	ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS DOS PERIDOTITOS .....	78
7.4	GEOQUÍMICA DOS BASALTOS ALMOFADADOS .....	84
7.4.1	<b>Basaltos maciços</b> .....	84
7.4.2	<b>Basaltos hipovítreos com esferulitos</b> .....	84
7.4.3	<b>Hialoclastitos</b> .....	89
7.5	ANÁLISES E DISCUSSÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS DOS BASALTOS ALMOFADADOS .....	92
8	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	104
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	107
	<b>ANEXOS</b> .....	111
	<b>Anexo A – Listagem das amostras utilizadas com as coordenadas geográficas e classificação</b> .....	112
	<b>Anexo B – Mapa geológico e de amostragem da região de Araguacema</b>	114

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico, que se dispõe submeridionalmente em torno de 1.200 km entre os crátons Amazônico e São Francisco, sendo composta predominantemente por sucessões de rochas metassedimentares. Com o avanço do conhecimento por meio de pesquisas desenvolvidas pelo grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal, vinculado ao Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), foram identificados diversos corpos magmáticos que demarcam importantes episódios tectônicos na evolução do Cinturão Araguaia. Entre as unidades magmáticas estudadas, destacam-se nesta dissertação os corpos máficos e/ou ultramáficos e rochas associadas que afloram ao longo do domínio oeste deste cinturão, mais especificamente a Suíte Ofiolítica Araguacema.

As suítes de rochas máficas e/ou ultramáficas mais expressivas e que apresentam um maior conhecimento são os maciços Serra do Tapa e Quatipuru, localizados no sudeste do Pará e que são considerados fragmentos de suítes ofiolíticas de um substrato oceânico antigo. Apesar deste conhecimento, os estudos existentes são abrangentes, considerando a variedade e a extensão de ocorrência desses corpos, ao longo de uma vasta área nos domínios de mais baixo grau metamórfico do Cinturão Araguaia (porção oeste).

Por essa razão, a presente dissertação de mestrado teve como objetivo principal o enfoque detalhado da Suíte Ofiolítica Araguacema, localizada no noroeste do Estado do Tocantins, fronteira com o Estado do Pará. Essa pesquisa visou, sobretudo, a caracterização geológica da área a partir da identificação da natureza do magmatismo e das rochas associadas, do ambiente tectônico e dos processos petrogenéticos que levaram à formação dessa suíte.

Para isso, foram sistematizados estudos que envolveram mapeamento dos corpos rochosos e sua relação com as rochas encaixantes, análises petrográficas, análises geoquímicas, reunião e integração de dados de trabalhos anteriormente realizados na área que permitiram o avanço do entendimento da evolução crustal do Cinturão Araguaia, tendo em vista o restrito conhecimento dessa unidade e seu importante significado geotectônico, pois marca o momento de oceanização da Bacia Araguaia.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo, situada no noroeste do Estado do Tocantins (TO), próximo à fronteira com o Pará, está inserida na folha Redenção (SC.22-X-A) e compreende a região delimitada pelas coordenadas 8°41' - 8°48' de latitude sul e 49°25' - 49°33' de longitude oeste (Fig. 1.1).

O acesso rodoviário para a área de estudo, a partir de Belém, pode ser feito pela rodovia PA-150 até a cidade de Marabá, a partir daí pela BR-158, passando por Xinguara, Rio Maria e Redenção, tomando-se a PA-287 até Conceição do Araguaia (PA), onde se cruza a ponte do rio Araguaia, acessando a fronteira com o Estado do Tocantins, seguindo-se pela rodovia TO-336 passando por Couto Magalhães (TO) e Pequizeiro (TO) e logo adiante, na cidade de Goianorte, segue-se pela TO-434, até atingir a rodovia BR-235 e a cidade de Araguacema (TO).

No interior da área, o traslado foi facilitado pela BR-235 e também por inúmeras estradas vicinais que levam para as chácaras Serra Azul e Cafezal, e que permitiram melhor acesso a Suíte Ofiolítica Araguacema.

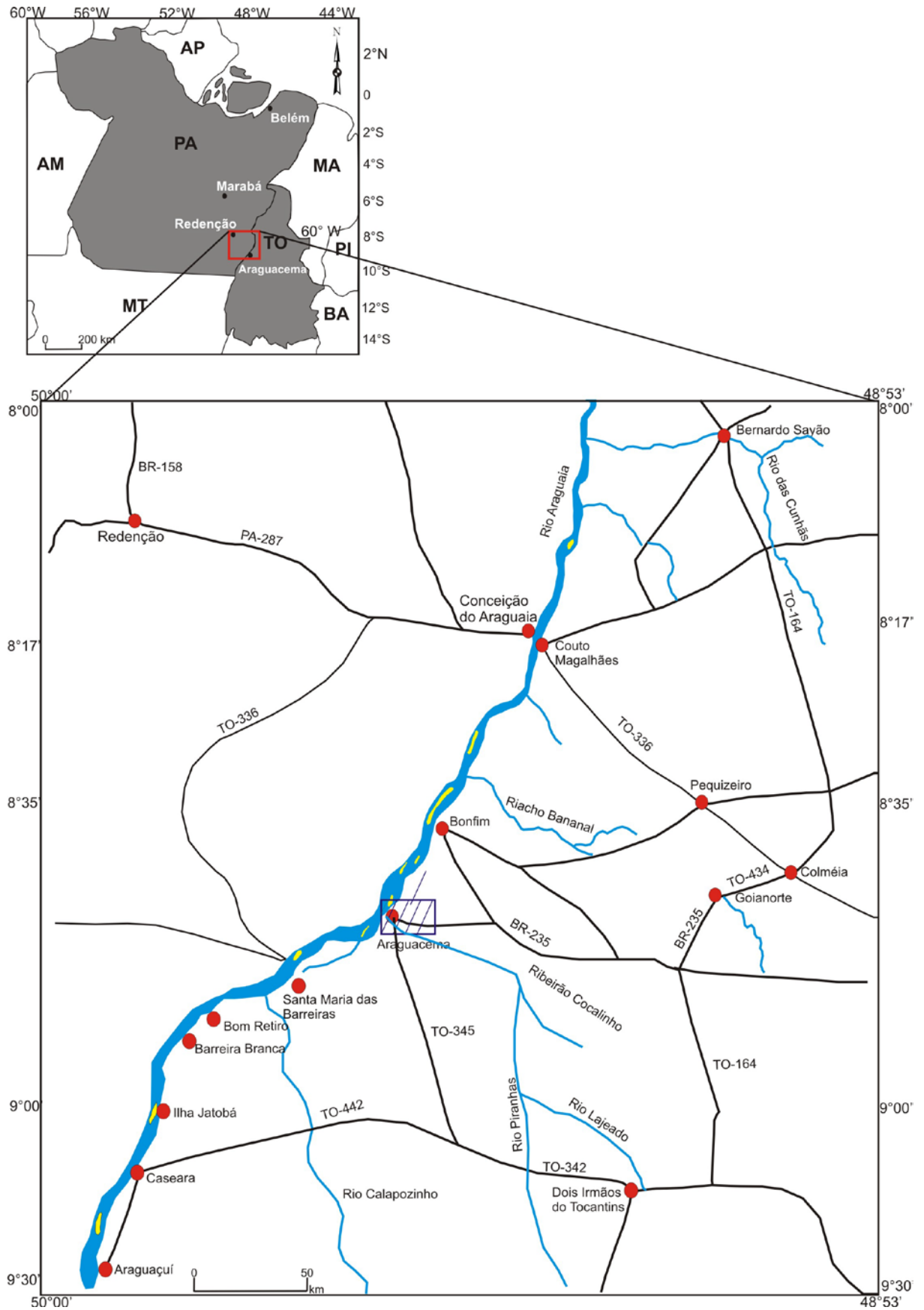


Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo. Modificado do Mapa Multimodal do Estado do Tocantins DNIT (2010).

### 1.3 ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO

As atividades realizadas nesta dissertação de mestrado envolveram pesquisa bibliográfica, elaboração de mapas, a partir de dados geológicos e cartográficos da região de Araguacema (TO), trabalhos de campo e estudos laboratoriais (análises petrográficas, mineralógicas com a realização de MEV e DRX, bem como litogeoquímicas).

A pesquisa bibliográfica foi dirigida, em um primeiro momento, ao levantamento das informações pré-existentes sobre a geologia do Cinturão Araguaia em relatórios de projetos de iniciação científica, dissertações, teses e artigos científicos, com ênfase nos corpos máficos e/ou ultramáficos e rochas associadas pertencentes às suítes ofiolíticas que afloram ao longo dessa unidade geotectônica. Em seguida, houve a leitura de livros textos relacionados à atualização de conceitos e procedimentos sobre petrologia, geoquímica, aplicação de métodos e informações referentes ao conhecimento de rochas máficas e ultramáficas.

O mapa geológico apresentado nesta dissertação foi elaborado a partir de dados cartográficos pré-existentes, que somados aos dados obtidos durante as expedições de campo foi modificado, especialmente quanto à extensão da Suíte Ofiolítica Araguacema, bem como da distribuição das unidades geológicas identificadas. Para isso foram utilizados os *softwares* ARC GIS 9.3, do Laboratório de Análise de Imagens do Trópico Úmido (LAIT) do Instituto de Geociências/UFPA, e COREL DRAW X3, pertencente ao Laboratório de Informática do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG/UFPA).

As expedições de campo, realizadas em dois períodos (27 a 30 de junho e 27 de novembro a 1º dezembro de 2010), contemplaram primeiro o reconhecimento da área e a seguir o mapeamento geológico. Esse mapeamento foi desenvolvido através de seções preferencialmente transversais à orientação geral das unidades litológicas previamente delimitadas, ou em rotas alternativas que facilitaram o acesso dos corpos rochosos.

Nos trabalhos de campo o posicionamento geográfico dos 62 pontos de afloramentos se deu por meio de GPS (*Global Position System*) utilizando o Datum SAD 69 e as descrições dos afloramentos ressaltaram os aspectos petrográficos e mineralógicos do diferentes litotipos encontrados.

Estudos estruturais dos afloramentos basearam-se na análise da relação de contato dos corpos com as rochas encaixantes, através da medida de atitudes de foliação com bússola Bruton, além da elaboração de perfis geológicos nos caminhamentos realizados. Por fim, foram feitas capturas de imagens digitais dos aspectos gerais e de detalhe das rochas em suas várias exposições.

Os estudos laboratoriais iniciaram-se com descrições detalhadas de amostras de rocha de 22 basaltos, 22 peridotitos serpentinizados e 2 metacherts ferríferos. Vale ressaltar que um grupo de amostras foi obtido em pesquisas anteriores que fazem parte do acervo do grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC).

Para os estudos petrográficos foram feitas 17 lâminas de basaltos, 20 de peridotitos e 2 de metacherts ferríferos. A análise petrográfica foi realizada em microscópio óptico convencional do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências (PPGG/UFPA). Essas análises envolveram a caracterização das fases e associações minerais, discriminando os constituintes magmáticos e secundários (metamórficos e/ou metassomáticos), bem como análises texturais/microestruturais. Foram utilizadas as bases bibliográficas de Streckeisen (1976), Wilson (1989), McPhie *et al.* (1993), Rollinson (1993), Yardley (1994), Fettes & Desmons (2008) e Gill (2010).

Os estudos petrográficos foram complementados por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências/UFPA, utilizando-se o modelo LEO/ZEISS-1450 VP acoplado com um sistema de EDS que permitiu a obtenção de imagens retroespalhadas e análises semiquantitativas de fases minerais de elementos químicos. Foram analisadas 5 lâminas polidas representativas dos basaltos e 4 lâminas de peridotitos. Além disso, foram obtidas imagens tridimensionais de fragmentos de metabasaltos de duas amostras para estudos microestruturais. Essas análises foram realizadas no laboratório de Microscopia Eletrônica do Museu Paraense Emílio Goeldi. O procedimento de preparação de amostras para análise por MEV utilizando as amostras de basaltos (lâminas polidas e fragmentos) baseou-se na metalização dessas amostras com ouro, para se evitar possíveis anomalias no resultado, devido à presença de carbonatos em sua composição, enquanto que, para os peridotitos, a metalização foi feita com carbono.

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

No que se reflete à litoquímica, foram utilizadas 7 amostras de basalto e 7 de peridotitos para o tratamento litoquímico, que incluiu análises de elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras (ETR). Além dessas foram utilizadas outras 19 amostras de basaltos e 9 de peridotitos, provenientes de pesquisas anteriormente realizadas na área de estudo (*vide* anexos A e B).

A preparação das amostras para estudos litoquímicos envolveu os seguintes passos:

- Seleção das amostras no campo, respeitando critérios de qualidade física e situação geológica, visando minimizar ao máximo a contaminação laboratorial, evitando-se amostras intemperizadas e/ou próximas de veios e zonas de alteração. Entretanto, foram coletadas amostras de hialoclastitos que representam a borda da estrutura em almofada (porção interalmofada) para avaliar os possíveis processos que normalmente acontecem no ambiente de fundo oceânico como é o caso dessas rochas. A fragmentação inicial foi realizada *in situ* em tamanhos entre 2 e 5 cm em uma quantidade de aproximadamente 3 e 5 kg de amostras devidamente ensacadas e etiquetadas;

- Britagem das amostras no britador de mandíbula na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG/UFPA e moagem no equipamento *sheatterbox* para reduzir a uma granulção areia fina;
- Quarteamento das amostras no quarteador mecânico de aço inox do Laboratório de Sedimentologia;
- Homogeneização e pulverização do quarto selecionado no moinho de ágata do Laboratório de Sedimentologia do IG/UFPA, até se atingir as condições granulométricas adequadas para análise laboratorial;
- Homogeneização e quarteamento pelo método de quadriculamento em cartolina;
- Separação de uma alíquota de cada amostra e encaminhamento das mesmas para análise nos laboratórios da empresa ACME-*Analytical Laboratories* Ltda (Vancouver).

Os teores dos elementos maiores e menores foram medidos por *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry* (ICP-ES) e os elementos traços e terras raras (ETRs) foram obtidos por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS). Os resultados foram importantes para determinar as assinaturas geoquímicas, a natureza do magmatismo e realizar considerações sobre a petrogênese das rochas estudadas.

O tratamento dos dados geoquímicos foi feito em planilhas eletrônicas do *software Excel* 2007 e a organização das mesmas foi realizada no programa GCDkit 2.2 (R 2.4.1). A interpretação das análises geoquímicas seguiu a metodologia descrita por Rollinson (1993),

Wilson (2007), Gill (2010), bem como pelos procedimentos adquiridos durante o curso especial “*Modelamento geoquímico quantitativo simples aplicado à petrogênese de rochas magmáticas*”, ministrada pelo Prof. Dr. Sérgio Castro Valente, da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), entre 29 de agosto a 2 de setembro de 2011, realizado pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica.

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 envolvidos que levaram à formação da Suíte Ofiolítica Araguacema.



## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO DO CINTURÃO ARAGUAIA

### 2.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico (Alvarenga *et al.* 2000) com 1.200 km de extensão e largura de uma centena de quilômetros, aproximadamente. Encontra-se limitada ao norte e a leste pela Bacia do Parnaíba, a oeste pelo Cráton Amazônico e a sul e sudeste pelas unidades do Paleoproterozóico do Maciço de Goiás (Figs. 2.1 e 2.2).

As principais unidades litoestratigráficas que compõe o Cinturão Araguaia estão sintetizadas em Abreu (1978), Hasui *et al.* (1984) e Alvarenga *et al.* (2000).

#### 2.1.1 Unidades do Embasamento

O embasamento do Cinturão Araguaia é representado, a oeste, pelo conjunto de rochas arqueanas da porção oriental do Cráton Amazônico e a sudeste pelas rochas do Paleoproterozóico do Maciço de Goiás, que compreendem terrenos gnáissicos e granulíticos (Arcanjo & Moura 2000 e Gorayeb *et al.* 2001) com corpos anortosíticos encaixados, de idade 2,0-2,14 Ga.

O sudeste do Cráton Amazônico é representado predominantemente pelo Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria, que é composto por rochas tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas, além de sequências basálticas e ultramáficas tipo *greenstone* e rochas metassedimentares, todas de idade arqueana (Dall'Agnol *et al.* 1997; Dall'Agnol *et al.* 1999b; Macambira & Lafon 1995). Embutidos nessas rochas ocorrem granitos anorogênicos do Paleoproterozóico com idade de 1,85 Ma, aproximadamente.

O Complexo Colmeia, na porção leste do Cinturão Araguaia, compreende um conjunto de ortognaisses de idade arqueana de 2,85 Ga (Moura & Gaudette 1999) de composição tonalítica a trondhjemítica (Dall'Agnol *et al.* 1988), que aflora no núcleo de estruturas braquianticlinais como as de Xambioá, Lontra e Colmeia.

O Grupo Rio do Coco, interpretado como remanescente de um *greenstone belt* arqueano, é constituído litologicamente por uma sequência de metapelitos, rochas quartzo feldspáticas, metavulcânicas dacíticas contendo sulfetos, metabasitos e metaultramafitos com formações ferríferas intercaladas (Costa *et al.* 1983). Essas rochas foram datadas por Arcanjo *et al.* (2000) que obtiveram idade Pb-Pb em zircão de  $2.618 \pm 14$  Ma.

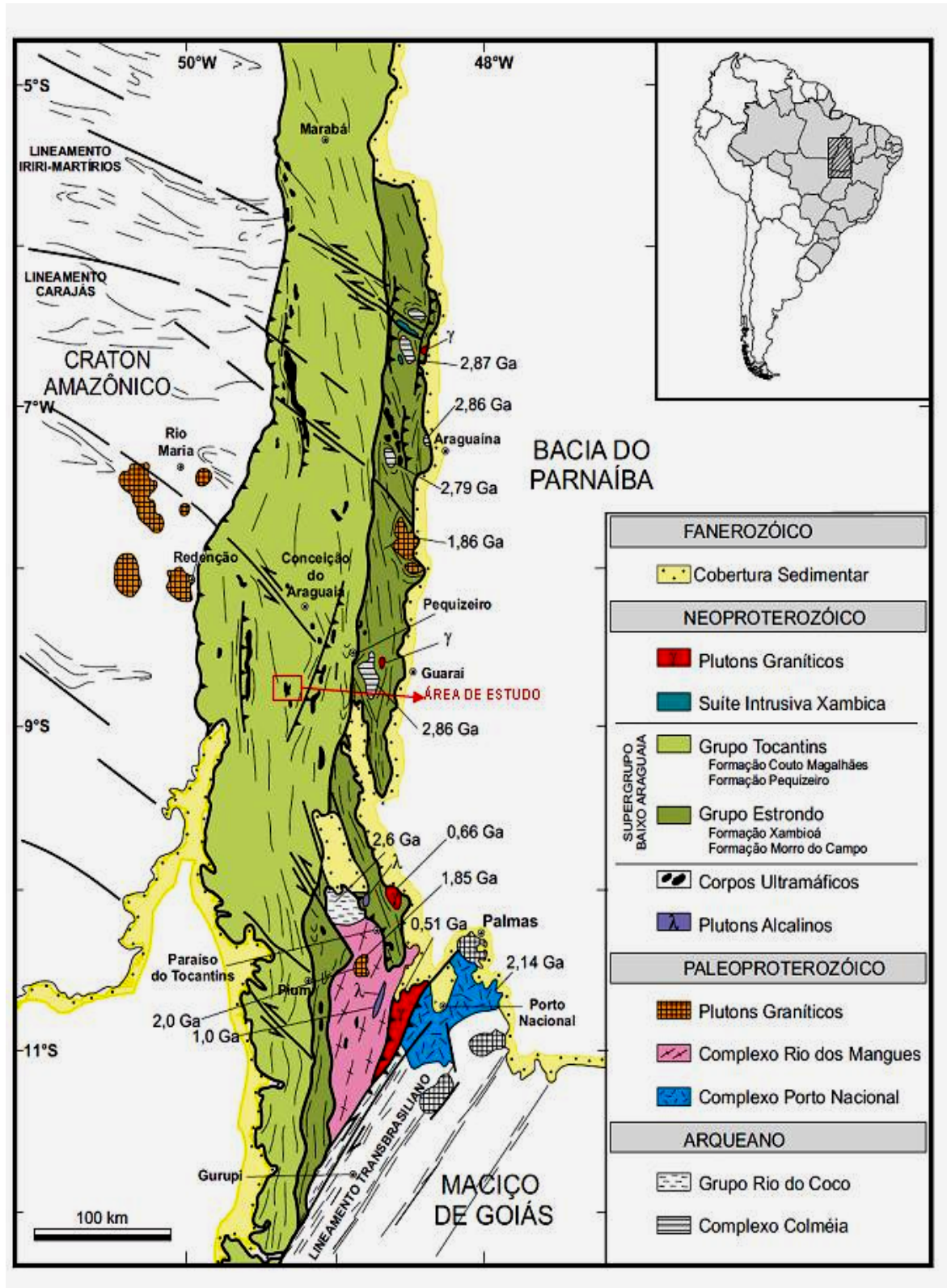


Figura 2.1- Mapa geológico do Cinturão Araguaia destacando as principais unidades e dados geocronológicos, com a localização da área de estudo. Fonte: Gorayeb *et al.* (2008).

IDADE	UNIDADES		LITOLOGIA	
NEOPROTEROZÓICO	SUÍTE SANTA LUZIA, GRANITO RAMAL DO LONTRA E GRANODIORITO PRESIDENTE KENNEDY( 0,55 Ga)		Granodioritos, monzogranitos e granitos pegmatóides	
	SUÍTE GABRÓICA XAMBICA ( 0,82 Ga)		Escapolita metagabros, metadiabásios e anfibolitos	
	SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	GRUPO TOCANTINS	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	Filitos, metarcóseos, metassiltitos e metacalcários
			FORMAÇÃO PEQUIZEIRO	Clorita-muscovita-quartzo xistos, filitos e intercalações de quartzitos
		GRUPO ESTRONDO	FORMAÇÃO XAMBIOÁ	Micaxistos variados, grafita xisto, xistos feldspáticos, mármore, anfibolitos, metamáficas e metaultramáficas
			FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	Quartzitos puros e micáceos com intercalação de micaxisto
	ASSOCIAÇÃO MÁFICA-ULTRAMÁFICA		Basaltos, peridotitos, serpentinitos, esteatitos, talco xistos e clorita xistos	
	SUÍTE SERRA DA ESTRELA (1,0 Ga)		Nefelina sienito gnaisses	
PALEOPROTEROZÓICO	COMPLEXO RIO DOS MANGUES (2,0 Ga)		Gnaisses tonalíticos, cálciossilicáticos, anfibolitos, quartzitos e micaxistos	
ARQUEANO	GRUPO RIO DO COCO (2,6 Ga)		Sequência metavulcanossedimentar, metabasitos e metaultramáficas	
	COMPLEXO COLMEIA (2,85 Ga)		Ortognaisses de composição tonalítica a trondhjemítica	

Figura 2.2- Quadro lito-estratigráfico geral do Cinturão Araguaia e seu embasamento, modificado de Alvarenga *et al.* (2000) e Gorayeb *et al.* (2008).

O Complexo Rio dos Mangues (Costa *et al.* 1983) é uma unidade do Paleoproterozóico de idade entre 2,1 e 2,0 Ga (Moura & Souza 1996) que apresenta rochas metassedimentares e metaígneas félsicas e máficas, que foram submetidas a transformações metamórficas na fácies anfibolito médio resultando em granada quartzitos, quartzitos, gnaisses tonalíticos, gnaisses cálciossilicáticos, anfibolitos e micaxistos subordinados.

Encaixados nas rochas do Complexo Rio dos Mangues afloram as suítes alcalinas Monte Santo e Serra da Estrela que compreendem plútons de nefelina sienitos metamorfizados. De acordo com Alvarenga *et al.* (2000), esse magmatismo alcalino estaria associado ao rifteamento crustal nos estágios iniciais da instalação da Bacia Araguaia, que recebeu os sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia. A idade de  $1.006 \pm 0,086$  Ma para gnaisses sieníticos associados com o plúton da Serra da Estrela foi interpretada como a idade do evento magmático que gerou esses corpos (Moura & Souza 1996).

### **2.1.2 Unidades do Cinturão Araguaia**

As rochas metamórficas que compõem o Cinturão Araguaia estão reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978) que é subdividido nos grupos Estrondo e Tocantins, descritas a seguir.

#### **2.1.2.1 Grupo Estrondo**

A Formação Morro do Campo representa a unidade basal do Grupo Estrondo e suas melhores exposições são encontradas em cortes na rodovia BR-153 e na estrada que liga Xambioá a São João da Chapada, bem como nas Serras das Andorinhas (Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas) e do Bodocó. Há outras ocorrências que delineiam as estruturas braquianticlinais (Gorayeb *et al.* 2008) como as de Xambioá, Lontra e Colméia.

A Formação Morro do Campo é composta predominantemente por quartzitos puros e micáceos com cristais de cianita e magnetita, além de metaconglomerados com intercalações de biotita xistos, quartzo mica xistos e xistos grafitosos (Abreu 1978).

A Formação Xambioá representa o topo do Grupo Estrondo e constitui-se de micaxistos variados como: grafita xistos, xistos feldspáticos, granada micaxistos, bem como mármores e anfibolitos, rochas metamáficas e metaultramáficas (Abreu 1978 e 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. Idades K/Ar obtidas por

Macambira (1983) em biotita e muscovita provenientes de xistos e hornblenda de anfibolitos do Grupo Estrondo revelaram que o metamorfismo que afetou essa unidade litoestratigráfica ocorreu entre 518 e 565 Ma.

#### 2.1.2.2 Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins sobrepõe-se concordantemente ao Grupo Estrondo e apresenta ampla distribuição na porção central e oeste do Cinturão Araguaia. É segmentado nas formações Pequizeiro e Couto Magalhães.

A Formação Pequizeiro, proposta por Hasui *et al.* (1977) é constituída por clorita xistos, quartzo-muscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filitos, quartzitos e talco xistos. Em geral, apresentam foliação pervasiva, definida principalmente pela xistosidade, com direção geral N-S, NNW ou NNE e mergulhos variáveis para leste (Gorayeb 1981; Dall’Agnol *et al.* 1988). Esta unidade atingiu condições de metamorfismo na fácies xisto verde (Silva 1980 e Gorayeb 1981).

A Formação Couto Magalhães, também definida por Hasui *et al.* (1977), compõe um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico representado por ardósias, filitos, metarcósios, metassiltitos e lentes de quartzitos (Gorayeb 1981). Essa formação apresenta estruturas sedimentares primárias preservadas como estratificações planoparalelas e cruzadas. Em geral, o metamorfismo nessas rochas varia do anquimetamorfismo a fácies xisto verde (Gorayeb 1981, Gorayeb *et al.* 2008).

#### 2.1.2.3 Unidades Máficas e Ultramáficas

Ao longo do Cinturão Araguaia ocorre um grupo de rochas máficas e ultramáficas que se encontra alojada concordantemente ou discordantemente às estruturas dessa unidade geotectônica. Uma parte delas é apontada como fragmentos de ofiolitos e dentre os corpos mais expressivos estão os maciços Quatipuru, Serra do Tapa e Morro Grande. Apesar do avanço do conhecimento geológico do Cinturão Araguaia, estudos sobre o magmatismo, inclusive o que deu origem a esses corpos, ainda são restritos e localizados. Um dos primeiros estudos sistemáticos foi realizado por Gorayeb (1981) que pesquisou a evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia no Estado de Tocantins, na porção oeste do Cinturão Araguaia.

Nessa região foi identificada uma série de corpos máficos e/ou ultramáficos encaixados tectonicamente em metarenitos, metassiltitos, ardósias e filitos da Formação

Couto Magalhães, pertencente ao Grupo Tocantins. Esses corpos rochosos, segundo Gorayeb (1981), se dispõem em morros e serras alongadas, com formato lentiforme, orientados submeridionalmente, e são representados pelo Morro Grande, Morro Agostinho (área de estudo), Jacu, Salto, Pau Ferrado e Travessão, entre outros (Fig. 2.3).

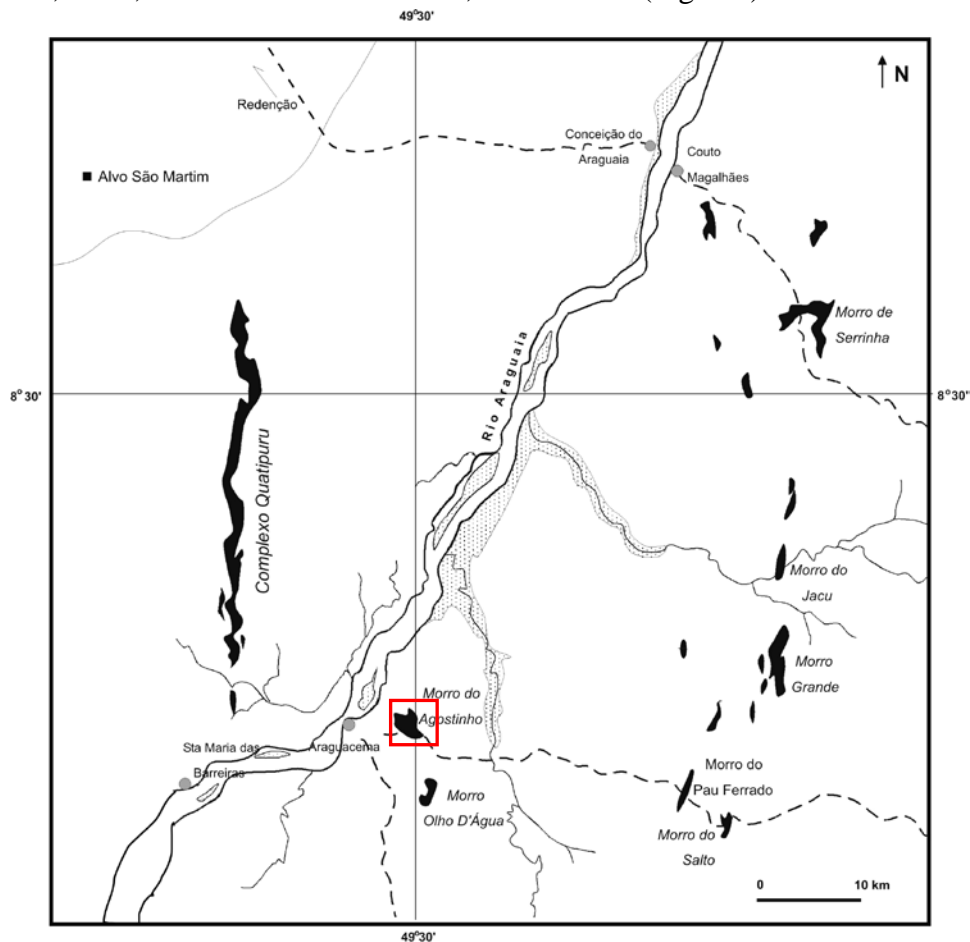


Figura 2.3- Mapa com a localização dos corpos máficos e/ou ultramáficos de natureza ofiolítica, situados na região de Araguacema-Conceição do Araguaia, oeste do Cinturão Araguaia. Destaque ao Morro Agostinho, que sustenta a Suíte Ofiolítica Araguacema, alvo desta pesquisa. Modificado de Gorayeb (1981).

Gorayeb (1981) sugeriu pelo menos dois eventos magmáticos que deram origem a esses corpos na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia: 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 em condições paraplataformais, compatível com o evento Brasileiro.

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

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

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

Paixão (2009) concentrou sua pesquisa na serra do 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 Neoproterozóica. 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  $\epsilon_{Nd}$  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  $757 \pm 49$  Ma, que marca o estágio de oceanização da bacia Araguaia (Paixão 2009).

O ambiente tectônico inferido por Paixão (2009) para a associação espacial de peridotitos mantélicos e basaltos com estrutura em almofada do Complexo Quatipuru-Morro Araguacema é de uma zona de expansão oceânica rápida próxima a uma zona de falha transformante e a obducção desta litosfera em terrenos do Cinturão Araguaia constitui-se como marcador de zonas de sutura na amalgamação do paleocontinente Gondwana Oeste.

Na região de Xambioá-Araguanã, domínio leste do Cinturão Araguaia, Gorayeb *et al.* (2008) identificaram dezenas de corpos gabróticos e seus produtos metamórficos, que denominaram de Suíte Gabrótica Xambica. Esses corpos rochosos ocorrem como pequenos *stocks*, *sills* e diques que se encontram deformados, metamorfizados e encaixados em micaxistos do Grupo Estrondo (Formação Xambioá) ou em gnaisses do embasamento arqueano (Complexo Colmeia). Barros *et al.* (2010) revelaram que esses corpos gabróticos e seus produtos metamórficos apresentam natureza basáltica toleítica. Foram definidas três idades para esse grupo de rochas pelo método U-Pb em zircão:  $878 \pm 22$  Ma,  $804 \pm 35$  Ma e  $752 \pm 23$  Ma que puderam ser correlacionadas com outros eventos magmáticos da Província Tocantins, mais especificamente com idades obtidas no Arco Magmático de Goiás, situado a sul desta região, considerando o intervalo entre 804 e 890 Ma. Valor semelhante ( $757 \pm 49$  Ma) também foi obtido em isócrona Sm-Nd por Paixão (2009) para diques gabróticos do Complexo Ofiolítico Quatipuru. Os dados permitiram considerar que esse magmatismo basáltico toleítico que aconteceu no Neoproterozóico está provavelmente relacionado a um evento de tectônica extensional durante o estabelecimento da Bacia Araguaia.

A região de Tucuruí, situada na zona de transição entre o Cráton Amazônico e Cinturão Araguaia, apresenta uma sucessão magmático-sedimentar representada pelo Grupo Tucuruí, constituído por depósitos vulcânicos efusivos, derrames basálticos e intrusões sinvulcânicas intercaladas subconcordantemente com depósitos siliciclásticos litorâneos formados por arenitos e siltitos arcoseanos. Zonas de falhas de cavalgamento projetaram esses conjuntos rochosos para W-NW, resultando em intenso fraturamento (Dutra *et al.* 2011).

Dutra *et al.* (2011) identificaram quatro tipos de rochas máficas que constituem derrames basálticos e as intrusões sinvulcânicas, dentre os quais destacam-se: basaltos maciços, basaltos amigdaloidais, brechas de derrame e diabásios. Estudos litoquímicos revelaram que essas rochas apresentam natureza basáltica toleítica característica de magmatismo intraplaca continental. Dutra *et al.* (2011) sugerem que o Grupo Tucuruí representa uma pequena porção de uma bacia preservada em um gráben que se instalou sobre o Cinturão Araguaia, sem similar regionalmente. Os dados acumulados permitiram interpretar



sua formação por meio de uma tectônica extensional, tardiamente à evolução do Cinturão Araguaia, no final do Neoproterozóico ou início do Paleozóico.

## 2.2 CONHECIMENTO DO METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA

O metamorfismo do Cinturão Araguaia é regional do tipo barroviense e aumenta gradualmente de incipiente nas porções a oeste desta unidade até atingir a fácies anfíbolito médio no leste, apresentando diferentes zonas metamórficas com orientação N-S (Silva 1980, Gorayeb 1981).

O primeiro trabalho sistemático sobre esse tema se deve a Silva (1980) que se concentrou em duas seções do Cinturão Araguaia, ao longo das estradas Conceição do Araguaia-Guará e Xambioá-Vanderlândia. Nessa pesquisa, esse autor definiu um zoneamento metamórfico regional, de oeste para leste, em que foi registrado o aparecimento das zonas metamórficas da sericita, clorita, biotita e granada.

A presença de cianita e a ausência de glaucofana, jadeíta e andaluzita enquadraram a área no tipo pressão média ou média para alta. Já a biotita, granada e estauroлита correspondem ao tipo pressão média, semelhante aos Highlands da Escócia.

Gorayeb (1981), estudando o domínio de baixo grau metamórfico na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia, realizou considerações importantes sobre o metamorfismo do Cinturão Araguaia, caracterizando-o de forma espacial e temporal. A distribuição espacial baseou-se na distinção de quatro zonas metamórficas na região, representadas pelas isógradas metamórficas, aparecendo de oeste para leste: a) zona de rochas com aspecto predominantemente sedimentar; b) zona da sericita; c) zona da clorita e d) zona da biotita.

Gorayeb & Pamplona (2010) estudaram com maior detalhe o metamorfismo de baixo grau da porção oeste do Cinturão Araguaia, mais precisamente no alvo São Martin, na região Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia e na Serra do Tapa-Pontão, onde foi identificada uma sucessão sedimentar constituída por calcários, siltitos, arenitos, argilitos, diamictitos, brechas e argilitos carbonosos que guardam características sedimentares tais como estratificação planoparalela, acamamento, laminação convoluta, estratificação rítmica. Os indícios de metamorfismo foram revelados apenas por uma discreta foliação desenvolvida nos níveis mais argilosos (formação de sericita e clorita) e pela presença de remobilizados de quartzo e calcita, em vênulas. Essas características se repetiram amplamente pelas áreas situadas ao norte como a região da Serra do Tapa. A partir da cidade de Araguacema, os indícios do metamorfismo tornam-se mais definidos com a presença de dobras de  $S_0$  com

foliação plano-axial ( $S_1$ ). Deste ponto para leste, delimitou-se um domínio em que os efeitos tectono-metamórficos foram mais evidentes e passaram a aflorar ardósias seguidas de filitos, que predominam em uma ampla área.

Os dados geológicos, estruturais e microestruturais, bem como a análise das associações minerais e reações metamórficas nas rochas metassedimentares, máficas e ultramáficas permitiram definir as condições do pico metamórfico que atingiu a área, com estimativas de temperatura abaixo de 300° C e pressões não superiores a 3 kbar.

Pamplona *et al.* (2010) estudaram o metamorfismo no extremo leste do Cinturão Araguaia, mais especificamente na região de Xambioá-Araguanã, situada no noroeste do Estado do Tocantins. Essa região representa um domínio metamórfico de grau relativamente mais alto e que expõe as unidades mais inferiores do Cinturão Araguaia, incluindo seu embasamento. Os estudos petrográficos e microtectônicos desenvolvidos nas sequências metassedimentares psamíticas, pelíticas e semipelíticas, carbonáticas e metamáficas do Grupo Estrondo permitiram a identificação de duas feições estruturais, cuja geração aconteceu em dois estágios cinemáticos da evolução do Cinturão Araguaia e mostram relações diretas com os pulsos metamórficos.

A primeira estrutura diz respeito a uma foliação definida como a xistosidade e/ou o bandamento ( $S_1$ ) desenhada nos tipos pelíticos pelos minerais micáceos, agregados de cristais de quartzo e pela orientação dos porfiroblastos de estauroлита e cianita. Nos anfíbolitos, a estrutura é dada pela orientação de hornblenda e biotita e nos mármorees pelos grãos alongados de calcita e/ou dolomita ou pela orientação de tremolita-actinolita. A segunda geração ( $S_2$ ) é definida pela clivagem de crenulação que está relacionada a pulsos tardios da evolução tectônica da área.

Com base nas associações minerais que apresentam minerais metamórficos como granada, estauroлита e cianita e as feições texturais e microestruturais, Pamplona *et al.* (2010) concluíram que a região de Xambioá-Araguanã atingiu condições da fácies anfíbolito médio, com estimativas de temperaturas de 550° C a 580° C e pressões de 6 kbar a 7 kbar para o pico metamórfico regional.

### 2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A organização geométrica do Cinturão Araguaia, segundo Abreu *et al.* (1994) é marcada pela “mistura” tectônica de rochas, imbricações e por napismos em diferentes escalas, registrados com maior intensidade no domínio leste. O embasamento foi também

envolvido, na forma de lascas que formam um cordão de braquidobras, além de um espessamento do pacote rochoso.

Alvarenga *et al.* (2000) indicaram *trends* da foliação aproximadamente N-S com variações NNW-SSE e NNE-SSW impressa tanto nas rochas supracrustais quanto nas rochas do embasamento. Variações na direção dessa foliação podem ser observadas: 1°) ao longo das estruturas das braquianticlinais onde as foliações seguem a configuração das estruturas; 2°) próximo das zonas de cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil que atravessam o Cinturão Araguaia; 3°) na porção mais a sul do cinturão, afetada por zonas de cisalhamento transcorrente do Lineamento Transbrasiliano de direção NNE-SSW.

