

## Basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho: registros de fundo oceânico na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia

*Pillow basalts of Morro do Agostinho Ophiolite Suite: records of seafloor in the  
midwestern portion of Araguaia Belt*

Luciana de Jesus Penha Pamplona Miyagawa<sup>1</sup> e Paulo Sergio de Sousa Gorayeb<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA,  
Avenida Augusto Correa 1, Guamá, Caixa Postal 8608, CEP 66075-110, Belém, PA, BR  
(lucianapamplona@gmail.com; gorayebp@ufpa.br)

Recebido em 26 de novembro de 2012; aceito em 05 de setembro de 2013

### RESUMO

Ao longo do domínio de baixo grau metamórfico (porção centro-oeste) do Cinturão Araguaia, afloram dezenas de corpos máficos e/ou ultramáficos de natureza ofiolítica. Cita-se como exemplo a Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho nos arredores da cidade de Araguacema (TO) que configura um pequeno corpo isolado que sustenta o Morro do Agostinho e encontra-se encaixado tectonicamente em metarenitos, ardósias e filitos da Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins). A Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho é constituída por peridotitos serpentinizados, basaltos e cherts ferríferos todos afetados por incipiente metamorfismo. A associação de basaltos é caracterizada por um expressivo derrame submarino com estruturas em lavas almofadadas, sobrepostas aos peridotitos serpentinizados. Os basaltos foram classificados em tipos maciços e hipovítreos com esferulitos. Os basaltos maciços são homogêneos, com textura intersertal definida, essencialmente, por finas ripas de plagioclásio, clinopiroxênio e raramente olivina, calcocita e calcopirita. Os basaltos hipovítreos apresentam feições texturais formadas por ultrarresfriamento de lavas apresentando esferulitos de plagioclásio, feixes de cristais aciculares e esqueletais de clinopiroxênio e plagioclásio, e cristais com terminações tipo *rabo-de-andorinha*. Geoquimicamente, os basaltos revelaram natureza subalcalina toleítica, compatíveis com o tipo MORB. As razões  $(La/Yb)_n < 1$  e  $(La/Sm)_n < 1$  apontam, mais especificamente, para magmas do tipo N-MORB na evolução dessas rochas relacionadas ao ambiente de fundo oceânico. Estas rochas revelaram que nos estágios iniciais da evolução do Cinturão Araguaia houve uma fase importante de oceanização da Bacia Araguaia, com exposição de peridotitos do manto litosférico seguido de extravasamento de lavas e sedimentação de cherts e formações ferríferas bandadas em ambiente oceânico profundo. Após o preenchimento sedimentar da Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins), e o descolamento da litosfera oceânica, a fase tectônica principal propiciou a inversão tectônica que levou à exumação dos corpos ofiolíticos, principalmente ao longo de superfícies de cavalgamento, fragmentando-os e misturando-os tectonicamente às rochas supracrustais, acompanhado de metamorfismo regional em condições da fácies xisto verde baixo. A Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho representa, assim, um pequeno fragmento alóctone de um segmento litosférico manto/crosta oceânica, bem preservado, do início da evolução da Bacia Araguaia, similar a outros no Cinturão Araguaia, que é um importante registro da fase de oceanização do Cinturão Araguaia, durante o Neoproterozoico.

**Palavras-chave:** Basaltos almofadados; Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho; Neoproterozoico; Cinturão Araguaia.

### ABSTRACT

Along the domain of low metamorphic grade (Midwestern portion) of the Araguaia Belt, outcrop dozens mafic and/or ultramafic bodies of ophiolitic suites. An example is the Morro do Agostinho Ophiolite Suite, in the surroundings of the city of Araguacema (Tocantins) that configures a small isolated body that sustains the Morro do Agostinho and is tectonically emplaced in meta-sandstones, slates and phyllites of Couto Magalhães Formation (Tocantins Group). The Morro do Agostinho Ophiolite Suite consists of serpentitized peridotites, basalts and ferriferous cherts. The association of basalts is characterized by a significant layer of submarine pillow lavas overlying serpentitized peridotites. The basalts were classified into massive and hialobasalts types. Massive basalts are homogenous, with intersertal texture that is essentially composed of

thin laths and acicular crystals of plagioclase and clinopyroxene and present rare crystals of olivine, chalcocite and chalcopyrite. Hyalobasalt shows ultra-fast cooling features (quenching) as spherulites, radial, acicular and skeletal crystals of plagioclase and clinopyroxene with forms of swallowtail. Geochemical data, including  $(La/Yb)_n$  and  $(La/Sm)_n$  ratios less than 1, indicate a subalkaline-tholeiitic MORB nature of the basalts. These rocks show that during the geological evolution of Araguaia Belt, there was an oceanization stage of Araguaia Basin, with lithospheric mantle's exposure, followed by lava's extravasation and sedimentation of cherts and banded iron formation in deep ocean environment. After sedimentary filling of the Couto Magalhães Formation (Tocantins Group), the tectonic inversion, which led to the exhumation of the ophiolitic bodies, especially along thrust surface, with fragmenting and tectonic mixing with supracrustal rocks, accompanied by regional metamorphism under conditions of low green schist facies. The Morro do Agostinho Ophiolite Suite therefore represents a small allochthonous fragment of a well-preserved ocean mantle/crust lithosphere, similar to the others examples found in the Araguaia Belt who marks the Araguaia Basin's moment of oceanization during the Neoproterozoic.

**Keywords:** Pillow basalts; Morro do Agostinho Ophiolite Suite; Neoproterozoic; Araguaia Belt.

## INTRODUÇÃO

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozoico que se dispõe submeridianamente em torno de 1.200 km de extensão entre os crátons Amazônico e São Francisco, sendo composta predominantemente por sucessões de rochas metassedimentares (Figura 1) (Alvarenga et al., 2000; Gorayeb et al., 2008). No entanto, ao longo do domínio de baixo grau metamórfico, na porção oeste do Cinturão Araguaia, afloram dezenas de corpos de rochas máficas e/ou ultramáficas que se encontram alojados tectonicamente e dispostos concordantemente à estruturação principal dessa unidade geotectônica. As suítes de rochas máficas e/ou ultramáficas mais expressivas e que apresentam maior conhecimento geológico são os maciços Serra do Tapa (Kotschoubey et al., 2005) e Quatipuru (Paixão, 2009), localizados no sudeste do Pará.

Apesar desse 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. Por essa razão, a presente pesquisa visou o estudo detalhado de um corpo isolado nos arredores da cidade de Araguacema, localizada no noroeste do estado do Tocantins, fronteira com o estado do Pará. Esse corpo sustenta o Morro do Agostinho e encontra-se encaixado tectonicamente em metarenitos, ardósias e filitos pertencentes à Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins). A seção-tipo ocorre em uma pedreira de brita implantada na encosta nordeste do Morro do Agostinho e a unidade é aqui denominada Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho.

A Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho representa um marcante exemplo de preservação das feições primárias do seu conjunto litológico, formado por peridotitos serpentinizados, basaltos almofadados, silixitos, cherts ferríferos e formações ferríferas bandadas. Devido à importância dessa associação de rochas e o que representam para o entendimento da evolução do Cinturão Araguaia, o Grupo de Pesquisa

Petrologia e Evolução Crustal do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG/UFPA) tem feito novas descobertas de corpos ofiolíticos e está direcionando os estudos para o magmatismo dessa unidade geotectônica.

A pesquisa dessa suíte envolveu, sobretudo, mapeamento geológico em semidetalhe do corpo máfico-ultramáfico e suas encaixantes, análise estrutural e tectônica, análise mineralógica e petrográfica e caracterização litogeoquímica com ênfase nos basaltos almofadados e identificação dos processos que levaram à formação dessa suíte.

A presente pesquisa está vinculada ao Projeto Instituto de Geociências da Amazônia – INCT-GEOCIAM, MCT/CNPq/FAPESPA (Processo nº 573733/2008-2).

## CONTEXTO GEOLÓGICO DA SUÍTE OFIOLÍTICA MORRO DO AGOSTINHO

A Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho está localizada no noroeste do estado do Tocantins, fronteira com Pará, a cerca de 3 km a leste da cidade de Araguacema, a qual é margeada pelo rio Araguaia (Figuras 1 e 2). A área está situada na porção centro-oeste do Cinturão Araguaia em seu domínio de mais baixo grau metamórfico, que atingiu condições da fácies xisto verde baixo. A suíte encontra-se encaixada tectonicamente em rochas metassedimentares (Figura 3A) correspondentes à Formação Couto Magalhães (Grupo Tocantins), que compreende mais especificamente metarenitos, ardósias e filitos. O corpo ofiolítico apresenta formato irregular com extensão de aproximadamente 3 km, constituído por peridotitos serpentinizados, basaltos almofadados e cherts ferríferos. Ele está condicionado por duas superfícies de cavalgamento de orientação NE-SW isolando o corpo em meio a ardósias e metarenitos, cujo conjunto encontra-se em posição fortemente inclinada.