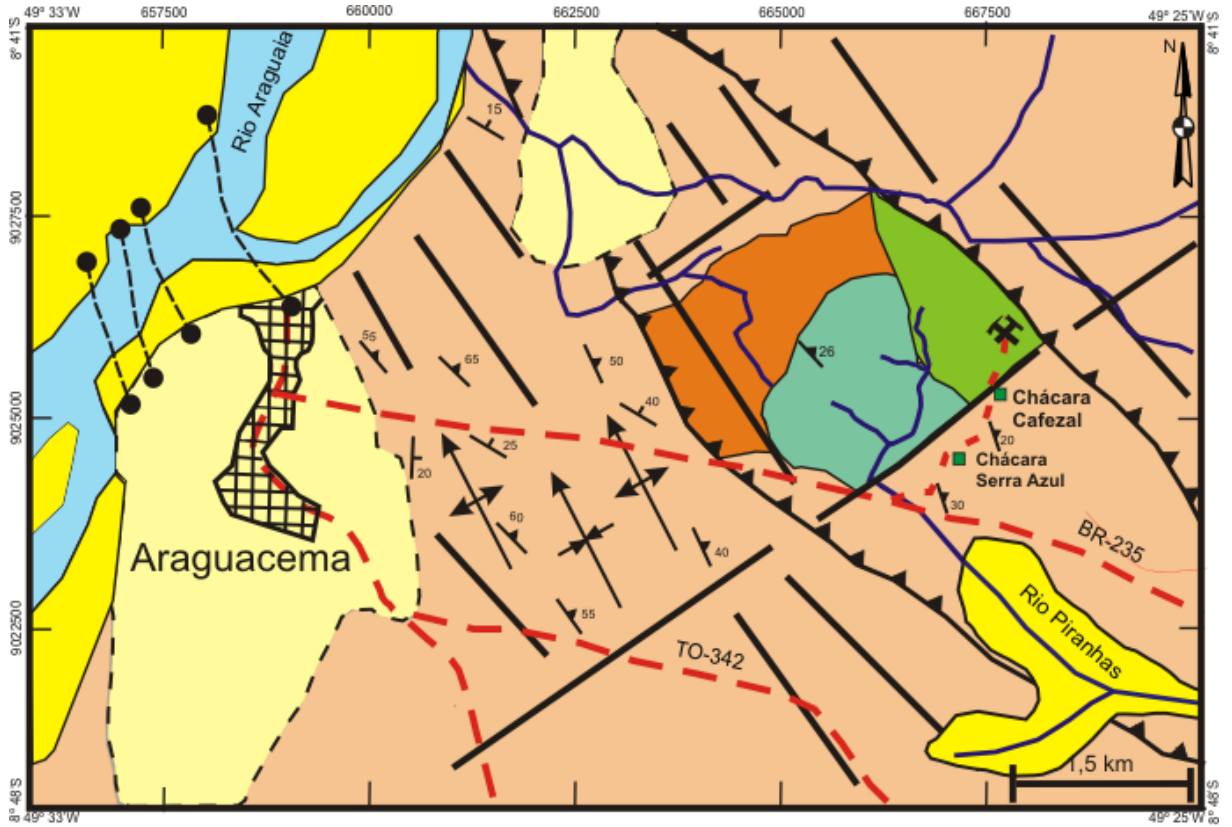
As estruturas braquianticlinais, anteriormente relacionadas com diapirismo granítico (Hasui *et al.* 1984), são interpretadas como relacionadas à tectônica de empurrão que envolveu o embasamento e a sequência supracrustal (Abreu *et al.* 1994). As lineações apresentam caimentos suaves para SE exceto ao redor das estruturas braquianticlinais, mostrando *rake* com ângulos entre 50° a 60°. Análises estruturais de elementos planares e lineares sugerem transporte tectônico para NW, indicando uma colisão oblíqua com o Cráton Amazônico (Abreu *et al.* 1994, Gorayeb *et al.* 2008).

### 3 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A área do presente trabalho está localizada na folha SC.22-X-A (Redenção), no noroeste do Estado do Tocantins, na cidade de Araguacema, margeado pelo rio Araguaia. Corresponde à porção mais oeste do Cinturão Araguaia (CA) e representa o seu domínio de mais baixo grau metamórfico que atingiu até a fácies xisto verde baixo. A Suíte Ofiolítica Araguacema encontra-se encaixada tectonicamente nas sequências metassedimentares correlacionadas ao Grupo Tocantins, mais precisamente à Formação Couto Magalhães.

O trabalho de mapeamento geológico na área de estudo permitiu a elaboração de um mapa geológico (Fig. 3.1) onde estão localizados os afloramentos estudados e as amostras coletadas. Com base nos levantamentos de campo foram definidas as melhores exposições das rochas estudadas que estão na porção leste da Suíte Ofiolítica Araguacema, representadas pela associação de peridotitos e basaltos almofadados (*pillow basalts*). A porção oeste da referida suíte é formada predominantemente por metacherts ferríferos, não aflorando as outras unidades litológicas.

A seguir serão descritas as principais unidades aflorantes na área de ocorrência da Suíte Ofiolítica Araguacema, as quais foram correlacionadas às unidades geológicas regionais e podem ser observadas no mapa geológico (Fig. 3.1). No mapa do Anexo B se encontram plotados os afloramentos estudados e a amostragem



CENOZÓICO		Depósitos aluvionares	Sedimentos inconsolidados do Rio Araguaia e seus afluentes
		Coberturas Lateríticas	Crostas ferruginosas lateríticas
MESOZÓICO		Diques máficos	Diabásios e gabros
NEOPROTEROZÓICO		Fm. Couto Magalhães	Ardósias, filitos, metassiltitos e metargilitos
		Suite Ofiolítica Araguacema	Silexílios e metacherts ferríferos
			Basaltos almofadados
		Peridotitos serpentinizados	

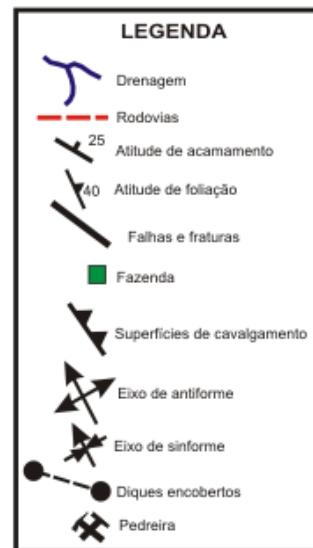


Figura 3.1 - Mapa geológico da região de Araguacema.

### 3.1 FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES

O mapeamento geológico mostrou a predominância da Formação Couto Magalhães (em torno de 85%) na área estudada. As melhores exposições ocorrem principalmente em cortes ao longo da rodovia BR-235, mais precisamente nos arredores da cidade de Araguacema e em estradas vicinais que levam às chácaras Serra Azul e Cafezal, nas proximidades da Suíte Ofiolítica Araguacema.

A Formação Couto Magalhães, na área de estudo, compreende uma sequência predominantemente pelítica formada por ardósias e filitos, com intercalações menores de metassiltitos e metarenitos. Apresentam estruturas sedimentares primárias preservadas como estratificação planoparalela e cruzada ( $S_0$ ). Ressalta-se que as camadas formadas pelas litologias acima se encontram dobradas formando sucessões de antiformes e sinformes de dimensões métricas (Fig. 3.2A).

As ardósias compreendem os litotipos dominantes, exibem clivagem ardosiana e gradam progressivamente em direção a leste para filitos. Esses tipos litológicos possuem cor cinza com tons amarelados e rosados quando intemperizados. Apresentam granulação fina, são constituídos por sericita, clorita e quartzo e definem texturas orientadas destacando a clivagem ardosiana, com orientação de minerais micáceos e clastos alongados. Os filitos apresentam estratificação plano-paralela preservada ( $S_0$ ) e revelam marcante xistosidade ( $S_1$ ) com orientação NNW-SSE e mergulhos entre  $40^\circ$  e  $60^\circ$  para NE (Fig.3.2B).

Metassiltitos e metarenitos comumente afloram na porção oeste da área de estudo. Os metassiltitos apresentam coloração bege com tons esbranquiçados, granulometria fina e mostram feição tipicamente sedimentar como estratificação planoparalela rítmica que se encontra dobrada com mergulhos suaves. Exibem uma discreta foliação ( $S_1$ ) paralela a subparalela à estratificação nos flancos das dobras. Os metarenitos apresentam coloração branca com tons rosados, aspecto maciço e granulometria média. São essencialmente formados por grãos de quartzo subangulosos a angulosos e subordinadamente arredondados. Além do quartzo são encontradas paralelamente diminutas palhetas de sericita, vênulas e veios de quartzo de dimensões milimétricas a centimétricas que se apresentam concordantemente ou discordantemente à foliação ( $S_1$ ).

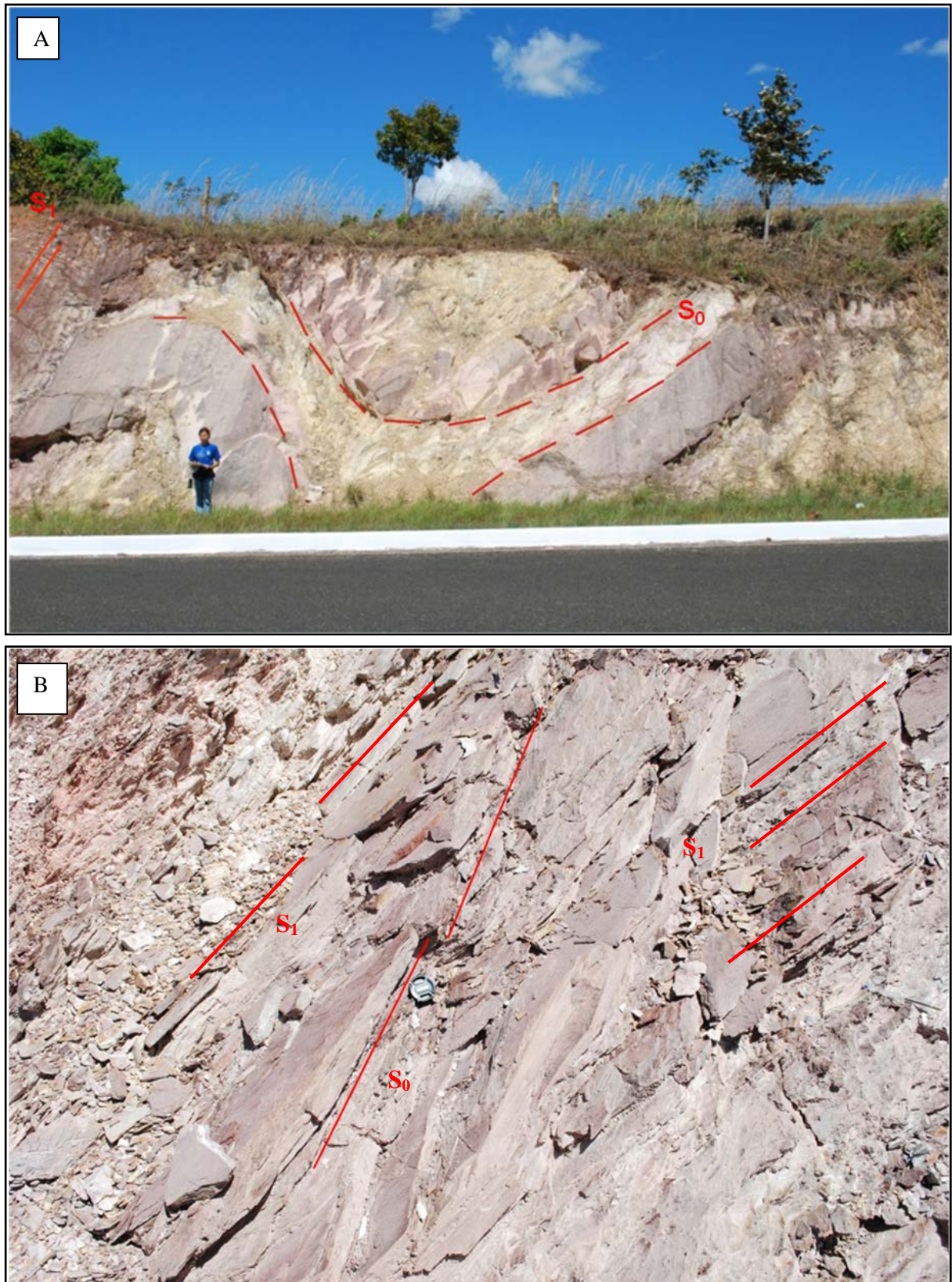


Figura 3.2 - A) Afloramento em corte de estrada que mostra camadas de espessuras métricas de metarenitos alternados com metassiltitos dobrados, definindo antiformes e sinformes (ponto 2010/LP-01). B) Detalhe de filitos intercalados com arenitos mostrando estratificação planoparalela ( $S_0$ ) e marcante xistosidade ( $S_1$ ) (ponto 2010/LP-04).

## 3.2 SUÍTE OFIOLÍTICA ARAGUACEMA

A Suíte Ofiolítica Araguacema representa um corpo isolado destacado no Morro do Agostinho e encontra-se encaixado tectonicamente na sequência metassedimentar da Formação Couto Magalhães, que compreende mais especificamente ardósias e filitos (Fig. 3.3A). Além disso, esse corpo apresenta formato irregular com extensão de aproximadamente 3 km, orientação preferencial NNW-SSE e sustenta um conjunto de morros com altitude máxima em torno de 380 metros. É constituída na sua porção leste por peridotitos e basaltos almofadados e a oeste por metacherts ferríferos.

### 3.2.1 Peridotitos

Esse conjunto litológico representa a porção ultramáfica da Suíte Ofiolítica Araguacema e aflora predominantemente na porção central desta suíte. Em geral, configuram rochas de cor preta com tons que variam de verde escuro a verde claro, apresentam granulação grossa e mostram contato tectônico brusco com os filitos e basaltos. Foram identificados dois tipos de peridotitos: os harzbugitos, que são predominantes, e os wehrlitos, que ocorrem somente em dois afloramentos na área de estudo.

Os harzbugitos representam a porção basal da seqüência 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 deformados e transformados para serpentina, além de magnetita e hematita em quantidades subordinadas. Em geral, os harzbugitos encontram-se deformados e, nas zonas de cisalhamento, esse tipo litológico apresenta foliação cuja orientação é NNW-SSE e mergulhos entre 20° e 30° para NE, além da presença de espelhos e estrias de falha (Fig. 3.4A).

Os wehrlitos ocupam a porção intermediária da sequência estratigráfica da Suíte Ofiolítica Araguacema e compreendem diques com aproximadamente 30 cm de espessura que seccionam os harzbugitos. São constituídos por cristais centimétricos de olivina e piroxênio e mostram-se intensamente recortados por veios irregulares de crisotila (Fig. 3.4B).





Figura 3.3 - A) Suíte Ofiolítica Araguacema encaixada tectonicamente nos filitos da Formação Couto Magalhães (ponto 2010/LP-05). Destaca-se o contato entre os dois conjuntos litológicos. Nota-se a foliação ( $S_1$ ) presente nos filitos. B) Visão geral do afloramento de peridotitos da Suíte Ofiolítica Araguacema (ponto 2010/LP-11).

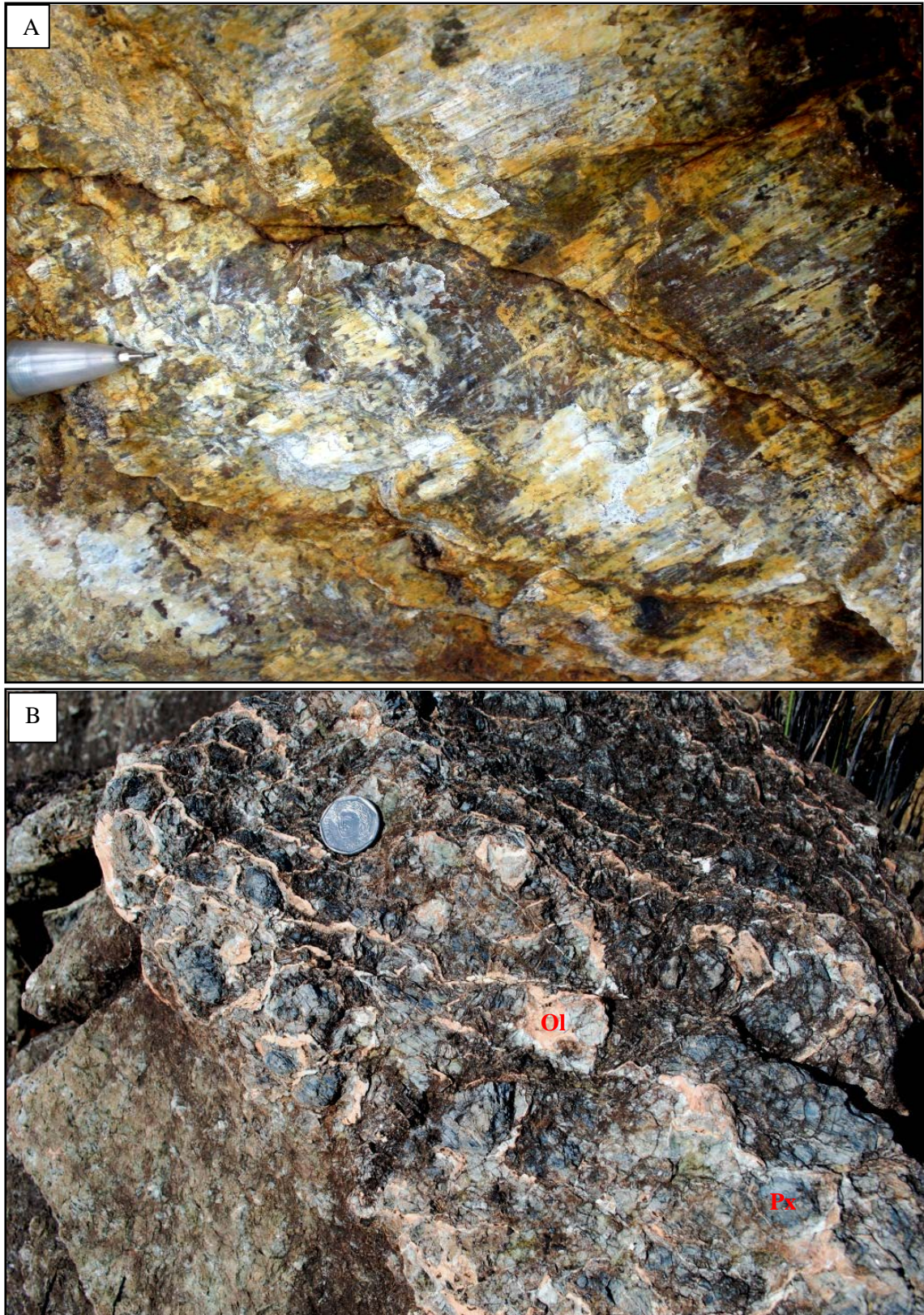


Figura 3.4 - A) Harzbugito serpentizado mostrando estrias de falha em discreta zona de cisalhamento (ponto 2010/LP-45); B) Wehrlito exibindo cristais centimétricos de olivina e piroxênio com veios de crisotila (ponto 2010/LP-09).

### 3.2.2 Basaltos almofadados

Esse conjunto litológico representa a porção máfica da Suíte Ofiolítica Araguacema e também ocupam a porção intermediária da sequência estratigráfica dessa suíte, acima da posição dos wehrlitos. São representados por basaltos almofadados que se distribuem na porção mais a leste do corpo e ocorrem em um extenso afloramento do tipo pedreira, com área de aproximadamente 2.500 m<sup>2</sup>. Afloram em camadas horizontais com espessura de aproximadamente 50 m (Fig. 3.5A) e apresentam contato tectônico brusco lateral com os peridotitos serpentinizados e com os filitos.

A estrutura em almofada apresenta zoneamento interno, em que o núcleo é definido por um basalto maciço de cor marrom arroxeadado e representam os tipos predominantes no derrame. Trata-se de rochas afaníticas, de granulação fina com raras vênulas milimétricas de quartzo, carbonato e epidoto.

A borda é caracterizada por um basalto hipovítreo de cor verde com tons amarronzados, afaníticos de granulação fina que pode conter esferulitos de dimensões milimétricas e raramente centimétricas.

Esses litotipos encontram-se envolvidos por uma zona denominada interalmofada (*interpillow*), de cor verde, afanítica de granulação muito fina, constituída essencialmente por clorita, que representa material vítreo transformado. Nessa porção, torna-se evidente a presença de uma foliação (S<sub>1</sub>) incipiente. Nesta zona são frequentes brechas de fragmentos basálticos denominados de hialoclastitos, que são caracterizados como basaltos de cor verde formados por fragmentos líticos subangulosos, às vezes com formas sigmoidais de até 10 cm de diâmetro, levemente orientados (Fig. 3.6 B).

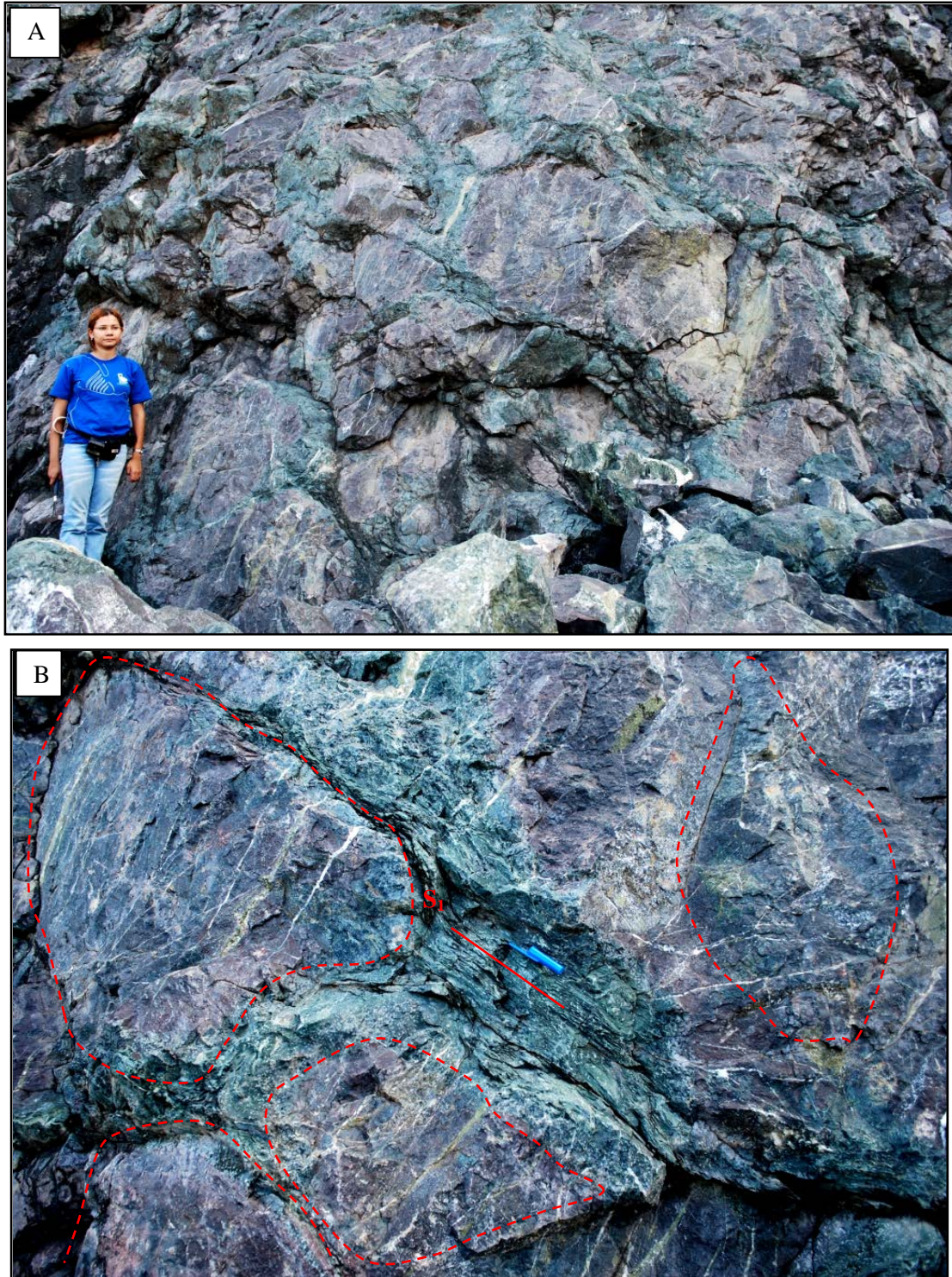


Figura 3.5 - A) Visão geral do afloramento de basaltos almofadados na Suíte Ofiolítica Araguacema. B) Destaque para as estruturas em almofoda, com zonas interalmofadas de cor verde, de granulação muito fina e constituídas essencialmente por clorita (produto da desvitrificação). Ao centro da foto, na zona interalmofada, nota-se a presença de uma foliação incipiente. Pedreira de Araguacema, ponto 2010-LP-08.

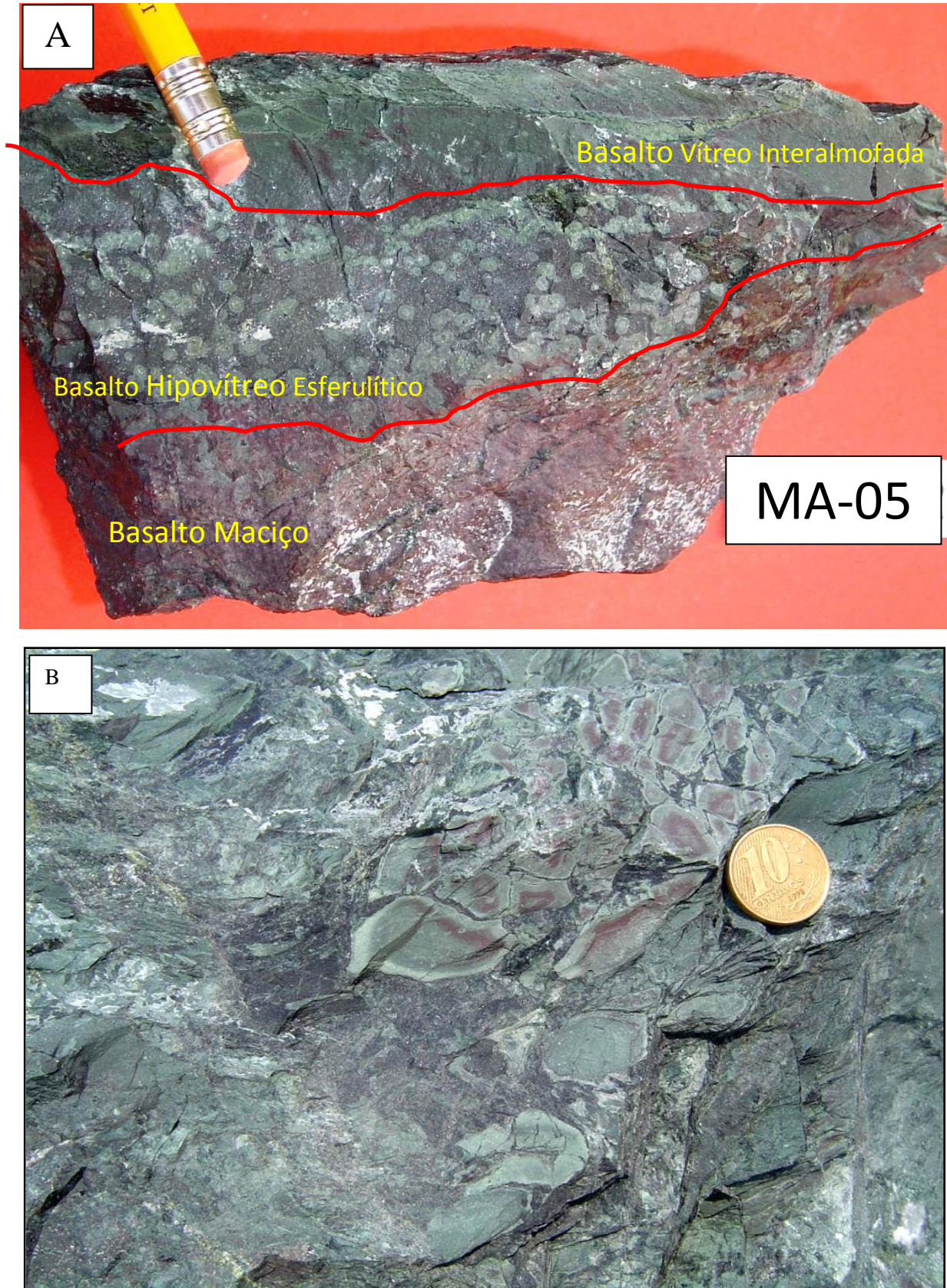


Figura 3.6 – A) Amostra da superfície do derrame apresentando, de baixo para cima, basalto maciço, basalto hipovítreo esferulítico e zona interalmofada vítrea (MA-05); B) Zona de brecha da superfície do derrame com basalto hialoclastito exibindo fragmentos líticos vítreos subangulosos plasticamente deformados, levemente orientados (ponto MA-01).

### 3.2.3 Metacherts ferríferos

Essa unidade litológica representa a porção sedimentar da Suíte Ofiolítica Araguacema na sua porção mais a oeste. Os afloramentos dos metacherts ferríferos localizam-se nas porções superiores e laterais dos corpos ultramáficos. Apresentam contato tectônico brusco lateral com os harzbugitos e com os filitos da Formação Couto Magalhães e ocupam o topo da seqüência estratigráfica.

A presença dos metacherts é, geralmente, responsável pelo destaque topográfico do Morro Araguacema, protegendo-os da erosão e as espessuras atingem até dezenas de metros. Apresentam coloração cinza com tons avermelhados e esbranquiçados. Sua granulação é fina e exibem estratificação planoparalela bem definida, formada por bandamentos milimétricos ricos em quartzo alternados com níveis ricos de hematita e magnetita. A magnetita apresenta-se na forma de pequenos cristais euédricos, disseminados entre os grãos de quartzo. A hematita ocorre disseminada ou formando lâminas orientadas que definem o acamamento da rocha.

Estruturalmente, os metacherts apresentam diferentes aspectos. Comumente são maciços, mas, algumas vezes, exibem foliação incipiente com orientação NNW-SSE e mergulhos entre 40° e 55° para NE. Há outros tipos com aspecto brechado em que ocorre intenso recorte de veios de quartzo leitoso, e certos tipos são friáveis com quartzo muito fino, pulverulento.



Figura 3.7- Metachert ferrífero mostrando estratificação planoparalela formada por bandamentos milimétricos ondulados ricos alternando leitos ricos em quartzo com hematita e magnetita.

## 4 PETROGRAFIA DAS ROCHAS DA SUÍTE OFIOLÍTICA ARAGUACEMA

O estudo petrográfico baseou-se na descrição de 46 amostras de mão (22 de basaltos, 22 peridotitos e 2 metacherts) e 39 lâminas petrográficas dos diferentes tipos litológicos (17 basaltos, 20 peridotitos e 2 metacherts). Este estudo foi realizado no Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG /UFPA) com auxílio do microscópio Axiolab-ZEISS. As imagens fotomicrográficas foram capturadas por um sistema digital integrado em *software* La-Ez da marca Leica. Todas as amostras estudadas encontram-se listadas com suas coordenadas no Anexo A e plotadas no mapa geológico (Fig. 3.1).

A análise petrográfica permitiu a caracterização do conteúdo mineralógico, identificação das feições texturais/microestruturais, bem como a classificação dos vários tipos de rochas (magmáticas e sedimentares). Para esta finalidade, foram utilizadas as bases bibliográficas de Streckeisen (1976), Wilson (1989), McPhie *et al.* (1993), Rollinson (1993), Yardley (1994), Fettes & Desmons (2008) e Gill (2010).

### 4.1 PERIDOTITOS

Esse conjunto litológico corresponde à porção ultramáfica e representa os litotipos predominantes da Suíte Ofiolítica Araguacema. Foram identificados dois tipos de peridotitos: os harzbugitos, que ocupam grandes extensões e os wehrlitos que afloram na forma de diques na área de estudo.

#### 4.1.1 Harzbugitos

Esses litotipos são os de maior ocorrência na suíte e correspondem às amostras 2005/ARG-05-I, 2005/ARG-6-A, 2007/ARG-MA-04, 2007/ARG-MA-07, 2007/ARG-11-A, 2007/ARG-11-B, 2007/ARG-11-C, 2007/ARG-11-D, 2007/ARG-11-E, 2007/ARG-11-F, 2010/LP-11-A, 2010/LP-11-B, 2010/LP-12, 2010/LP-13, 2010/LP-23, 2010/LP-36, 2010/LP-37, 2010/LP-38, 2010/LP-39, 2010/LP-40, 2010/LP-45 e 2010/LP-46.

Os harzbugitos apresentam textura predominantemente protogranular e devido à intensa serpentinização deste litotipo, verificou-se a presença marcante de pseudomorfos de bastita sobre antigos cristais de ortopiroxênio e pseudomorfos do tipo *mesh*, resultante da substituição quase total da olivina para lizardita e que ao final gerou núcleos/ilhas de olivina

(Fig.4.1 A e B e Fig. 4.2 A e B). Apesar da intensa serpentinização, foram identificados cristais de olivina e ortopiroxênio que ainda preservam suas propriedades óticas originais.

A composição modal, estimada pela recomposição original da rocha é dada por olivina (65 a 70%), ortopiroxênio (30 a 35%) e cromita (0 a 2%).

A olivina é um mineral que foi quase totalmente ou integralmente transformado para lizardita, constituindo pseudomorfos (Fig. 4.1B). Entretanto, ainda se notam relictos de olivina muito fraturados, isolados por serpentina e finíssimos aglomerados de magnetita e/ou hematita que se dispõem em trilhas, seguindo as microzonas de deformação desse mineral.

Igualmente à olivina, o ortopiroxênio encontra-se parcial ou totalmente serpentinizado, conferindo-lhe a textura *bastite* (Fig. 4.2 A). Os cristais reliquiares são hipidiomórficos e apresentam hábito prismático. Suas clivagens longitudinais são acentuadas por impregnações de minerais opacos. Esses raros cristais que guardam propriedades óticas originais encontram-se muito deformados e as fraturas são preenchidas por crisotila (Fig. 4.2 B).

A cromita apresenta cor marrom com tons avermelhados, com formas anédricas, hábito granular e ocorre nos interstícios dos pseudomorfos de olivina e ortopiroxênio, exibindo feições de corrosão magmática.

Os harzbugitos apresentam seis tipos de minerais opacos secundários. O primeiro é representado pela magnetita, que se apresenta como pequenos aglomerados de cristais de hábito bipiramidal e ocorrem juntamente com a lizardita nas zonas de alteração da serpentina. O segundo é a hematita que ocorre na forma de filmes. O terceiro e o quarto mineral identificados foram a cuprita ( $\text{Cu}_2\text{O}$ ) e a magnésio-ferrita ( $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ ), ambos caracterizados somente com o auxílio da difração de raio-X. O quinto e o sexto mineral tratam-se de óxidos e sulfetos de Ni, os quais foram identificados somente por análise de MEV e ocorrem como inclusões na magnetita.



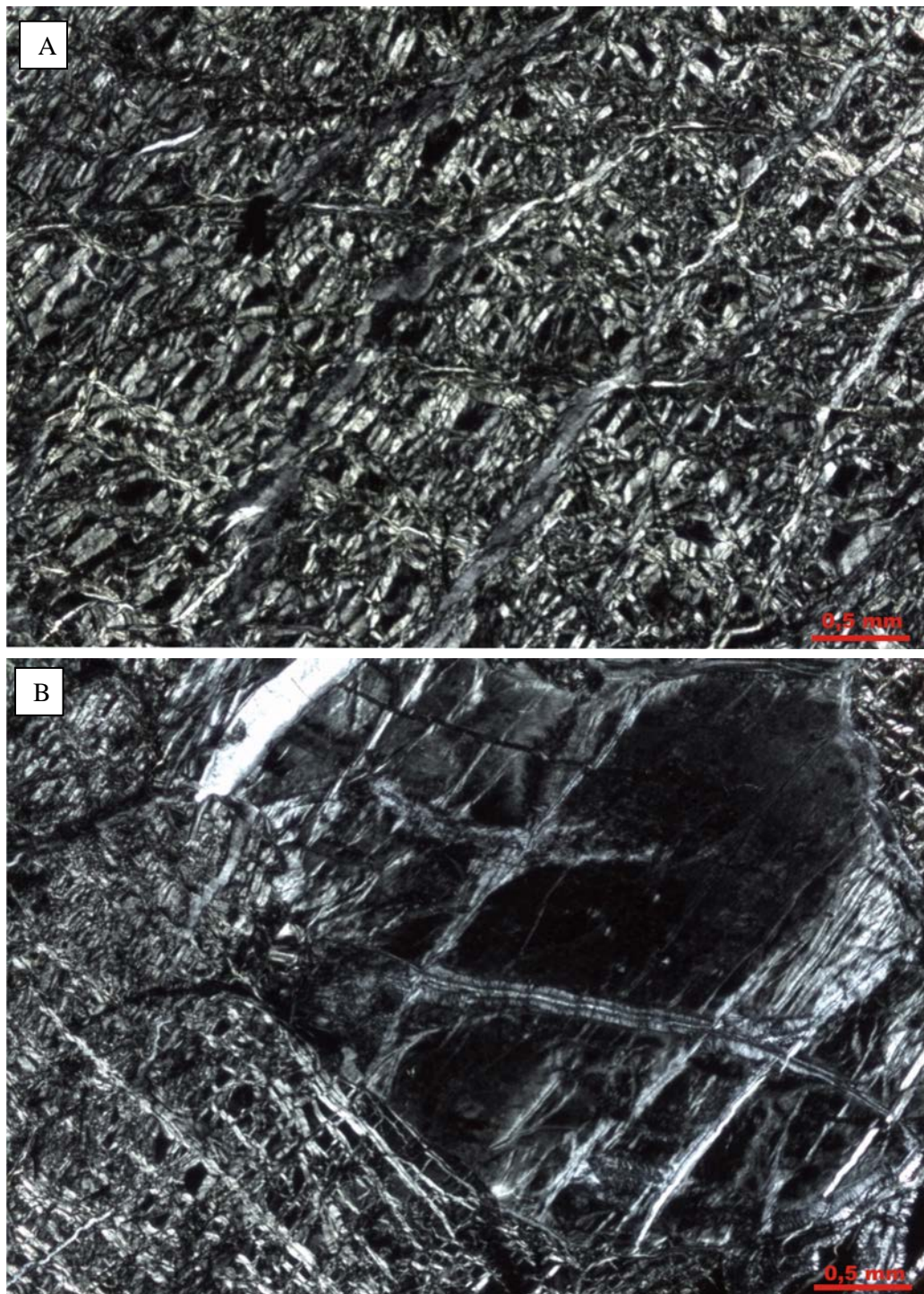


Figura 4.1- Aspectos texturais dos harzbugitos: A) Textura pseudomórfica tipo *mesh* sobre olivina (2010/LP-11-A). B) Pseudomorfo de olivina serpentinizada (2010/LP-37). Ambas em luz polarizada (LP).