Os metarenitos, ardósias, filitos e raros metacálculos encontram-se alternados em camadas métricas que estão dobradas sucessivamente em anticlinais e

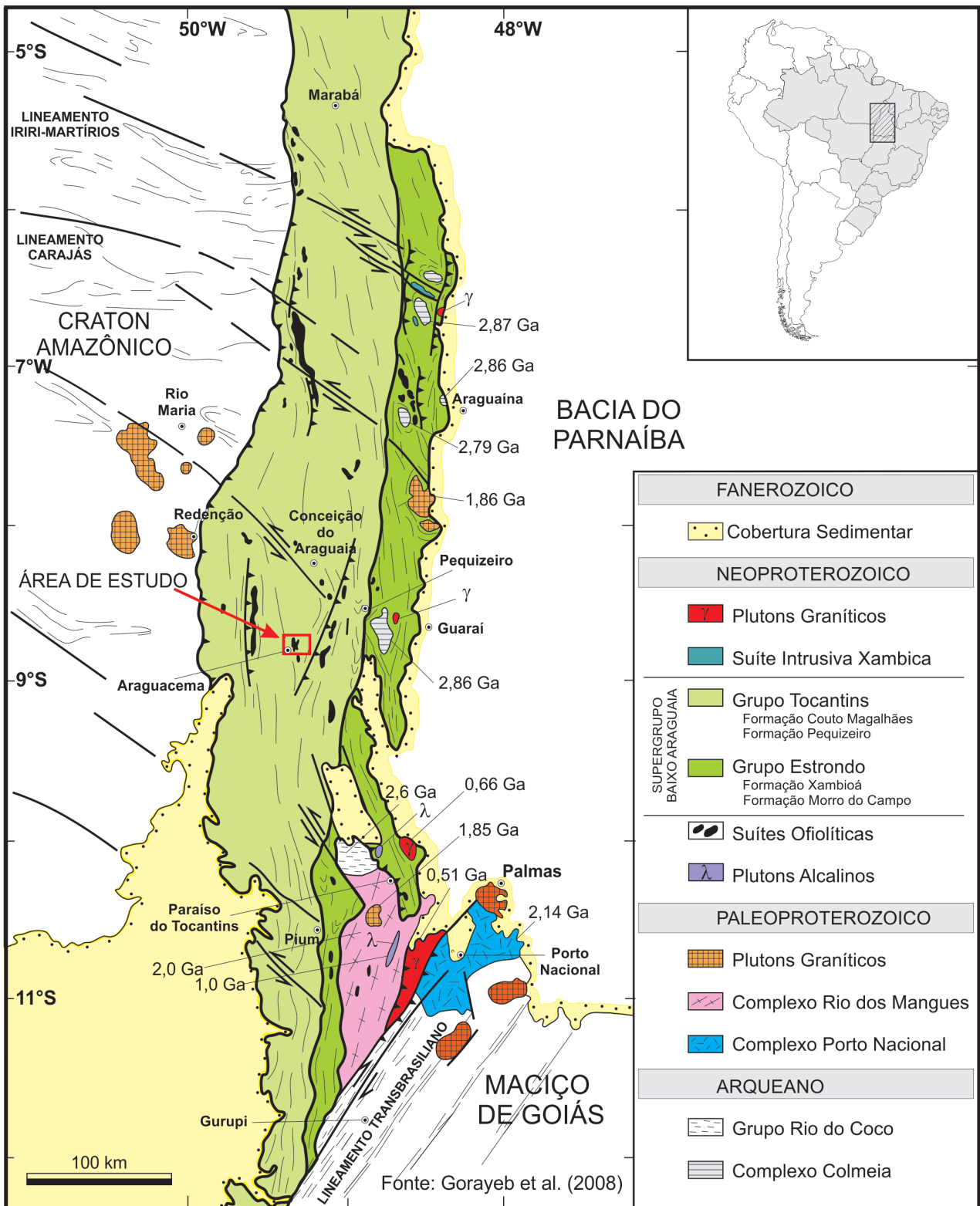
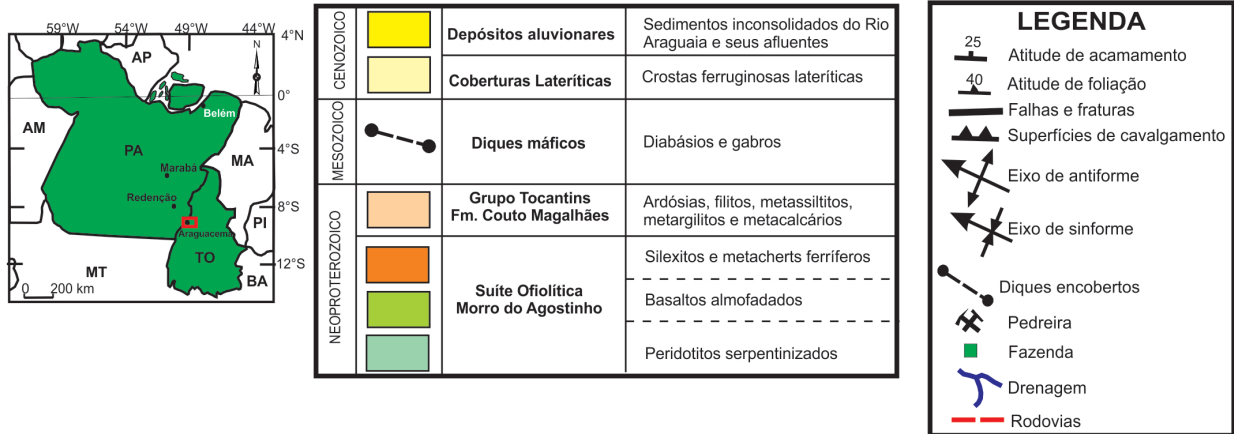
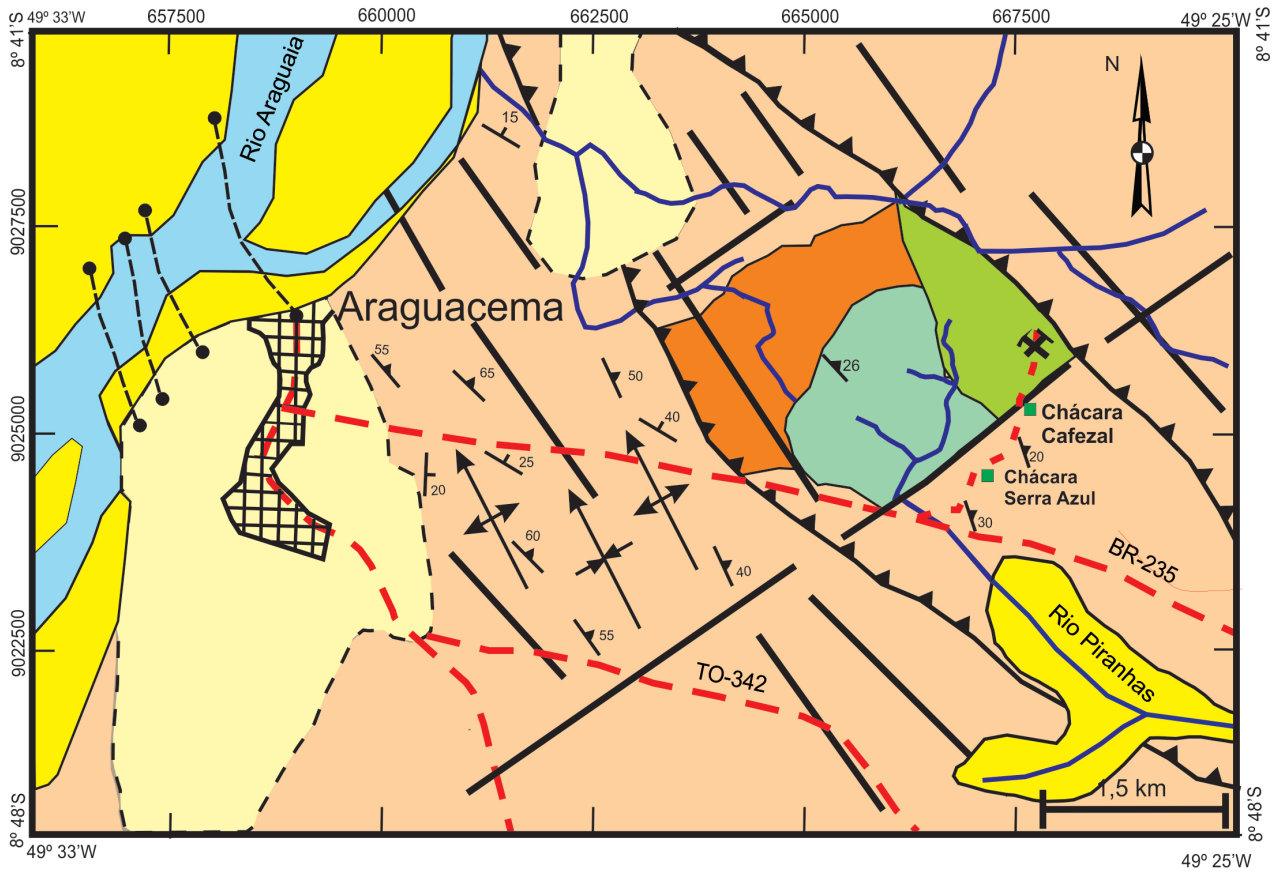


Figura 1. Mapa geológico do Cinturão Araguaia e seu embasamento, extraído de Gorayeb et al. (2008), com indicação da área do trabalho.



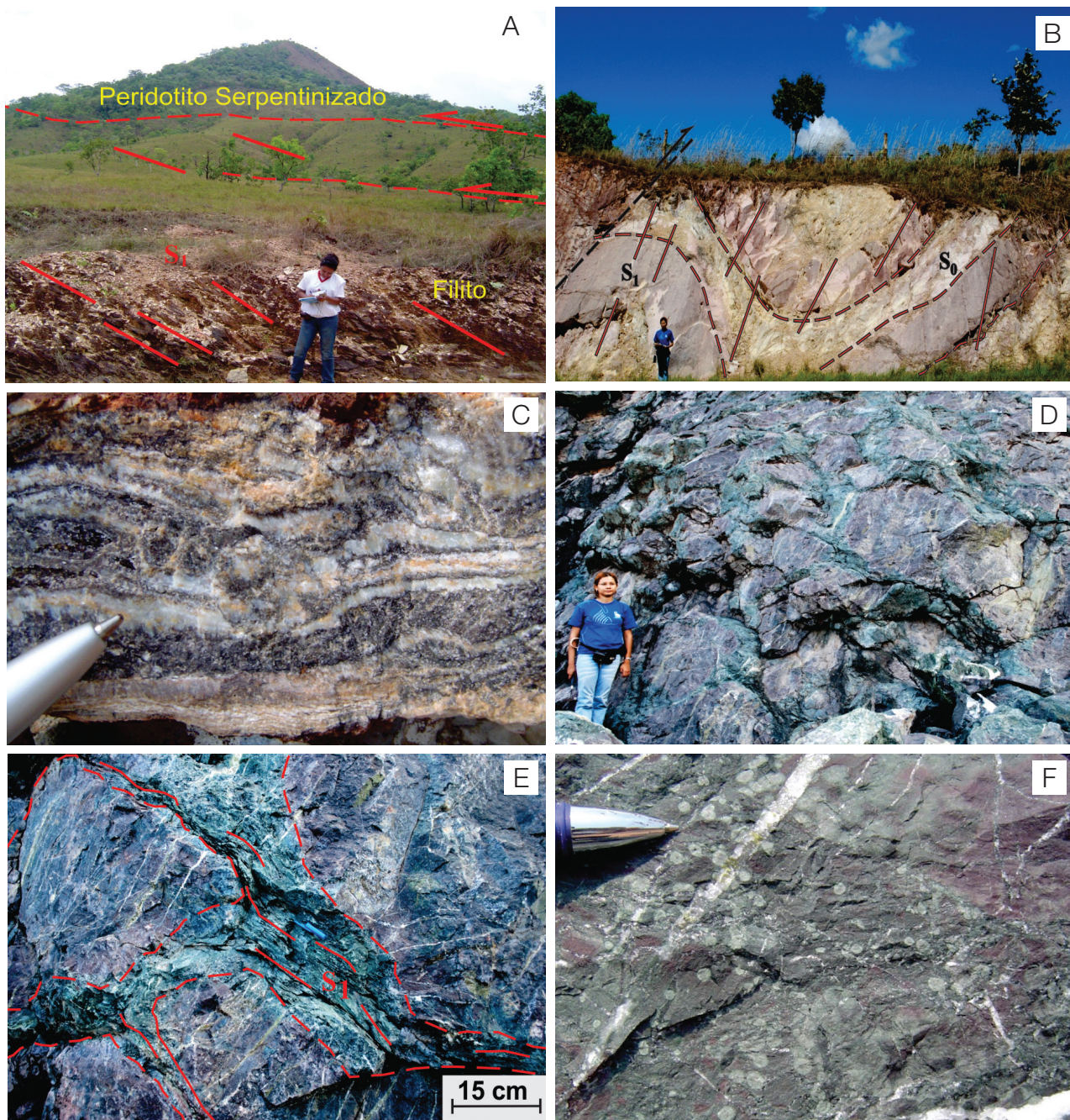
**Figura 2.** Mapa geológico da região de Araguacema (TO), elaborado a partir da compilação de dados do mapa geológico da Folha Redenção (Neves e Vale, 1999) e deste trabalho.

sinclinais com baixos valores de mergulho cujos eixos apontam direção 340° Az, aproximadamente (Figuras 2 e 3B). A foliação apresenta direção NNW-SSE com valores de mergulho entre 26 a 60 para NE, e ocupam posição plano-axial às dobras.

A unidade basal da suíte ofiolítica é representada por uma camada de peridotito serpentinizado (harzburgito)

com espessura estimada em 800 m e, em contato brusco, se sobrepõe uma camada de aproximadamente 500 m de basaltos com marcantes estruturas tipo almofadada. Os basaltos almofadados encontram-se superpostos por camadas de cherts e formações ferríferas bandadas, os quais apresentam estratificação plano-paralela. Os cherts apresentam espessuras de aproximadamente 50 m e contêm bandas





**Figura 3.** (A) Morro do Agostinho, destacando ao fundo o peridotito serpentizado tectonicamente cavalgado sobre filitos da Formação Couto Magalhães. (B) Metarenitos alternados com ardósias destacando acamamento sedimentar ( $S_0$ ) dobrado em anticlinais e sinclinais com foliação ( $S_1$ ) plano-axial. (C) Metachert ferrífero bandado mostrando estratificação plano-paralela formada por leitos ricos em quartzo com hematita e magnetita. (D) Visão geral da parede da pedreira na encosta do Morro do Agostinho com estruturas em almofadas nos basaltos. (E) Detalhe das estruturas em almofada, com zonas interalmofadas vítreas de cor verde, com foliação incipiente ( $S_1$ ). (F) Basalto hipovítreo maciço com esferulitos e pequena venulação de calcita e epidoto.

milimétricas a centimétricas constituídas por leitos alternados de quartzo com hematita e magnetita (Figura 3C) e silexites ferríferos.

Os basaltos ocorrem em um extenso afloramento cuja melhor exposição encontra-se em uma pedreira no flanco do morro (Figura 3D) na porção leste do corpo. Afloram

em camadas com sucessões de derrames com forte mergulho e espessura de aproximadamente 500 m. As estruturas almofadadas são ovaladas ou alongadas, com dimensões entre 30 cm e 1,5 m, e encontram-se amoldadas umas às outras (Figura 3E). Em geral as almofadas contêm uma borda (interalmofada) de espessura centimétrica que



representa superfícies de ultrarresfriamento (vítreas) das lavas que estiveram em contato com a água do mar.

Observando-se em maior detalhe as almofadas, destaca-se um zoneamento concêntrico interno em que o núcleo é ocupado por basalto maciço, de cor marrom acinzentado, contornado por uma zona de borda vítrea. Essa zona inicia com basaltos hipovítreatos que compreendem rochas afaníticas de granulação muito fina, maciças e de cor verde com tons amarronzados, passando externamente a uma zona de brecha, envolvida em uma massa vítrea esverdeada (hialoclastitos), até culminar com uma zona vítrea completamente transformada em clorita e outros minerais criptocristalinos. Essas fácies de borda nos basaltos almofadados apresentam feições típicas de resfriamento e solidificação ultrarrápida (*quenching*) (Cox et al., 1979) em formas de esferulitos de dimensões milimétricas (Figura 3F) e várias formas de cristais aciculares esqueléticos de plagioclásio e clinopiroxênio.

Os efeitos deformacionais e metamórficos sobre os basaltos e demais rochas associadas são incipientes e as estruturas e texturas primárias dessas rochas mostram-se preservadas. Foliações incipientes são identificadas não extensivamente, preferencialmente nos domínios de interface das almofadas e em zonas mais deformadas. Nos basaltos, as associações metamórficas são definidas por  $Ab + Cl + Ep \pm Cc$ , o que aponta para transformação metamórfica compatível com a fácies xisto verde baixa. Densa rede de veios é encontrada ao longo de zonas mais deformadas, cujos veios e vênulas estão preenchidos por clorita, epidoto, quartzo e carbonatos.