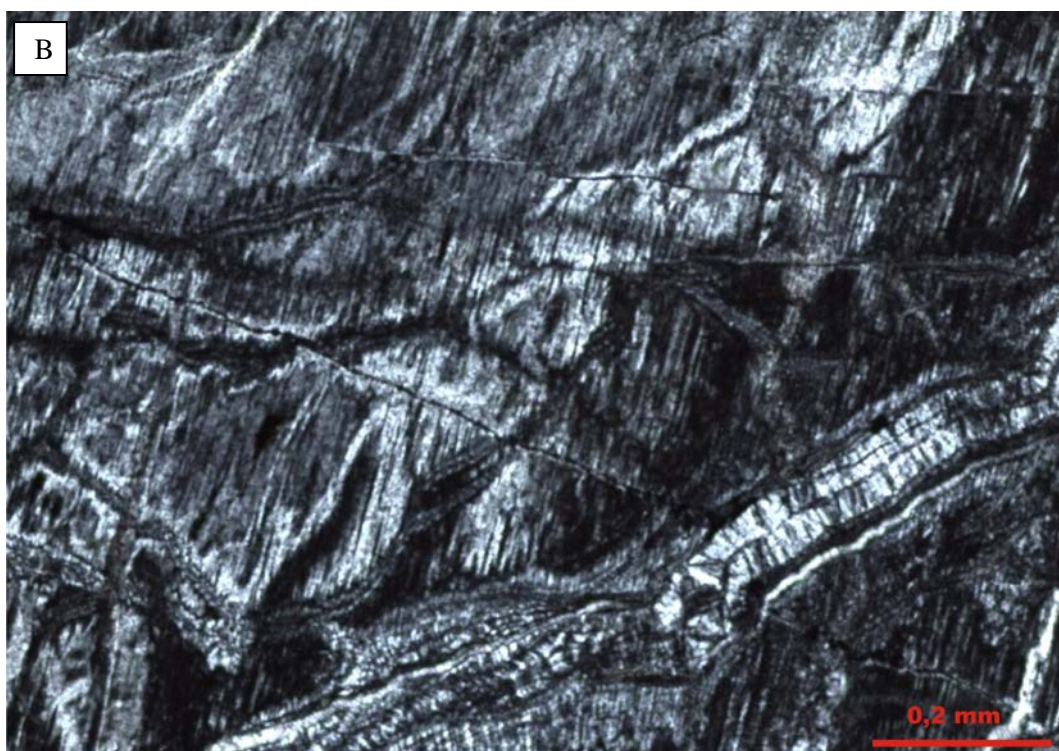
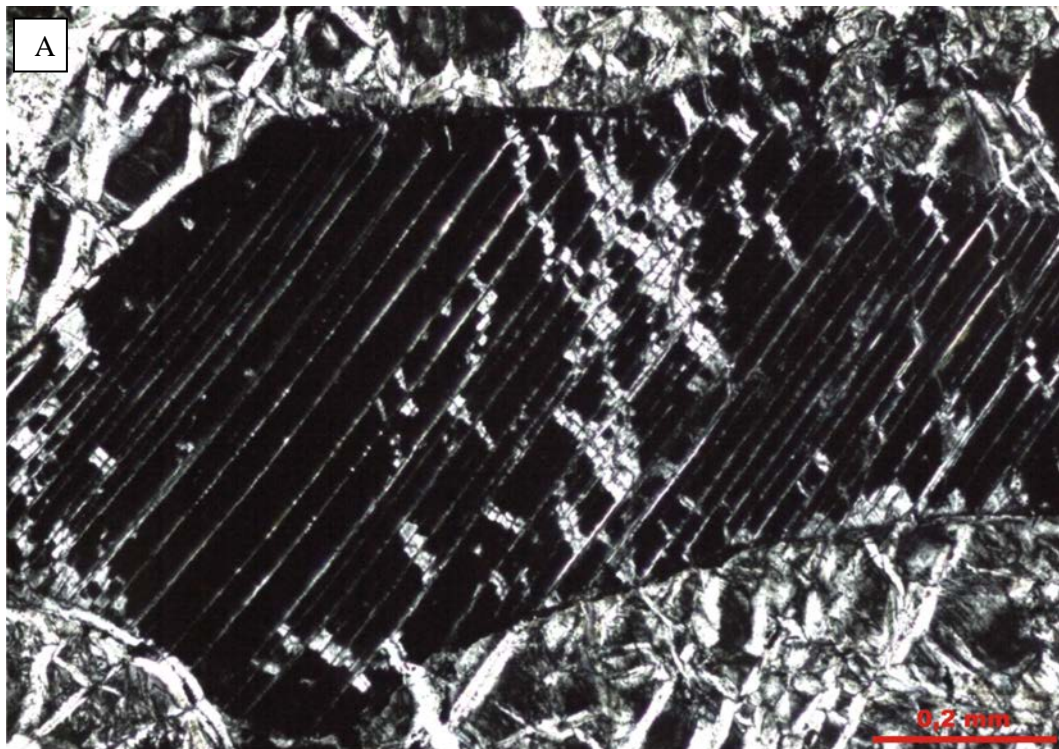


Figura 4.2- Aspectos texturais dos harzbugitos: A) Feição de bastita em pseudomorfo de ortopiroxênio (2010/LP-40) LP. B) Cristal de ortopiroxênio cisalhado com transformação para crisotila (2010/LP-12) LP.

#### 4.1.2 Wehrlitos

Os wehrlitos afloram na forma de pequenos diques e ocorrem em somente dois afloramentos na Suíte Ofiolítica Araguacema. Em geral, são rochas de cor verde escura e granulação grossa. São constituídos por cristais centimétricos de olivina e clinopiroxênio que podem atingir até 2 cm de diâmetro. Correspondem às amostras, 2010/LP-09 e 2005/ ARG-05-II. Este tipo de peridotito apresenta textura cumulada (*cumulus*), evidenciada por aglomerados de olivina e clinopiroxênio (Fig. 4.3 A). Os interstícios são preenchidos por cristais anédricos de clinopiroxênio e ortopiroxênio, caracterizando a textura *intercumulus*.

A composição mineralógica é definida por olivina (50 a 55%), clinopiroxênio (35 a 40%) e ortopiroxênio (5 a 10%) como minerais essenciais, além de cromita e magnetita, acessoriamente.

A olivina apresenta-se na forma de cristais com diâmetro em torno de 2 cm. Encontra-se parcialmente transformada para serpentina do tipo lizardita, com textura *mesh*. Os cristais de olivina encontram-se fortemente fraturados com fraturas de cisalhamento (Fig. 4.3 B).

O clinopiroxênio, em geral, é incolor, exibe hábito prismático e proeminente clivagem longitudinal. Há duas formas de ocorrência desse mineral: a) como cristais centimétricos semelhantes à olivina, formando com esse mineral, contatos retilíneos e localmente irregulares b) cristais de dimensões milimétricas presentes nos interstícios dos cristais de olivina (Fig. 4.4 A). Alguns se mostram encurvados (Fig 4.4 B), em resposta à deformação de cisalhamento a qual esses litotipos foram submetidos.

O ortopiroxênio é incolor, hábito prismático e suas clivagens longitudinais são realçadas por segregações de óxido de ferro. Geralmente ocorre nos interstícios maiores de olivina e clinopiroxênio.

Foram identificados dois tipos de minerais opacos: a magnetita e a cromita. A magnetita ocorre na forma de finos aglomerados que margeam o contorno dos pseudomorfos de olivina e são um subproduto da serpentinização. A cromita pertence à paragênese primária na forma de cristais subédricos e está presente nos interstícios.

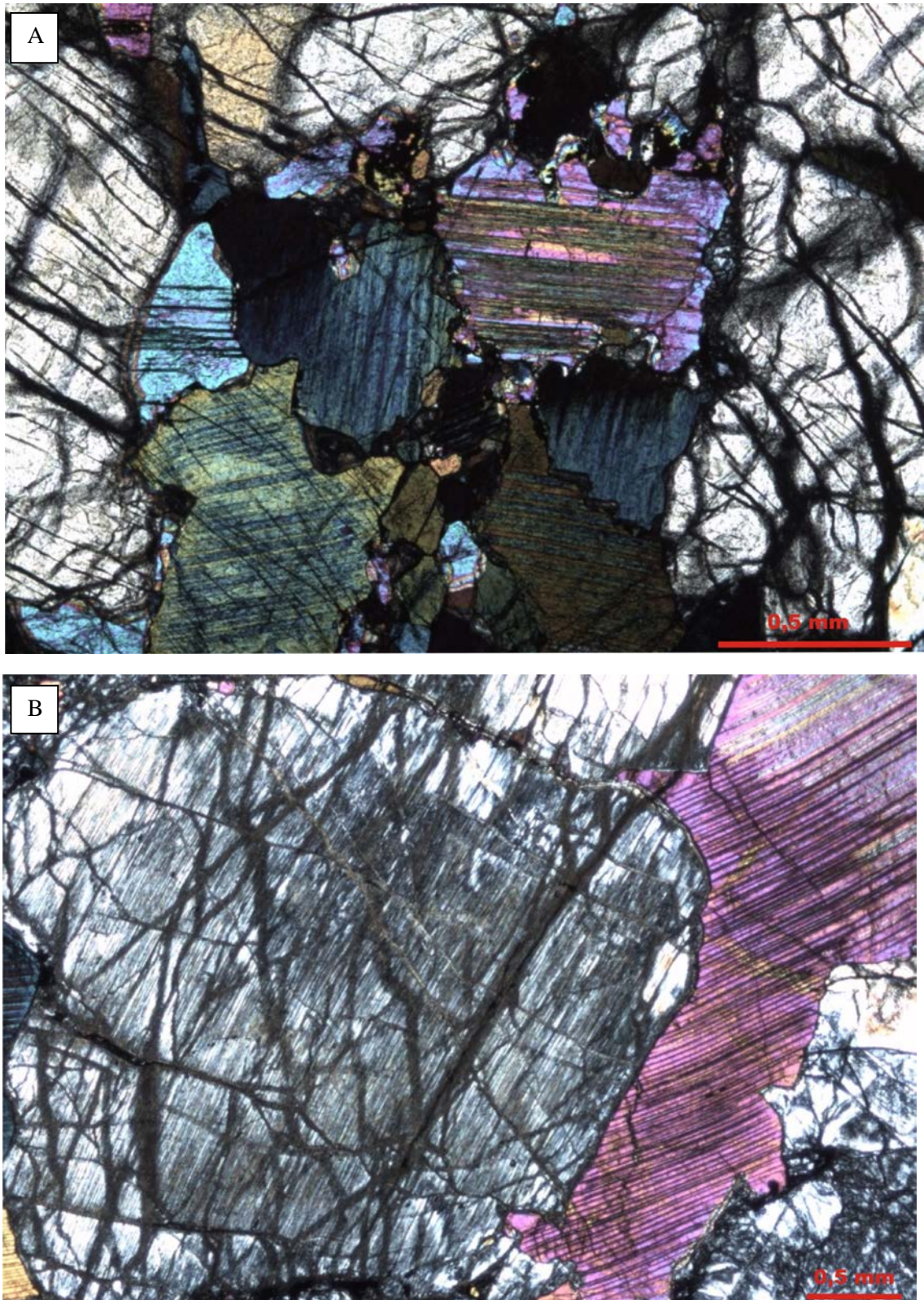


Figura 4.3- Aspectos texturais e mineralógicos dos wehrlitos: A) Textura cumulada definida pela aglomeração de cristais de olivina e clinopiroxênio (2010/LP-09) LP; B) Olivina e clinopiroxênio fortemente cisalhados (2010/LP-09) LP.

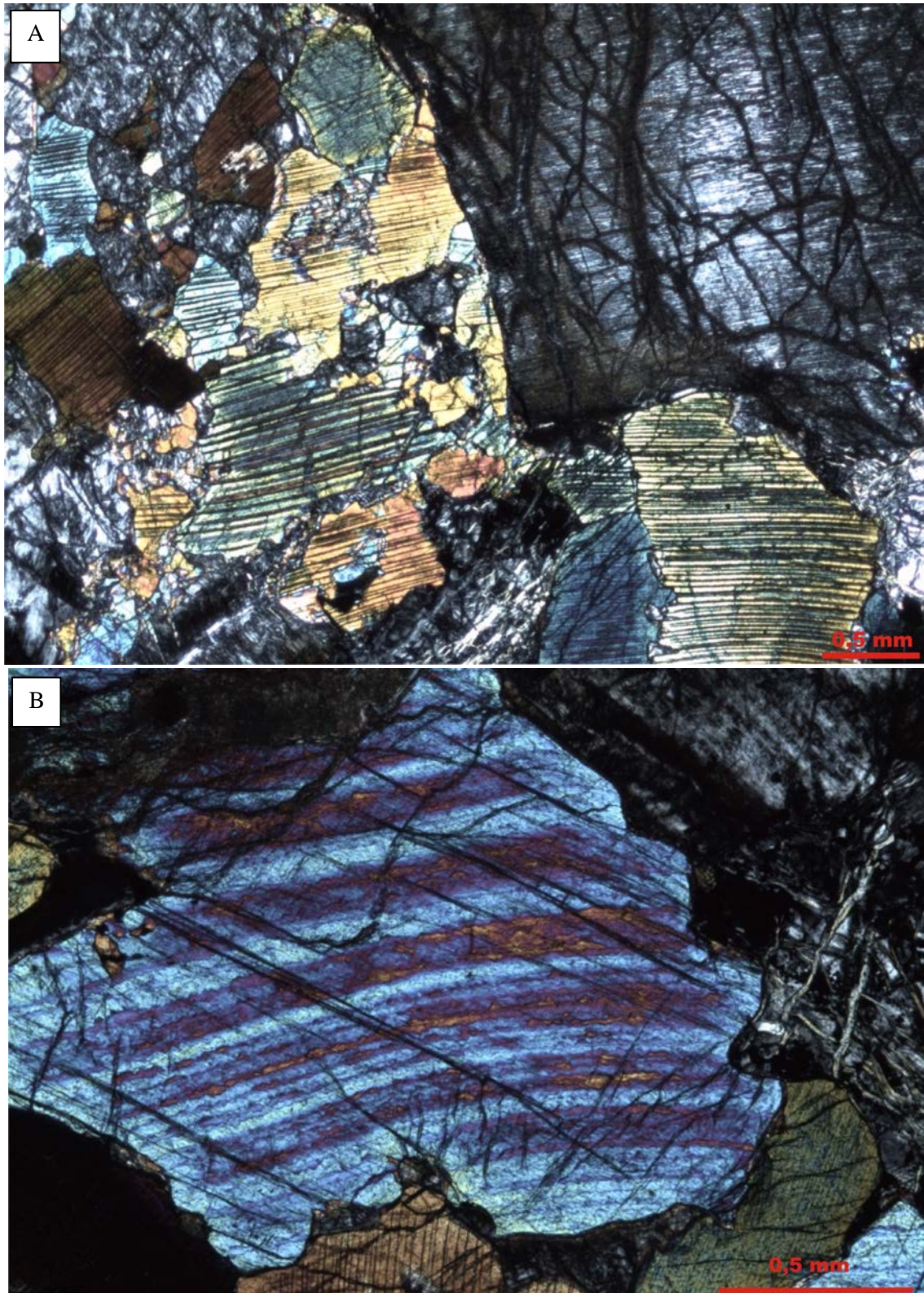


Figura 4.4- Aspectos texturais e mineralógicos dos wehrlitos: A) Presença de cristais de clinopiroxênio nos interstícios da olivina, evidenciando a textura intercumulada (2005/ARG-5-II) LP; B) Cristal de clinopiroxênio fraturado e encurvado (2005/ARG-5-II) LP. Notar em ambos forte deformação.

## 4.2 BASALTOS ALMOFADADOS

Os basaltos almofadados constituem uma expressiva camada de aproximadamente 50 metros exposta na encosta do morro pertencente a Suíte Ofiolítica Araguacema e compõem um conjunto de derrames e frentes de extravasamento em que as almofadas estão articuladas umas sobre as outras e bordejadas por uma zona interalmofada (*interpillow*). A estrutura em almofada apresenta zoneamento interno, em que o núcleo é definido por um basalto maciço de cor marrom arroxeadado e a borda é representada por um basalto hipovítreo de cor verde com tons amarronzados que podem conter esferulitos de dimensões milimétricas.

Esses litotipos encontram-se envolvidos por uma zona denominada interalmofada, de cor verde que representa material vítreo transformado. Nesta zona são frequentes brechas de fragmentos basálticos e feições de resfriamento rápido. A reunião de todas essas características levou à individualização de três tipos de basaltos assim classificados: basaltos maciços, basaltos hipovitreos esferulíticos e hialoclastitos.

### 4.2.1 Basaltos maciços

Esses litotipos são encontrados nos núcleos preservados das almofadas e correspondem às amostras MA-02, MA-03, MA-04, 2005-ARG-04-A, 2005-ARG-04-C-I, 2007/ARG-08-D, 2007/ARG-08-E, 2007/ARG-08-F, 2007/ARG-08-G, 2007/ARG-08-H, 2007/ARG-08-I e 2010/LP-08-A-I. Representam o litotipo predominante na unidade vulcânica e compreendem rochas de cor marrom arroxeadado, afaníticas de granulação fina a muito fina.

A textura característica desses basaltos é a intersertal, definida por cristais ripiformes de plagioclásio dispostos aleatoriamente sobre o material vítreo (Figs. 4.5A e B).

O conteúdo mineralógico é definido essencialmente por vidro (30-40%), plagioclásio (40 a 35%), clinopiroxênio (~20%) e minerais opacos (<2%) e na amostra 2010-LP-08-A-1 foi identificada olivina.

O vidro apresenta-se como um material escuro de cor marrom. Entretanto, em algumas amostras encontra-se transformado para uma massa criptocristalina de cor verde com tons acinzentados.

O plagioclásio apresenta-se na forma de cristais aciculares ou ripiformes ora mais alongados ora mais curtos. Em alguns cristais foram identificados maclamentos do tipo albita. As amostras MA-03 e MA-04 mostram cristais aciculares dispostos radialmente (Fig. 4.6A).

O clinopiroxênio apresenta-se na forma de pequenos cristais aciculares ou prismáticos que se encontram dispersos por toda a rocha.

Dentre os minerais opacos, destaca-se a magnetita que apresenta hábito granular e às vezes formas esqueletais com bordas irregulares. A calcocita ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ), que foi identificada através de MEV, ocorrendo na forma cristais euédricos em contato com clinopiroxênio. A hematita foi identificada somente com o auxílio da DRX.

A olivina se apresenta com hábito granular, parcialmente transformada para iddingsita (Fig. 4.6B), particularmente nas bordas e ao longo das fraturas desse mineral.

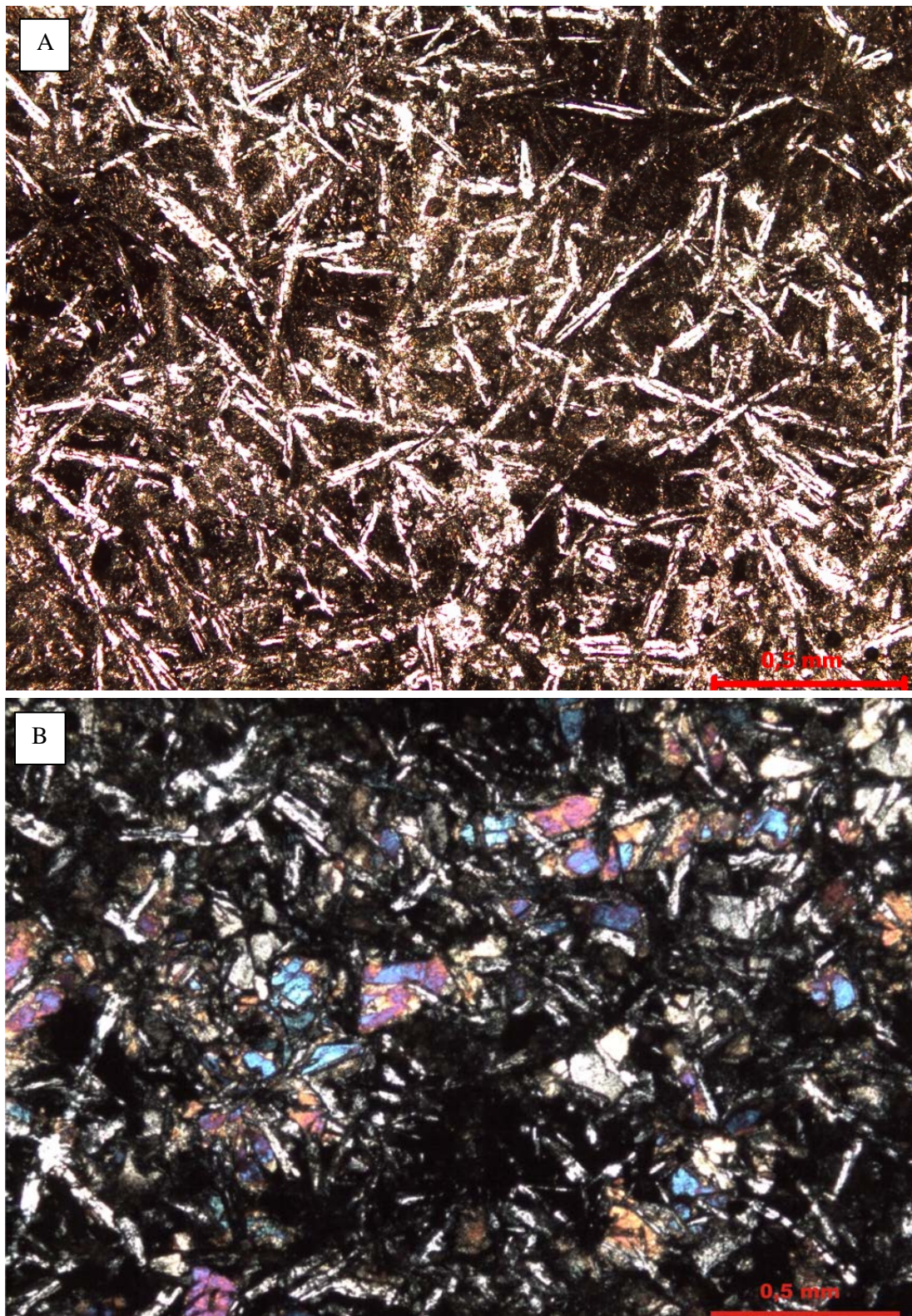


Figura 4.5- Aspectos texturais e mineralógicos dos basaltos maciços do núcleo das almofadas: A) Textura intersertal definida pela presença de cristais aciculares de plagioclásio randomicamente (MA-02) LP. B) Textura intersertal caracterizada pela presença de ripas de plagioclásio, grânulos de clinopiroxênio e olivina com insterstícios ocupados por material vítreo (2010/LP-08-A-I) LP.



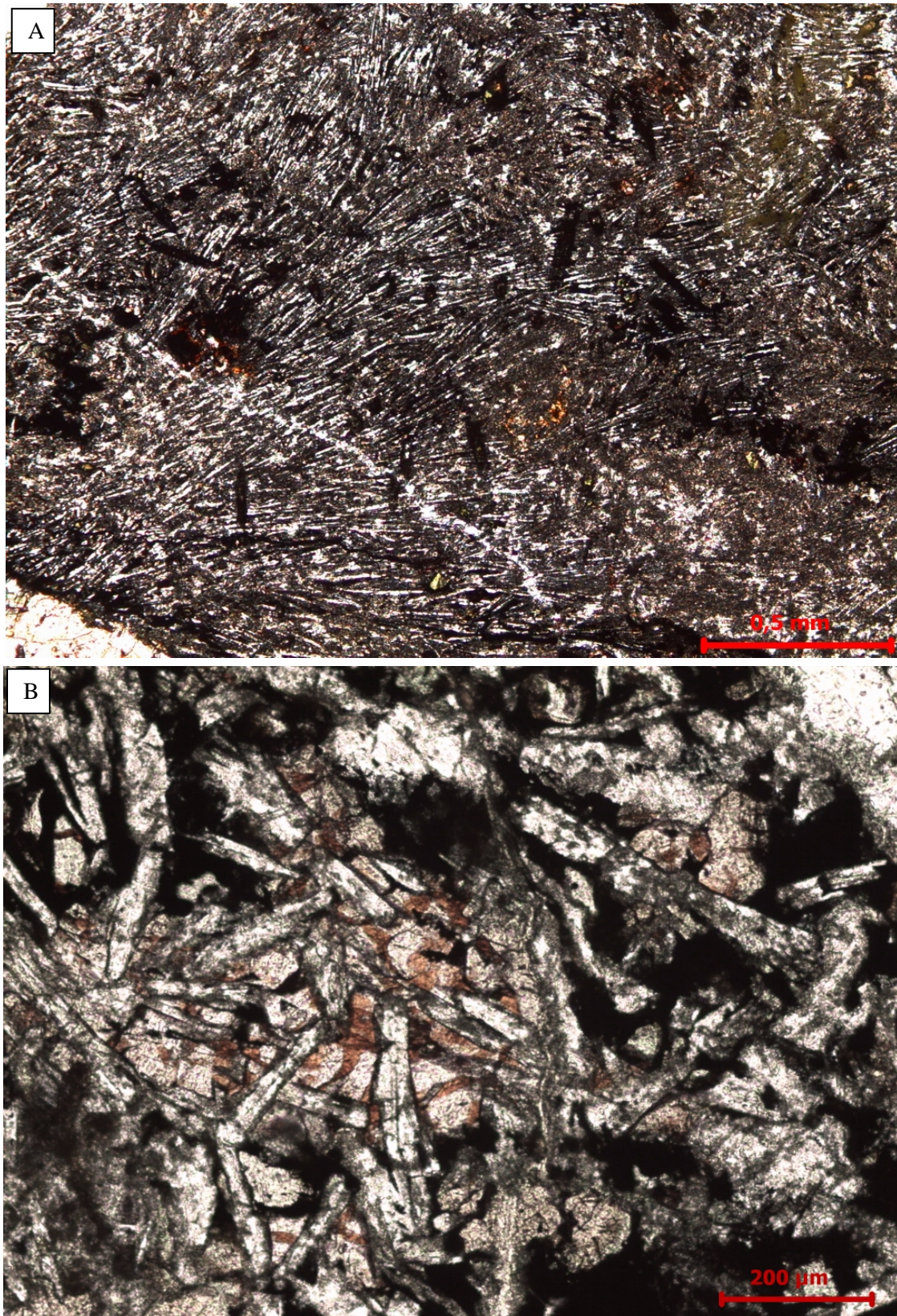


Figura 4.6- Aspectos texturais e mineralógicos dos basaltos maciços do núcleo das almofadas: A) Cristais aciculares de plagioclásio dispostos radialmente (MA-03) LP. B) Transformação de olivina para iddingsita nas bordas e fraturas (2010/LP-08-A-I) Luz natural (LN).

#### 4.2.2 Basaltos hipovítreos com esferulitos

Os basaltos hipovítreos com esferulitos são encontrados nas zonas intermediárias das almofadas e correspondem às amostras MA-05, MA-06, 2005/ARG-4-B, 2007/ARG-PA, 2007/ARG-10 e 2010/LP-08-C-I. Compreendem rochas afaníticas de granulação muito fina, maciças e cor verde com tons amarronzados.

A textura característica desses basaltos é intersertal definida por cristais aciculares esqueletais de plagioclásio (Fig. 4.7A) dispostos aleatoriamente em meio ao material vítreo de cor marrom.

Esses litotipos apresentam esferulitos de dimensões milimétricas que apresentam em seu interior uma massa muito fina (criptocristalina), com cristais aciculares de plagioclásio (Fig. 4.7B). Foram identificados dois tipos de micas dentro dos esferulitos com o auxílio da DRX, denominadas nimita e politionita.

A composição da rocha é essencialmente vidro (~50%) e os minerais que se encontram envolvidos por esse material, como plagioclásio (~30%), clinopiroxênio (15 a 20%) e minerais opacos (<1%).

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

O plagioclásio apresenta-se na forma de cristais aciculares e esqueletais, característicos de formação em condições de resfriamento rápido (*quenching*). Foram identificados raramente maclamentos do tipo albita e por vezes, esse mineral encontra-se disposto radialmente na rocha.

O clinopiroxênio mostra-se com formas aciculares com feições do tipo “rabo-de-andorinha”. Em geral os cristais desse mineral estão escuros devido à oxidação (Fig. 4.8A).

A calcopirita foi identificada somente através da análise por MEV e ocorre na forma de cristais anédricos, com hábito granular, presente na matriz vítrea.

Há presença de pseudomorfos de magnetita que exibem terminações irregulares, semelhantes às feições tipo “rabo-de-andorinha” (Fig. 4.8B).

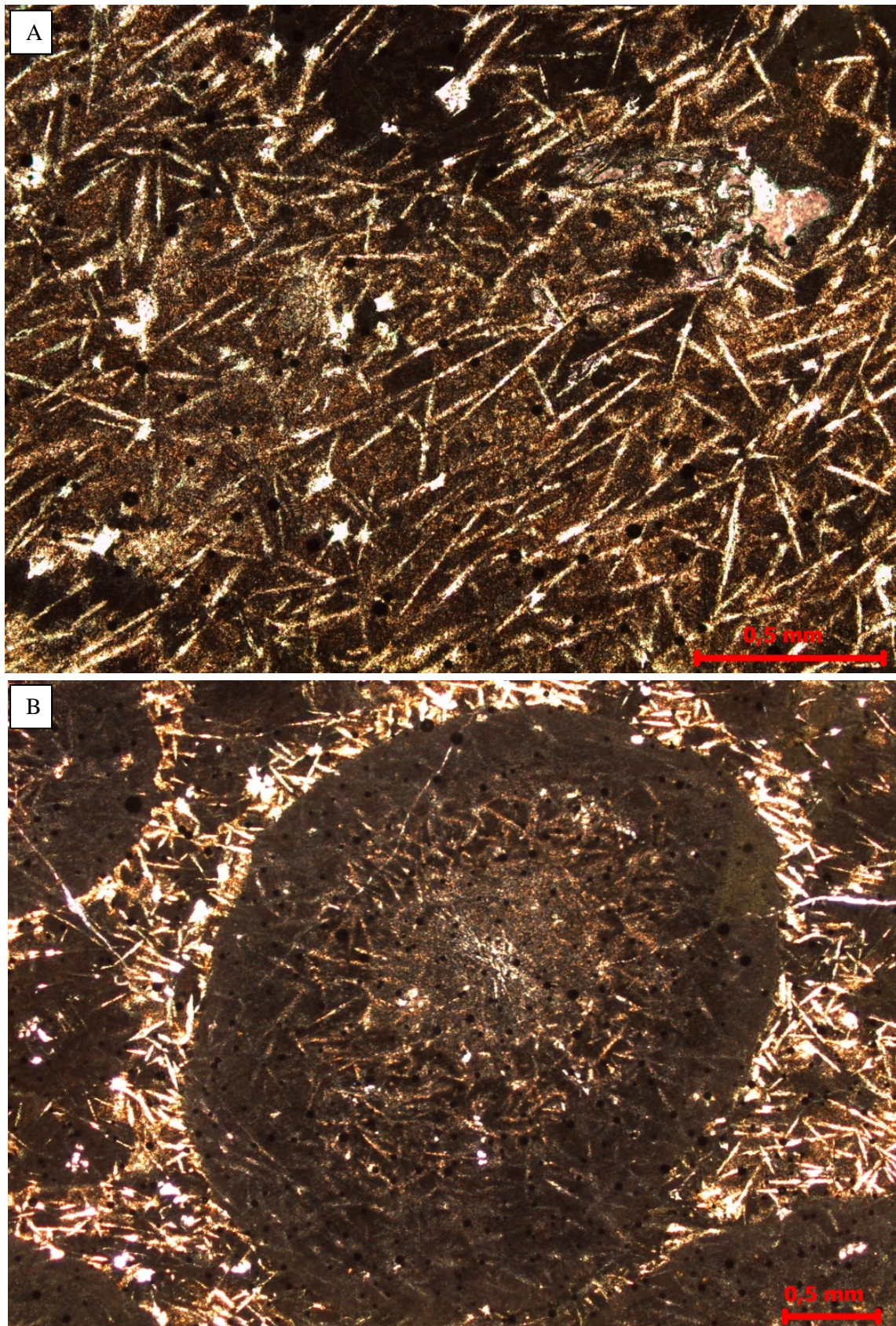


Figura 4.7- Aspectos texturais e mineralógicos dos basaltos hipovítreos esferulíticos na zona da borda das almofadas: A) Textura intersertal definida por cristais aciculares de plagioclásio dispostos aleatoriamente em material vítreo (MA-06). B) Esferulito constituído por cristais aciculares de plagioclásio em massa criptocristalina com vidro (MA-05). Ambas em luz natural (LN).

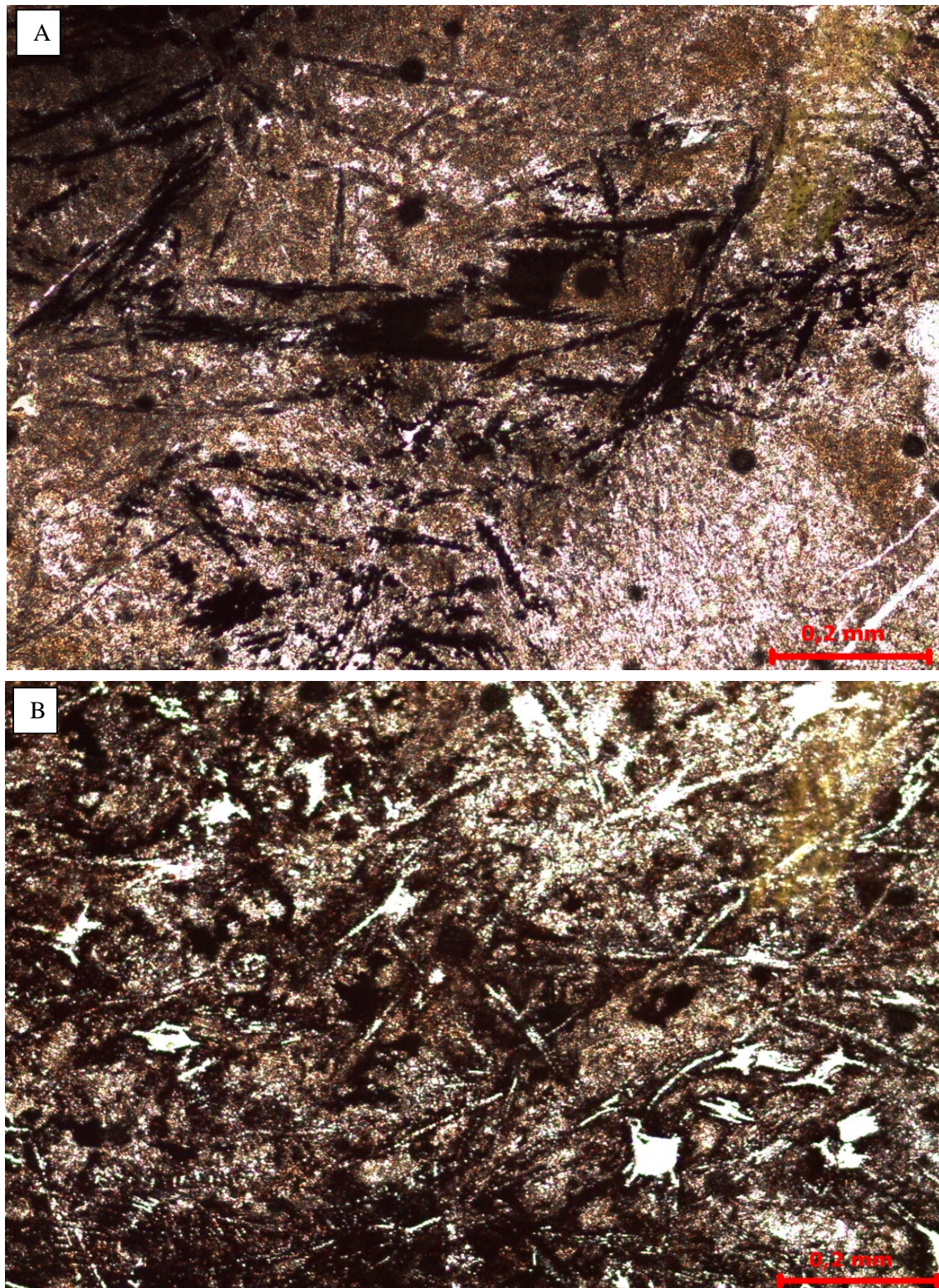


Figura 4.8- Aspectos texturais e mineralógicos dos basaltos hipovítreos com esferulitos: zona da borda das almofadas: A) Cristais aciculares com terminações em formas tipo “rabo-de-andorinha” em clinopiroxênio oxidado (2007/ARG-10) LN. B) Pseudomorfos de magnetita exibindo terminações irregulares, semelhantes às feições de “rabo-de-andorinha”, associados com cristais aciculares esqueléticos de plagiolásio (2007/ARG-PA) LN.

### 4.2.3 Hialoclastitos

Os hialoclastitos são encontrados nas zonas de borda das almofadas (interalmofada) e correspondem às amostras MA-1-A, MA-1-B, 2005/ARG-4-C-II, 2007/ARG-09-A, 2007/ARG-09-B, 2007/ARG-09-C, 2007/ARG-09-D e 2010/LP-08-B. São rochas de cor verde, afanítica e granulação muito fina. Em muitos casos exibem estrutura de fluxo bem definida, observada através da textura traquítica em que os micrólitos de plagioclásio encontram-se dispostos em orientação preferencial. Além disso, são comuns alternâncias de bandas de material vítreo com minerais hipovítreos em zonas escuras submilimetricamente, bem como fragmentos vítreos orientados na direção de fluxo (Fig. 4.9A).

Esse tipo litológico é caracterizado pela abundância de fragmentos líticos com formas subangulosas, cujo tamanho varia entre 4 a 8 cm e conferem aos hialoclastitos aspecto brechado.

Esses clastos são formados por material vítreo de cor preta e verde que se apresentam em meio a uma massa cloritizada (Figs. 4.9B 4.10A). Alguns desses fragmentos se apresentam fraturados e outros plasticamente deformados, mostrando aspecto sigmoidal e orientados seguindo a orientação da estrutura de fluxo (Fig. 4.10B). Internamente, exibem porções concêntricas que representam feições de resfriamento rápido.

A composição é essencialmente material vítreo (80-90%) e plagioclásio (10-20%).

O material vítreo foi amplamente devitrificado e transformado em uma massa criptocristalina de cor verde, formada por clorita, epidoto e outros componentes não identificados.

Os cristais de plagioclásio se apresentam na forma de pequenas ripas ou como micrólitos que se encontram alinhados sub-paralelamente e definem a estrutura de fluxo. Esses cristais encontram-se parcialmente transformados para sericita e epidoto.

Nos hialoclastitos foram identificadas foliações incipientes de natureza tectono-metamórfica ( $S_1$ ), especialmente nas porções ricas em clorita (produto de devitrificação).

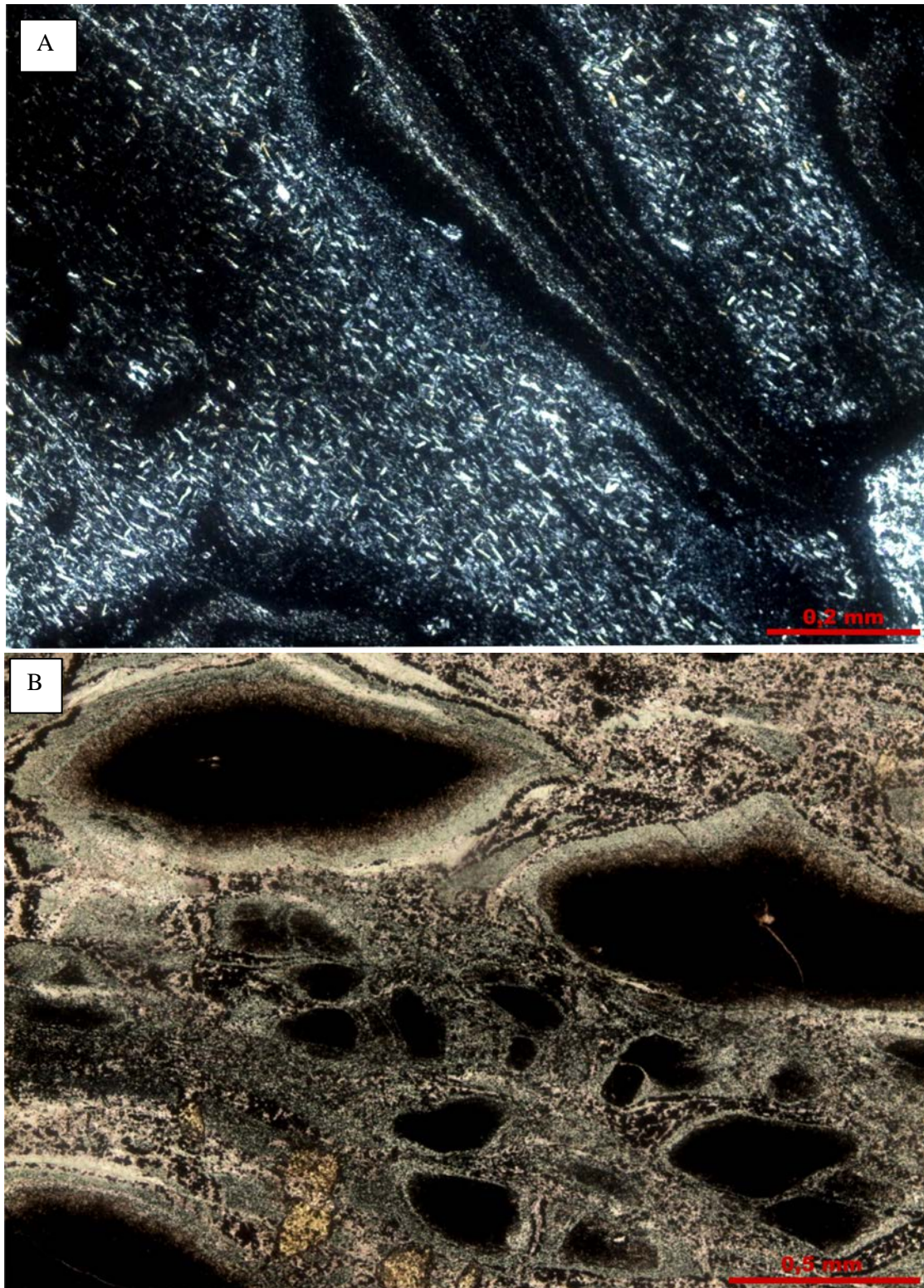


Figura 4.9- Aspectos texturais e mineralógicos dos hialoclastitos presentes nas bordas das almofadas: A) Detalhe da estrutura de fluxo definida pela orientação preferencial de cristais aciculares de plagioclásio que caracterizam a textura traquítica (2010/LP-08-B) LP. B) Fragmentos de basalto vítreo de cor preta que se apresentam em meio à matriz cloritizada (MA-1-A) LN.