## PETROGRAFIA

Foram efetuadas análises petrográficas por microscopia óptica convencional, complementadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e por difração de raios X em 22 amostras de basaltos. Os resultados desses estudos revelaram a existência de dois tipos principais, classificados como basaltos maciços e basaltos hipovítreatos com esferulitos. Os estudos petrográficos foram apoiados em várias referências bibliográficas (Cox et al., 1979; Nesse, 1991; McPhie et al., 1993; Best, 1995; Hibbard, 1995; Philpotts, 2003; Wernick, 2003; Le Maitre, 2004; Fettes e Desmons, 2008; Vernon, 2008; Gill, 2010).

### Basaltos maciços

Estes são os litotipos predominantes encontrados nos núcleos das almofadas ou na porção mais interior dos derrames da unidade vulcânica da suíte ofiolítica, os quais exibem feições ígneas preservadas. Esses basaltos são rochas de cor marrom acinzentada ou cinza arroxeadas,

de granulação fina a muito fina, contendo frequentemente vidro (Figura 4A). A textura intersertal é característica desses basaltos, sendo definida por cristais ripiformes e aciculares de plagioclásio dispostos aleatoriamente (Figura 4B) com seus interstícios ocupados por grânulos de clinopiroxênio, minerais opacos e vidro (Figura 4C). Texturas hialopiliticas são encontradas nas proximidades das superfícies dos derrames, que registra o fluxo magnético nos mesmos.

O conteúdo mineralógico é definido essencialmente por plagioclásio (40 a 35%), clinopiroxênio (~ 20%), vidro (30 - 40%), minerais opacos (< 2%) e, raramente, olivina (< 2%). O vidro apresenta-se como um material escuro de cor marrom ou uma massa criptocristalina de cor verde com tons acinzentados.

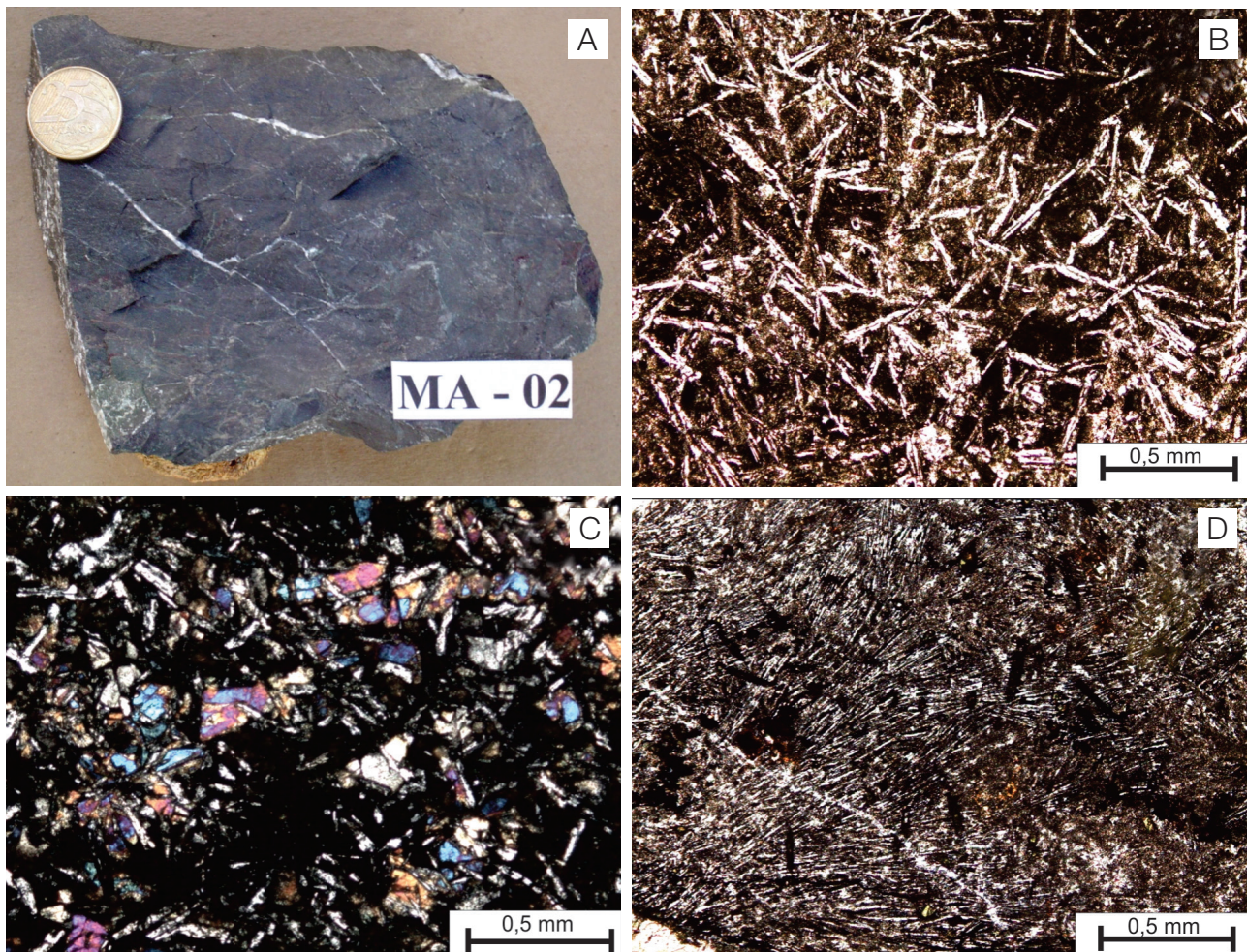
Os cristais de plagioclásio são ripiformes finos ou aciculares dispostos randomicamente. Algumas vezes, os cristais são esqueléticos com núcleos ocos e, com frequência, apresentam texturas tipo *rabo-de-andorinha* e, em alguns casos, arranjos radiais acompanhados de vidro (Figura 4D), característicos de ultrarresfriamento (Cox et al., 1979).

O clinopiroxênio apresenta-se na forma de pequenos cristais aciculares ou prismáticos que se encontram dispersos por toda a rocha. As análises desses minerais por MEV identificaram-no como augita.

Dentre os minerais opacos identificados por MEV, destacam-se a magnetita, que apresenta hábito granular e às vezes formas esqueléticas, e a calcocita, na forma de cristais euédricos. A olivina apresenta hábito granular comumente transformada nas bordas e fraturas para iddingsita.

### Basaltos hipovítreatos com esferulitos

Esses litotipos são encontrados em camadas centimétricas nas superfícies das almofadas, representando a superfície vítrea originada pelo brusco resfriamento durante o processo de extravasamento desses derrames basálticos. Nesse caso, são tipos maciços (Figura 5A), criptocristalinos ou vítreos, tendo como textura característica o arranjo aleatório de cristalitos de plagioclásio em meio ao material vítreo. Eles apresentam também esferulitos de diâmetros milimétricos, constituídos de cristais aciculares de plagioclásio (Figura 5B), em meio ao material vítreo, o que totaliza aproximadamente 50%, além de plagioclásio (~ 30%), clinopiroxênio (15 a 20%) com sulfetos e magnetita, acessoriamente. O vidro é o material predominante, o qual apresenta cor marrom e encontra-se parcialmente transformado para uma massa criptocristalina de cor verde com tons acinzentados, constituída de clorita e outros componentes de difícil identificação.