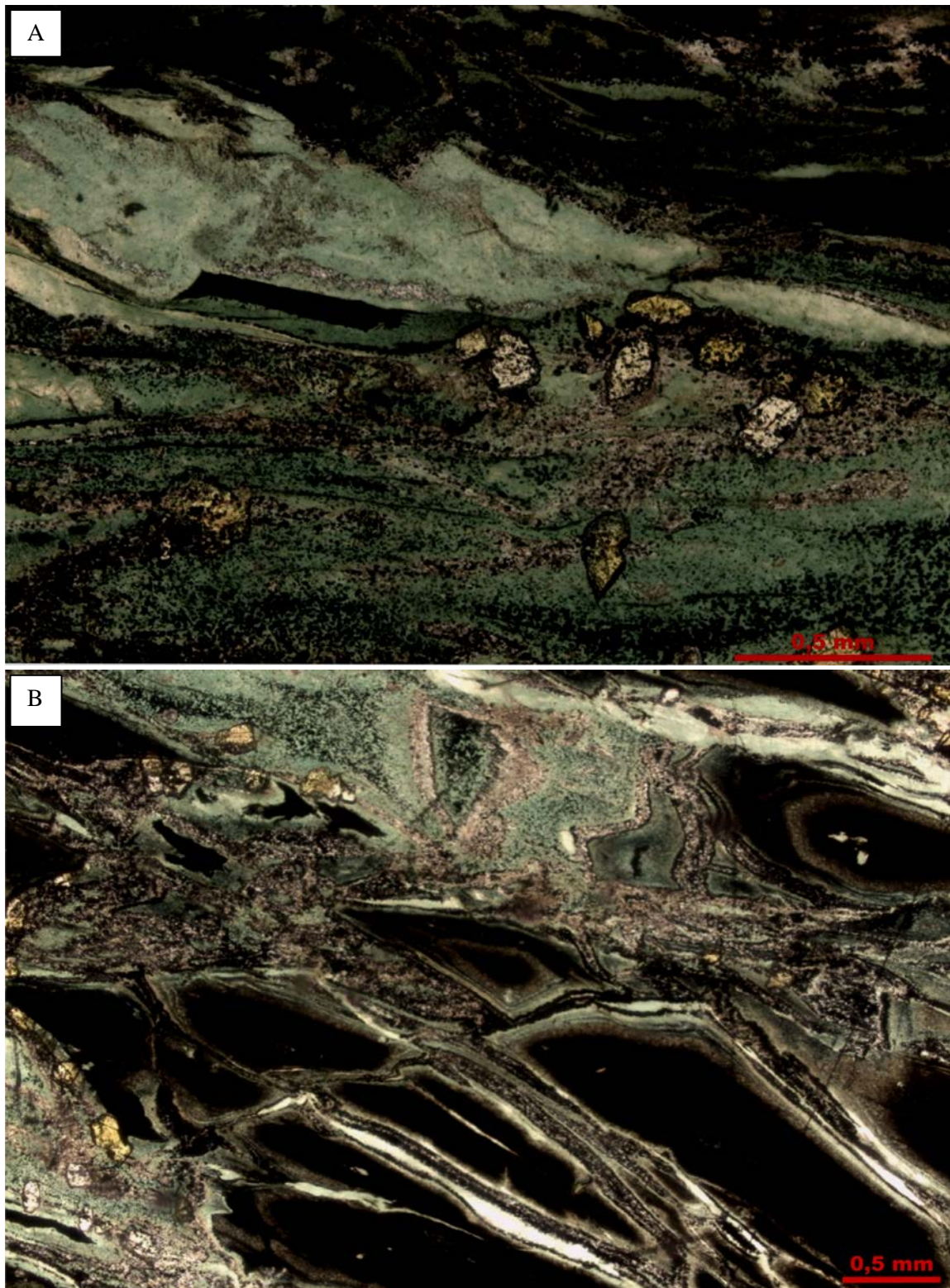


Figura 4.10- Aspectos texturais e mineralógicos dos hialoclastitos presentes nas bordas das almofadas: A) Matriz de cor verde rica em clorita e epidoto com marcante estrutura de fluxo vulcânico (2010/LP-08-B) LN. B) Fragmentos de material vítreo fraturados e orientados seguindo a estrutura de fluxo (2010/LP-08-B) LN.

### 4.3 METACHERTS FERRÍFEROS

Estas rochas representam a porção sedimentar da Suíte Ofiolítica Araguacema de composição silicosa e ferrífera e correspondem às amostras 2010/LP-26 e 2010/LP-29.

Os metacherts ferríferos apresentam coloração cinza com tons avermelhados e esbranquiçados, granulação fina a muito fina, exceto quando recristalizados (quartzitos). Apresentam textura granoblástica poligonal caracterizada por pontos tríplexes entre os cristais de quartzo, que possivelmente é resultado de recristalização metamórfica (Fig. 4.11A). São constituídos predominantemente por quartzo (80%-90%), além de magnetita e hematita (10%-20%).

O quartzo ocorre como cristais anédricos com moderada extinção ondulante e comumente distingue-se dois tipos. Um tipo caracterizado por cristais relativamente grandes que define mosaicos granoblásticos indicando texturas de equilíbrio com o desenvolvimento de pontos tríplexes entre os cristais com ângulos próximos a 120°. O outro tipo apresenta-se como cristais pequenos (1 a 3 mm), com contatos retilíneos e às vezes suturados entre si.

A magnetita define pequenos cristais euédricos com hábito bipiramidal, disseminados entre os grãos de quartzo ou algumas vezes concentrados em faixas definindo uma orientação (banda) na rocha.

A hematita ocorre em massas irregulares, disseminadas ou semelhantes à magnetita, concentrados em faixas definindo uma orientação (banda) nos metacherts (Fig. 4.11 B).



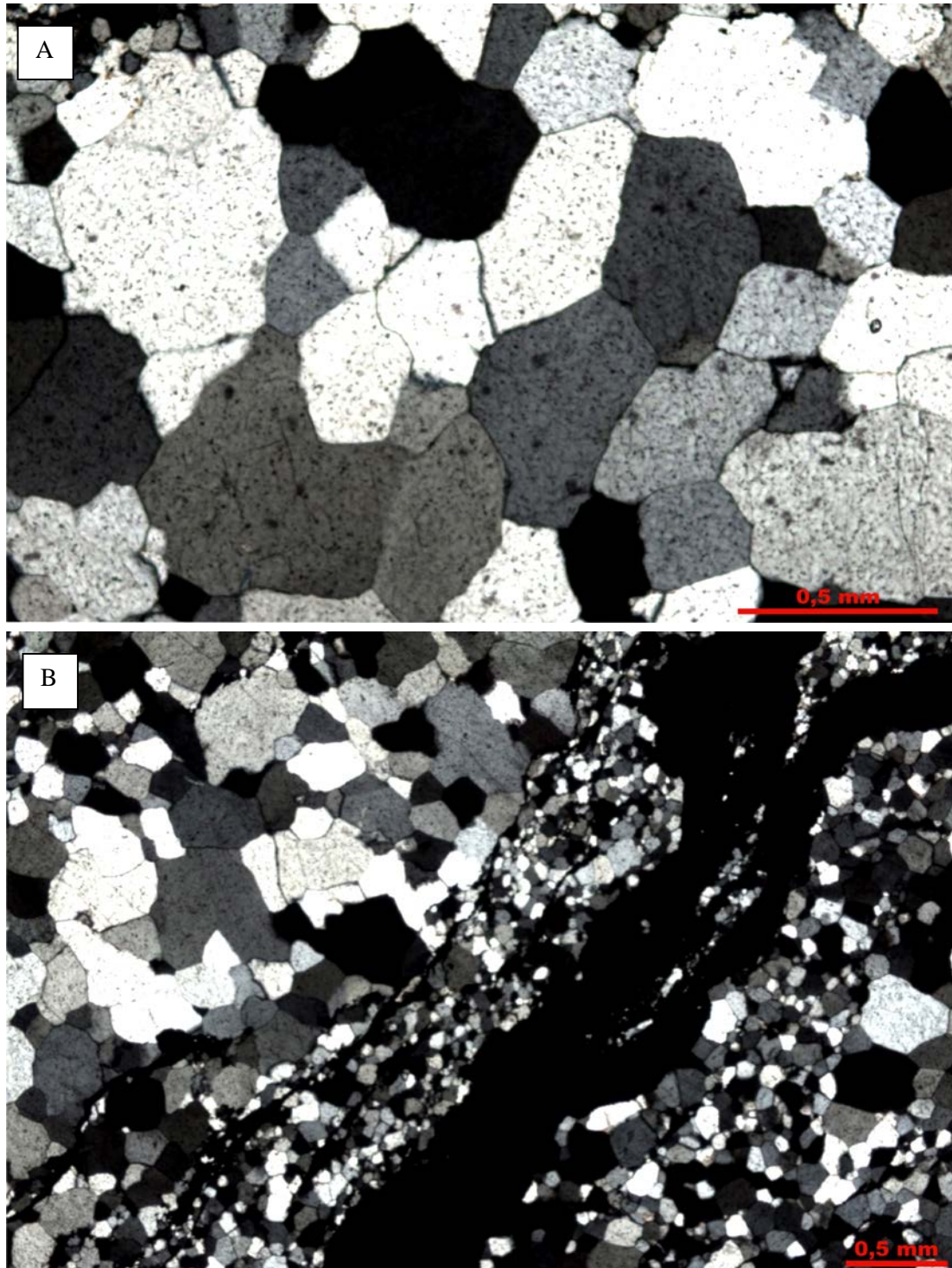


Figura 4.11- Aspectos gerais dos metacherts ferríferos: A) Textura granoblástica poligonal definida pelos cristais de quartzo que formam pontos trípticos (2010/LP-26) LP. B) Foliação de lamelas de hematita e duas gerações de quartzo (2010/LP-29) LP.

#### 4.4 PETROGRAFIA DOS VEIOS

Nas rochas magmáticas estudadas foram registradas falhas e fraturas resultantes dos processos tectônicos que afetaram o Cinturão Araguaia nessa região. Um dos produtos são um sistema de fraturas com atitudes ao longo das direções NW-SE, NE-SW e N-S.

Outros registros são redes de veios de espessura milimétrica a centimétrica que recortam os basaltos, mas também as rochas ultramáficas e as rochas metassedimentares. Esses veios são constituídos por quartzo, epidoto e carbonato e apresentam-se na forma de lentes com extremidades estiradas (Fig 4.12A e B).

O quartzo nesses veios é o mineral dominante e ocorre na forma de cristais anédricos, microcristalinos, apresentando moderada extinção ondulante, fraturados e localmente estirados. O contato entre os cristais são suturados e denteados. Entretanto, nas porções em que os cristais são maiores, eles apresentam contatos retilíneos em ponto tríplice.

O epidoto ocorre na forma de pequenos grânulos ou em prismas curtos de cor amarela e cor de interferência anômala.

O carbonato apresenta-se como pequenos ou grandes cristais incolores, subédricos, com geminações polissintéticas, sendo que essa feição mostra-se localmente deformada (*kink band*).

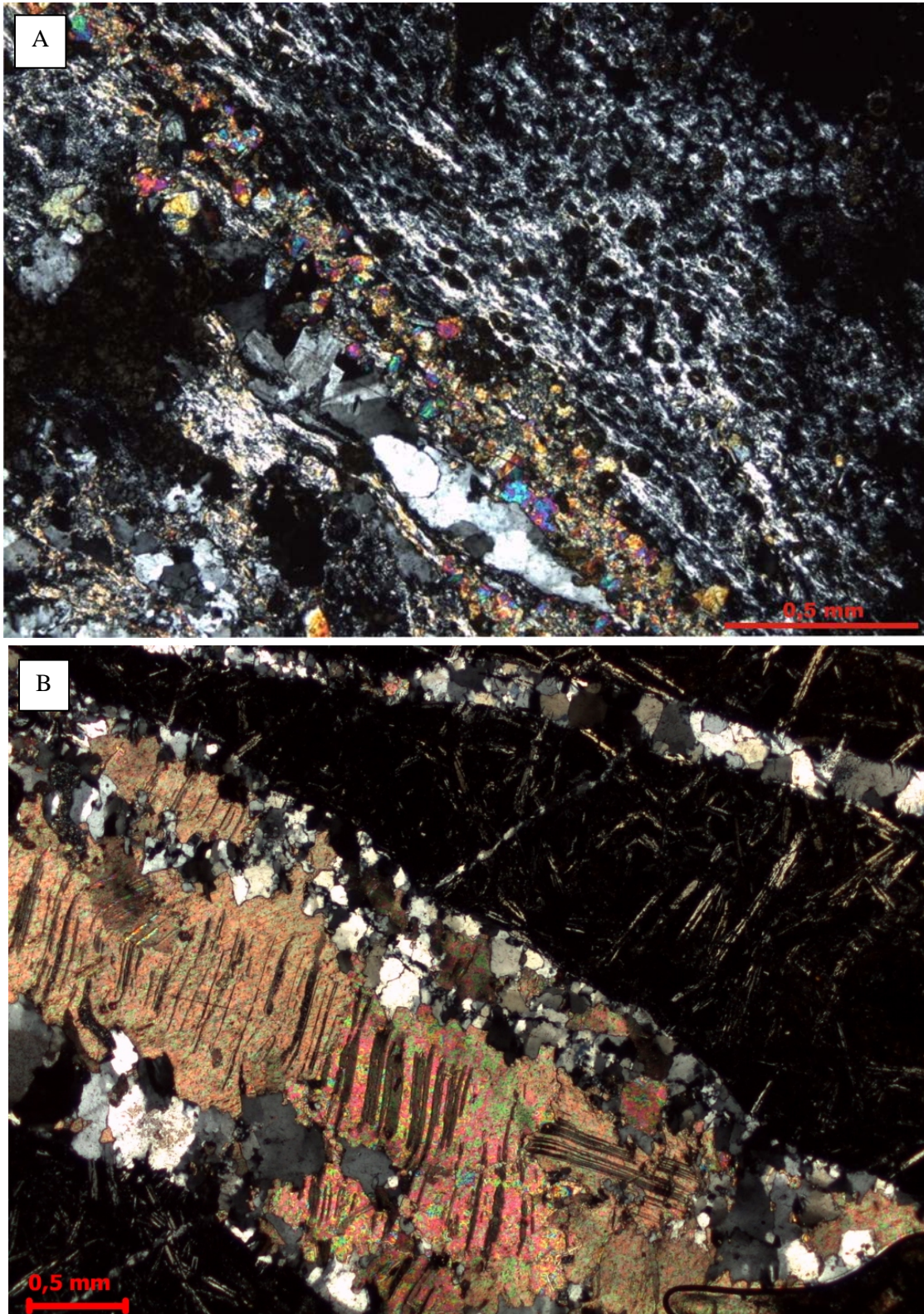


Figura 4.12- Aspectos gerais dos veios presentes nos basaltos almofadados: A) Veio lentiforme constituído por quartzo e epidoto acompanhando foliação de metabasalto (MA-01-A) LP. B) Veio rico em carbonato com menor quantidade de quartzo, deformado e recristalizado. Destaque para a geminação polissintética com estrutura *kink band* (MA-01-A) LP.

## 5 ANÁLISES DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

O estudo petrográfico foi complementado com a microscopia eletrônica de varredura (MEV) que permitiu melhor caracterização dos constituintes mineralógicos dos litotipos estudados, particularmente dos basaltos, devido à limitação dos meios ópticos pela granulação muito fina. Por essa razão, a aplicação de MEV se tornou imprescindível, não somente para a obtenção de imagens bidimensionais em lâminas polidas e tridimensionais em fragmentos de minerais e rochas com uma amplitude muito superior à microscopia óptica, como também à realização de análises químicas semiquantitativas para obtenção das composições mais específicas dos minerais, como dos opacos, além da visualização das relações entre os minerais e suas formas.

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

### 5.1 ANÁLISES DE MEV EM PERIDOTITOS

As análises de MEV foram realizadas em quatro amostras de peridotitos, sendo duas amostras de harzbugito (2007/ARG-MA-07 e 2010/LP-46) e duas amostras de wehrlito (ARG-5-II e 2010/LP-09). Os dados obtidos permitiram caracterizar os principais constituintes mineralógicos identificados no estudo petrográfico, os quais se encontram nas tabelas 5.1 a 5.9, descritas a seguir.

#### 5.1.1 Harzbugitos

As análises de MEV realizadas nos harzbugitos caracterizaram os seguintes minerais: olivina do tipo forsterita, magnetita, Mg-Fe cromita, óxidos e sulfetos de Ni (Figs. 5.1 e 5.2).

##### a) Olivina

Na maioria das amostras, esse mineral ocorre quase totalmente transformado para serpentina (lizardita), formando a textura em rede (*mesh*). Entretanto, foram identificados raros relictos da olivina primária em que foram analisados por MEV e caracterizados como do tipo forsterita, com base nas composições químicas obtidas em cada cristal, conforme a Tabela 5.1. As olivinas analisadas são constituídas por O cuja concentração varia

aproximadamente entre 44 e 47%; o Mg varia de 24 e 26% ; o teor de Si situa-se entre 25 e 28% e a concentração de Fe fica em torno de 2%. Esses resultados permitiram caracterizar a olivina como do tipo forsterita.

Tabela 5.1- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em olivina.

Elementos	ARG-MA-07				2010/LP-46	
	Análise 1	Análise 2	Análise 3	Análise 4	Análise 5	Análise 6
O	47,25%	46,60%	44,36%	46,77%	45,43%	46,60%
Mg	25,42%	26,40%	26,67%	24,85%	24,26%	26,14%
Si	25,13%	27,00%	26,76%	26,38%	28%	24,85%
Fe	2,20%	-	2,21%	2%	2,31%	2,41%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%

#### b) Cromita

Esse mineral corresponde à fase opaca mais abundante presente nos harzbugitos. As concentrações químicas dos elementos obtidos por MEV encontram-se na Tabela 5.2. Os resultados analíticos revelam teores de 28 e 32% de O; 20 e 32% de Cr; 16 e 24% de Al; 12 e 14% de Fe e 10% de Mg.

Tabela 5.2- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em cromita.

Elementos	ARG-MA-07			2010/LP-46		
	Análise 1	Análise 2	Análise 3	Análise 4	Análise 5	Análise 6
O	30,06%	28,30%	28,19%	32,81%	32,13%	28,42%
Cr	30,65%	32,26%	32,52%	20,63%	21,47%	24,63%
Al	16,54%	16,27%	16,17%	24,03%	23,61%	22,62%
Fe	13,52%	14,17%	14%	12,06%	12,48%	14,67%
Mg	9,23%	9%	9,12%	10,47%	10,31%	9,66%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%

#### c) Magnetita

Esse mineral foi analisado somente na amostra 2010-LP-46 e as concentrações químicas dos elementos encontram-se na Tabela 5.3. É um mineral constituído basicamente por Fe cuja concentração varia entre 74 e 77% e O, que varia entre de 23 e 26%.

Tabela 5.3- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em magnetita.

Elementos	2010/LP-46	
	Análise 1	Análise 2
Fe	74%	77%
O	26%	23%
Total	100%	100%

## d) Óxidos e sulfetos de Ni

Os óxidos e os sulfetos de Ni foram identificados somente na amostra 2010/LP-46 e os resultados das concentrações químicas de cada cristal encontram-se nas tabelas 5.4 e 5.5. Os óxidos apresentam concentração de Ni em torno de 61%, O com aproximadamente 36% e Fe, cujos teores ficam entre 2 e 3%. Os sulfetos apresentam concentrações de Ni em torno de 58%; enxofre com aproximadamente 37% e Fe com concentração em torno de 5%.

Tabela 5.4- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em óxido de Ni.

Elementos	2010/LP-46	
	Análise 1	Análise 2
Ni	61,20%	61,34%
O	35,89%	36,02%
Fe	2,91%	2,64%
Total	100%	100%

Tabela 5.5- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em sulfeto de Ni.

Elementos	2010/LP-46	
	Análise 1	Análise 2
Ni	58%	57,84%
S	37,41%	37,44%
Fe	4,70%	4,72%
Total	100%	100%

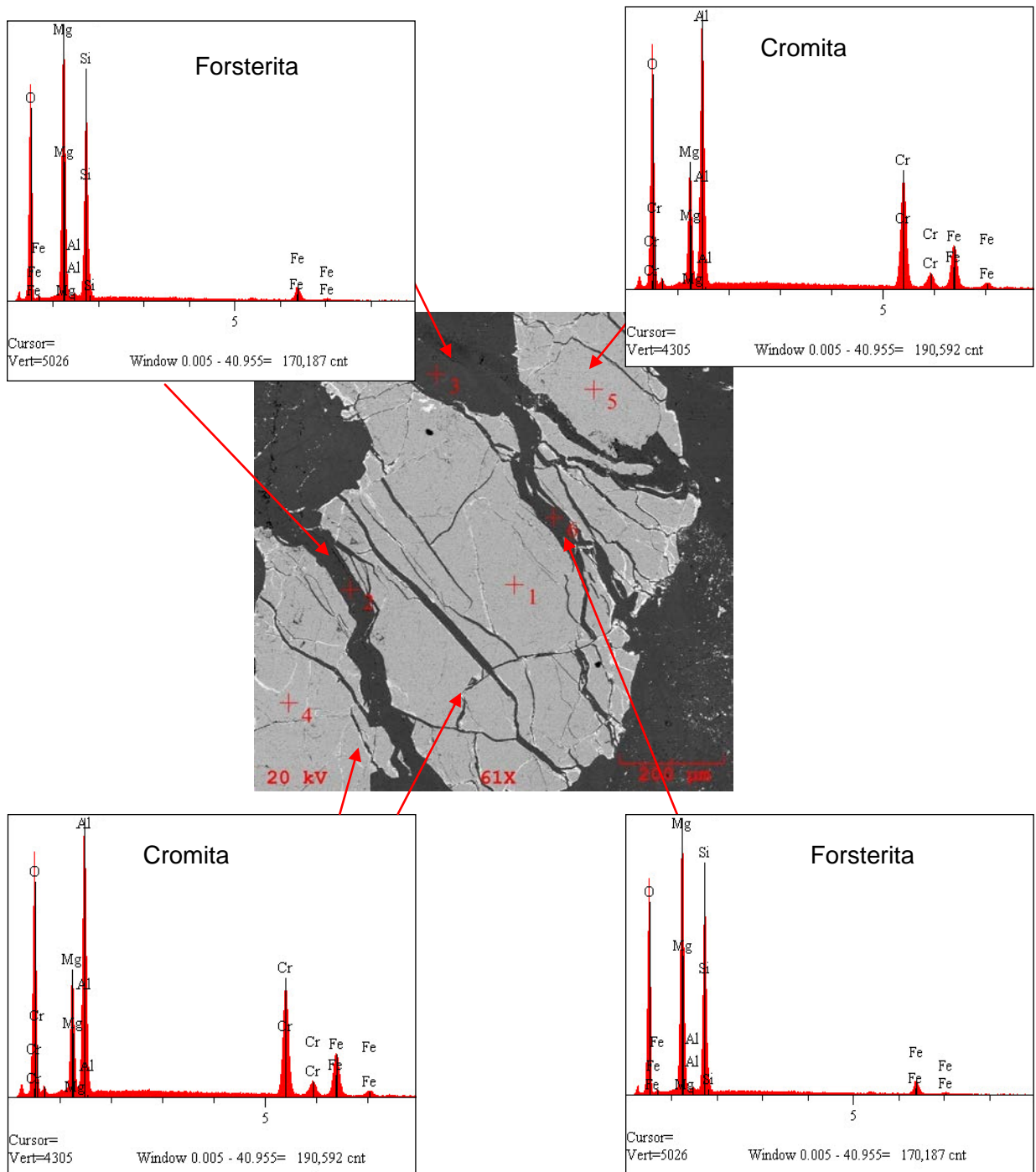


Figura 5.1- Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra 2007/ARG-MA-07 que evidencia a presença de cromita rica em Mg e Fe e pseudomorfos de forsterita.

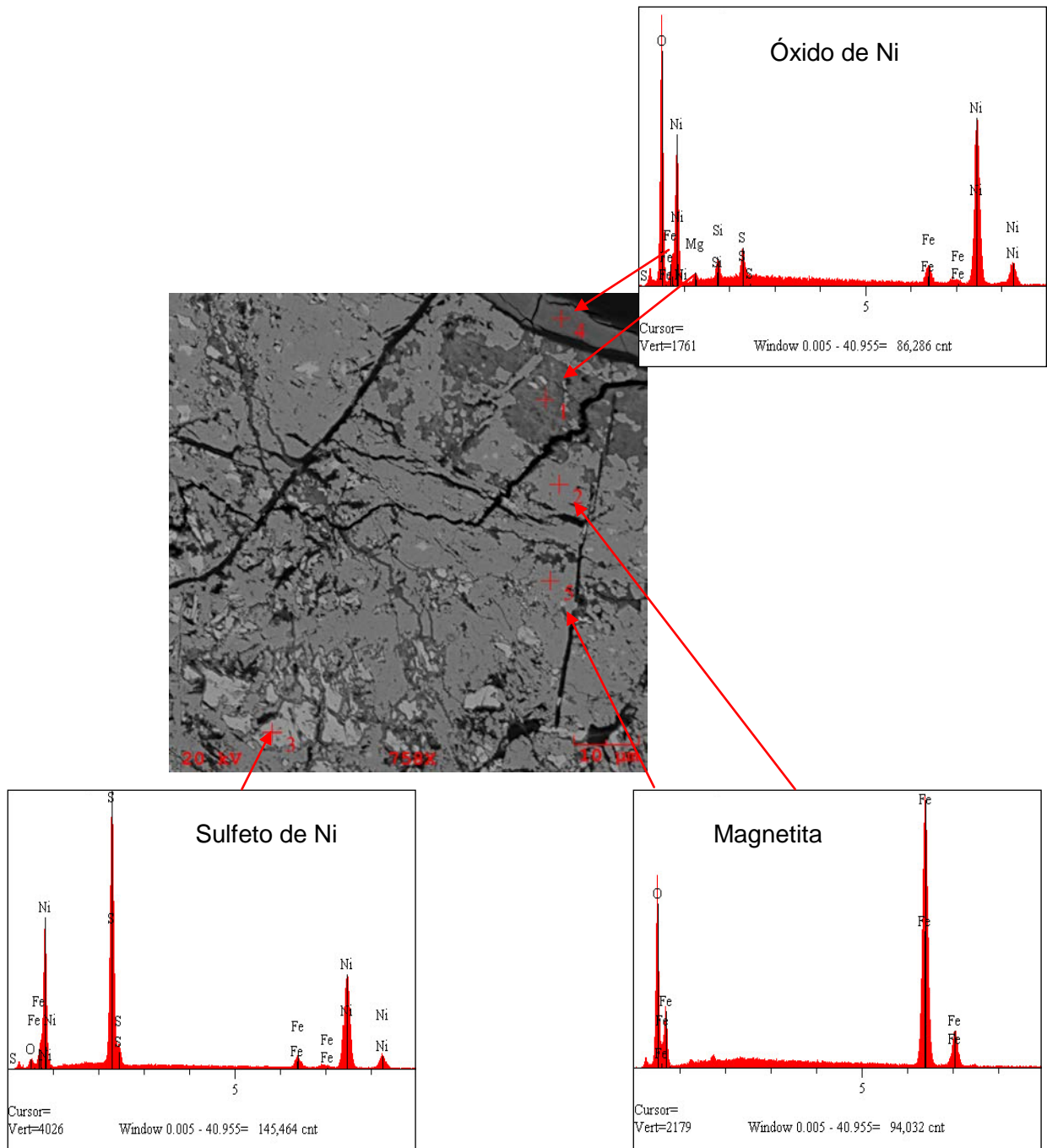


Figura 5.2- Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas obtidas por MEV da amostra 2010/LP-46 que apresenta cristais de óxido de níquel e sulfeto de níquel na forma de inclusões dentro da magnetita.



### 5.1.2 Wehrlitos

As análises de MEV realizadas nas duas amostras de wehrlitos permitiram identificar os seguintes minerais: olivina do tipo forsterita, clinopiroxênio do tipo augita, magnetita e cromita (Fig. 5.3).

#### a) Olivina

A olivina apresenta-se com hábito granular e transformada em serpentina (textura *mesh*). Os resultados obtidos pelas análises de MEV nesse mineral se encontram na Tabela 5.6. A olivina é constituída por O cuja concentração varia entre 44 e 48%; Mg varia de 21 e 25%; o teor de Si fica entre 21 e 26%; a concentração de Fe fica em torno de 4% e 9% e Al identificado somente na amostra 2010/LP-09 apresenta teor em torno de 2%. Conclui-se que se trata de uma olivina do tipo forsterita rica em Mg. O Al pode estar relacionado com a presença de clorita como produto de transformação da olivina, presente em suas fraturas.

Tabela 5.6- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em forsterita nas amostras de wehrlito.

Elementos	2010/LP-09			2005/ARG-5-II		
	Análise 1	Análise 2	Análise 3	Análise 4	Análise 5	Análise 6
O	45,94%	48,11%	45,36%	45,12%	44,73%	44,26%
Mg	23,76%	23,57%	25,15%	25,33%	25,20%	21,00%
Si	23,76%	26%	23,40%	21,63%	22%	25,05%
Fe	4%	-	4,23%	7,92%	8,07%	9,69%
Al	2,54%	2,32%	1,86%	-	-	-
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100,00%

#### b) Clinopiroxênio

Em geral, o clinopiroxênio identificado nos wehrlitos exibe hábito prismático e proeminente clivagem longitudinal. Os resultados obtidos por análises de MEV em cinco cristais desse mineral se encontram na Tabela 5.7. Eles apresentam os seguintes teores: O entre 38 e 40%; Si entre 28 e 29%; Ca varia 18 e 19% e Mg fica entre 8 e 10%. A amostra 2010/LP-09 apresenta teor de Al em torno de 2,5%, enquanto que a amostra 2005-ARG-5-II apresenta concentração de Fe maior que 4% e de Cr pouco maior que 1%. Com base nessas análises foi possível caracterizar este clinopiroxênio como do tipo augita.

Tabela 5.7- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em augita.

Elementos	2010/LP-09			2005-ARG-5-II	
	Análise 1	Análise 2	Análise 3	Análise 4	Análise 5
O	39,82%	39,49%	38,95%	38,83%	37,80%
Si	28,80%	28,90%	29%	29,57%	29,50%
Ca	18,23%	18,31%	19,44%	18,10%	18,30%
Mg	10,61%	10,64%	10,14%	7,93%	9%
Al	2,54%	2,66%	2,47%	-	-
Cr	-	-	-	1,30%	1,30%
Fe	-	-	-	4,27%	4,60%
Total	100%	100%	100%	100%	100%

## c) Magnetita

Esse mineral ocorre nos wehrlitos na forma de finos aglomerados que delinham o contorno original dos pseudomorfos de olivina. Os resultados obtidos das análises de MEV em quatro cristais desse mineral estão na Tabela 5.8. As concentrações de Fe ficam entre 74 e 77% e O varia entre 23 e 25%, o que é muito semelhante aos valores encontrados nos harzbugitos.

Tabela 5.8- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em magnetita.

Elementos	2010/LP-09		2005-ARG-5-II	
	Análise 1	Análise 2	Análise 3	Análise 4
Fe	76,22%	77%	76,50%	74,36%
O	23,78%	23%	23,50%	25,64%
Total	100%	100%	100%	100%

## d) Cromita

Esse mineral ocorre nos wehrlitos na forma de cristais subédricos presentes nos interstícios dos piroxênios e olivina. Os resultados obtidos das análises de MEV em quatro cristais desse mineral estão na Tabela 5.9. Foram analisados somente dois cristais desse mineral na amostra 2010/LP-09 que apresentam 33% de O, 25% de Cr, 18 e 19% de Al, 11% de Fe e 10 e 11% de Mg. Estes valores permitiram identifica-los como Mg-Fe cromita.

Tabela 5.9- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em cromita.

	2010/LP-09	
Elementos	Análise 1	Análise 2
O	33,30%	33,32%
Cr	25,86%	25,50%
Al	18,30%	19%
Fe	11,62%	11,33%
Mg	10,92%	10,85%
Total	100%	100%

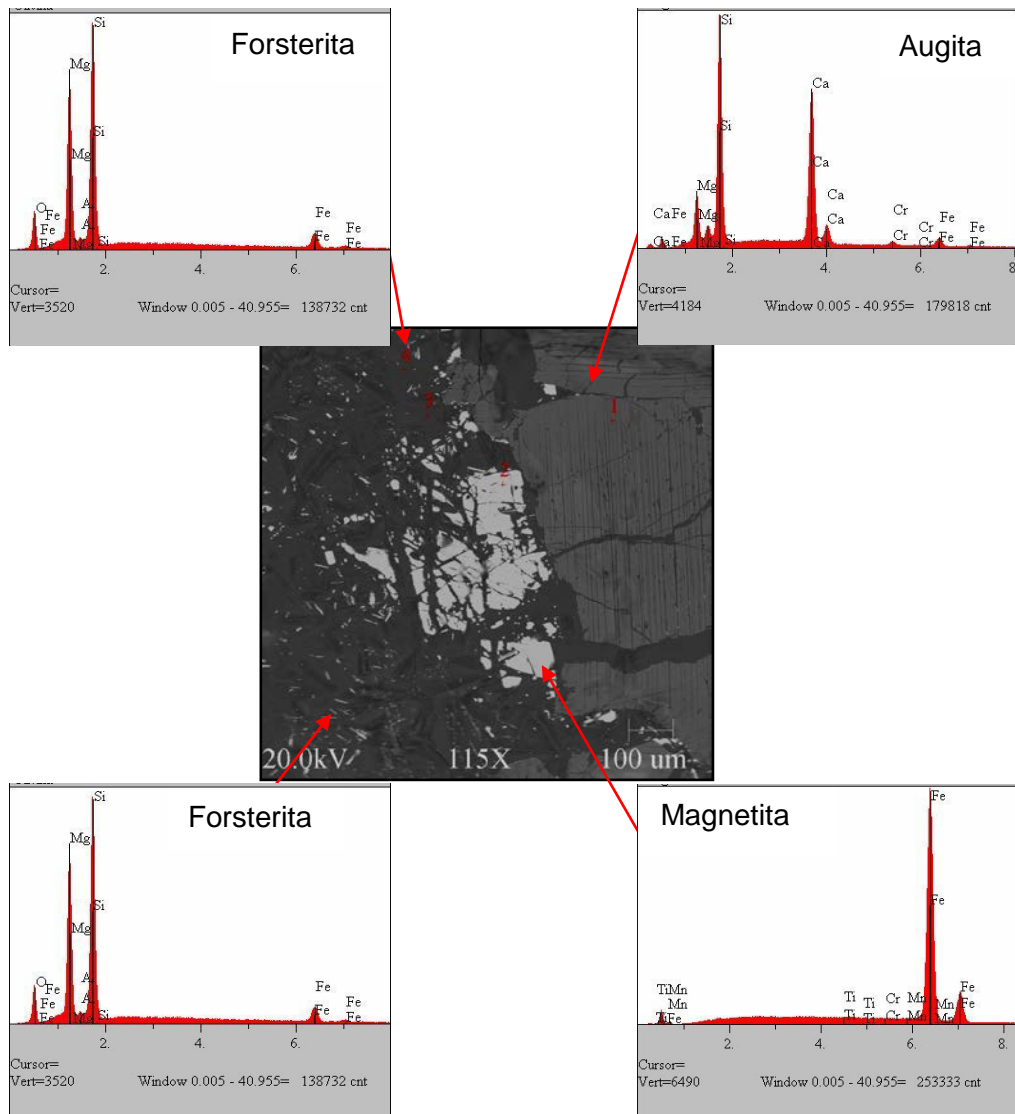


Figura 5.3- Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas obtidas por MEV em cristais de augita e magnetita ao lado da forsterita da amostra 2010/LP-09.

## 5.2 ANÁLISES DE MEV EM BASALTOS

As análises de MEV foram realizadas em oito amostras de basaltos (MA-02, MA-04, MA-05, MA-06 e 2010/LP-08-B). Os dados obtidos permitiram caracterizar os minerais essenciais identificados previamente no estudo petrográfico, bem como os minerais acessórios e os minerais secundários resultantes dos processos do metamorfismo e/ou metassomatismo que afetaram essas rochas.

### 5.2.1 Basaltos maciços

Foram analisadas por MEV duas amostras de basaltos maciços que correspondem às siglas MA-02 e MA-04. Foram caracterizados os minerais plagioclásio e piroxênio, além de magnetita e calcocita como minerais acessórios opacos (Figs. 5.4 e 5.5).

#### a) Plagioclásio

O plagioclásio nos basaltos apresenta-se na forma de cristais aciculares ou ripiformes. Os resultados obtidos das análises de MEV em seis cristais desse mineral estão na Tabela 5.10. São constituídos por O que apresenta concentração química entre 41 e 44%, Si entre 38 e 39%, Al em torno de 11% e Na varia de 7 e 8%. A ausência generalizada de Ca e aos teores dos outros elementos químicos, permitiram classificá-los como albita devido a essa concentração de Na no mineral.

Tabela 5.10- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em albita.

Elementos	MA-02			MA-04		
	Análise 1	Análise 2	Análise 3	Análise 4	Análise 5	Análise 6
O	41,50%	40,70%	41%	43,66%	44,25%	43,20%
Si	39,00%	39,45%	39,34%	38,28%	38,04%	38,80%
Al	11,70%	11,76%	11,76%	11,18%	10,95%	11%
Na	7,80%	8,09%	7,86%	6,88%	6,76%	7%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%

#### b) Clinopiroxênio

Esse mineral ocorre nos basaltos maciços na forma de pequenos cristais prismáticos e às vezes aciculares. Os resultados obtidos das análises de MEV em cinco cristais estão na Tabela 5.11. São constituídos por O que apresenta concentração química entre 33 e 36%, Si entre 23 e 26%, Ca varia de 15 e 17%, Mg entre 15 e 16%, Fe entre 4 e 5%, Al entre 2 e 3% e

o Ti entre 2 e 3,5%. A presença desses elementos químicos e suas concentrações permitiram classificar esse clinopiroxênio como augita titanífera.

Tabela 5.11- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em augita presente em basalto maciço.