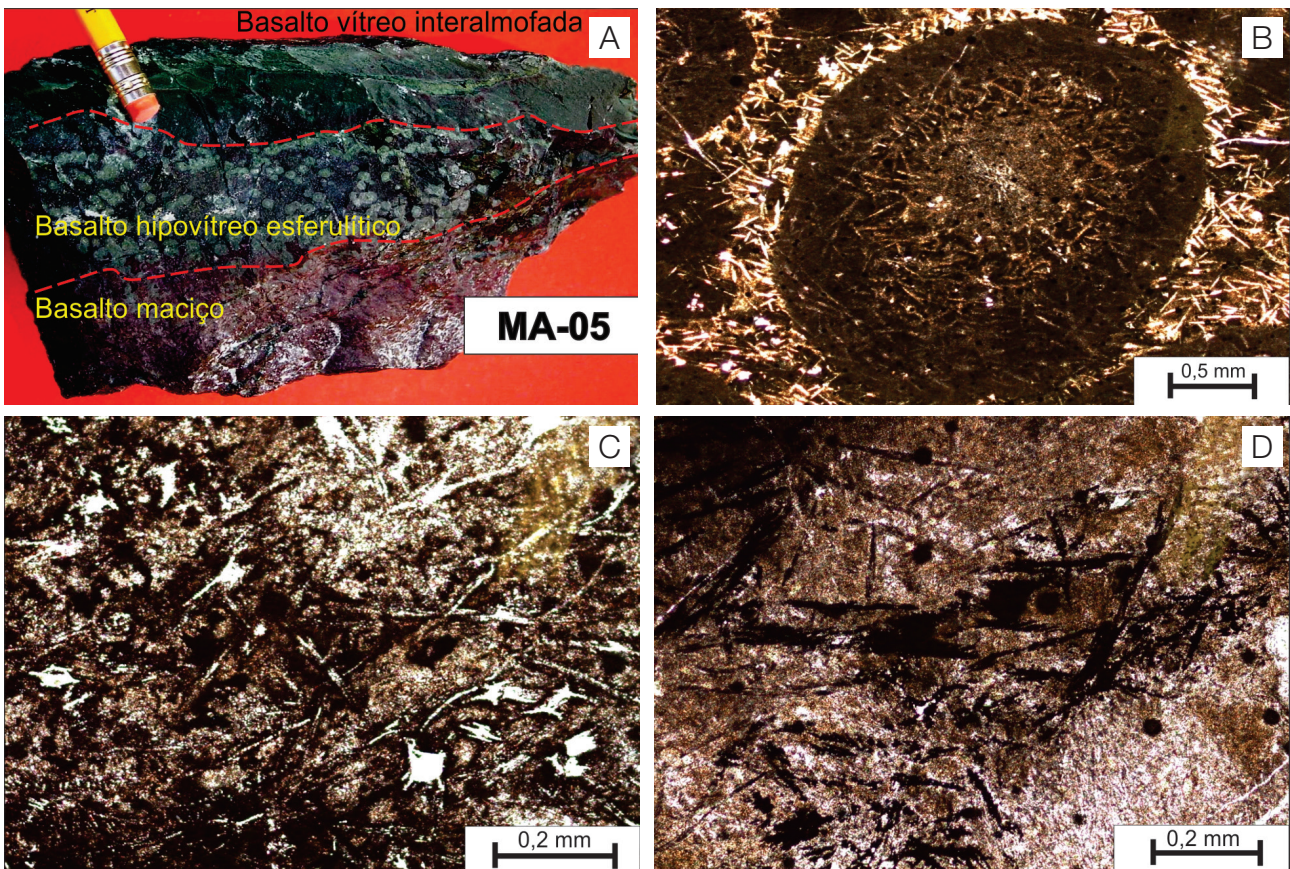
**Figura 4.** Aspectos texturais e mineralógicos dos basaltos: (A) basalto maciço de cor cinza com tons arroxeados, granulação muito fina com vênulas de calcita e epídoto; (B) textura intersertal em basalto maciço definida por cristais aciculares esqueletais de plagioclásio com interstícios ocupados por vidro escuro; (C) textura intersertal caracterizada pela presença de cristais de plagioclásio com interstícios preenchidos por cristais subédricos de clinopiroxênio e olivina e material vítreo em basalto maciço; (D) cristais aciculares de plagioclásio orientados preferencialmente, em matriz vítrea, definindo textura hialopilitica, denotando fluxo magmático. Notar raras vênulas de calcita.

O plagioclásio apresenta-se na forma de cristais aciculares e esqueletais, característicos de formação em condições de resfriamento muito rápido. Foram identificados raros cristais de plagioclásio com maclamento do tipo albita e, por vezes, agrupamentos de cristais com feições radiais. Alguns pseudomorfos de plagioclásio e de clinopiroxênio transformados (Figuras 5C e 5D) mostram-se com formas aciculares e feições do tipo *rabo-de-andorinha* (Cox et al., 1979). Os acessórios são a calcopirita e calcocita, que se encontram disseminadas na matriz vítrea na forma de cristais anédricos com hábito granular (Figuras 6A e 6B), e a magnetita em formas esqueletais.

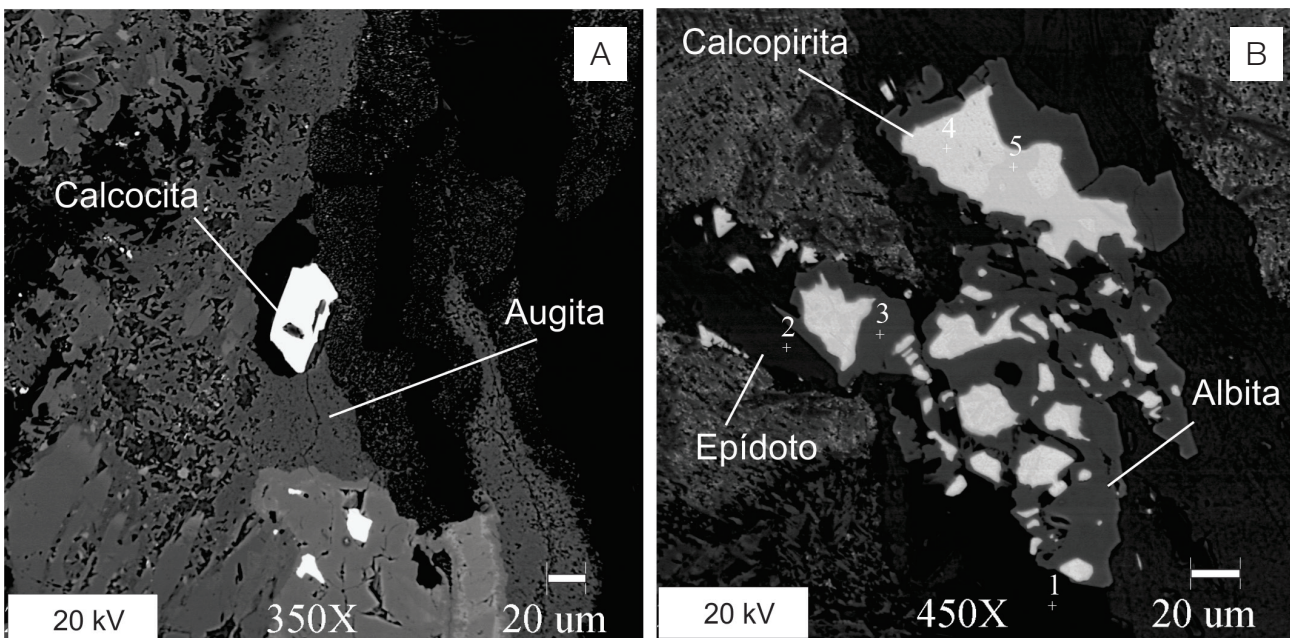
## LITOQUÍMICA

Os dois principais tipos de basaltos identificados petrograficamente (basaltos maciços e basaltos hipovítreatos) foram cuidadosamente amostrados, evitando-se amostras alteradas, metassomatizadas e próximas a veios ou porções deformadas, visando à caracterização geoquímica e o seu uso para definição de seus protólitos e interpretações tectônicas. Para este estudo, foram priorizadas as porções do núcleo das almofadas, que permaneceram, em muitos casos, protegidas das transformações metassomáticas, o que não aconteceu na capa vítrea das bordas da almofada, que representam os tipos mais transformados pelo





**Figura 5.** Aspectos texturais e mineralógicos do basalto hipovítreo com esferulitos, com feições texturais indicativas de ultrarresfriamento (Cox et al., 1979): (A) amostra da borda da almofada destacando três fácies: Basalto maciço marrom, Basalto hipovítreo esferulítico e Basalto vítreo verde (interalmofada); (B) detalhe de um esferulito do basalto hipovítreo constituído por cristais aciculares esqueléticos de plagioclásio em massa criptocristalina com vidro; (C) cristais esqueléticos de plagioclásio exibindo afiladas ou tipo “*rabo-de-andorinha*”; (D) cristais aciculares esqueléticos de clinopiroxênio oxidado feições texturais tipo “*rabo-de-andorinha*”.



**Figura 6.** Imagens de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas em microscopia eletrônica de varredura em basalto maciço identificando: (A) cristal euédrico de calcocita em contato com clinopiroxênio (augita); (B) cristais anédricos de calcopirita, além de albita e epidoto.



metassomatismo de fundo oceânico e que não fazem parte do escopo deste trabalho.

Foram analisadas quimicamente 16 amostras de basaltos a partir das concentrações de elementos maiores, traços e terras raras (ETR), conforme apresentado na Tabela 1. As análises foram realizadas nos laboratórios da empresa ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD (Vancouver, Canadá), sendo que os elementos maiores e menores foram medidos por *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry* (ICP-ES) e os elementos traços, incluindo os ETR foram obtidos por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS). Os limites de detecção foram estabelecidos em: 0,01% para os elementos maiores e menores; 0,01 a 0,05 ppm para os elementos traços; 0,5 ppm para Sr, 1 ppm para Sc, Ba e Zn; e 0,3 para Nd.

O tratamento dos dados seguiu os princípios estabelecidos por Rollinson (1993) e as interpretações foram baseadas em Thompson (1982), Wilson (1989) e Gill (2010) e em vários artigos de periódicos que fazem uso de diagramas de interpretação geoquímica (Irvine e Baragar, 1971; Pearce e Cann, 1973; Winchester e Floyd, 1977; Evensen et al., 1978; Pearce e Norry 1979).