Elementos	MA-02			MA-04	
	Análise 1	Análise 2	Análise 3	Análise 4	Análise 5
O	35,16%	33,40%	35,82%	34,68%	33,45%
Si	24,72%	24,37%	23,80%	25,84%	23,22%
Ca	14,82%	16,76%	15,22%	14,91%	16,58%
Mg	15%	16%	16,30%	15,56%	16,22%
Fe	5,00%	4,77%	4,27%	4,20%	4%
Al	3,30%	1,70%	2,09%	2,81%	3,03%
Ti	2%	3%	2,50%	2%	3,50%
Total	100%	100%	100%	100%	100%

c) Magnetita

Esse mineral apresenta hábito granular e às vezes com formas esqueléticas. As análises por MEV mostraram que a magnetita também ocorre nas bordas da augita, formando uma coroa de reação. Sua composição química é semelhante àquelas obtidas para os peridotitos, anteriormente descritos.

d) Calcocita

Foi identificada somente através da análise por MEV. Os dois cristais analisados pertencem à amostra MA-02. Esse mineral é euédrico e se encontra em contato com cristal de augita. Os resultados obtidos das análises de MEV nos dois cristais desse mineral estão na Tabela 5.12. É constituída basicamente por aproximadamente 81% de Cu e 19% de S.

Tabela 5.12- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em calcocita.

Elementos	MA-02	
	Análise 1	Análise 2
Cu	80,83%	80,74%
S	19,17%	19,26%
Total	100%	100%

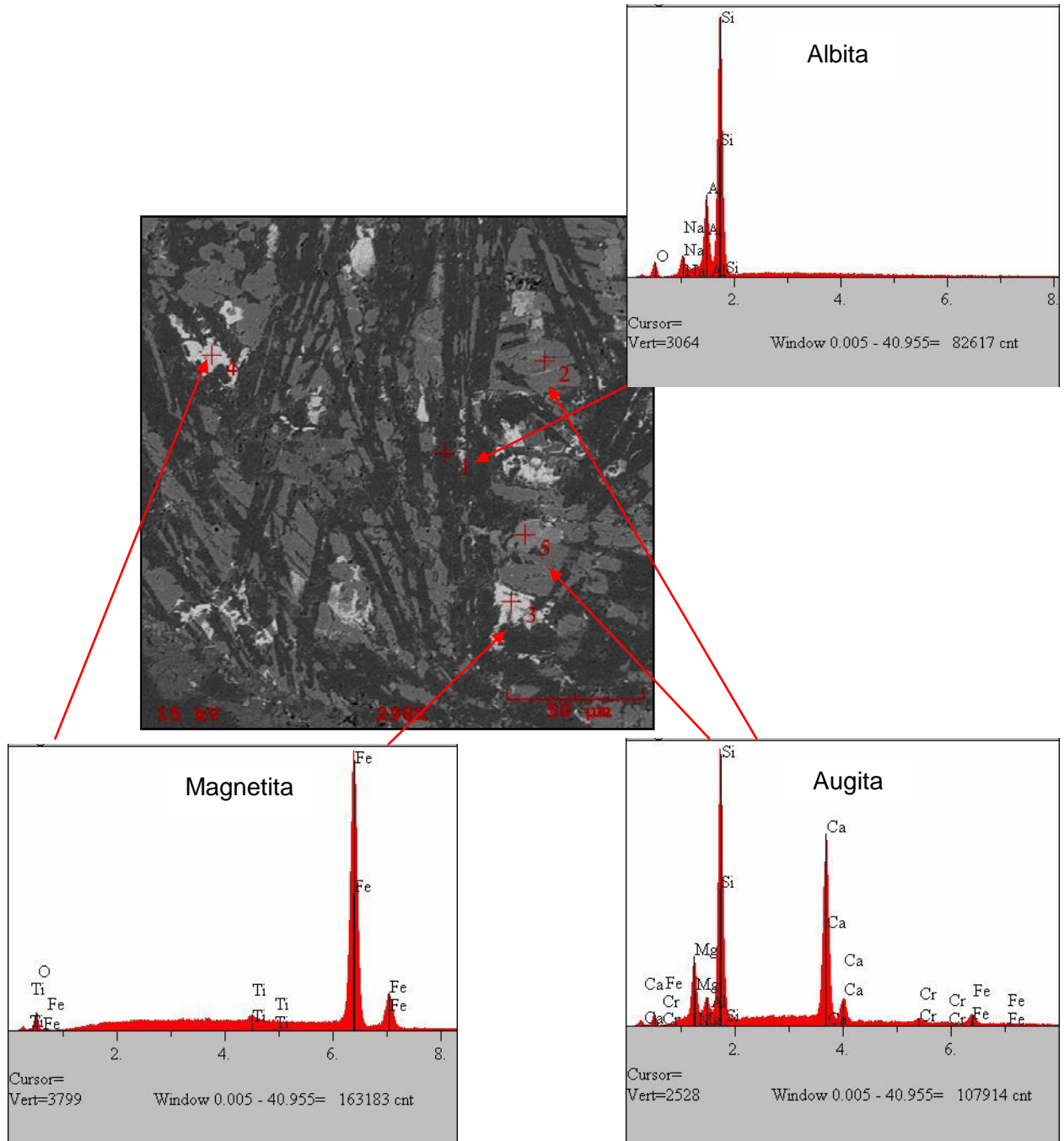


Figura 5.4- Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas obtidas por MEV em cristais de albite, augita e magnetita da amostra MA-04.

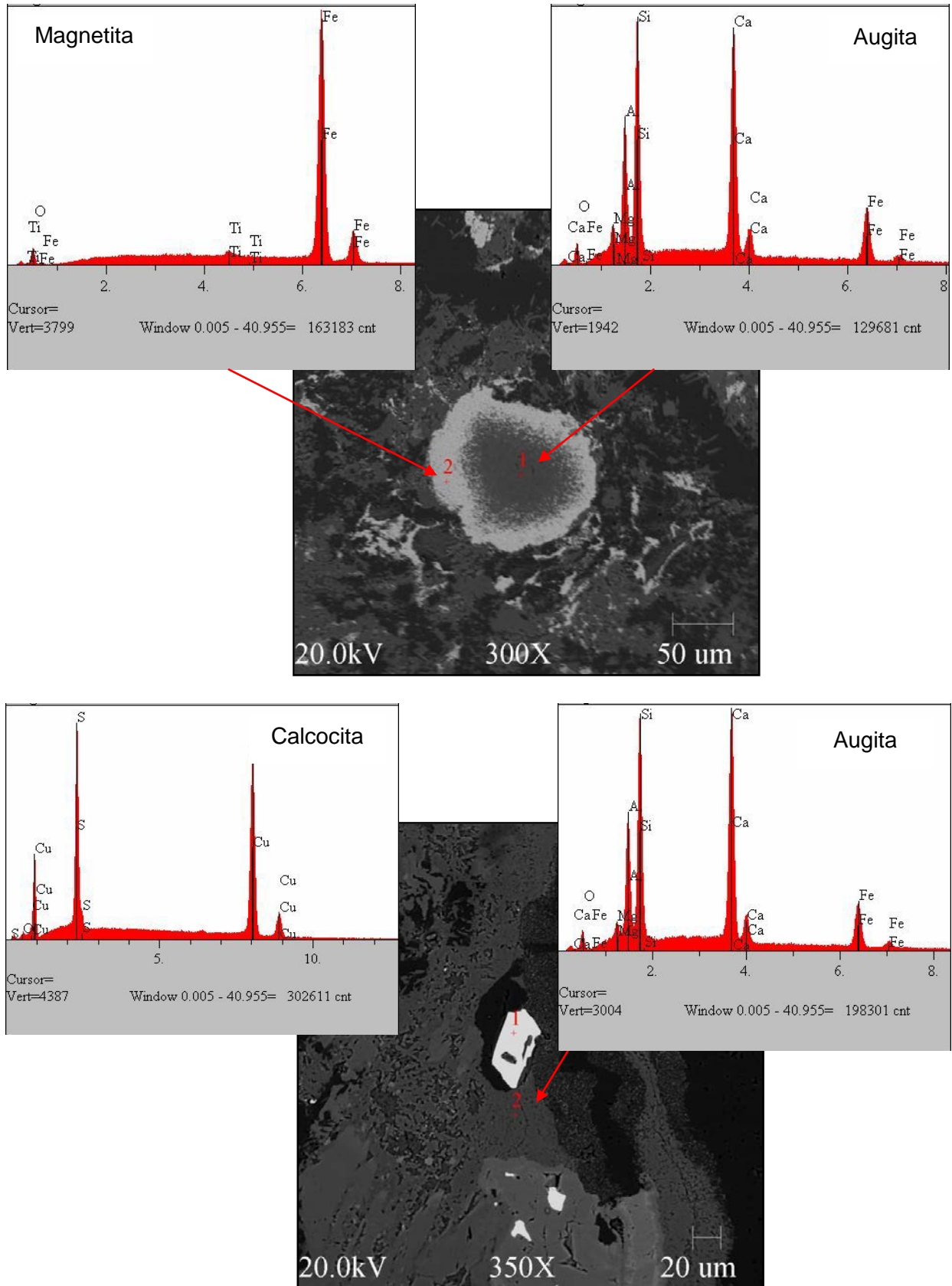


Figura 5.5- Imagens de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV da amostra MA-02. A) Cristal anédrico de augita bordejado por auréola de magnetita. B) Cristal euédrico de calcocita em contato com cristal de augita.

### 5.2.2 Basaltos hipovítreos com esferulitos

Foram analisadas por MEV duas amostras de basaltos hipovítreos esferulíticos que correspondem às siglas MA-05 e MA-06. Caracterizaram-se os minerais existentes nas porções internas dos esferulitos, como: plagioclásio e epidoto, além da calcopirita como mineral opaco (Fig. 5.6).

#### a) Plagioclásio

Ocorre na forma de pequenos cristais aciculares e esqueletais, que indicam resfriamento rápido. A sua composição química é muito semelhante àqueles obtidos para os basaltos maciços.

#### b) Epidoto

É um mineral secundário que se encontra no interior dos esferulitos. Os resultados obtidos das análises de MEV em seis cristais desse mineral estão na Tabela 5.13. O epidoto é constituído por 32 e 37% de O, 21 e 22% de Si, 19 e 20% de Ca, 9 e 14% de Fe e 11 e 13% de Al.

Tabela 5.13- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em epidoto.

Elementos	MA-05			MA-06		
	Análise 1	Análise 2	Análise 3	Análise 4	Análise 5	Análise 6
O	34,09%	37,11%	34,30%	32,75%	33,16%	32,70%
Si	21,25%	21,46%	20,78%	21,80%	22,02%	21,81%
Ca	18,70%	19,88%	19,05%	19,56%	19,60%	19,62%
Fe	13,85%	8,97%	14,41%	12,64%	11,81%	12,45%
Al	12,11%	12,58%	11,46%	13,25%	13,41%	13,42%
Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%

#### c) Calcopirita

Esse mineral foi identificado através de análises por MEV somente na amostra MA-06. Ocorre na forma de cristais anédricos com hábito granular presentes nos esferulitos. Os resultados obtidos das análises de MEV em dois cristais desse mineral estão na tabela 5.14. Apresentam aproximadamente 64% de Cu, 21 e 24% de S e 11 e 14% de Fe.



Tabela 5.14- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em calcopirita.

Elementos	MA-06	
	Análise 1	Análise 2
Cu	64,54%	64,66%
S	21,65%	24,20%
Fe	13,81%	11,14%
Total	100%	100%

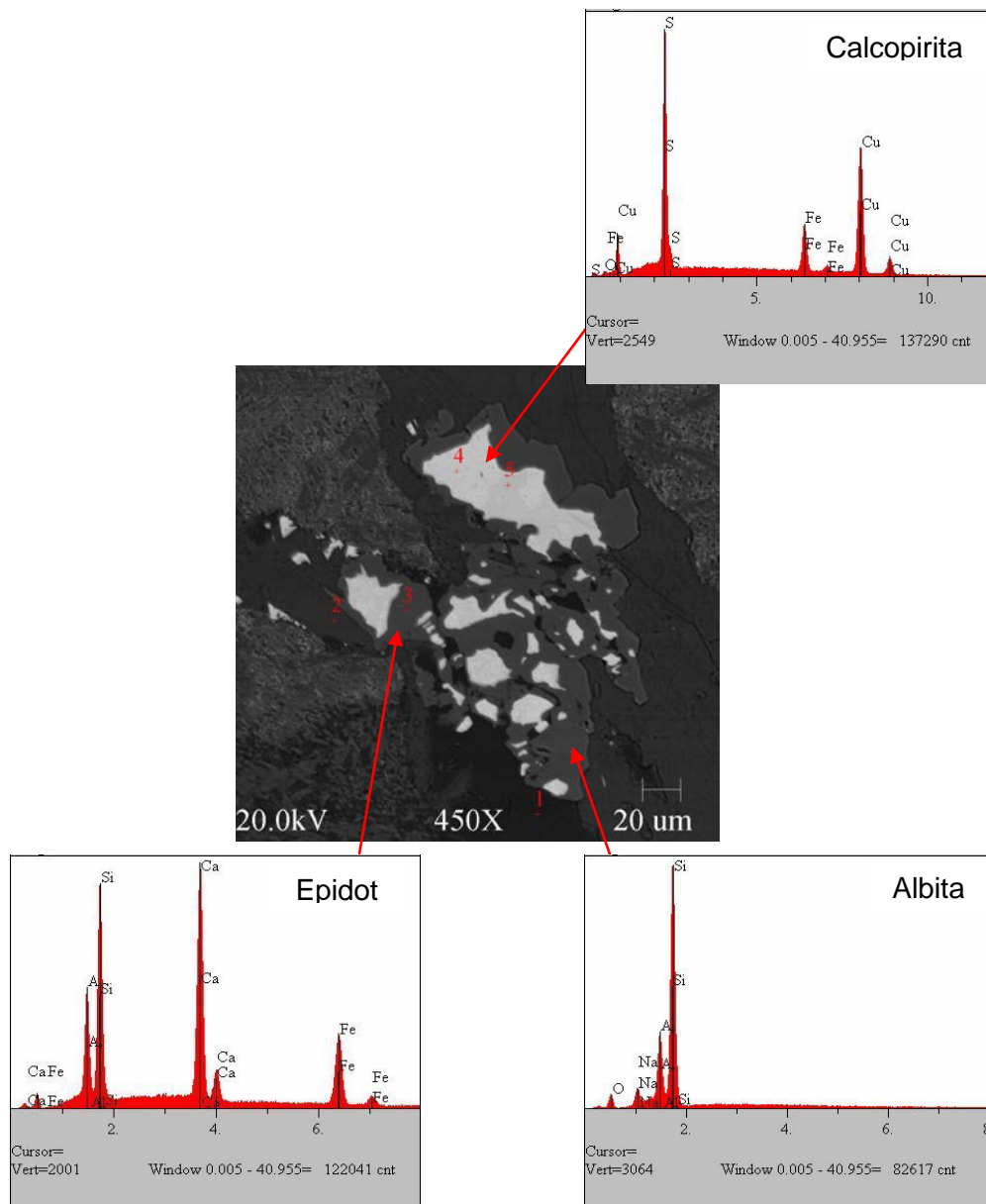


Figura 5.6- Imagens de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV da amostra MA-05. Cristal euédrico de calcocita dentro de esferulito.

### 5.2.3 Hialoclastitos

Foi analisada por MEV uma amostra de hialoclastito que corresponde à sigla 2010-LP-08-B. Identificaram-se como mineral essencial plagioclásio, a titanita como acessório e os minerais secundários epidoto e clorita (Fig. 5.7).

#### a) Plagioclásio

Apresenta-se como micrólitos que se encontram alinhados subparalelamente, definindo estrutura de fluxo. É muito semelhante aos plagioclásios anteriormente descritos e apresenta uma composição do tipo albita.

#### b) Epidoto

Apresenta-se como mineral secundário comumente ocorre nos veios desse litotipo. Sua composição é muito semelhante aos cristais de epidoto dos basaltos hipovítreos esferulíticos.

#### c) Clorita

É um mineral secundário, produto de transformação do material vítreo. Ocorre nos hialoclastitos na forma de uma massa criptocristalina de cor verde. Os resultados obtidos das análises de MEV em dois cristais desse mineral estão na Tabela 5.15. É constituído por O com concentração entre 36 e 39%, Si entre 18 e 19%, Fe varia de 13 e 19%, o Mg fica entre 13 e 16% e o Al apresenta teor entre 12 e 13%. Essas concentrações permitiram classificar esta clorita como do tipo clinocloro.

Tabela 5.15- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em clorita.

Elementos	2010/LP-08-B	
	Análise 1	Análise 2
O	36,15%	39,33%
Si	18,80%	18,35%
Fe	19,50%	12,86%
Mg	13,60%	16,46%
Al	11,95%	13%
Total	100%	100%

#### d) Titanita

É um mineral que foi analisado somente na amostra 2010/LP-08-B. Apresenta concentrações de O em torno de 32%, Ca e Ti entre 22 e 23%, Si em torno de 18%. Os resultados encontram-se na Tabela 5.1.

Tabela 5.16- Valores das concentrações de elementos químicos obtidos por MEV em titanita.

2010/LP-08-B		
Elementos	Análise 1	Análise 2
O	37,00%	35,84%
Ca	22,24%	22,65%
Ti	22,43%	23,51%
Si	18,33%	18%
Total	100%	100%

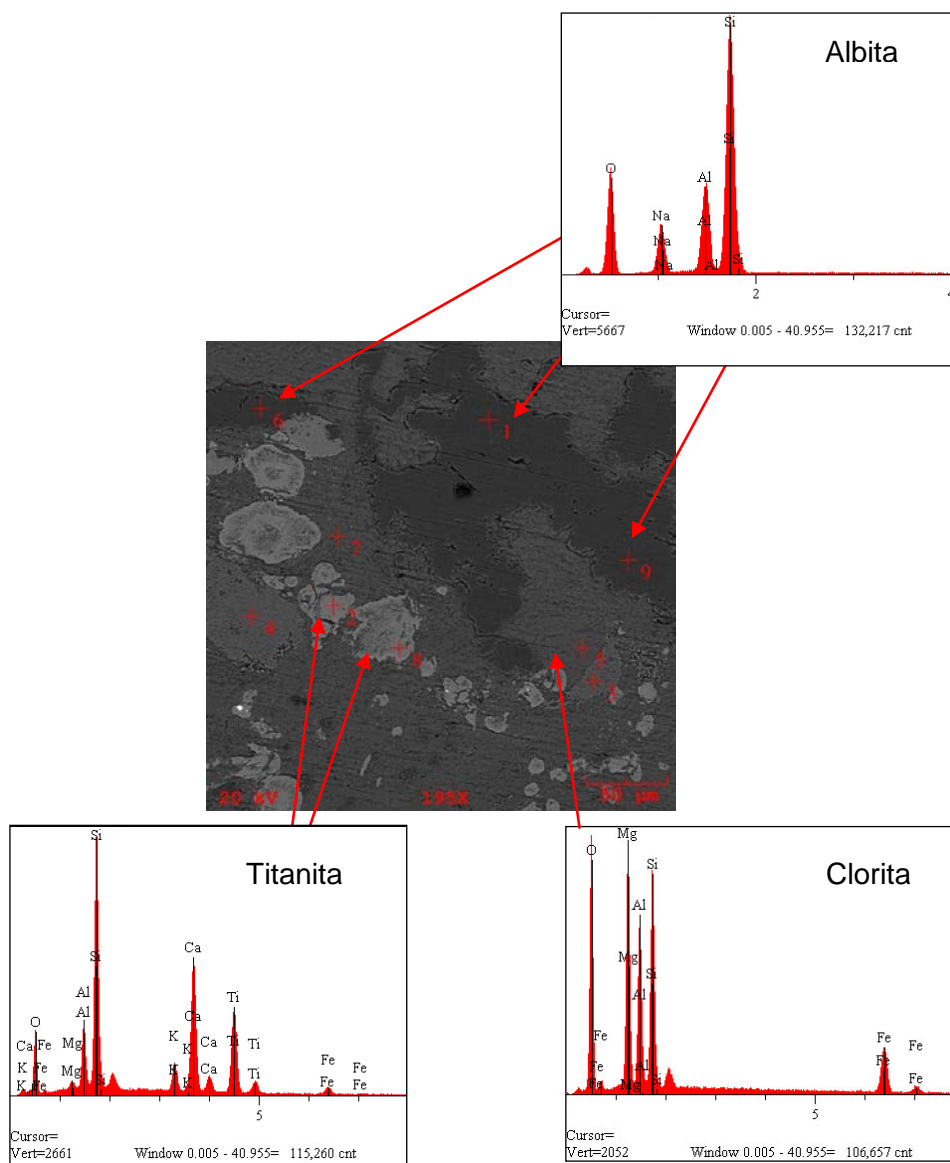


Figura 5.7- Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em MEV da amostra 2010/LP-08-B que mostra o plagioclásio do tipo albita como mineral essencial, a titanita como acessório e clorita e epidoto como minerais secundários.

Foram obtidas imagens tridimensionais de dois fragmentos de hialoclastitos (amostras 2007/ARG-07 e MA-01). Esses fragmentos são constituídos predominantemente por clorita, a qual se encontra orientada e define uma foliação incipiente ( $S_1$ ), em resposta aos processos deformacionais provenientes do metamorfismo regional (Fig. 5.8).

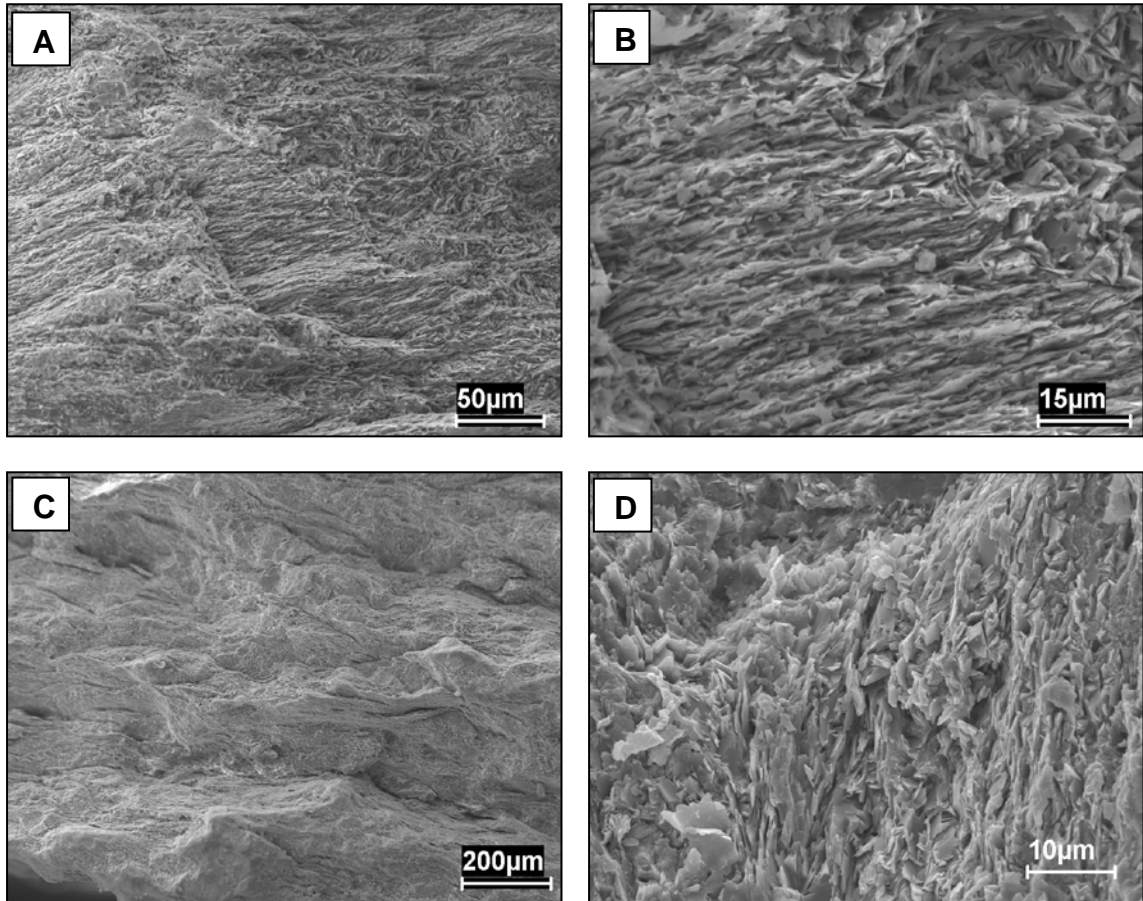


Figura 5.8- A, B,C, D) Imagens tridimensionais obtidas em MEV da amostra 2007-ARG-07 que mostra a foliação incipiente ( $S_1$ ) nos hialoclastitos nas porções ricas em clorita.

## 6 ANÁLISES MINERALÓGICAS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

A técnica analítica de difração de raios-X (DRX) foi introduzida com o objetivo de complementar a identificação mineralógica quando esta se tornou difícil, pelas próprias características dos litotipos estudados, como a presença de minerais entremeados na matriz vítrea e a granulação muito fina dos basaltos.

Diferentemente do MEV que caracterizou a composição mineralógica a partir das concentrações dos elementos químicos dos minerais e gerou imagens bidimensionais em lâminas polidas e tridimensionais em fragmentos de minerais e rochas, a DRX identificou a mineralogia utilizando feixes de raios-X que incidiram sobre as amostras e determinaram a estrutura cristalina dos minerais.

Análises por DRX foram realizadas no Laboratório de DRX do IG/UFGA, através do difratômetro X'Pert MPD-PRO Panalytical. Os dados foram tratados em modo digital por *softwares* do próprio equipamento (*X'Pert dados coletor*) e pelo *X'Pert High Score*. Ao final, os resultados foram apresentados na forma de difratogramas que definiram a estrutura cristalina dos diversos minerais analisados.

### 6.1 ANÁLISES POR DRX EM PERIDOTITOS

A difração de raio X também foi realizada em amostras de harzbugitos e wehrlitos, para melhor definição de suas mineralogias, principalmente com identificação dos minerais de difícil caracterização, que não foram observados durante a análise petrográfica convencional.

#### 6.1.1 Análise por DRX em harzbugitos

A análise por DRX foi realizada na amostra 2010/LP-37 e os resultados obtidos estão no difratograma da Fig. 6.1 Foram identificados quatro minerais: lizardita, crisotila, magnésio-ferrita e cuprita.

A lizardita é resultante da transformação hidrotermal (serpentinização) da olivina e do ortopiroxênio. Esse mineral forma as texturas do tipo rede (*mesh*) e *bastite*, descritas no capítulo 4. Os harzbugitos apresentam-se recortados por veios de serpentina fibrosa, a qual foi caracterizada como crisotila.

Foram identificados mais dois tipos de minerais opacos, representados pela magnésio-ferrita ( $MgFe_2O_4$ ) e cuprita ( $Cu_2O$ ), os quais não foram caracterizados ao microscópio óptico convencional, complementando assim, a análise petrográfica.

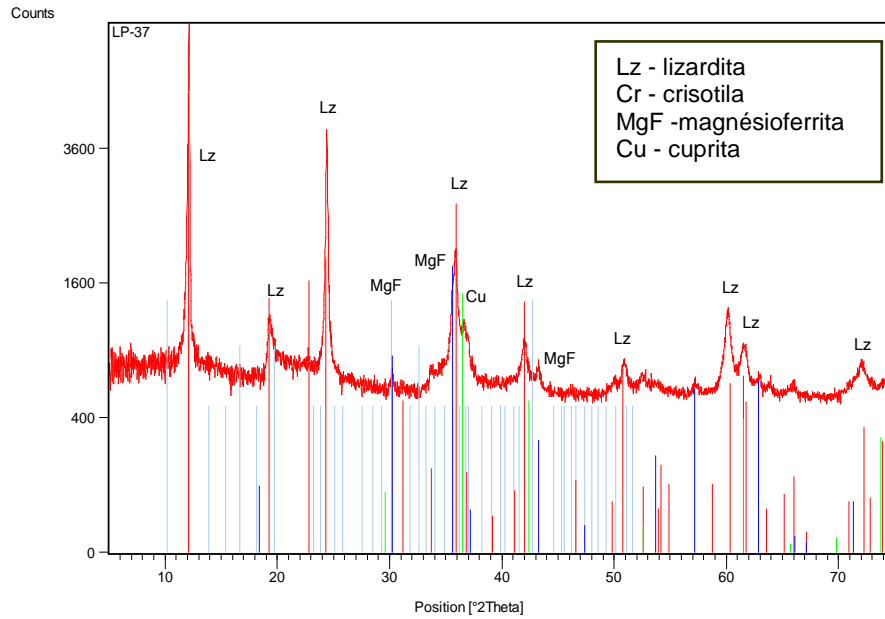


Figura 6.1- Difratoograma com o resultado da análise por difração de raio X realizada em harzbugito (amostra 2010/LP-37).

### 6.1.2 Análise por DRX em wehrlitos

A análise por DRX foi realizada na amostra 2010/LP-09 e os resultados obtidos estão no difratograma da Fig. 6.2. Os minerais identificados foram: lizardita, crisotila e augita.

As serpentinas lizardita e crisotila ocorrem nos wehrlitos de forma semelhante nos harzbugitos. A lizardita compõe as texturas do tipo rede (*mesh*) e *bastite* e são rochas que apresentam inúmeros veios de crisotila (serpentina fibrosa). A DRX também identificou o clinopiroxênio do tipo augita, já caracterizado através das análises químicas semiquantitativas da microscopia eletrônica de varredura.

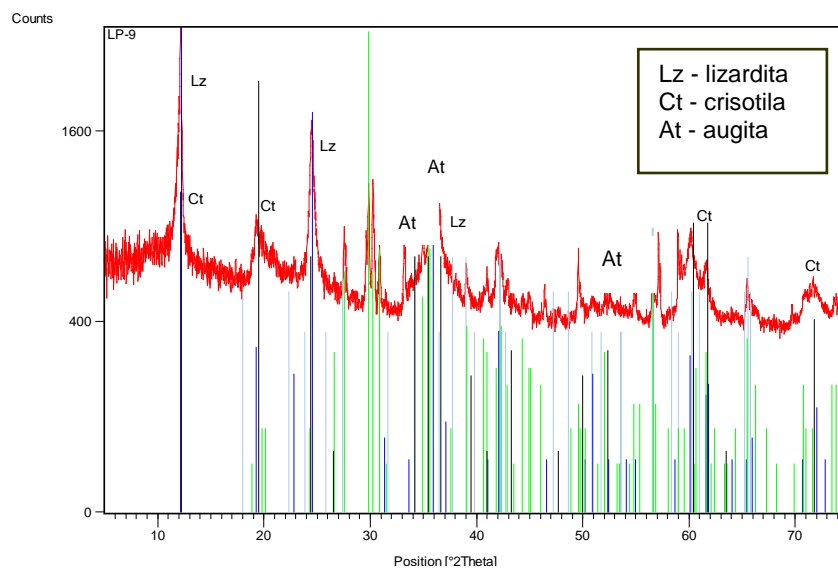


Figura 6.2- Difratoograma com o resultado da análise por difração de raio X realizada em wehrlito (amostra 2010/LP-09).

## 6.2 ANÁLISES POR DRX EM BASALTOS ALMOFADADOS

As análises de difração de raio X foram realizadas nos três tipos de basaltos, além dos esferulitos encontrados no basalto hipovítreo com esferulito.

### 6.2.1 Análises por DRX em basaltos maciços

Este litotipo é representado pela amostra 2010/ LP-08-A-I e os resultados obtidos encontram-se no difratograma da Fig. 6.3. As análises por DRX apontaram os seguintes minerais: albita, augita, hematita e clinocloro.

Os minerais albita e augita já haviam sido identificados petrograficamente e suas composições químicas semiquantitativas foram obtidas por meio das análises por MEV. A caracterização da hematita como mineral opaco e do clinocloro como produto de transformação do material vítreo, contribuíram para a caracterização mineralógica do basalto maciço.

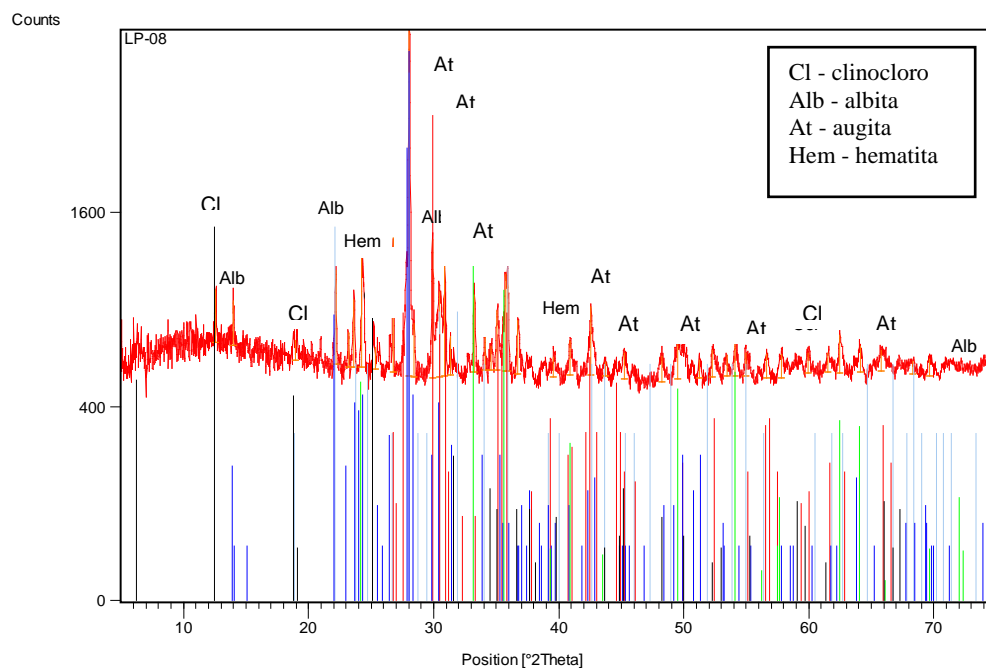


Figura 6.3- Difratograma com o resultado das análises por difração de raio X em basalto maciço da amostra 2010/LP-08-A.

### 6.2.2 Análises por DRX em basaltos hipovítreos com esferulitos

Neste tipo de basalto foram priorizadas as análises dos esferulitos presentes na amostra MA-05. No difratograma da Fig. 6.4 foram identificados três minerais: albита, nimita e politionita.

A albита já havia sido caracterizada nas porções internas dos esferulitos, na forma de pequenos cristais aciculares.

A nimita é um mineral do grupo da clorita, rica em Ni e apresenta a seguinte fórmula química  $(Ni,Mg,Fe)_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$ . A politionita é uma mica rica em potássio e lítio ( $KLi_2AlSi_4O_{10}(F,OH)_2$ ). Esses dois minerais constituem a massa criptocristalina interna dos esferulitos, que são feições de resfriamento rápido.

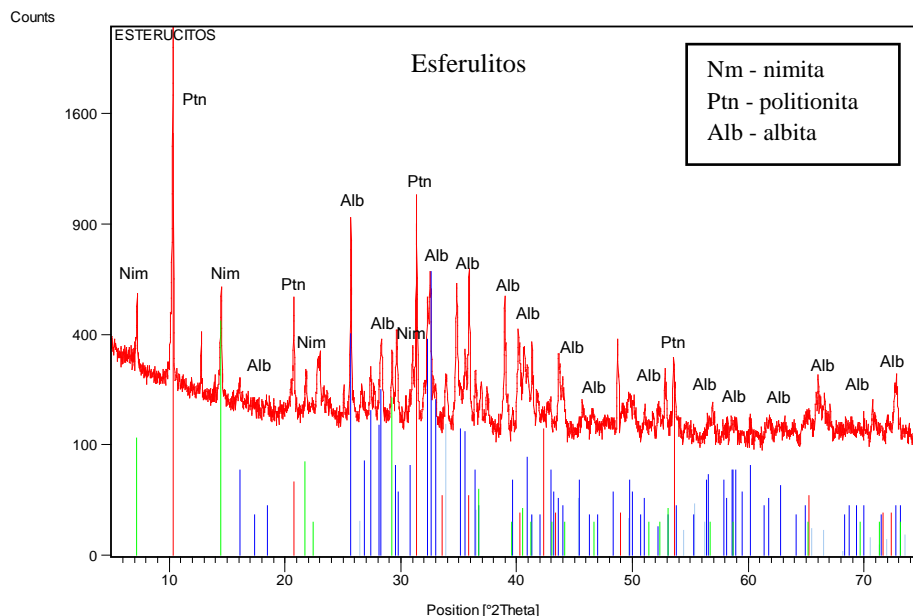


Figura 6.4- Difratograma com o resultado das análises por difração de raio X da composição mineralógica dos esferulitos da amostra MA-05.

### 6.2.3 Análises por DRX em hialoclastitos

A análise por DRX deste litotipo foi realizada na amostra MA-01-B e os resultados obtidos encontram-se no difratograma da Figura 6.5. Foram identificados quatro minerais: titanita, clinocloro, politionita e quartzo.

Os hialoclastitos apresentam matriz vítrea quase totalmente transformada para uma massa criptocristalina de cor verde. Com base nas análises por DRX, esse material é



constituído por clinoclóro, polititonita e titanita. A presença do quartzo justifica-se pela presença de inúmeros veios desse mineral que recortam esse litotipo.

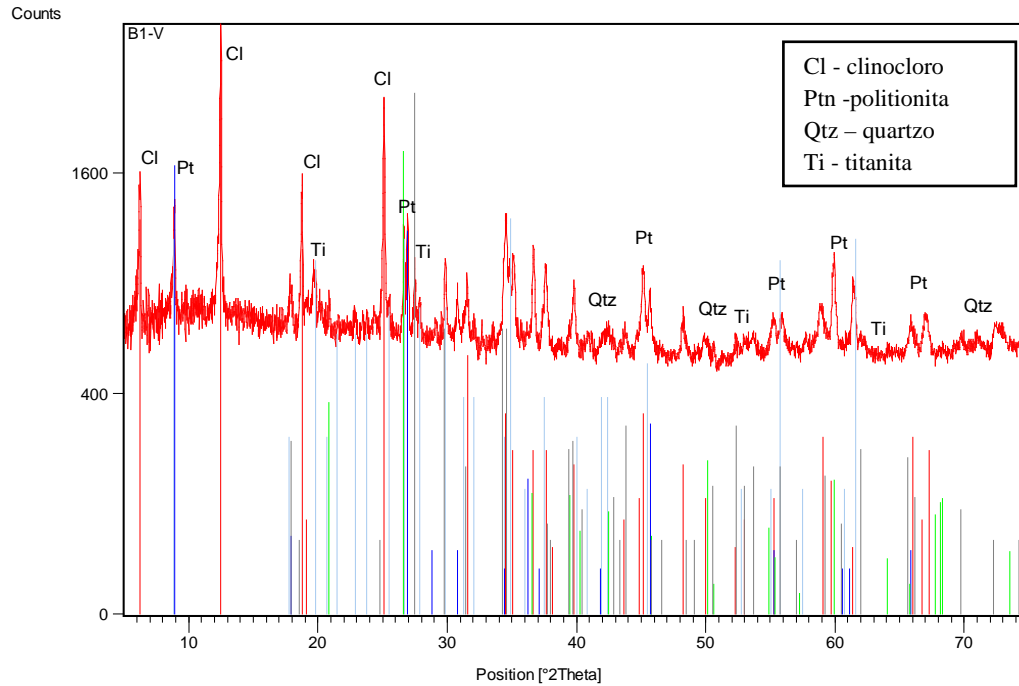


Figura 6.5- Difratoograma com o resultado das análises por difração de raio X no material vítreo do hialoclastito (amostra MA-01-B).

## 7 GEOQUÍMICA DAS AMOSTRAS ESTUDADAS

### 7.1 INTRODUÇÃO

A amostragem voltada ao estudo geoquímico foi obtida durante as campanhas de campo realizadas em julho, novembro e dezembro de 2010, ao longo de diferentes pontos da área de trabalho. Uma parte das amostras foi proveniente de amostragens de trabalhos anteriores do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal do IG/UFGA. As análises geoquímicas foram realizadas em 42 amostras representativas dos principais litotipos de natureza magmática da área de estudo, sendo dezesseis peridotitos e vinte e seis basaltos almofadados. A coleta para os estudos litoquímicos foi realizada paralelamente aos estudos petrográficos.

A análise química baseou-se nas concentrações dos elementos maiores, menores, traços e terras raras (tabela 7.1) os quais foram realizados nos laboratórios da Acme Analítica (Vancouver, Canadá) em 2011. O somatório do total de óxidos das amostras foi avaliado a fim de verificar a qualidade das análises químicas. Em geral, apresentaram valores próximos a 99%, o que indica boa qualidade analítica.

Para o uso de diagramas geoquímicos, as concentrações dos elementos maiores foram recalculadas utilizando o fator de conversão para correção de voláteis, segundo procedimentos de Gill (2010), evidenciados nos valores de perda ao fogo, em que nos peridotitos variaram entre 9 e 14%, nos basaltos maciços entre 1,5 e 3,5%, nos basaltos hipovítreos com esferulitos com aproximadamente 4% e nos hialoclastitos entre 6 e 9%. Os elevados valores de perda ao fogo de algumas amostras refletem principalmente processos de hidratação, de serpentinização, no caso das rochas ultramáficas, e metassomatismo de fundo oceânico nas zonas superficiais dos derrames submarinos no caso dos basaltos almofadados.

O objetivo principal do estudo geoquímico foi a caracterização química dos litotipos estudados através da classificação, definição de variações composicionais, identificação da natureza do magmatismo e interpretação dos processos de geração e transformação das rochas da suíte ofiolítica.

### 7.2 GEOQUÍMICA DOS PERIDOTITOS

As amostras de peridotitos selecionadas para análise química compreenderam dois litotipos: harzbugitos e wehrlitos. Em geral, os resultados analíticos obtidos dessas rochas apresentaram diferenças de concentrações de alguns elementos químicos, principalmente em termos de elementos maiores.

Para caracterizar as semelhanças e as diferenças em relação aos resultados das análises químicas existentes, foram confeccionados diagramas de variação utilizando MgO como

índice de diferenciação em relação aos óxidos  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$  e  $\text{CaO}$ , além dos elementos traços Ni, Cr, V, Co, Cu, Yb e Zr (Figs. 7.1 e 7.2). Também foram gerados diagramas multielementares de elementos traços e de ETR normalizados ao condrito segundo Sun & McDonough (1989) e Evensen *et al.* (1978), respectivamente.

### 7.2.1 Harzbugitos

Os harzbugitos analisados quimicamente representam quatorze amostras cujas siglas são: 2005/05-A-I, 2005/06-A, 2007/ARG-11-A, 2007/ARG-11-B, 2007/ARG-11-C, 2007/ARG-11-D, 2007/ARG-11-E, 2007/ARG-11-F, 2010/LP-13, 2010/LP-23, 2010/LP-37, 2010/LP-38, 2010/LP-45 e 2010/LP-46. Os teores dos elementos maiores, menores, traços, incluindo os elementos terras raras encontram-se na Tabela 7.1.

Geoquimicamente apresentam teores de  $\text{SiO}_2$  entre 38% e 43%,  $\text{MgO}$  entre 34 e 38%, 7 e 11% de  $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$  e concentração muito baixa de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , que varia entre 1 e 2%. Mostram ainda teores mais baixos de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{CaO}$ , os quais são muito inferiores a 1%; o que reflete na mineralogia desse litotipo, constituída basicamente por olivina e ortopiroxênio. A perda ao fogo mostra valores elevados entre 10 e 14%. Essas rochas destacam-se por apresentarem altos teores em Ni (1.895 e 5.015 ppm), Cr (1.409 e 6.034 ppm), Co (45 e 115 ppm) e V (33 e 103 ppm).

### 7.2.2 Wehrlitos

Foram identificadas duas amostras de wehrlito que correspondem às siglas 2005-05-A-II e 2010-LP-09. Comparativamente aos harzbugitos, os teores de  $\text{MgO}$  são menores e variam entre 28 e 30%, a  $\text{SiO}_2$  apresenta teores maiores, em torno de 45%. O  $\text{CaO}$  mostra concentrações relativamente maiores, entre 5 e 7%, o que está relacionado diretamente com a presença de clinopiroxênio. Teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$  são mais baixos e ficam em torno de 5 e 6%, enquanto que concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  encontram-se razoavelmente maiores e atingem cerca de 3%, estando presente no clinopiroxênio. Os teores dos demais elementos maiores são muito baixos (<1%). Esses resultados encontram-se na tabela 7.1. A perda ao fogo também mostra valores elevados (9 e 10%), porém inferiores aos encontrados nos harzbugitos. A concentração dos elementos traços como Cr (5.100 a 5.132 ppm), Ni (1.067 a 1084 ppm), V (116 a 118 ppm) e Co (68 ppm) se destacam pelos valores elevados.

Tabela 7.1-Teores dos elementos maiores, menores e traços, incluindo os terras raras, dos peridotitos. Óxidos em % de peso e elementos traços em ppm.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$  é ferro total sob a forma de ferro férrico. PF é perda ao fogo. Nd: abaixo do limite de detecção. 1-6: harzburgitos.

	1	2	3	4	5	6
	2005-05- A-I	2005- 06-A	2007- 11-A	2007- 11-B	2007- 11-C	2007- 11-D
$\text{SiO}_2$	41,61	39,08	38,51	38,84	39,70	38,70
$\text{TiO}_2$	0,01	0,01	0,20	0,12	1,28	0,04
$\text{Al}_2\text{O}_3$	1,13	1,0	2,46	2,07	1,3	1,18
$\text{Fe}_2\text{O}_3^t$	8,42	7,50	8,50	8,34	11	8,0
MgO	35,30	38,03	33,83	33,90	35,92	36,63
CaO	0,02	0,02	0,51	0,43	0,30	0,13
$\text{Na}_2\text{O}$	0,01	0,01	0,02	0,08	0,07	0,02
$\text{K}_2\text{O}$	0,04	0,04	0,24	0,17	0,06	0,03
MnO	0,10	0,10	0,12	0,14	0,12	0,10
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,01	0,01	0,03	0,02	0,12	0,02
P.F	12,6	13,5	14,2	14,3	10	14
<b>Total</b>	<b>99,25</b>	<b>99,30</b>	<b>98,62</b>	<b>98,41</b>	<b>99,87</b>	<b>98,85</b>
Ba	n.d	n.d	15	9	13	5
Rb	n.d	n.d	5	4	1	1
Sr	1	n.d	1	3	3	1
Co	99	99	100	109	45	108
Pb	0,20	0,1	0,1	n.d	0,3	n.d
Nb	0,5	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2
Zr	0,5	0,5	11	7	6	2
Mo	0,1	n.d	n.d	n.d	0,3	n.d
Y	0,2	0,3	3	2	3	0,7
Th	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
U	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Cr	2.593	3.168	2.867	3.818	4.100	2.450
Cu	10	25	10	15	10	6
Ni	1.895	1.912	3.442	4.133	2.412	2.340
Cs	1	n.d	0,5	0,3	0,2	0,2
Zn	9	9	23	17	5	10
V	38	33	64	63	33	39
W	1	1	n.d	n.d	n.d	n.d
La	n.d	n.d	0,20	0,10	0,10	0,10
Ce	n.d	n.d	0,40	0,50	0,20	0,20
Pr	n.d	n.d	0,10	0,11	0,04	0,03
Nd	n.d	n.d	0,70	0,70	0,10	0,31
Sm	n.d	n.d	0,27	0,25	0,05	0,06
Eu	n.d	n.d	0,09	0,08	0,02	0,02
Gd	n.d	n.d	0,4	0,3	0,2	0,1
Tb	n.d	0,01	0,08	0,06	0,02	0,02
Dy	n.d	n.d	0,57	0,39	0,11	0,12
Ho	n.d	n.d	0,12	0,08	0,03	0,03
Er	0,05	n.d	0,35	0,25	0,08	0,08
Tm	n.d	n.d	0,06	0,04	0,03	0,02
Yb	n.d	n.d	0,36	0,24	0,11	0,11
Lu	0,01	0,01	0,06	0,04	0,03	0,02
$\Sigma\text{ETR}$	0,06	0,02	3,76	3,14	1,12	1,22

Tabela 7.1- (Continuação)

	7	8	9	10	11
	2007-11-E	2007-11-F	2010/LP-13	2010/LP-23	2010/LP-37
SiO <sub>2</sub>	39,50	39,08	39,75	40,17	43,01
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,03	0,02	0,01	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,60	0,9	0,90	1,31	1,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	8,41	8,3	7,53	7,66	4,85
MgO	34,80	36,32	36,48	35,73	36,10
CaO	0,44	0,07	0,02	0,13	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,01	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
MnO	0,13	0,1	0,10	0,05	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
P.F	13,50	14	14	13,6	14
<b>Total</b>	<b>98,69</b>	<b>98,85</b>	<b>98,83</b>	<b>98,69</b>	<b>99,64</b>
Ba	2	9	2	4	9
Rb	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3
Sr	2	1	n.d	2	0,7
Co	107	115	105	93	46
Pb	n.d	0,3	n.d	n.d	n.d
Nb	0,1	n.d	0,3	0,3	0,5
Zr	4	2,1	0,4	0,1	1,7
Mo	n.d	n.d	n.d	0,1	n.d
Y	2	0,4	0,3	0,6	3,2
Th	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
U	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Cr	3.243	2.853	6.034	5.268	1.409
Cu	6	4	14	15	40
Ni	2.460	2.930	2.236	2.276	2.243
Cs	0,2	n.d	n.d	0,5	0,3
Zn	13	17	31	13	17
V	49	32	35	52	103
W	n.d	n.d	n.d	0,7	n.d
La	0,2	n.d	n.d	0,1	0,1
Ce	0,5	n.d	n.d	0,1	0,3
Pr	0,09	n.d	n.d	n.d	0,07
Nd	0,6	n.d	n.d	n.d	0,5
Sm	0,15	n.d	n.d	n.d	0,23
Eu	0,07	n.d	n.d	0,02	0,08
Gd	0,4	n.d	n.d	n.d	0,4
Tb	0,04	0,01	n.d	0,01	0,09
Dy	0,28	0,05	n.d	0,06	0,53
Ho	0,06	n.d	n.d	0,02	0,13
Er	0,20	0,04	0,04	0,07	0,38
Tm	0,03	0,01	n.d	0,01	0,05
Yb	0,21	0,07	n.d	0,09	0,34
Lu	0,03	0,01	n.d	0,02	0,06
<b>ΣETR</b>	<b>2,86</b>	<b>0,19</b>	<b>0,04</b>	<b>0,5</b>	<b>3,26</b>
La/Yb	0,95	-	-	1,11	0,29

(continua)

Tabela 7.1- (Continuação). 12 a 14: harzbugitos e 15 a 16: wehrlitos.

	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>16</b>
	2010/LP-38	2010/LP-45	2010/LP-46	2005-05-AII	2010/LP-09
SiO <sub>2</sub>	39,92	40,42	39,63	45	44,46
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,06	1,24	1,22	3,13	3,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,86	7,56	8,12	5,85	5,32
MgO	35,51	35,50	35,03	28,65	30,56
CaO	0,02	0,01	0,59	7,01	4,90
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02
MnO	0,10	0,05	0,08	0,14	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
P.F	14	13	14	9,2	10
<b>Total</b>	<b>98,51</b>	<b>97,82</b>	<b>98,71</b>	<b>99,08</b>	<b>98,67</b>
Ba	10	3	6	20	23
Rb	0,2	0,3	1	2	5
Sr	0,7	0,7	14	n.d	5
Co	95	95	108	68	68
Pb	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Nb	0,3	0,3	0,3	0,5	0,3
Zr	0,2	0,3	0,2	0,5	0,4
Mo	n.d	n.d	0,6	n.d	n.d
Y	0,3	0,3	0,3	2	1,0
Th	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
U	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Cr	4.844	5.692	5.405	5.132	5.100
Cu	8	24	20	11	5
Ni	3.813	5.015	2.160	1.067	1.084
Cs	n.d	0,5	4	10	15
Zn	13	10	12	12	15
V	33	48	50	118	116
W	n.d	n.d	n.d	4,4	0,8
La	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Ce	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Pr	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Nd	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Sm	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Eu	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Gd	n.d	n.d	n.d	0,11	n.d
Tb	n.d	n.d	n.d	0,03	0,02
Dy	0,06	n.d	0,05	0,25	0,14
Ho	n.d	n.d	n.d	0,06	0,04
Er	0,04	0,05	0,06	0,19	0,15
Tm	n.d	n.d	n.d	n.d	0,02
Yb	0,05	0,07	0,06	0,19	0,17
Lu	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03
ΣETR	0,16	0,86	0,18	0,86	0,57
La/Yb	-	0,99	-	-	-

### 7.3 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS DOS PERIDOTITOS

As análises petrográficas dos peridotitos puderam caracterizá-los em dois tipos litológicos: harzbugitos e wehrlitos. As composições químicas são compatíveis com os dados petrográficos das rochas estudadas e foram melhores definidas nos diagramas de variação (Figs. 7.1 e 7.2).

Os diagramas de variação para os elementos maiores caracterizou teores elevados de MgO entre 28 e 30% nos harzbugitos e 33 e 38% nos wehrlitos. Considerando este óxido como índice de diferenciação mais adequado para análise de rochas ultramáficas, foram gerados diagramas de variação considerando os óxidos SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e os elementos traços Ni, Cr, Co, V, Zr, Y, Nb e Yb (Figs. 7.1 e 7.2).

Verificou-se que os harzbugitos são mais enriquecidos em MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Ni, o que está relacionado com o fracionamento de silicatos como forsterita, ortopiroxênio, além de hematita, magnetita, magnésio-ferrita, óxidos e sulfetos de Ni.

Nos wehrlitos os teores de sílica são um pouco mais elevados devido ao fracionamento da augita e as concentrações de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> são um pouco menores. O teor de CaO é relativamente maior e está relacionado com a presença da augita nessas rochas. As concentrações um pouco mais elevadas em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Cr estão relacionadas com a presença da Mg-Fe cromita.

Tanto os harzbugitos quanto os wehrlitos apresentaram elevados teores dos elementos traços Ni, Cr, Co e V. Durante o fracionamento, o Ni entrou na constituição da olivina (forsterita) e dos óxidos e sulfetos de Ni, Co entrou somente na olivina e o V nos piroxênios (particularmente no clinopiroxênio). O Cr foi particionado para formar Mg-Fe cromita.

Os traços Zr, Y, Nb e Yb apresentam baixíssimas concentrações e representam os elementos com comportamento tipicamente incompatível.

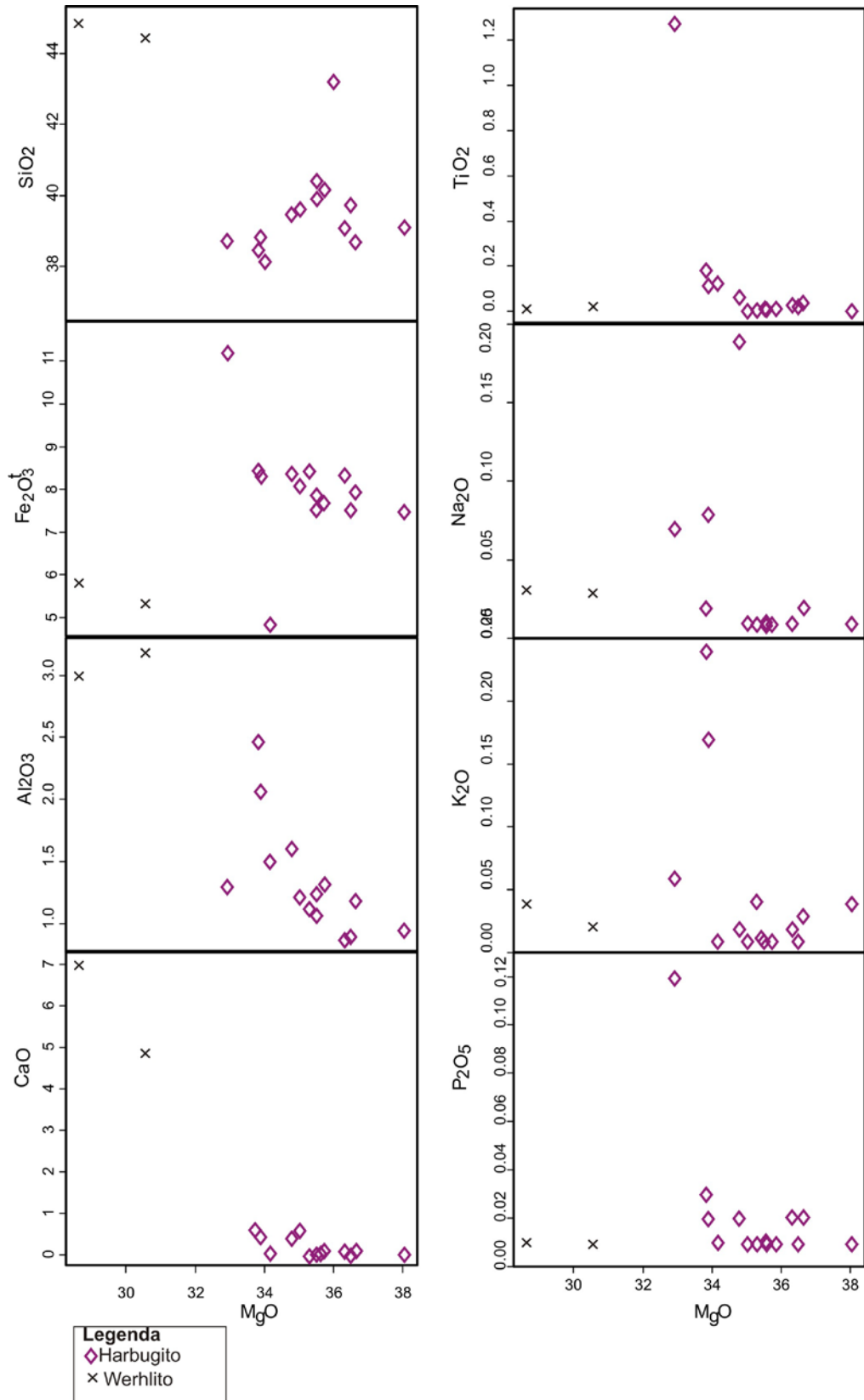


Figura 7.1- Diagramas de variação com o MgO (como índice de diferenciação) *versus* elementos maiores dos peridotitos da Suíte Ofiolítica Araguacema.



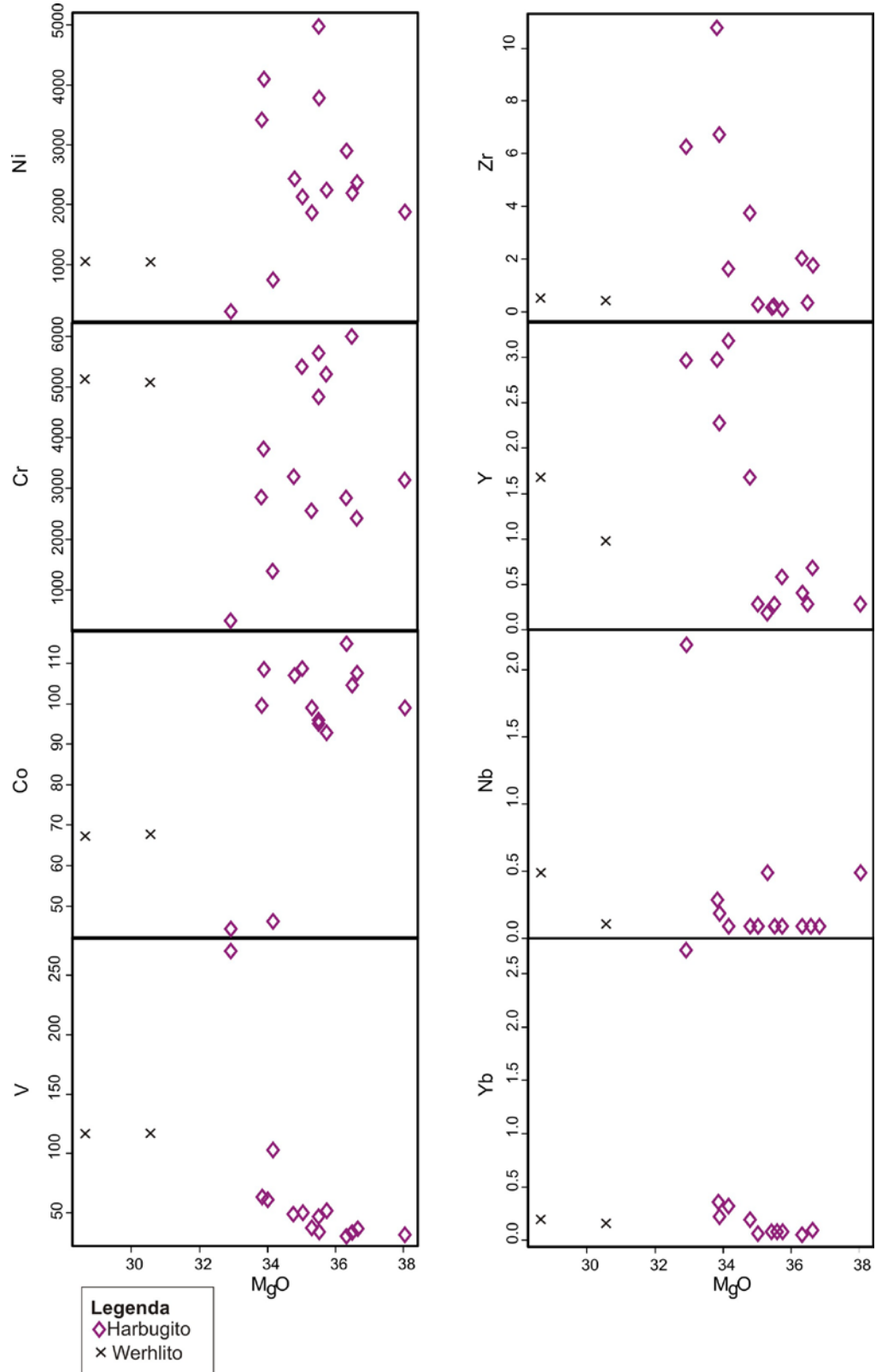


Figura 7.2- Diagramas de variação de elementos traços *versus* MgO para os peridotitos da Suíte Ofiolítica Araguacema.

Os elementos terras raras dos harzbugitos (Fig. 7.3) foram normalizados para o condrito de Evensen *et al.* 1978. Esse conjunto litológico mostrou baixos valores de somatório de ETR ( $\Sigma$ ETR), entre 0,02 e 3,76. Foi possível analisar os ETR de forma completa somente em seis amostras, pois as amostras restantes apresentaram valores de determinados ETR abaixo do limite de detecção conforme a tabela 7.1. De acordo com o diagrama abaixo, os harzbugitos, em geral, mostram-se uniformes em relação às suas assinaturas geoquímicas de ETR, com leve empobrecimento em ETR leves em relação aos ETR pesados. Os harzbugitos apresentaram razões La/Yb < 1, típica do manto empobrecido (Wilson 1989). A composição química empobrecida é coerente com o empobrecimento em clinopiroxênio (ou seja, composição harzbugítica), uma vez que esta fase aluminosa é preferencialmente consumida em eventos sucessivos de fusão parcial.

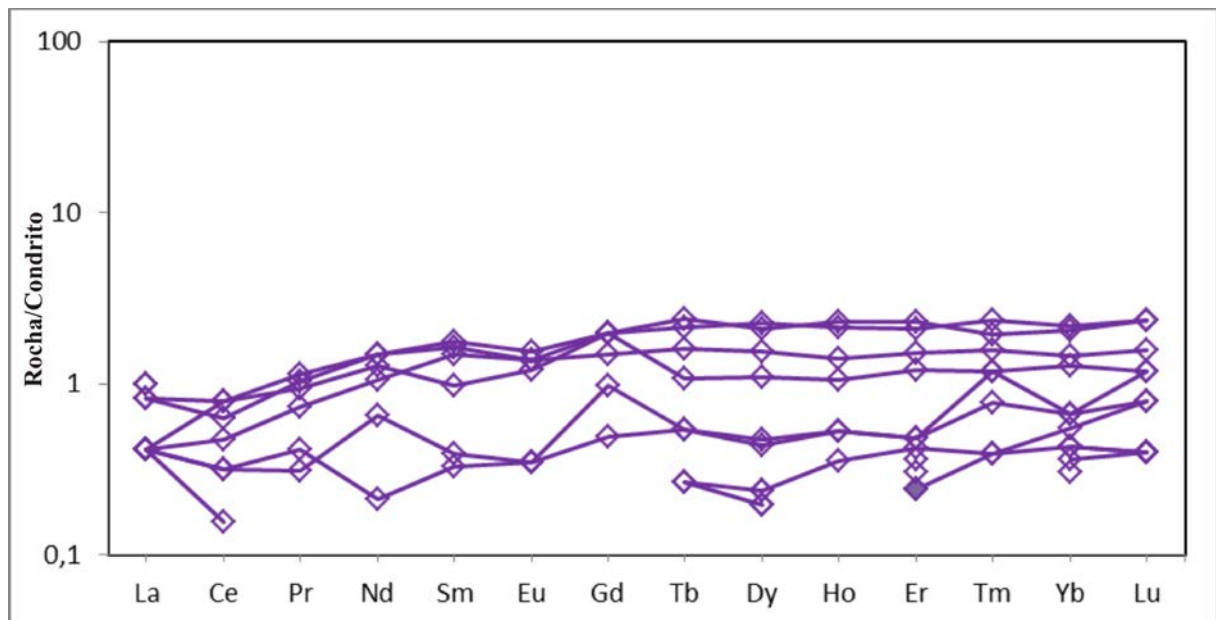


Figura 7.3- Diagrama de elementos terras raras dos harzbugitos normalizado pelo condrito de Evensen *et al.* (1978).

O diagrama de multielementos (Fig. 7.4) dos harzbugitos apresenta concentrações dos elementos traços normalizados para o condrito baseado em Thompson (1982) e revelam um padrão de distribuição das assinaturas geoquímicas moderado a fortemente assimétrico devido ao enriquecimento de elementos mais leves como Ba e Rb e ao empobrecimento dos elementos mais pesados como Nd, Sm, Zr, Tb, Y, Tm e Yb. Segundo Kostchoubey *et al.* (2005), esse padrão geoquímico é muito semelhante aos encontrados em resíduos harzbugíticos/duníticos. No entanto, Kostchoubey *et al.* (2005) revela a dificuldade em apresentar de forma confiável as assinaturas geoquímicas primárias dos harzbugitos devido à

ausência de dados suficientes sobre coeficiente de partição mineral/líquido, bem como determinar o quanto o metassomatismo envolvendo fluidos aquosos ou serpentinização resultante do metamorfismo e/ou alteração hidrotermal é responsável pelo enriquecimento e empobrecimento dos elementos traços.

O diagrama de multielementos também mostra a presença da anomalia negativa acentuada de Sr indica que os harzbugitos representam a própria fonte mantélica empobrecida de composição lherzolítica, provavelmente do tipo plagioclásio-lherzolito.

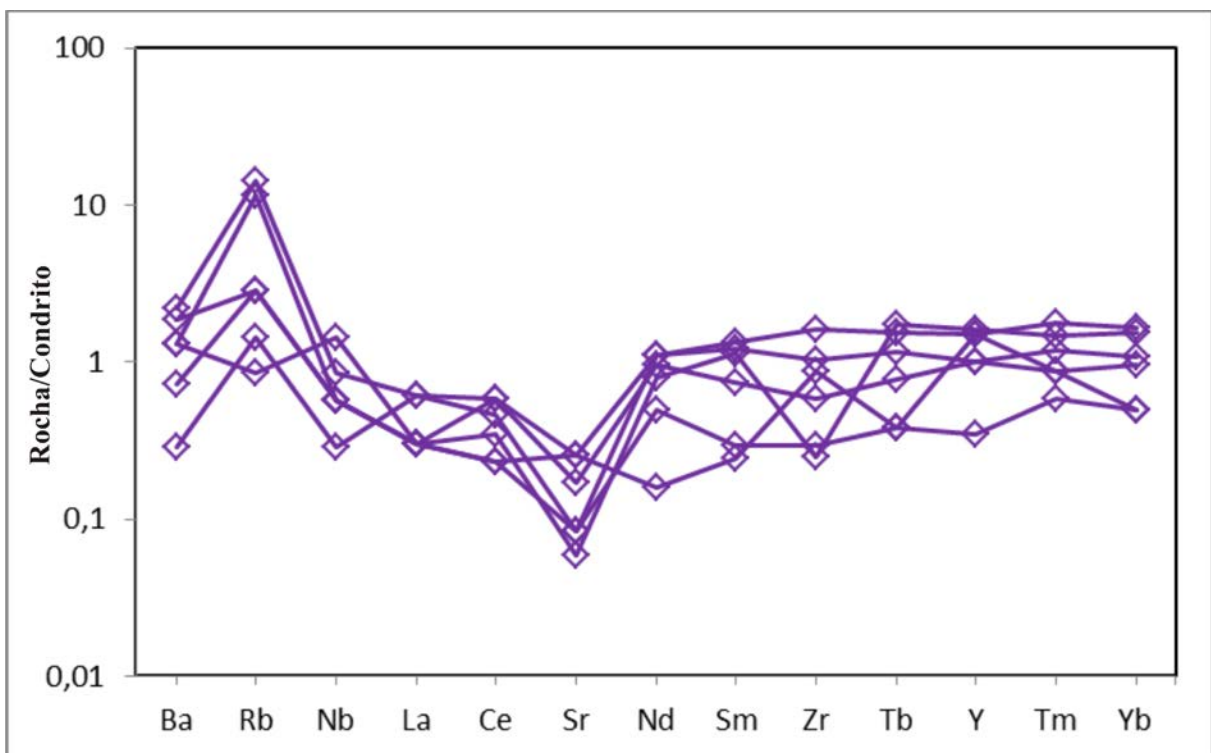


Figura 7.4- Diagrama de multielementos em harzbugitos normalizado de acordo com Thompson (1982).

Os elementos terras raras dos wehrlitos (Fig. 7.5) foram normalizados para o condrito de Evensen *et al.* 1978. Esse conjunto litológico mostrou baixíssimos valores de somatório de ETR ( $\Sigma$ ETR), entre 0,57 e 0,86. Não foi possível analisar os ETR de forma completa nas duas amostras de wehrlito, pois alguns ETR apresentaram valores abaixo do limite de detecção conforme aTabela 7.1. O diagrama abaixo mostra, em ambas amostras, a ausência de teores de ETR leves ( e e um enriquecimento relativo em ETR pesados.

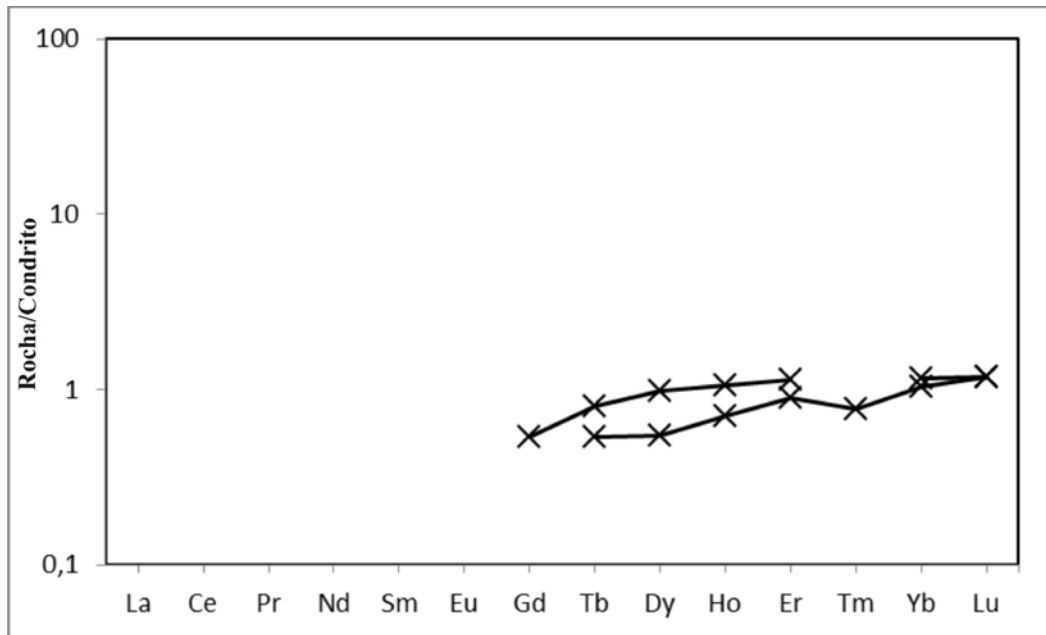


Figura 7.5- Diagrama de elementos terras raras dos wehrlitos normalizado pelo condrito de Evensen *et al.* (1978).

O diagrama de multielementos (Fig. 7.6) dos wehrlitos apresenta concentrações dos elementos traços normalizados para o condrito baseado em Thompson (1982). Não foi possível analisar todos os elementos traços das amostras de wehrlito pois alguns elementos traços apresentaram valores abaixo do limite de detecção conforme a Tabela 7.1. Em geral, os wehrlitos apresentaram um enriquecimento relativo nos elementos Ba e Rb (traços leves) e empobrecimento relativo nos elementos traços mais pesados como Nb, Sr, Zr, Tb, Y, Tm e Yb.

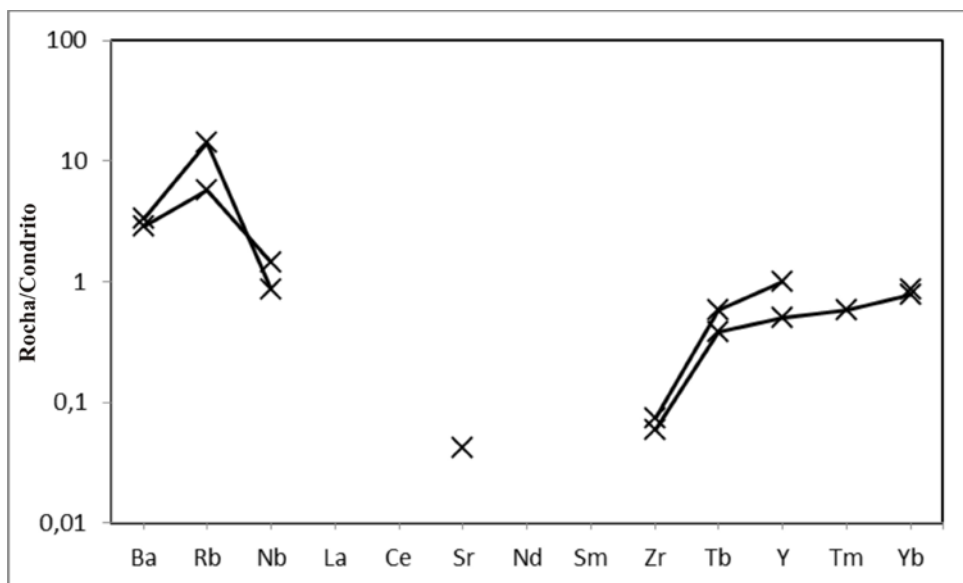


Figura 7.6- Diagrama de multielementos em wehrlitos normalizado de acordo com Thompson (1982).

## 7.4 GEOQUÍMICA DOS BASALTOS ALMOFADADOS

Os basaltos foram discriminados petrograficamente em tipos maciços, hipovítreos esferulíticos e hialoclastitos situados em diferentes zonas de derrames almofadados. Os resultados analíticos obtidos nos basaltos maciços e hipovítreos esferulíticos foram semelhantes, havendo diferenças de concentrações em alguns elementos químicos. Entretanto, ao comparar com os hialoclastitos, os dados químicos referentes aos elementos maiores foram muito distintos, possivelmente devido à maior interação deste litotipo com a água do mar e à mobilidade desses elementos em ambientes hidrotermais.

Foram elaborados diagramas de variação utilizando MgO como índice de diferenciação e relacionados com os óxidos SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O e também com os elementos traços Ni, Cr, V, Ba, Rb, Sr, Nb e Zr. Gerou-se diagramas multielementares de elementos traços para a análise de ETR e elementos litófilos de grande raio iônico, ambos normalizados ao condrito segundo Sun & McDonough (1989) e Evensen *et al.* (1978), respectivamente.

### 7.4.1 Basaltos maciços

Os basaltos maciços são os litotipos dominantes e encontram-se melhor preservados das alterações. Correspondem a 14 amostras (Tabela 7.2) cujas siglas são: MA-03, 2005/ARG-04-A, 2007/ARG-8A, 2007/ARG-8B, 2007/ARG-8C, 2007/ARG-8D, 2007/ARG-8E, 2007/ARG-8F, 2007/ARG-8G, 2007/ARG-8H, 2007/ARG-8I, 2010/LP-8E, 2010/LP-8F, 2010/LP-8G.

O teor de sílica varia de 48 a 53%, o MgO entre 4 a 6%, CaO entre 6 a 9%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 13 a 15% e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 11 a 16%, aproximadamente. Os teores de Na<sub>2</sub>O ficam entre 3 a 6%. O TiO<sub>2</sub> fica em torno de 1%. As concentrações dos demais óxidos são inferiores a 1%.

Os elementos traços têm as seguintes variações: Cr (191,5 a 396,84 ppm), V (237 a 309 ppm), Ni (89 a 146 ppm), Zr (59 a 82 ppm), Zn (32 a 75 ppm), Co (31 a 38 ppm), Y (28 a 35 ppm) e Cu (21 a 42 ppm) apresentam concentrações relativamente mais elevadas.

### 7.4.2 Basaltos hipovítreos com esferulitos

Os basaltos hipovítreos com esferulitos situam-se em zonas intermediárias das bordas de almofadas. Foram analisadas duas amostras (Tabela 7.3), cujas siglas são: 2005/ARG-04-B e MA-05.

Os basaltos hipovítreos com esferulitos apresentam teor de sílica entre 45 a 50%; MgO entre 4 a 8%; CaO apresenta teor entre 8% e 16%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> em torno de 12 a 15%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup> em

torno de 12%. O  $\text{TiO}_2$  fica em torno de 1 a 2%. Os teores de  $\text{Na}_2\text{O}$  ficam entre 0,3 a 1%. Na amostra 2005/ARG-04-B a concentração de  $\text{K}_2\text{O}$  é de 3% e na amostra MA-05 é <1%.

Os teores de elementos traços são: Cr (301 e 328 ppm), V (303 e 363 ppm), Zr (80 e 95 ppm), Ni (65 e 94 ppm), Co (40 ppm), Cu (35 e 98 ppm), Zn (32 e 61 ppm) e Y (32 a 37 ppm).

Tabela 7.2- Teores dos elementos maiores, menores e traços, incluindo os terras raras dos basaltos maciços. Óxidos em % de peso e elementos traços em ppm.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^1$  é ferro total sob a forma de ferro férrico. PF é a perda ao fogo. 1-6: basaltos maciços.

	1	2	3	4	5	6
	MA-3	ARG-4A	ARG-8A	ARG-8B	ARG-8C	ARG-8D
SiO <sub>2</sub>	52,16	51,06	53,77	48,46	51,82	53,40
TiO <sub>2</sub>	1,49	1,50	1,29	1,40	1,49	1,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,27	15,06	13,08	15,57	13,26	14,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	12,09	12,48	13,20	12,86	12,88	12,29
MgO	4,91	4,83	4,38	5,42	5,29	3,82
CaO	6,72	6,90	6,68	6,99	7,01	6,79
Na <sub>2</sub> O	5,82	5,59	5,58	4,49	5,50	6,05
K <sub>2</sub> O	0,11	0,04	0,10	0,97	0,01	0,09
MnO	0,11	0,08	0,12	0,12	0,12	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,12	0,13	0,15	0,14	0,14
P.F.	2,0	2,2	1,6	3,4	2,3	1,8
<b>Total</b>	<b>99,81</b>	<b>99,86</b>	<b>99,84</b>	<b>99,83</b>	<b>99,85</b>	<b>99,79</b>
Ba	17	7,9	12	45	9	12
Rb	2	0,5	0,4	21	0,2	2
Sr	61	34	40	47	27	3
Co	39	32	36	37	35	35
Pb	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3
Ta	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Nb	2	2	2	2	2	2
Zr	82	70	70	76	7	71
Mo	0,2	0,2	0,7	0,3	0,4	0,7
Y	30	28	30	35	32	29
Cr	308	273	273	287	280	273
Cu	28	26	25	37	29	42
Ni	146	97	102	114	89	94
Cs	0,4	0,3	0,2	2	0,2	0,2
Zn	53	67	53	57	62	41
V	304	237	267	291	268	267
W	0,5	17	0,5	0,5	0,5	0,5
La	2,80	3,50	3,20	4,30	3,40	2,90
Ce	8,81	10,52	9,11	11,72	10,31	8,61
Pr	1,72	1,75	1,69	2,16	1,80	1,69
Nd	10,31	8,91	9,61	12,82	10,3	9,84
Sm	3,55	3,20	3,18	3,93	3,34	3,34
Eu	1,25	1,16	1,12	1,36	1,14	1,13
Gd	4,63	4,42	4,41	5,34	4,61	4,45
Tb	0,90	0,78	0,83	0,98	0,88	0,83
Dy	5,46	5,16	5,42	6,08	5,59	5,24
Ho	1,15	1,09	1,09	1,22	1,15	1,10
Er	3,31	3,22	3,09	3,49	3,31	3,07
Tm	0,52	0,44	0,48	0,53	0,51	0,46
Yb	2,93	3,00	2,92	3,20	3,16	2,82
Lu	0,43	0,40	0,43	0,47	0,46	0,42
<b>ΣETR</b>	<b>47,75</b>	<b>47,52</b>	<b>46,56</b>	<b>57,56</b>	<b>49,95</b>	<b>45,85</b>
La/Yb <sub>(n)</sub>	0,64	0,79	0,74	0,90	0,73	0,70
La/Sm <sub>(n)</sub>	0,51	0,70	0,65	0,70	0,65	0,5

Tabela 7.2- (Continuação).