A análise comparativa, a partir desses dois grupos de basaltos, revela pequenas distinções nas características geoquímicas de algumas amostras, sendo que a maioria tem teores muito próximos. Analisando os dados da Tabela 1 e os diagramas de Harker dos basaltos estudados (Figura 7), em geral os teores de sílica variam aproximadamente de 48 a 53%; os de MgO, entre 4 a 6%; CaO, entre 6 e 9%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de 13 a 15% e ferro total sob a forma de ferro férrico (Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>), entre 11 a 13%. Os teores de Na<sub>2</sub>O situam-se entre 3 e 6%, com TiO<sub>2</sub> em aproximadamente 1,2 a 1,6%. As concentrações dos demais óxidos são muito baixas (< 1%). Por outro lado, a amostra ARG-04-B, que representa um basalto hipovíteo apresenta os valores mais baixos em sílica (45%) e Na<sub>2</sub>O (1,26%) e os valores mais altos em MgO (7,7%), K<sub>2</sub>O (3,20%), TiO<sub>2</sub> (1,8%) e perda ao fogo (4%). O basalto hipovíteo da amostra MA-05 apresenta também comportamento diferente dos demais basaltos. Esse comportamento geoquímico poderia ser explicado por variações primárias no processo de evolução de magmas. Entretanto, por serem amostras coletadas mais próximas da borda das almofadas e, por variações aleatórias, por serem elementos considerados “móveis”, é sugestivo que representem pequenas transformações metassomáticas devido à interação com a água do mar em fundo oceânico. A análise dos elementos traços, como será discutido adiante, não apresenta essa variação, o que reforça esta última proposta.

O comportamento dos basaltos estudados nos diagramas total de álcalis *versus* sílica (TAS) e SiO<sub>2</sub>

*versus* Zr/TiO<sub>2</sub> (Figuras 8A e 8B) revela que as amostras ocupam o campo dos basaltos subalcalinos de afinidade toleítica, o que é reforçado pelo comportamento no diagrama AFM (Figura 8C). Nota-se, entretanto, que as duas amostras dos basaltos hipovíteos tendem a fugir dos campos estabelecidos e apresentam comportamento anômalo em relação à posição dos demais basaltos. Isso também é reflexo das transformações metassomáticas de fundo oceânico, conforme discutido acima.

Analisando o diagrama de multielementos normalizado para o condrito de Thompson (1982), da Figura 9A, revela-se a uniformidade composicional entre as amostras de basaltos almofadados, inclusive os basaltos hipovíteos, demonstrando que os elementos maiores e traços não são afetados significativamente pelo metassomatismo. O diagrama de ETR normalizado para o condrito (Evensen et al., 1978), visualizado na Figura 9B, mostra comportamentos ligeiramente empobrecidos dos ETR leves (ETRL) e enriquecidos em ETR pesados (ETRP), sendo esse padrão confirmado pelas razões (La/Yb)<sub>n</sub> e (La/Sm)<sub>n</sub> menores que um. Apesar do enriquecimento relativo dos ETRP em relação aos ETRL, em geral os ETR das amostras de basaltos almofadados mantêm um padrão uniforme sub-horizontal, semelhantes ao de basaltos toleíticos tipo *Middle Ocean Ridge Basalt* (MORB), de cadeia meso-oceânica (Wilson 1989). Plotando-se nos dois diagramas (Figuras 9A e 9B) amostras de basaltos tipo *Normal Middle Ocean Ridge Basalt* (N-MORB) de Sun e McDonough (1989), revela a perfeita concordância com os basaltos estudados.

Os diagramas geoquímicos de interpretação de paleoambiente tectônico de Pearce e Cann (1973) e Pearce e Norry (1979) revelam que esses basaltos posicionam-se no campo de basaltos de cadeia meso-oceânica do tipo N-MORB (Figuras 10A e 10B), o que está perfeitamente de acordo com as feições e dados encontrados no campo, seja a associação com peridotitos no substrato desses basaltos, suas estruturas almofadadas características e sua associação com rochas sedimentares químicas de ambiente de fundo oceânico.

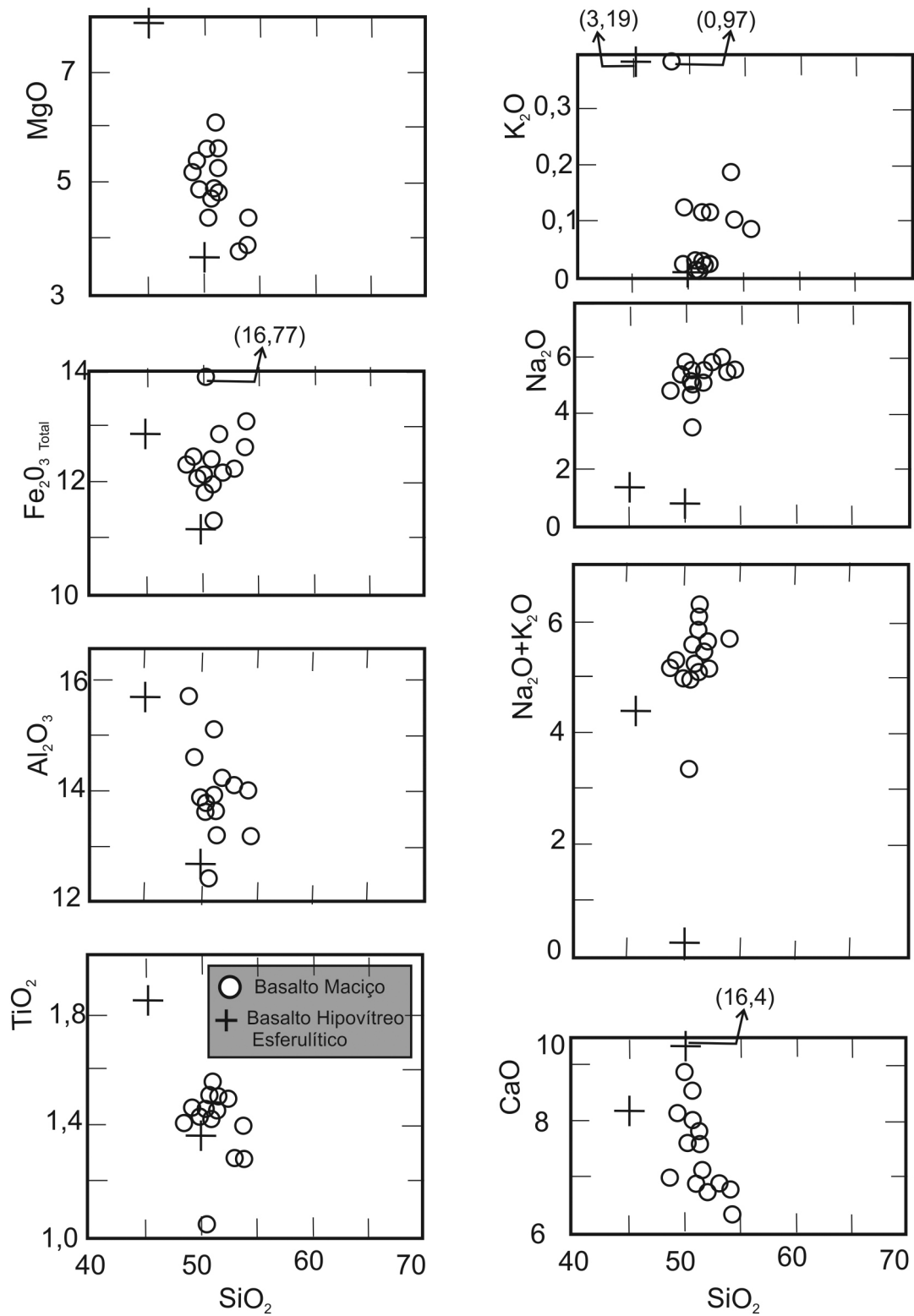
## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A associação de basaltos almofadados reconhecida na Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho é caracterizada por um expressivo derrame submarino, sobreposto aos peridotitos serpentinizados. As evidências de campo, os dados petrográficos e as análises litoquímicas permitiram concluir que o magma de composição basáltica teria interagido com a água do mar e, por consequência, resfriou-se