	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>
	ARG-8E	ARG-8F	ARG-8G	ARG-8H	ARG-8I
SiO <sub>2</sub>	50,68	51,38	53,18	49,76	50,65
TiO <sub>2</sub>	1,43	1,53	1,40	1,46	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,61	13,57	14,07	14,59	12,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	12,22	11,96	12,64	12,45	16,77
MgO	5,63	6,07	3,97	5,43	4,40
CaO	8,55	7,63	6,34	8,15	7,58
Na <sub>2</sub> O	4,98	5,25	5,84	5,31	3,36
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,18	0,02	0,02
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,14	0,13	0,13	0,11
P.F.	2,4	2,1	2,0	2,0	2,4
<b>Total</b>	<b>99,78</b>	<b>99,77</b>	<b>99,87</b>	<b>99,82</b>	<b>99,82</b>
Ba	11	10	15	10	10
Rb	0,2	0,3	3	0,2	0,3
Sr	25	27	41	40	27
Co	36	34	32	38	34
Pb	0,3	0,3	0,4	0,1	0,4
Nb	2	2	2	2	3
Zr	72	80	76	71	59
Mo	0,2	0,3	0,6	0,3	0,4
Y	32	33	31	30	33
Cr	294	287	267	308	191
Cu	21	32	34	12	76
Ni	84	66	75	101	3
Cs	0,2	0,3	0,4	0,2	0,2
Zn	61	62	59	58	75
V	280	281	274	309	280
W	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
La	2,80	2,80	3,20	2,30	4,10
Ce	8,70	9,20	9,60	8,31	11,2
Pr	1,67	1,73	1,76	1,41	1,95
Nd	9,60	10,30	10,60	9,10	10,70
Sm	3,22	3,37	3,39	3,13	3,25
Eu	1,13	1,20	1,20	1,05	1,17
Gd	4,50	4,54	4,58	4,23	4,44
Tb	0,88	0,90	0,87	0,81	0,84
Dy	5,48	5,63	5,52	5,17	5,31
Ho	1,12	1,21	1,12	1,13	1,11
Er	3,32	3,42	3,17	3,23	3,26
Tm	0,51	0,53	0,48	0,49	0,50
Yb	3,05	3,24	2,96	2,88	2,98
Lu	0,44	0,49	0,43	0,41	0,44
ΣETR	46,42	48,56	48,88	43,64	51,25
La/Yb <sub>(n)</sub>	0,62	0,60	0,64	0,54	0,93
La/Sm <sub>(n)</sub>	0,56	0,53	0,61	0,47	0,81



Tabela 7.3- (Continuação). 12 a 14: basaltos maciços, 15 a 16: basaltos hipovítreos com esferulitos.

	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>16</b>
	LP-08E	LP-08F	LP-08G	ARG-4B	MA-5
SiO <sub>2</sub>	51,61	50,40	51,49	45,13	50,01
TiO <sub>2</sub>	1,41	1,43	1,43	1,81	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,82	14,31	13,99	15,62	12,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,82	12,11	11,38	12,77	11,13
MgO	4,92	4,93	5,66	7,76	3,73
CaO	7,89	8,90	7,91	8,11	16,40
Na <sub>2</sub> O	5,14	4,90	5,21	1,26	0,31
K <sub>2</sub> O	0,11	0,12	0,02	3,19	0,01
MnO	0,11	0,11	0,12	0,16	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,14	0,13	0,13	0,14
P.F.	2,9	2,5	2,4	4,0	4,0
<b>Total</b>	<b>99,86</b>	<b>99,85</b>	<b>99,74</b>	<b>99,94</b>	<b>99,83</b>
Ba	15	16	11	11	7
Rb	2	2	0,2	6	0,3
Sr	35	31	47	30	12
Co	34	38	38	40	41
Pb	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3
Nb	2	2	10	2	2
Zr	72	73	71	95	80
Mo	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3
Y	30	32	31	37	33
Cr	397	342	41	328	301
Cu	34	38	38	98	35
Ni	94	103	93	65	94
Cs	0,3	0,3	0,2	6,3	0,1
Zn	64	63	68	61	32
V	275	282	295	363	303
W	3	6	3	7	1
La	3,20	3,50	2,90	2,80	3,40
Ce	9,70	10,20	9,10	10,60	10,01
Pr	1,79	1,86	1,74	1,82	1,93
Nd	10,10	9,80	9,70	11,51	10,71
Sm	3,30	3,52	3,37	3,61	3,64
Eu	1,21	1,28	1,26	1,34	1,27
Gd	4,64	4,93	4,68	5,29	4,89
Tb	0,85	0,92	0,90	0,95	0,95
Dy	5,60	5,64	5,66	5,82	5,88
Ho	1,16	1,18	1,26	1,41	1,29
Er	3,38	3,40	3,45	4,13	3,76
Tm	0,49	0,49	0,48	0,61	0,56
Yb	3,04	3,07	3,07	3,40	3,18
Lu	0,46	0,44	0,47	0,58	0,49
ΣETR	48,92	50,23	48,04	53,84	51,95
La/Yb <sub>(n)</sub>	0,71	0,77	0,73	0,56	0,72
La/Sm <sub>(n)</sub>	0,62	0,64	0,55	0,50	0,60

### 7.4.3 Hialoclastitos

Os hialoclastitos ocupam a porção mais externa da estrutura em almofada (zona interalmofada) e dez amostras dessa borda foram analisadas (Tabela 7.4), cujas siglas são: 2005/ARG-04-C-2, 2007/ARG-07, 2007/ARG-9-A, 2007/ARG-9-B, 2007/ARG-9-C, 2007/ARG-9-D, 2010/LP-08-A-2, 2010/LP-08-B, 2010/LP-08-C-II e 2010/LP-08-D.

Os hialoclastitos apresentam comportamento geoquímico bem diferente dos basaltos em geral, com baixos teores de sílica que varia entre 31 e 41%; MgO entre 10 e 14%; CaO entre 6 e 10%. No caso das amostras 2007/ARG-9-A e 2007/ARG-9-B os teores de SiO<sub>2</sub> são mais baixos ainda (2,5 e 4%). O teor de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varia entre 14 e 17%. Os teores de K<sub>2</sub>O ficam em até 3%, o TiO<sub>2</sub> entre 2 e 3% e Na<sub>2</sub>O com teores <1%. As concentrações dos demais elementos maiores são inferiores a 1%. A perda ao fogo nos hialoclastitos varia de 6 e 9%.

Em relação aos elementos traços, essas rochas se mantêm com valores altos a moderados de Cr (400 a 595 ppm), V (320 a 421 ppm), Ni (95 a 243 ppm), Zr (102 a 185 ppm), Zn (95 a 150 ppm), Cu (44 a 88) ppm, com exceção das amostras 2005/ARG-04-C e 2007/ARG-07 que apresentam teores de 202,3 e 127 ppm e Co (56 a 85 ppm).

Tabela 7.4- Teores dos elementos maiores, menores e traços, incluindo elementos terras raras, dos hialoclastitos. Óxidos em % de peso. Elementos em ppm.  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$  é ferro total sob a forma de ferro férrico. PF é a perda ao fogo.

	ARG-04C	ARG-07	ARG-09-A	ARG-09-B	ARG-09-C
$\text{SiO}_2$	39,34	33,19	33,97	31,63	41,76
$\text{TiO}_2$	2,28	3,09	1,89	3,18	2,03
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,12	16,24	17,66	17,20	14,77
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	13,15	16,81	14,41	18,56	13,33
MgO	11,34	13,42	10,91	13,96	10,10
CaO	10,39	7,79	2,48	3,92	9,81
$\text{Na}_2\text{O}$	0,61	0,12	0,39	0,13	0,39
$\text{K}_2\text{O}$	0,18	0,32	0,01	1,71	0,16
MnO	0,19	0,25	0,20	0,26	0,20
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,15	0,20	0,12	0,25	0,14
P.F	6,0	8,1	7,6	8,7	7,0
<b>Total</b>	<b>99,75</b>	<b>99,53</b>	<b>89,63</b>	<b>99,50</b>	<b>99,69</b>
Ba	12	21	4	8,70	10
Rb	3	6	0,2	3	3
Sr	15	18	9	12	11
Co	60	76	57	86	57
Pb	0,3	0,4	0,2	0,2	0,1
Nb	3	5	2	6	3
Zr	116	178	102	185	109
Mo	0,1	0,4	0,2	0,2	0,4
Y	42	54	41	42	35
Cr	410	581	397	595	417
Cu	202	127	44	74	77
Ni	128	206	139	243	147
Cs	1	1	0,3	3	0,6
Zn	115	151	131	151	112
V	364	343	421	304	319
La	4,01	6,10	2,90	3,20	1,90
Ce	10,01	13,20	10,90	12,61	7,91
Pr	2,42	4,14	2,13	2,43	1,68
Nd	14,40	22,90	12,80	14,30	10,01
Sm	4,60	7,23	4,34	5,59	3,82
Eu	1,84	2,96	1,49	1,77	1,33
Gd	6,52	9,22	5,86	7,24	5,06
Tb	1,13	1,69	1,10	1,44	1,02
Dy	6,92	10,50	6,63	8,90	6,25
Ho	1,59	2,03	1,52	1,77	1,38
Er	4,54	5,81	4,39	4,94	3,99
Tm	0,60	0,89	0,69	0,78	0,62
Yb	3,97	5,45	4,15	4,48	3,70
Lu	0,58	0,80	0,62	0,65	0,55
$\Sigma\text{ETR}$	<b>63,11</b>	<b>92,92</b>	<b>59,52</b>	<b>70,09</b>	<b>49,2</b>
La/Yb <sub>(n)</sub>	0,68	0,75	0,47	0,48	0,34
La/Sm <sub>(n)</sub>	0,56	0,54	0,43	0,37	0,32

Tabela 7.4- (Continuação).

	ARG-09-D	LP-08-A-2	LP-08-B	LP-08-C-II	LP-08-D
SiO <sub>2</sub>	38,48	39,68	36,77	39,76	40,21
TiO <sub>2</sub>	2,22	2,28	2,37	2,03	2,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,08	16,30	17,50	16,38	16,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,44	13,54	14,72	13,59	13,16
MgO	11,02	9,84	11,87	10,98	10,66
CaO	6,10	9,85	6,83	8,68	8,59
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,56	0,35	0,46	0,53
K <sub>2</sub> O	2,7	0,55	1,83	0,76	0,96
MnO	0,19	0,21	0,22	0,22	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,17	0,15	0,14	0,15
P.F	7,9	6,7	7,0	6,7	6,6
<b>Total</b>	<b>96,85</b>	<b>99,68</b>	<b>99,61</b>	<b>99,70</b>	<b>99,62</b>
Ba	14	30	82	37	4
Rb	6	11	37	16	20
Sr	10	38	41	50	33
Co	61	59	68	60	56
Pb	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Ta	0,3	0,4	0,2	0,3	0,2
Nb	4	4	3	3	3
Zr	132	138	133	114	110
Mo	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Y	39	42	41	37	35
Cr	499	438	444	390	397
Cu	81	59	68	60	56
Ni	95	132	150	127	123
Cs	5	2	4	2	2
Zn	95	108	124	104	106
V	398	367	354	351	343
La	1,30	3,60	3,20	3,70	3,01
Ce	6,01	12,70	12,70	12,30	10,70
Pr	1,33	2,38	2,37	2,19	1,91
Nd	8,70	12,91	12,91	12,10	10,50
Sm	3,75	4,64	4,78	4,14	3,86
Eu	1,23	1,72	1,84	1,68	1,40
Gd	5,12	6,52	6,39	5,81	5,23
Tb	1,12	1,22	1,23	1,09	1,01
Dy	6,79	7,68	7,43	6,92	6,52
Ho	1,53	1,64	1,63	1,50	1,39
Er	4,58	4,76	4,73	4,17	3,97
Tm	0,73	0,67	0,71	0,63	0,62
Yb	4,30	4,29	4,29	3,86	3,85
Lu	0,67	0,64	0,66	0,59	0,58
<b>ΣETR</b>	<b>47,15</b>	<b>65,36</b>	<b>64,86</b>	<b>60,68</b>	<b>54,54</b>
La/Yb <sub>(n)</sub>	0,20	0,56	0,50	0,64	0,52
La/Sm <sub>(n)</sub>	0,23	0,50	0,43	0,57	0,50

## 7.5 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS DOS BASALTOS ALMOFADADOS

As análises petrográficas permitiram a identificação de três tipos de basaltos, os maciços que ocupam o núcleo preservado das estruturas de almofada, os hipovítreos com esferulitos que ocupam a porção intermediária externa e os hialoclastitos que ocupam a zona externa da almofada e representam os litotipos metassomatizados.

A análise das composições químicas foi compatível com as informações petrográficas obtidas. A presença de clinopiroxênio do tipo augita e plagioclásio inicialmente cálcico indicam que essas rochas básicas pertencem à série toleítica. A composição normativa CIPW com a presença de hiperstênio (hy) e quartzo (Q), a ausência de nefelina confirma afinidade toleítica permite classificá-las como basaltos toleíticos ou toleítos saturados em sílica (Tabela 7.5).

Tabela 7.5- Composição normativa CIPW dos basaltos maciços da Suíte Ofiolítica Araguacema. Q – Quartzo; Or – Ortoclásio; Ab – Albita; An- Anortita; Di – Diopsídio; Ne – Nefelina; Hy – Hiperstênio;Ol- Olivina; Il – Ilmenita e Ap – Apatita.

	MA-02	MA-03	ARG-04-A	ARG-04-B	ARG-8A	ARG-8B	ARG-8C	ARG-8D
Q	1.036	0.085	1.286	5.853	4.744	3.257	3.517	1.534
Or	0.059	0.650	0.236	0.620	0.118	0.910	0.059	0.532
Ab	29.843	50.347	50.401	45.085	48.063	48.347	47.724	47.480
An	34.551	16.117	16.281	18.735	18.762	20.213	17.762	17.691
Ne	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Di	27.563	16.159	16.611	18.940	14.036	14.897	18.104	19.306
Hy	5.200	8.187	6.488	7.374	5.947	8.554	8.695	0.000
Ol	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.360	0.000	4.722
Il	0.235	0.235	0.171	0.342	0.257	0.257	0.257	0.235
Ap	0.332	0.308	0.284	0.308	0.308	0.355	0.332	0.332
<b>Total</b>	98.819	92.088	91.76	97.25	92.235	97.15	96.45	92.914

Tabela 7.5- (Continuação).

	ARG-8E	ARG-8F	ARG-8G	ARG-8H	ARG-08I	LP-08E	LP-08F	LP-08G
Q	2.149	0.828	1.562	2.356	1.395	4.142	1.353	3.576
Or	0.059	0.118	0.135	0.118	0.118	0.650	0.709	1.064
Ab	48.239	48.439	47.270	47.863	46.193	47.487	48.562	50.517
An	16.151	18.036	17.163	18.541	19.381	18.767	17.177	18.880
Ne	0.000	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000
Di	17.730	16.659	16.274	17.931	16.668	17.644	17.563	13.682
Hy	6.252	8.672	6.159	7.949	8.116	8.960	7.212	6.548
Ol	0.000	0.000	4.633	2.753	0.000	0.000	0.000	0.000
Il	0.257	0.257	0.257	0.257	0.214	0.235	0.235	0.257
Ap	0.355	0.332	0.308	0.308	0.261	0.308	0.332	0.308
<b>Total</b>	92.192	93.341	93.761	98.076	92.346	98.193	93.143	94.832

No diagrama TAS (total de álcalis x sílica) todas as amostras de basaltos maciços e uma de basalto hipovítreo esferulítico plotaram no campo dos basaltos subalcalinos de afinidade toleítica, enquanto que uma amostra de basalto hipovítreo esferulítico plotou abaixo do campo dos basaltos e todas as amostras de hialoclastitos situaram-se no campo das rochas ultramáficas, o que evidencia contaminação por metassomatismo por interação com água do mar (Fig. 7.7). Por outro lado, o diagrama AFM confirmou a afinidade toleítica destes basaltos (Fig 7.8), mas os outros tipos ocupam campos afastados destes.

No diagrama de Winchester & Floyd (1977), que relacionam  $\text{SiO}_2$  x  $\text{Zr/TiO}_2$  (Fig. 7.9), as amostras de basalto maciço plotaram no campo dos toleítos enquanto que os outros basaltos caem fora deste campo e evidenciam baixos teores de sílica entre outros elementos incompatíveis com os tipos de rochas estudadas. Isto leva a interpretar que essas rochas sofreram modificações composicionais provavelmente por metassomatismo oceânico. No diagrama  $\text{Zr/TiO}_2$  x  $\text{Nb/Y}$  (Fig. 7.10), as amostras concentraram-se no campo dos andesitos/basaltos.

Foram utilizados diagramas geoquímicos de interpretação de paleo ambientes geotectônicos de Pearce & Norry (1979), Pearce & Cann (1973) e Meschede (1986) e observa-se que as amostras de basalto maciço plotaram nos campos de basaltos de cadeia meso-oceânica do tipo N-MORB (Fig. 7.11, 7.12 e 7.13).

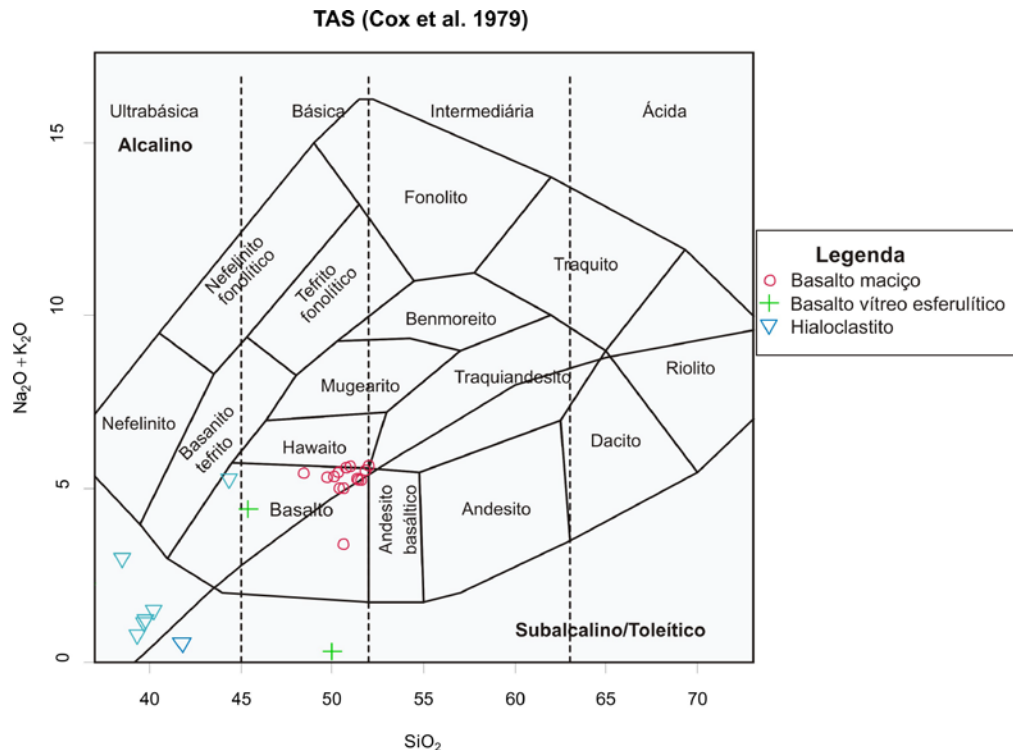


Figura 7.7- Diagrama TAS (total de álcalis versus sílica) de classificação química para os basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Araguacema, segundo Cox *et al.* (1979). Valores em % peso.

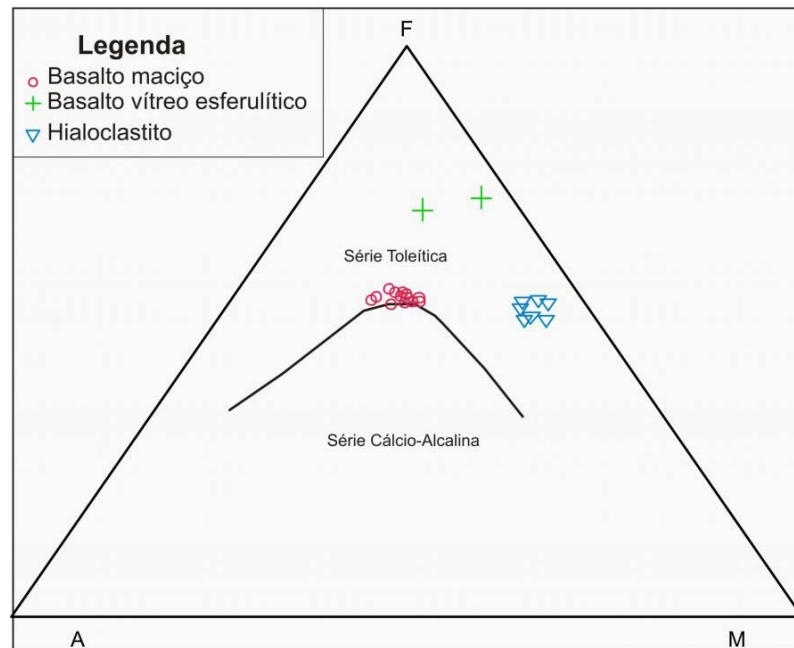


Figura 7.8- Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para os basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Araguacema.

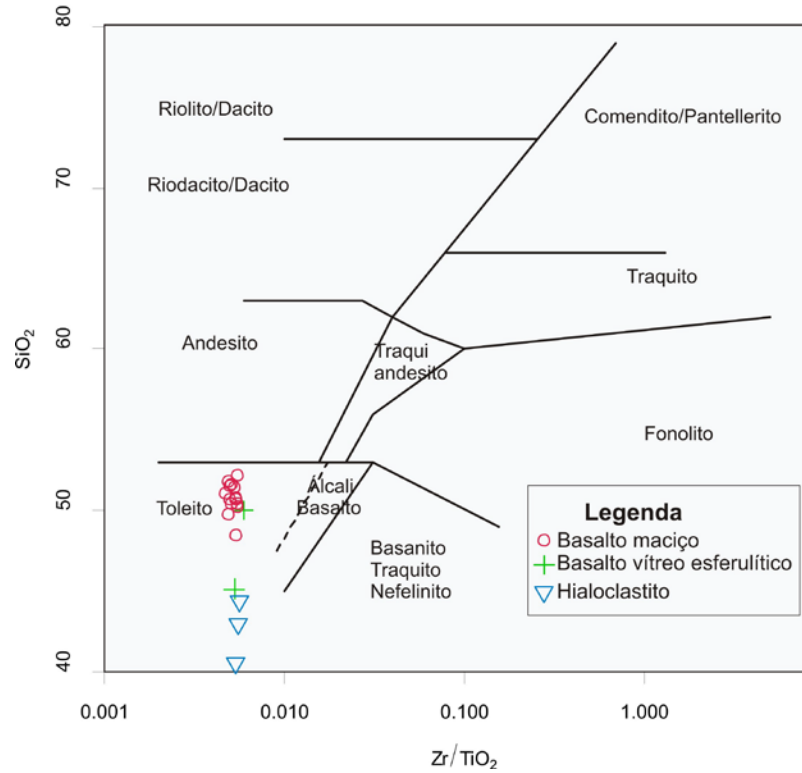


Figura 7.9- Diagrama de variação composicional  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0,0001$  de Winchester & Floyd (1977) para os basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Araguacema.

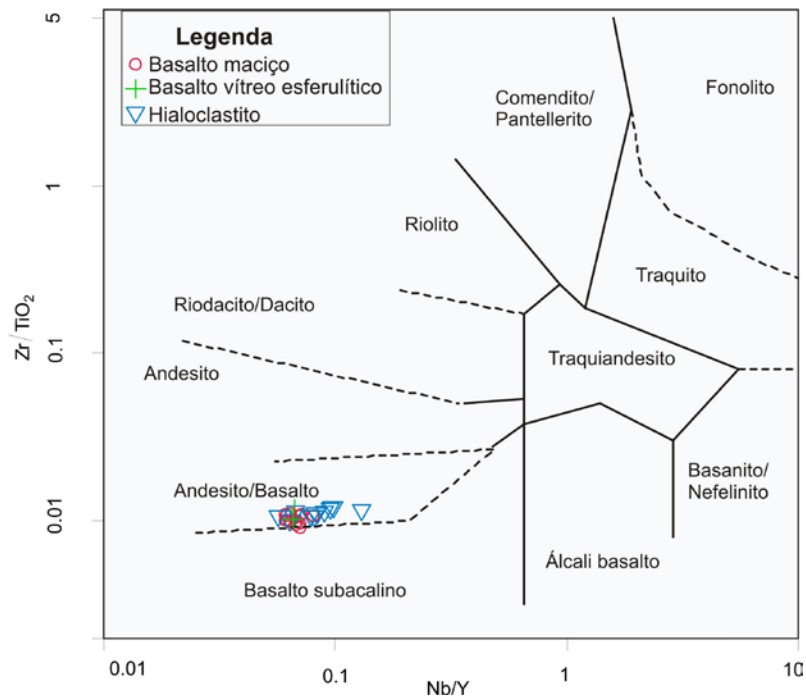


Figura 7.10- Diagrama de variação composicional  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  vs  $\text{Nb}/\text{Y}$  de Winchester & Floyd (1977) para os basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Araguacema.



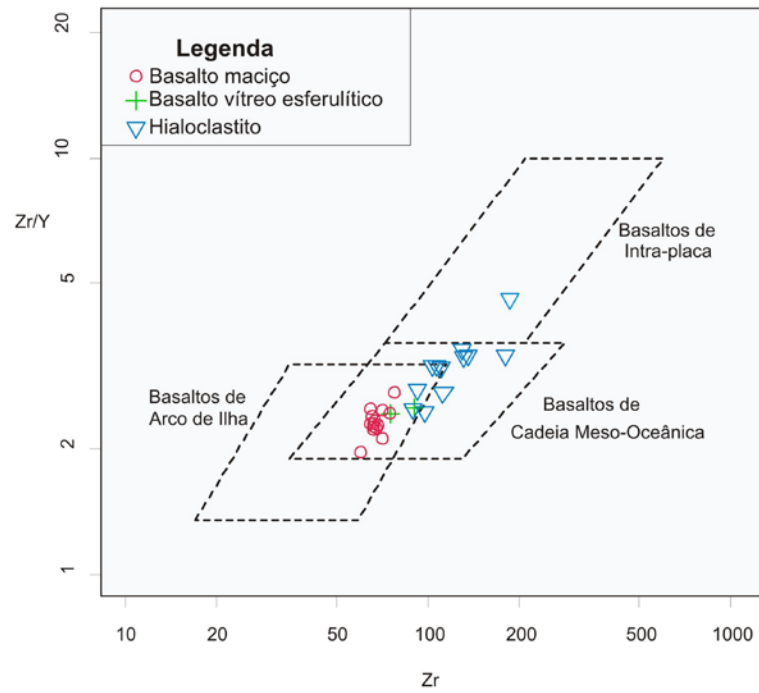


Figura 7.11- Diagrama de discriminação tectônica Zr/Y vs Zr (Pearce & Norry, 1979) para os basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Araguacema.

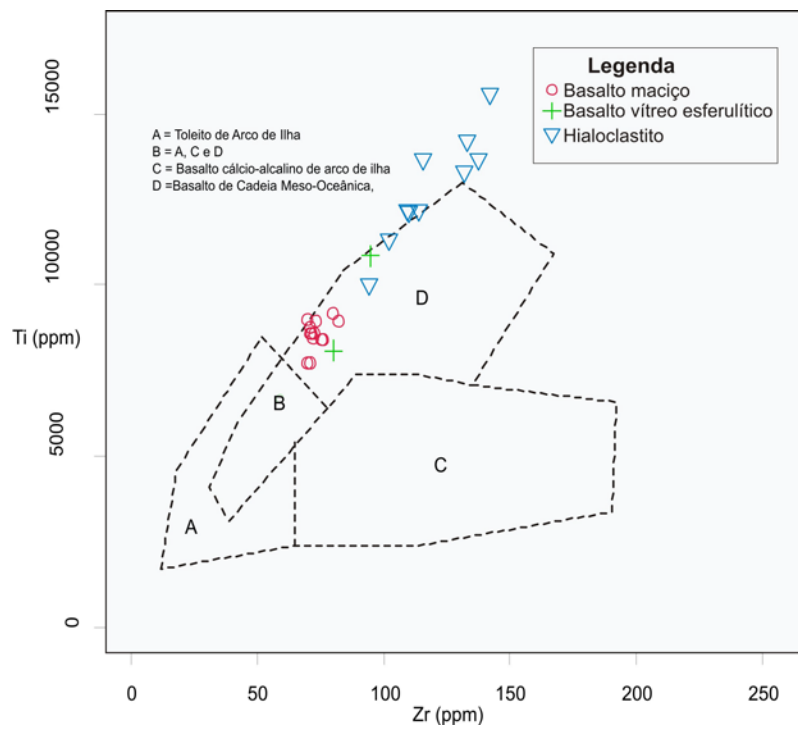


Figura 7.12- Diagrama de discriminação tectônica Ti vs Zr (Pearce & Cann, 1973) para os basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Araguacema.

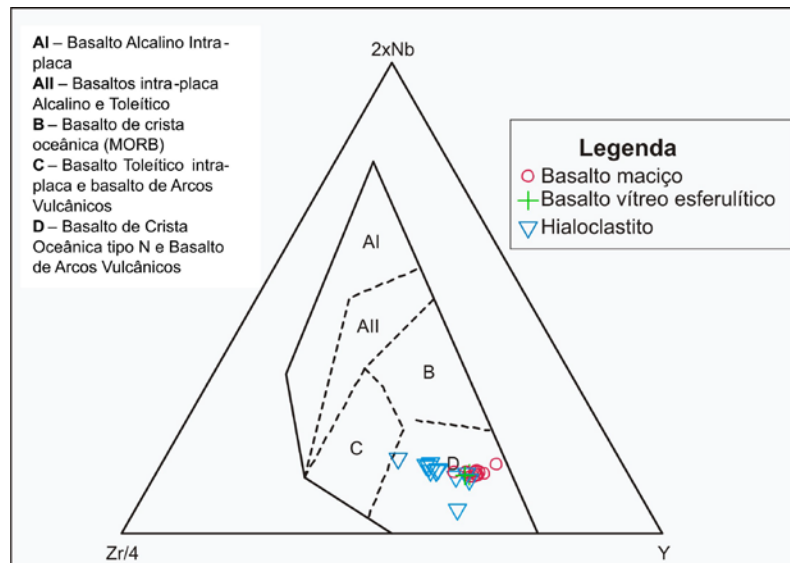


Figura 7.13- Diagrama de discriminação tectônica 2Nb-Zr/4-Y (Meschede 1986) para os basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Araguacema.

Os diagramas de variação com a plotagem das amostras das amostras de basaltos maciços e hipovítreatos com esferulitos estão representados nas Figuras (Fig. 7.14 e 7.15), bem como outros para os hialoclastitos, a fim de se comparar os comportamentos geoquímicos obtidos nestes litotipos e discutir o seu significado petrológico.

Os teores baixos a moderados de MgO, entre 3 e 8%, dos basaltos maciços e hipovítreatos esferulíticos, indicam o caráter evoluído destes magmas. Considerando este óxido como índice de diferenciação mais adequado para análise de rochas máficas, foram gerados diagramas de variação com óxidos e elementos.

No diagrama de variação para os elementos maiores, o comportamento geoquímico dos óxidos  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^t$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  é incompatível, ou seja, a assembleia fracionante inicialmente não cristalizou minerais dependentes desses óxidos. Entretanto, o padrão dos elementos  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{TiO}_2$  mostrou-se compatível. A compatibilidade do  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{CaO}$  indica cristalização do plagioclásio, antes da sua transformação em albita, e o  $\text{TiO}_2$  entra no fracionamento da augita.

Os elementos Ni, Co, Cu, Cr e V apresentam comportamento compatível, em que o primeiro e o segundo entram na constituição da olivina durante o fracionamento, o Cu na calcocita e calcopirita, o Cr e o V entram na composição da augita. Os traços Nb, Zr, Y mostram baixas concentrações e apresentam comportamento incompatível, enriquecendo somente nos líquidos um pouco mais evoluídos.

Os hialoclastitos apresentaram diferenças importantes nas concentrações de alguns óxidos (Fig. 7.16). Foi possível definir que as interações dos basaltos com metassomatismo

oceânico trouxe um enriquecimento considerável nos teores de MgO (10 a 14%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14 a 17%) e TiO<sub>2</sub> (2 a 3%) para a formação de clorita e epidoto. Paralelamente, houve o empobrecimento de sílica que baixou para 31 a 41%, bem como o empobrecimento de álcalis, devido ao decréscimo nos teores de Na<sub>2</sub>O. Segundo Yardley (1994) essa situação é característica das bordas vítreas dos basaltos almofadados e ocorrem devido aos processos metamórficos/metassomáticos de fundo oceânico. Ressalta-se que as concentrações e os comportamentos geoquímico dos elementos traços analisados (Nb, Zr e Y) nos hialoclastitos são muito semelhantes aos basaltos maciços e hipovítreos esferulíticos, o que indica (Fig. 7.17) que os processos metassomáticos de fundo oceânico pouco influenciaram nesses elementos, pois, em geral, são considerados mais imóveis aos processos metamórficos/metassomatismo em relação ao hidrotermalismo.

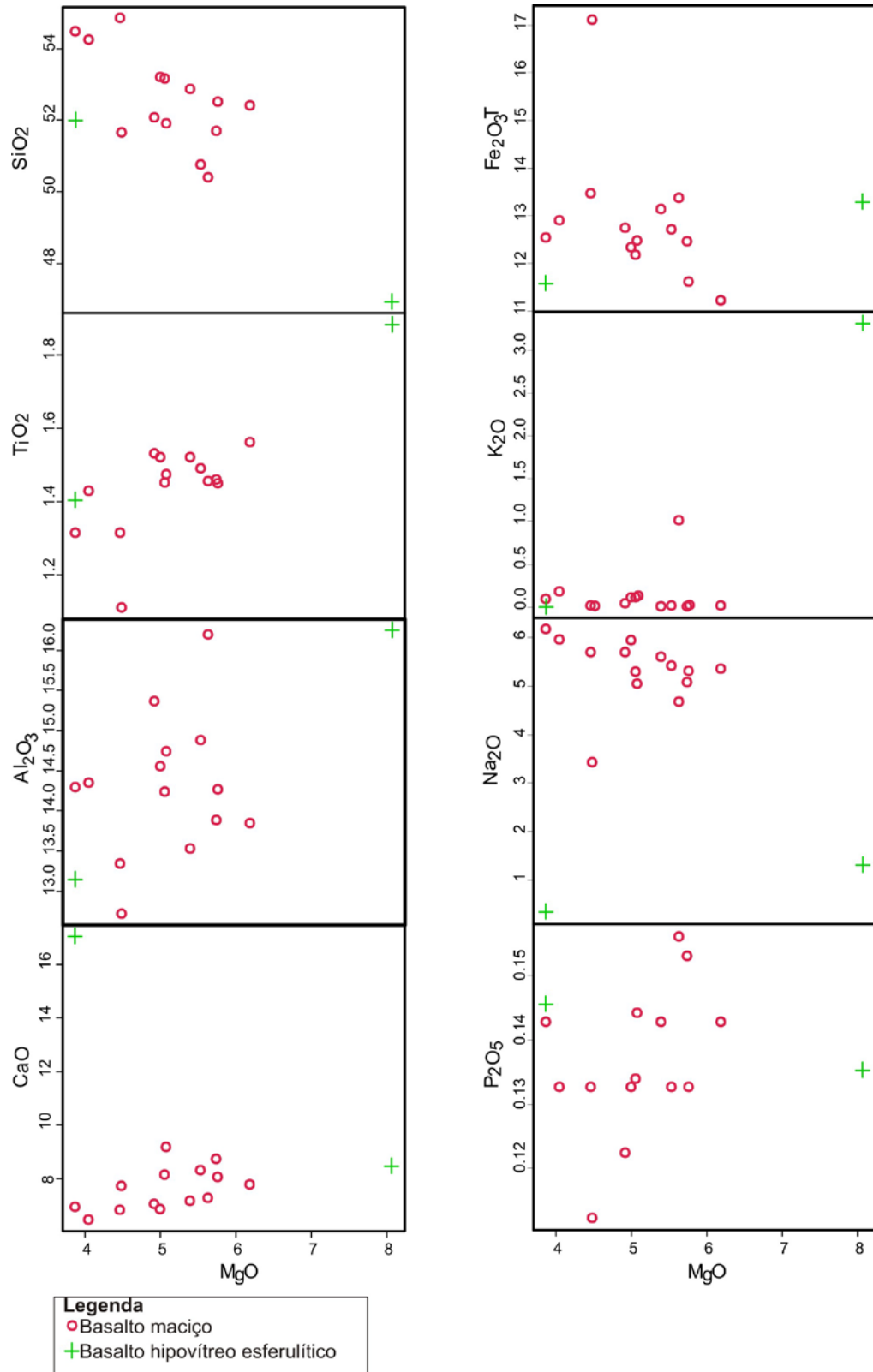


Figura 7.14- Diagramas de variação com o MgO como índice de diferenciação para elementos maiores (% em peso) nos basaltos maciços e hipovitréios com esferulitos da Suíte Ofiolítica Araguacema.