**Tabela 1.** Teores dos elementos maiores, menores e traços dos basaltos estudados.

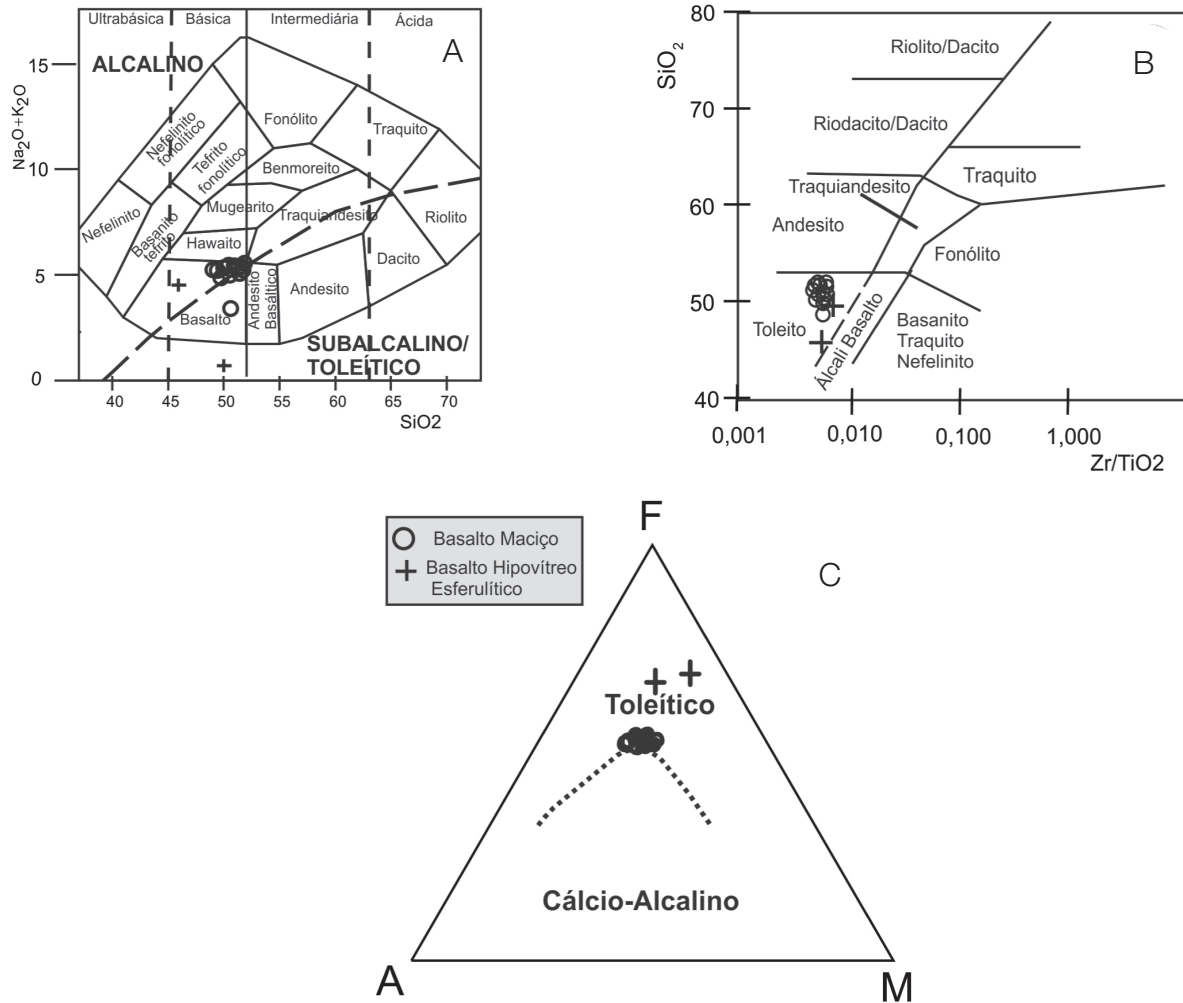
	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9*	10*	11*	12*	13*	14*	15**	16**
	ARG-8F	LP-08G	ARG-8E	ARG-8H	ARG-8B	ARG-8C	LP-08F	LP-08E	MA-3	ARG-4A	ARG-8I	ARG-8A	ARG-8G	ARG-8D	ARG-4B	MA-5
SiO <sub>2</sub>	51,38	51,49	50,68	49,76	48,46	51,82	50,4	51,61	52,16	51,06	50,65	53,77	53,18	53,4	45,13	50,01
TiO <sub>2</sub>	1,53	1,43	1,43	1,46	1,4	1,49	1,43	1,41	1,49	1,5	1,09	1,29	1,4	1,29	1,81	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,57	13,99	13,61	14,59	15,57	13,26	14,31	13,82	14,27	15,06	12,47	13,08	14,07	14,01	15,62	12,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	11,96	11,38	12,22	12,45	12,86	12,88	12,11	11,82	12,09	12,48	16,77	13,2	12,64	12,29	12,77	11,13
MgO	6,07	5,66	5,63	5,43	5,42	5,29	4,93	4,92	4,91	4,83	4,4	4,38	3,97	3,82	7,76	3,73
CaO	7,63	7,91	8,55	8,15	6,99	7,01	8,9	7,89	6,72	6,9	7,58	6,68	6,34	6,79	8,11	16,4
Na <sub>2</sub> O	5,25	5,21	4,98	5,31	4,49	5,5	4,9	5,14	5,82	5,59	3,36	5,58	5,84	6,05	1,26	0,31
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,01	0,02	0,97	0,01	0,12	0,11	0,11	0,04	0,02	0,1	0,18	0,09	3,19	0,01
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,08	0,1	0,12	0,12	0,11	0,16	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,13	0,15	0,13	0,15	0,14	0,14	0,13	0,13	0,12	0,11	0,13	0,13	0,14	0,13	0,14
P.F.	2,1	2,4	2,4	2	3,4	2,3	2,5	2,9	2	2,2	2,4	1,6	2	1,8	4	4
Total	99,77	99,74	99,78	99,82	99,83	99,85	99,85	99,86	99,81	99,86	99,82	99,84	99,87	99,79	99,94	99,83
Ba	10	11	11	10	7	9	16	15	17	7,9	10	12	15	12	11	7
Rb	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,3	0,4	0,3	0,2	0,6	0,3
Sr	27	47	25	40	47	27	31	35	61	34	27	40	41	30	30	32
Co	34	38	36	38	37	35	38	34	39	32	34	36	32	35	40	41
Nb	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2
Zr	80	71	72	71	76	70	73	72	82	70	59	70	76	71	95	80
Y	33	31	32	30	35	32	32	30	30	28	33	30	31	29	37	33
Cr	287	410	294	308	287	280	342	397	308	273	191	273	267	273	328	301
Cu	32	38	21	12	37	29	38	34	28	26	76	25	34	42	98	35
Ni	66	93	84	101	114	89	103	94	146	97	30	102	75	94	65	94
V	281	295	280	309	291	268	282	275	304	237	280	267	274	267	363	303
La	2,8	2,9	2,8	2,3	4,3	3,4	3,5	3,2	2,8	3,5	4,1	3,2	3,20	2,9	2,8	3,4
Ce	9,2	9,1	8,70	8,31	11,72	10,31	10,2	9,7	8,81	10,52	11,2	9,11	9,60	8,61	10,6	10,01
Pr	1,73	1,74	1,67	1,41	2,16	1,8	1,86	1,79	1,72	1,75	1,95	1,69	1,76	1,69	1,82	1,93
Nd	10,3	9,7	9,60	9,1	12,82	10,3	9,8	10,1	10,31	8,91	10,7	9,61	10,60	9,84	11,51	10,71
Sm	3,37	3,37	3,22	3,13	3,93	3,34	3,52	3,3	3,55	3,2	3,25	3,18	3,39	3,34	3,61	3,64
Eu	1,20	1,26	1,13	1,05	1,36	1,14	1,28	1,21	1,25	1,16	1,17	1,12	1,20	1,13	1,34	1,27
Gd	4,54	4,68	4,50	4,23	5,34	4,61	4,93	4,64	4,63	4,42	4,44	4,41	4,58	4,45	5,29	4,89
Tb	0,9	0,9	0,88	0,81	0,98	0,88	0,92	0,85	0,9	0,78	0,84	0,83	0,87	0,83	0,95	0,95
Dy	5,63	5,66	5,48	5,17	6,08	5,59	5,64	5,6	5,46	5,16	5,31	5,42	5,52	5,24	5,82	5,88
Ho	1,21	1,26	1,12	1,13	1,22	1,15	1,18	1,16	1,15	1,09	1,11	1,09	1,12	1,1	1,41	1,29
Er	3,42	3,45	3,32	3,23	3,49	3,31	3,4	3,38	3,31	3,22	3,26	3,09	3,17	3,07	4,13	3,76
Tm	0,53	0,48	0,51	0,49	0,53	0,51	0,49	0,49	0,52	0,44	0,5	0,48	0,48	0,46	0,61	0,56
Yb	3,24	3,07	3,05	2,88	3,2	3,16	3,07	3,04	2,93	3	2,98	2,92	2,96	2,82	3,4	3,18
Lu	0,49	0,47	0,44	0,41	0,47	0,46	0,44	0,46	0,43	0,4	0,44	0,43	0,43	0,42	0,58	0,49
ΣETR	48,56	48,04	46,42	43,64	57,56	49,95	50,23	48,92	47,75	47,52	51,25	46,56	48,88	45,85	53,84	51,95
La/Yb <sub>(N)</sub>	0,6	0,73	0,62	0,54	0,9	0,73	0,77	0,71	0,64	0,79	0,93	0,74	0,64	0,7	0,56	0,72
La/Sm <sub>(N)</sub>	0,53	0,55	0,56	0,47	0,7	0,65	0,64	0,62	0,51	0,7	0,81	0,65	0,61	0,5	0,5	0,6

Óxidos em % em peso; elementos traços em ppm. \*Basalto maciço; \*\*Basalto hipovítreo. Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>: ferro total sob a forma de ferro férrico; PF: perda ao fogo; ETR: elementos terras raras.