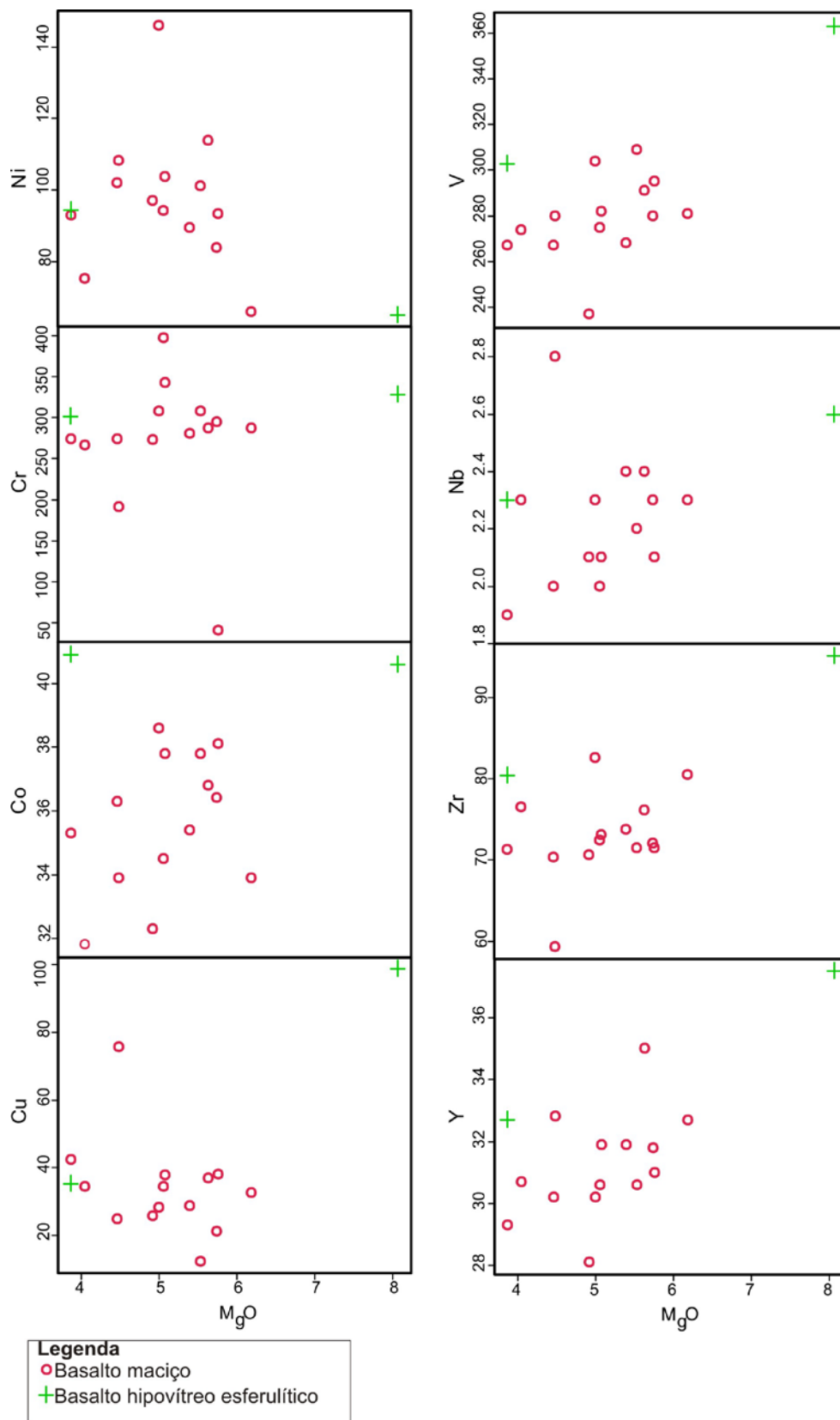


Figura 7.15- Diagramas de variação de elementos menores *versus* MgO para os basaltos maciços e hipovítreos com esferulitos da Suíte Ofiolítica Araguacema. MgO em % peso. Elementos em ppm.

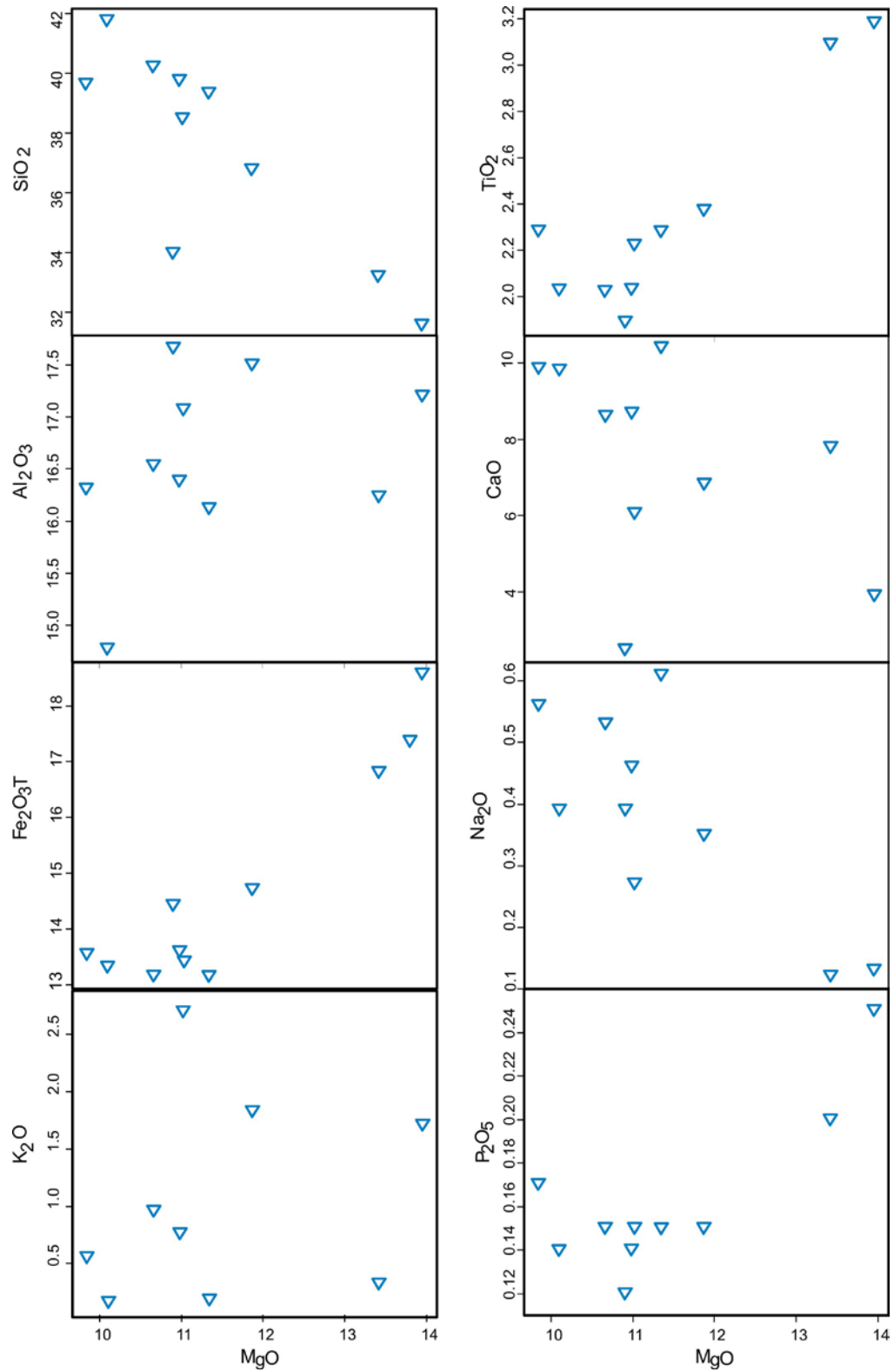


Figura 7.16- Diagramas de variação com o MgO como índice de diferenciação para elementos maiores (% peso) nos hialoclastitos da Suíte Ofiolítica Araguacema.

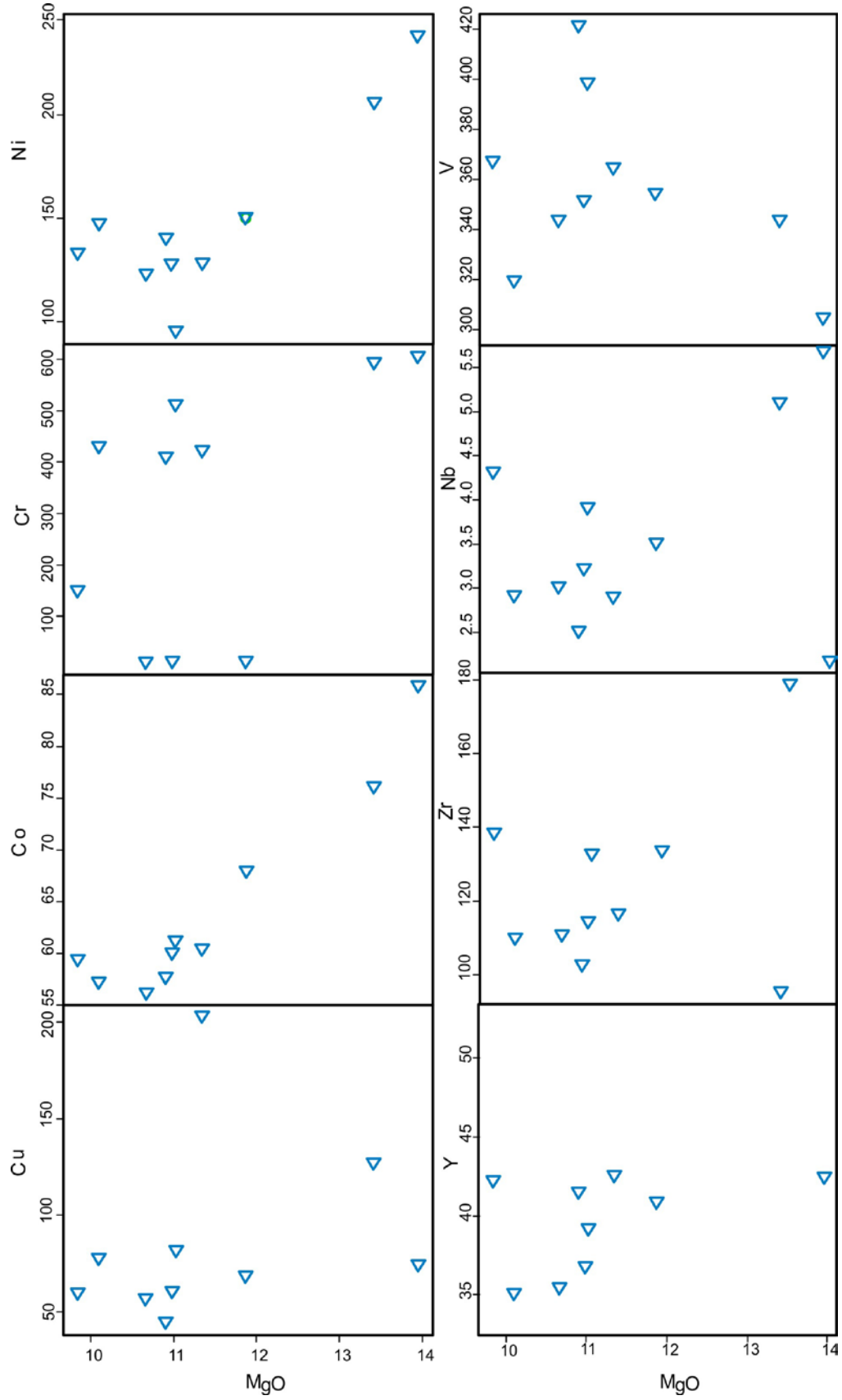


Figura 7.17- Diagrama de variação de elementos traços vs MgO para os hialoclastitos da Suíte Ofiolítica Araguacema. MgO em % peso. Elementos em ppm.

O diagrama de distribuição dos elementos terras raras dos basaltos almofadados, normalizado para o condrito de Evensen *et al.* (1978), mostra baixos valores do somatório dos ETR que variam aproximadamente entre 43,64 a 92,92 (Fig. 7.18). As assinaturas geoquímicas das amostras mostram-se ligeiramente empobrecidos em ETR leves e enriquecidos em ETR pesados, sendo esse padrão confirmado pelas razões  $La/Yb_n < 1$  e pelas razões  $La/Sm_{(n)} < 1$ . Mesmo havendo um enriquecimento um pouco maior dos ETRP em relação aos ETRL, em geral os ETR mantêm um padrão uniforme subhorizontal, característico de basaltos toleíticos de cadeia meso-oceânica (N-MORB). Nota-se que essas rochas apresentam leve anomalia negativa do Eu que pode estar relacionada com a retenção de plagioclásio na fonte peridotítica durante a fusão parcial.

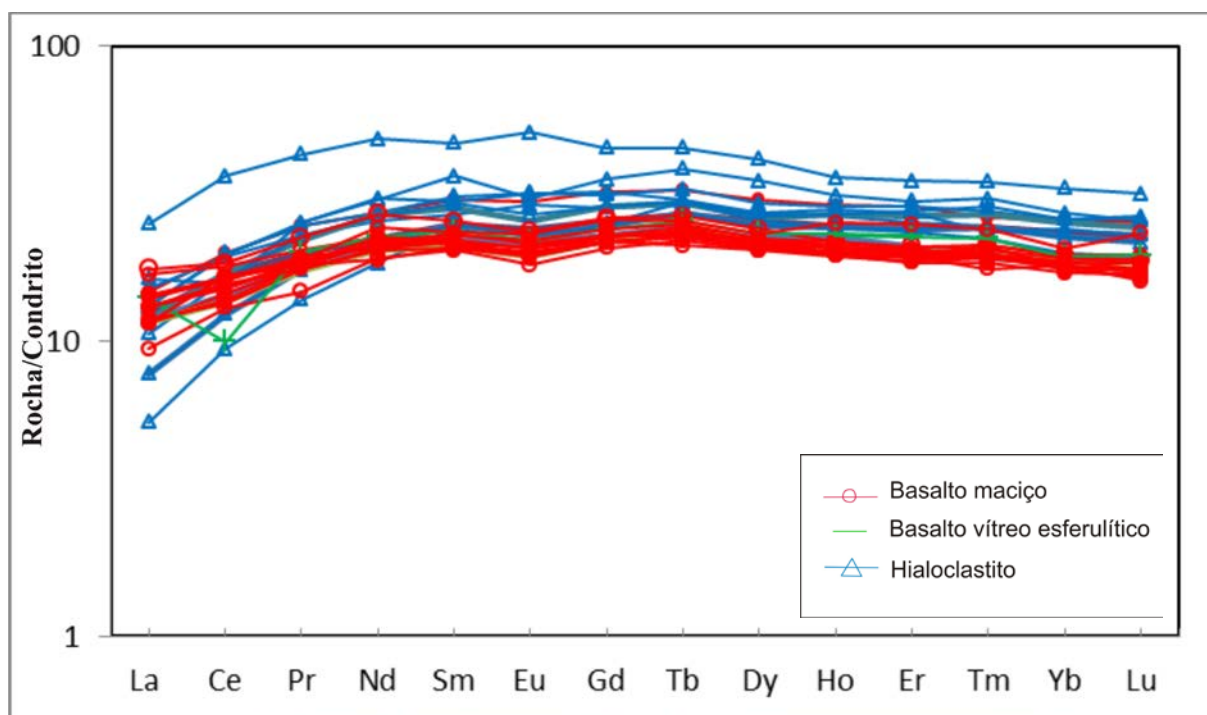


Figura 7.18- Diagrama de elementos terras raras para basaltos almofadados normalizados pelo condrito de Evensen *et al.* (1978).

O diagrama de multielementos (Fig. 7.19) normalizado com base no condrito Ivuna (Sun & McDonough 1989) revela certa uniformidade composicional dos basaltos almofadados, que demonstra, em geral, assinatura similar para a maioria dos elementos considerados imóveis. Segundo Wilson (1989) essa uniformidade das concentrações dos elementos traços é uma característica importante de basaltos do tipo N-MORB.

A anomalia negativa acentuada de Sr em todas as amostras indica retenção de plagioclásio durante os eventos de fusão parcial que geraram esses basaltos a partir de fonte



mantélica empobrecida do tipo plagioclásio lherzolito, típica de basaltos de cadeia meso-oceânica (N-MORB).

Ressalta-se que o diagrama abaixo mostra anomalias positivas de Rb e Ba, que possivelmente pode ser relacionado com a substituição de K por esses elementos para a formação do mineral politionita nos hialoclastitos.

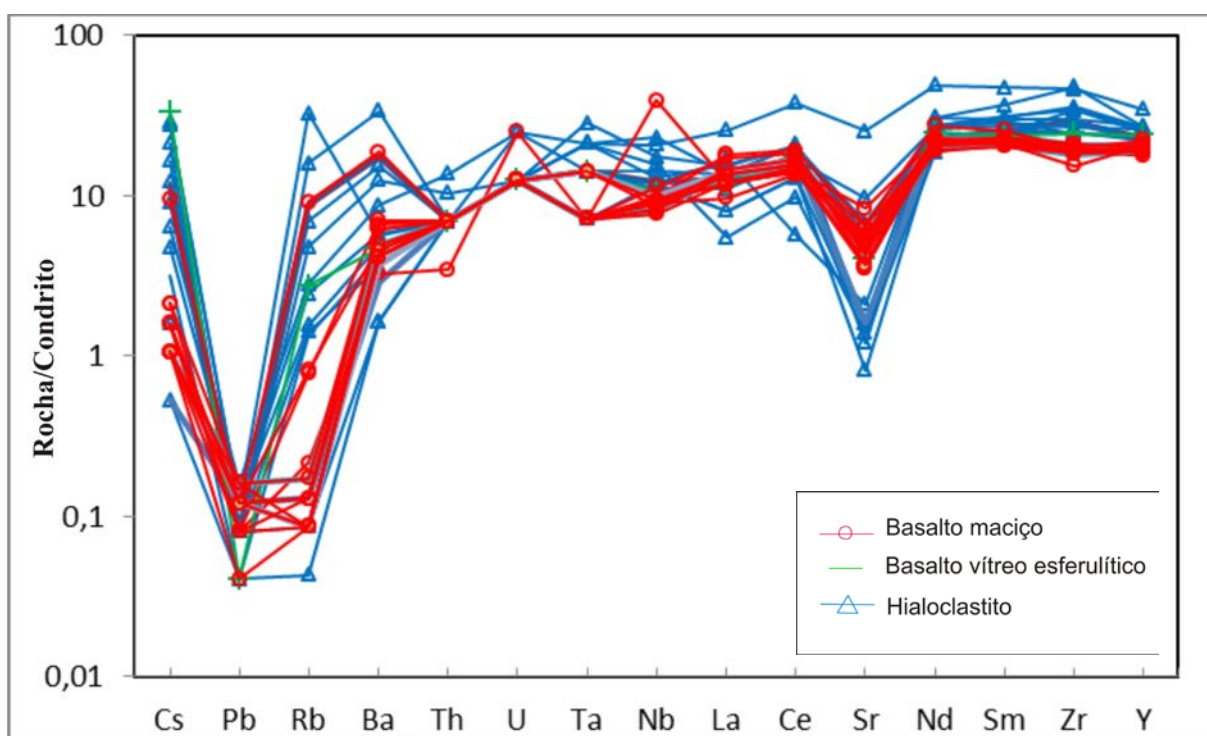


Figura 7.19- Diagrama de multielementos para basaltos almofadados normalizado pelo condrito Ivuna de Sun & McDonough (1989).

## 8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos das observações de campo, análises petrográficas, químicas e as comparações com dados da literatura permitiram o aprofundamento do conhecimento geológico da área de estudo.

Com base na sequência estratigráfica ideal dos complexos ofiolíticos, a Suíte Ofiolítica Araguacema mostra-se incompleta, pois aflora somente a sequência ultramáfica basal representada pelos harzbugitos, unidades intermediárias representadas pelos wehrlitos e basaltos almofadados e a unidade de topo caracterizada pelas rochas sedimentares químicas de mar profundo (metacherts ferríferos). Essa sequência estratigráfica compreende uma associação ofiolítica de um paleo-oceano.

A ausência da sequência intermediária, que segundo os exemplos completos e bem conhecidos como nos ofiolitos de Oman, Ligúria, Troodos é constituída por gabros estratificados, gabros isotrópicos, dioritos, plagiogranitos e enxames de diques máficos, pode ser discutido em duas hipóteses. A primeira é de que não teria havido condições para a formação desses componentes no ambiente de geração do ofiolito, a segunda estaria relacionada com o desmembramento do complexo durante os eventos tectônicos posteriores. A segunda hipótese é a mais provável, devido aos indícios de forte deformação na fase de inversão do orógeno Araguaia, que permitiram que o maciço adquirisse orientações, identificadas nas rochas da suíte, coincidentes com o *trend* regional NNW-SSE, bem como a ocorrência de zonas de cisalhamento.

Nessa linha de raciocínio os harzbugitos correspondem à base da suíte e os dados geológicos, petrográficos e assinaturas geoquímicas são comparáveis a peridotitos mantélicos, subjacente a crosta oceânica, que foi empobrecido ao longo do tempo geológico para a formação da crosta continental.

Esses tipos de peridotitos são geralmente formados em ambientes orogênicos, apresentam-se intensamente serpentinizados, sendo esta alteração devido ao metassomatismo de fundo oceânico com interações com a água do mar.

Esses peridotitos acham-se deformados e cisalhados em domínios que apresentam marcante foliação e em outros domínios que ainda preservam parcialmente a mineralogia e textura primária. Gorayeb (1989) já tinha discutido essas transformações em outros corpos da região, com duas fases de serpentinação, uma delas metassomática e outra metamórfica regional.

Por outro lado, os wehrlitos representam outra situação geológica, pois são considerados cumulados ultramáficos provenientes da base da crosta oceânica.

Para Gill (2010), o manto superior das cadeias meso-ocênicas atuais é formado por peridotitos residuais de composição empobrecida em ETRL, o que é semelhante aos harzbugitos da Suíte Ofiolítica Araguacema. Os cumulos ultramáficos de composições wehrlíticas, estes se formariam em câmaras magmáticas básicas situadas logo abaixo do centro de espalhamento oceânico e seriam resultantes de refusões posteriores da porção inferior da suíte ofiolítica.

A outra unidade importante da suíte ofiolítica corresponde aos derrames basálticos com estruturas almofadadas, texturas e mineralogia muito bem preservada e ocupam a porção intermediária na estratigrafia da suíte, na posição acima dos wehrlitos. Todas as evidências permitiram concluir que representam derrames em fundo oceânico profundo que teria interagido com interação com a água do mar, em que as lavas basálticas resfriaram-se bruscamente (resfriamento rápido). Foram identificadas algumas feições características de resfriamento rápido como a presença de vidro, interpretado como líquido residual da brusca consolidação do magma basáltico; a ocorrência de esferulitos; cristais aciculares e radiais de plagioclásio, minerais opacos com formas esqueléticas e clinopiroxênio e plagioclásio com feições tipo “rabo-de-andorinha”. O resfriamento rápido da lava da superfície dos derrames em contato com água oceânica propiciou a formação de almofadas que apresentam marcante zoneamento litológico caracterizado por núcleos de basaltos maciços e uma porção externa denominada de zona interalmofadada, em que ocupam os basaltos hipovítreos esferulíticos e as brechas de topo de derrame (hialoclastitos). Nessa situação petrológica, as superfícies das almofadas geraram uma capa vítrea (zona interalmofada) que foi fragmentada e teve importante reação com a água do mar (hialoclastitos), isolando os núcleos das almofadas que sofreram transformações mínimas.

Os hialoclastitos se formaram em ambientes subaquosos 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 afetou a borda das lavas, levando à contração do material vítreo (McPhie *et al.* 1993).

Além disso, essas rochas são formadas por magmas com baixa viscosidade (magma basáltico) e são importantes indicadores de extravasamento de lavas em ambiente subaquoso. Quando esse tipo litológico ocorre associado diretamente com a porção maciça dos basaltos almofadados, são interpretados como derrames acontecidos em mar profundo (McPhie *et al.* 1993). As análises geoquímicas mostraram que os hialoclastitos representam os tipos contaminados pela interação com a água do mar, o que caracteriza a ação do metamorfismo hidrotermal de fundo oceânico nos estágios iniciais da evolução do Cinturão Araguaia.

Os estudos litoquímicos dos basaltos almofadados permitiram classificá-los como basaltos toleíticos de cadeia meso-oceânica. Este tipo de basalto varia pouco na sua composição química, apresenta baixa concentração de  $K_2O$  e mostra-se empobrecido em ETRL. As razões  $La/Yb_n < 1$  e as anomalias suaves de Nb indicam como fonte para essas rochas o manto empobrecido (manto sublitosférico). As razões  $La/Sm_{(n)} < 1$  identificadas confirmam que se tratam de basaltos do tipo N-MORB (MORB normal) que reflete o tipo mais empobrecido em ETR leves de todos os basaltos MORB e sua geração ocorre mais próximo ao centro do rift meso-oceânico, durante o estiramento da crosta oceânica. A anomalia negativa de Sr presente em todas as amostras dos basaltos indica retenção de plagioclásio durante as etapas de fusão parcial e sugere que essa fonte mantélica empobrecida teria composição de um plagioclásio lherzolito, que é característica dos basaltos almofadados do tipo N-MORB (Wilson 1989).

As elevadas concentrações de Ni, Co, Cu, Zn tanto nas rochas máficas quanto nas ultramáficas estão relacionadas com a própria gênese magmática dessas rochas, e em alguns casos, a processos exalativos em ambientes de fundo oceânico, que originaram mineralizações de sulfetos e óxidos de Ni, cuprita, calcopirita e calcocita.

Com base nos dados petrográficos e estruturais sugere-se que durante a inversão tectônica da Bacia Araguaia, os peridotitos mantélicos foram empurrados e os outros componentes da suíte ofiolítica foram segmentados e alojados tectonicamente na sucessão sedimentar do Grupo Tocantins, conforme discutido por Gorayeb (1989) e foram empurrados para os domínios mais a oeste (em direção ao Cráton Amazônico) e submetidos a intenso desmembramento. Lascas de peridotitos foram colocadas ao longo de superfícies de cavalgamento de baixo ângulo, enquanto que fragmentos de basaltos e rochas sedimentares formaram um complexo sistema de imbricamento. Ao final, todo o conjunto ofiolítico e supracrustal do Cinturão Araguaia foi submetido a metamorfismo regional, que atingiu condições da fácies xisto verde baixo.

Concluindo, a Suíte Ofiolítica Araguacema representa um pequeno fragmento alóctone de um assoalho de um paleo-oceano bem preservado e fracamente metamorfisado, semelhante a vários outros exemplos conhecidos no Cinturão Araguaia, que marcam um momento de oceanização da Bacia Araguaia, durante o Neoproterozóico.

## REFERÊNCIAS

- Abreu, F.A.M. 1978. *Estratigrafia e Evolução Estrutural do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 75 p.
- Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S., Hasui, Y. 1994. *Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia*. Actas, IV Simp. Geol. Amazônia, Belém, p.1-4.
- Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M. 2000. *Paraguay and Araguaia belts*. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz filho, D. A. Campos. Tectonic Evolution of South America, p. 183-193.
- 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)*. Revista Brasileira de Geociências, 30: 665-670.
- Arcanjo, H.S.H., Moura, C.A.V., Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S. 2000. *Rio do Coco Group: A exotic terrain in the Paleoproterozoic Tocantins Shear Belt*. In: International Geological Congress, Rio de Janeiro. **Anais**, CD ROM.
- Barros, G.S., Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Nascimento, R.S. 2010. *Petrologia e geocronologia dos escapolita metagabros e anfibolitos do Cinturão Araguaia na região de Xambioá-Araguanã*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. Belém. Anais. CD-ROM.
- 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/UFGA. 125p.
- 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: I Congresso Latinoamericano de Geologia, Belém, v.1, p.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, 2, Salvador, p.185-188.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Rämö, O.T., Macambira, M.J.B., 1999b. *Contrasts between paleoproterozoic, A-type granites of the Archean Carajas Province, southeastern Amazonian Craton, Brazil: metallogenetic and petrogenetic implications*. In: BRGM, The origin of granites and related rocks, Ivth Hutton Symposium Abstracts. Clermont-Ferrand, France, p.141-142.
- DNIT. 2010. *Mapa do Estado do Tocantins*. Disponível em <http://www.dnit.gov.br/rodovias/mapas/index.htm>. Acesso em jun. de 2010.
- Dutra, A.C.S., Gorayeb, P.S.S., Nogueira, A.F.R., Cunha, G.B. 2011. *Magmatismo basáltico na sucessão sedimentar do Grupo Tucuruí, nordeste do Pará*. In: V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cidade de Goiás. Anais CD-ROM.
- Evesen N.M., Hamilton P.J. O'Nions, R.K. 1978. *Rare earth abundances in chondritic meteorites*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- Fettes, D. & Desmons, J. *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., Moura C.A.V., Chaves C.L. 2001. *A granitogênese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: implicação para redefinição da Suíte Lajeado*. In: Simpósio de Geologia da Amazônica, 7. Belém. Verticalização mineral na Amazônia: resumos expandidos. Belém, SBG.CD-ROM.

- Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Abreu, F.A.M. 2008. *Geologia do parque Andorinhas e região adjacente*. In: P.S.S. Gorayeb (org) Parque Martírios-Andorinhas: Conhecimento, história e Preservação. EDUFPA, p.57-80.
- Gorayeb, P.S.S., Pamplona, L.J.P. 2010. *O metamorfismo de baixo grau da porção oeste do Cinturão Araguaia: Região de Araguacema-Conceição do Araguaia e Serra do Tapa*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45. Belém. Anais. CD-ROM.
- 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, 8., São Paulo. p. 107-118.
- Hasui, Y., Costa, J.B.S., Abreu, F.A.M. 1984. *Província Tocantins. Setor Setentrional*. In: 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., 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., v.20. p. 211-230.
- Macambira, J.B. 1983. *Geologia e ocorrências minerais do Braquianticlinal do Lontra (GO)*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. 108p.
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 1995. *Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios*. Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra, Belém, v.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.
- 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.
- 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.
- Moura, C.A.V., Souza, S.H.P. 1996. *Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas*. Actas. 39 Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador 6. p. 31-34.
- Paixão, M.A.P. 2009. *Complexo Ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil*. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, 300p.
- Pamplona, L.J.P., Gorayeb, P.S.S., Nascimento, R.S. 2010. *O metamorfismo no extremo leste do Cinturão Araguaia, região de Xambioá-Araguanã*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45. Belém. 2010. Anais. CD-ROM.
- Pearce, J.A., Cann, J.R.1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. Earth Planet. Sci. Lett.,19:290-300.
- Pearce, J.A., Norry, M.J.1979. *Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks*. Contributions in Mineralogy and Petrology 69, 33-47.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Zimbabwe, 355p.
- Silva, J.M.R. 1980. *Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 50 p.
- Streckeisen A. 1976. *To each plutonic rock its proper name*. Earth. Sci. Rev. 12-33.
- Sun, S.S., McDonough, W.F.1989. *Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and process*. In: Saunders, A.D & Norry, M.J (eds). Magmatism in the oceanic basins. Geological Society of London, London. p.313-345.
- Thompson, R.N. 1982. *British Tertiary volcanic province*. Scott. J. Geol., 18, 49-107.

- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. Unwin 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.
- Yardley, B.W.D. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. Ed. Universidade de Brasília. 2ª.ed. p. 206-209.

# **ANEXOS**



**ANEXO A – LISTAGEM DAS AMOSTRAS UTILIZADAS COM AS  
COORDENADAS GEOGRÁFICAS E CLASSIFICAÇÃO.**

<b>Banco de dados das amostras da Suíte Ofiolítica Araguacema</b>						
<b>Siglas</b>	<b>Coordenadas UTM</b>	<b>Classificação</b>	<b>Petrografia</b>	<b>MEV</b>	<b>DRX</b>	<b>Geoquímica</b>
MA-01-A	666766/9025791	Hialoclastito	X	---	---	---
MA-01-B	666766/9025791	Hialoclastito	X	---	X	---
MA-02	666766/9025791	Basalto maciço	SL	X	---	---
MA-03	666766/9025791	Basalto maciço	X	---	---	X
MA-04	666766/9025791	Basalto maciço	X	X	---	---
MA-05	666766/9025791	Basalto esferulítico	X	X	X	X
MA-06	666766/9025791	Basalto esferulítico	SL	X	---	---
2005/ARG-4-A	666766/9025791	Basalto maciço	X	---	---	X
2005/ARG-4-B	666766/9025791	Basalto esferulítico	X	---	---	X
2005/ARG-4-C-I	666766/9025791	Basalto maciço	X	---	---	---
2005/ARG-4-C-II	666766/9025791	Hialoclastito	X	---	---	X
2005/ARG-05-I	666433/9025305	Harzbugito	SL	---	---	X
2005/ARG-05-II	666481/9025325	Wehlito	SL	X	---	X
2005/ARG-06-A	666359/9025284	Harzbugito	X	---	---	X
2007/ARG-MA-04	665906/9025195	Harzbugito	X	---	---	---
2007/ARG-MA-07	665906/9025195	Harzbugito	X	X	---	---
2007/ARG-PA	666766/9025791	Basalto esferulítico	X	---	---	---
2007/ARG-07	666766/9025791	Hialoclastito	---	---	---	X
2007/ARG-08-A	666766/9025791	Basalto maciço	---	---	---	X
2007/ARG-08-B	666766/9025792	Basalto maciço	---	---	---	X
2007/ARG-08-C	666766/9025793	Basalto maciço	---	---	---	X
2007/ARG-08-D	666766/9025794	Basalto maciço	X	---	---	X
2007/ARG-08-E	666766/9025795	Basalto maciço	SAM	---	---	X
2007/ARG-08-F	666766/9025796	Basalto maciço	SAM	---	---	X
2007/ARG-08-G	666766/9025797	Basalto maciço	SAM	---	---	X
2007/ARG-08-H	666766/9025798	Basalto maciço	SAM	---	---	X
2007/ARG-08-I	666766/9025799	Basalto maciço	SAM	---	---	X
2007/ARG-09-A	666766/9025791	Hialoclastito	SAM	---	---	X
2007/ARG-09-B	666766/9025792	Hialoclastito	SAM	---	---	X
2007/ARG-09-C	666766/9025793	Hialoclastito	SAM	---	---	X
2007/ARG-09-D	666766/9025794	Hialoclastito	SAM	---	---	X

**X** - Amostra de mão e lâmina

**SAM** - Somente amostra de mão

**SL** - Somente lâmina

(continua)

Datum utilizado - **SAD 69**

**Referências da coleta de amostras:**

Sigla **MA** - Coletada por Paulo Gorayeb;

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

Sigla **LP** – Coleta nesta dissertação.

(conclusão)

Banco de dados das amostras da Suíte Ofiolítica Araguacema						
Siglas	Coordenadas UTM	Classificação	Petrografia	MEV	DRX	Geoquímica
2007/ARG-10	666766/9025791	Basalto esferulítico	X	----	---	---
2007/ARG-11-A	665906/9025195	Harzbugito	X	----	---	---
2007/ARG-11-B	665906/9025195	Harzbugito	X	----	---	X
2007/ARG-11-C	665906/9025195	Harzbugito	SAM	----	---	X
2007/ARG-11-D	665906/9025195	Harzbugito	SAM	----	---	X
2007/ARG-11-E	665906/9025195	Harzbugito	SAM	----	---	X
2007/ARG-11-F	665906/9025195	Harzbugito	SAM	----	-	X
2010/LP-08-A-I	666799/9025860	Basalto maciço	X	----	X	---
2010/LP-08-A-II	666799/9025860	Hialoclastito	---	----	---	X
2010/LP-08-B	666799/9025860	Hialoclastito	X	X	---	X
2010/LP-08-C-I	666799/9025860	Basalto esferulítico	X	----	---	---
2010/LP-08-C-II	666799/9025861	Hialoclastito	---	----	---	X
2010/LP-08-D	666799/9025860	Hialoclastito	---	----	---	X
2010/LP-08-E	666799/9025860	Basalto maciço	---	---	---	X
2010/LP-08-F	666799/9025861	Basalto maciço	---	---	---	X
2010/LP-08-G	666799/9025862	Basalto maciço	-	---	---	X
2010/LP-09	666481/9025325	Wehrlito	X	X	X	X
2010/LP-11-A	666433/9025305	Harzbugito	X	---	---	---
2010/LP-11-B	666433/9025305	Harzbugito	X	---	---	---
2010/LP-12	666401/9025295	Harzbugito	X	---	---	---
2010/LP-13	666359/9025284	Harzbugito	X	---	---	X
2010/LP-23	689806/9159399	Harzbugito	X	---	---	X
2010/LP-26	664919/9027048	Metachert	X	---	---	---
2010/LP-29	664919/9027049	Metachert	X	---	---	---
2010/LP-36	666030/9025188	Harzbugito	X	---	---	X
2010/LP-37	666014/9025151	Harzbugito	X	---	X	X
2010/LP-38	665969/9025181	Harzbugito	X	---	---	X
2010/LP-39	665906/9025195	Harzbugito	X	---	---	X
2010/LP-40	665833/9025208	Harzbugito	X	---	---	X
2010/LP-45	666236/9025535	Harzbugito	X	---	---	X
2010/LP-46	666200/9025604	Harzbugito	X	X	---	X

**X** - Amostra de mão e lâmina

**SAM** - Somente amostra de mão

**SL** - Somente lâmina

Datum utilizado - **SAD 69**

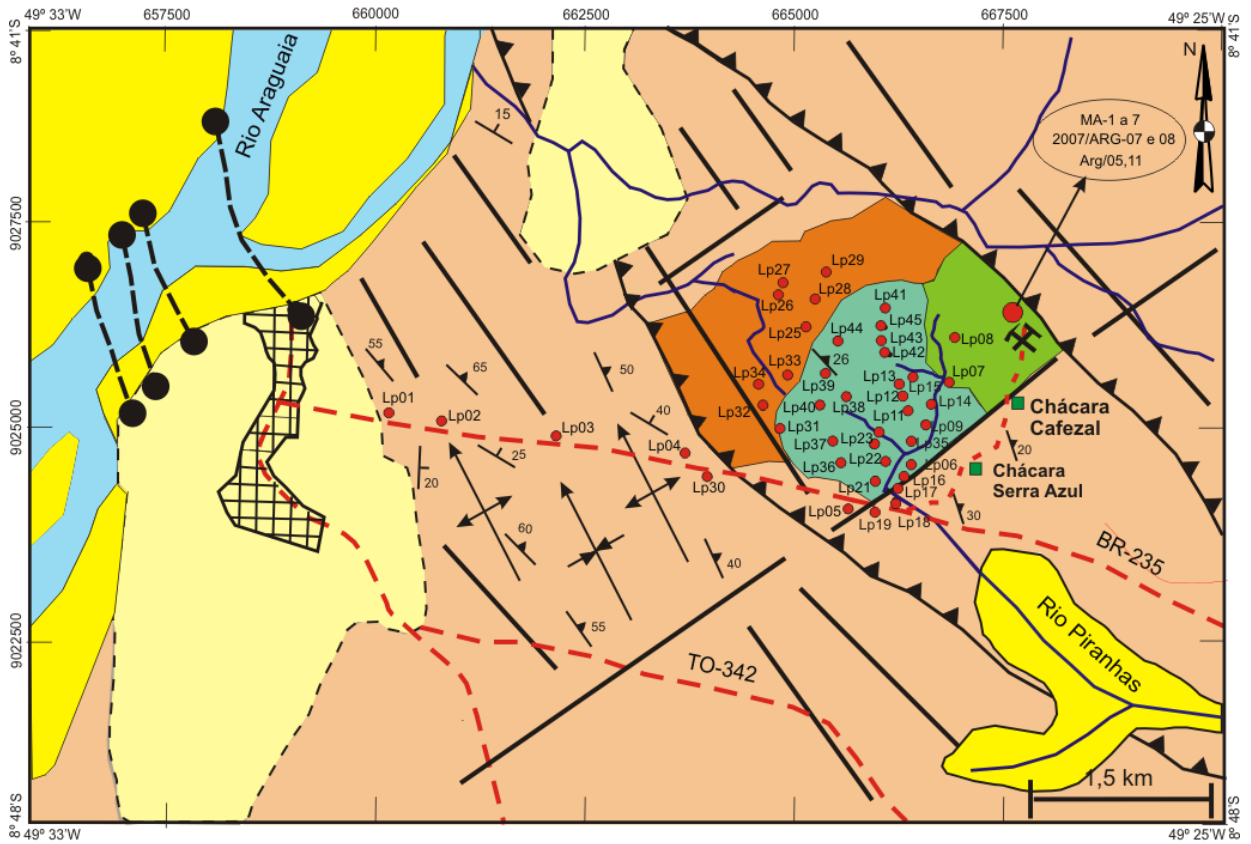
**Referências da coleta de amostras:**

Sigla **MA** - Coletada por Paulo Gorayeb;

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

Sigla **LP** - Coleta nesta dissertação.

## Anexo B - Mapa geológico da região de Araguacema



CENOZÓICO		<b>Depósitos aluvionares</b>	Sedimentos inconsolidados do Rio Araguaia e seus afluentes
		<b>Coberturas Lateríticas</b>	Crostras ferruginosas lateríticas
MESOZÓICO		<b>Diques máficos</b>	Diabásios e gabros
NEOPROTEROZÓICO		<b>Fm. Couto Magalhães</b>	Ardósias, filitos, metassiltitos e metargilitos
		<b>Suite Ofiolítica Araguacema</b>	Silexitos e metacherts ferríferos
			Basaltos almofadados
			Peridotitos serpentinizados

LEGENDA	
	Drenagem
	Rodovias
	Atitude de acamamento
	Atitude de foliação
	Falhas e fraturas
	Pontos de Amostragem
	Fazenda
	Superfícies de cavalgamento
	Eixo de antiforme
	Eixo de sinforme
	Diques encobertos
	Pedreira