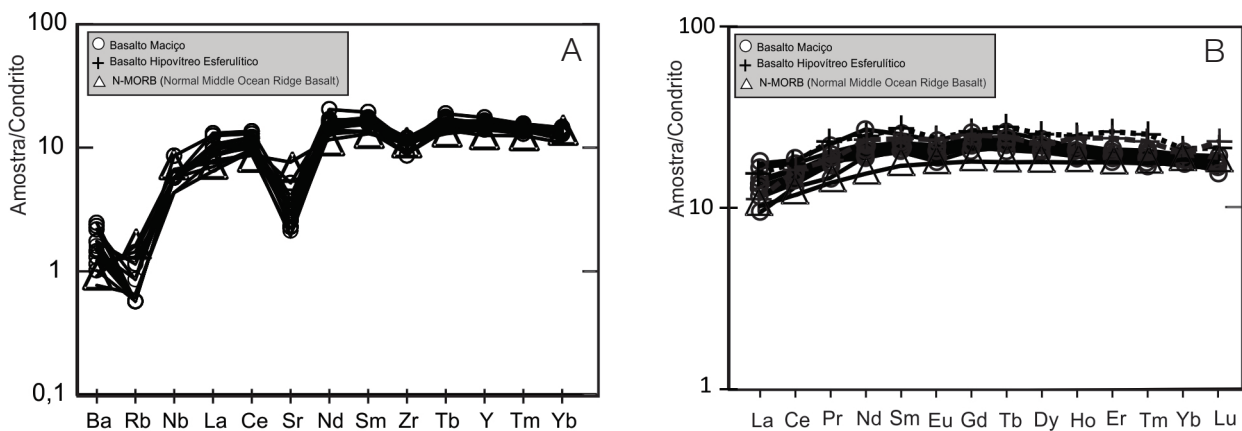


Valores em % peso; os números entre parênteses com setas indicam valores elevados, plotados fora dos diagramas.

**Figura 7.** Diagrama de Harker para os basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho.

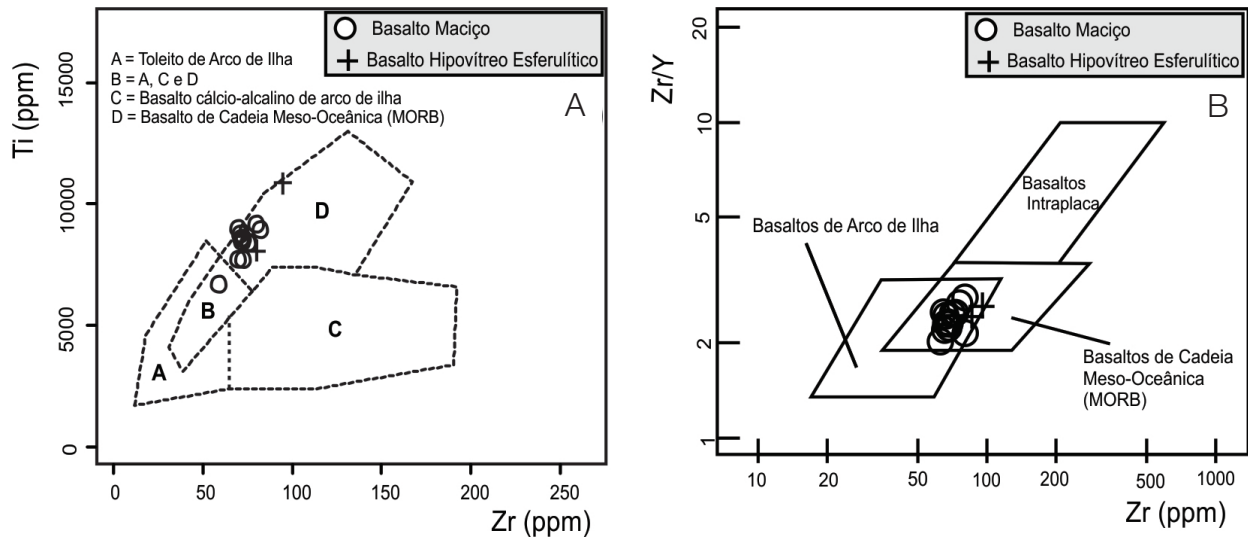


**Figura 8.** Diagramas geoquímicos discriminantes com plotagem dos basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho: (A) diagrama total de álcalis versus sílica, segundo Cox et al. (1979); (B) diagrama SiO<sub>2</sub> versus Zr/TiO<sub>2</sub> \*0,0001 de Winchester e Floyd (1977); (C) diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971).



**Figura 9.** Diagrama de multielementos (A) normalizados pelo condrito de Thompson (1982) e diagrama de elementos terras raras (B) normalizados pelo condrito de Evensen et al. (1978) para basaltos almofadados da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho. Análise de *Normal Middle Ocean Ridge Basalt* extraído de Sun e McDonough (1989).





**Figura 10.** Diagramas discriminantes de ambiente tectônico com dados dos basaltos da Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho, que caracterizam o tipo *Middle Ocean Ridge Basalt*: (A) diagrama Zr/Y versus Zr de Pearce e Norry (1979); (B) diagrama Ti versus Zr de Pearce e Cann (1973).

bruscamente, resultando na formação subaquática de estruturas em almofadas, capas de resfriamento vítreas, brechas de topo de derrame, estruturas fluidais e esferulitos e outras feições texturais típicas de ultrarresfriamento de lavas, que estão muito bem preservadas no corpo estudado.

O resfriamento rápido da lava na zona superficial ou frontal dos derrames em contato com água do mar propiciou zoneamento caracterizado por basaltos maciços no núcleo e uma porção externa com basaltos hipovítreos com esferulitos e brechas de topo de derrame. Nessa situação, as superfícies das almofadas geraram uma capa vítrea (zona interalmofada) que foi fragmentada e interagiu com a água do mar, em um processo incipiente de metassomatismo de fundo oceânico. Entretanto, essa capa vítrea criou uma proteção ao núcleo das almofadas, preservando os basaltos maciços das transformações metassomáticas.

O padrão dos ETR, caracterizado pelo empobrecimento nos ETRL dos basaltos almofadados estudados, permitiu compará-los aos basaltos toleíticos de cadeia meso-oceânica do tipo N-MORB. A anomalia negativa de Sr indica possivelmente fracionamento do plagioclásio no líquido residual.

A Suíte Ofiolítica Morro do Agostinho representa um pequeno fragmento alóctone do assoalho de um paleo-oceano bem preservado e fracamente metamorfizado, semelhante a outros exemplos no Cinturão Araguaia e é referência importante de um estágio inicial de oceanização da Bacia Araguaia, durante o Neoproterozoico, tectonicamente fatiado na fase de inversão do Cinturão Araguaia.

## AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-Graduação de Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, por todo o apoio acadêmico e infraestrutural para o desenvolvimento do Mestrado da autora, e ao Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela concessão da bolsa de estudo do Mestrado. Ao projeto Instituto de Geociências da Amazônia – INCT/GEOCIAM – MCT/CNPq/FAPESPA (Processo nº 573733/2008-2), pelo custeio parcial desta pesquisa. Agradecemos aos responsáveis e técnicos dos laboratórios de Difração de Raios X, Microscopia eletrônica de varredura, Laminação e Preparação de amostras do PPGG/IG-UFPA, que forneceram todas as condições para a realização da parte analítica da pesquisa. Agradecemos, também, aos dois relatores anônimos que avaliaram o presente artigo e por suas contribuições que resultaram na melhoria do mesmo.

## REFERÊNCIAS

- 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. Thomas Filho, D. A. Campos (Eds.). *Tectonic Evolution of South America (183-193)*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress.
- Best, M. G. (1995). *Igneous and metamorphic petrology*. Cambridge: Blackwell Science.

- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. London: G. Allen & Unwin.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1199-11212.
- Fettes, D., Desmons, J. (Eds.) (2008). *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and process: a practical guide*. West Sussex: Wiley-Blackwell.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Abreu, F. A. M. (2008). Geologia do Parque Martírios-Andorinhas e região adjacente. In: P. S. S. Gorayeb. *Parque Martírios-Andorinhas: conhecimento, história e preservação* (57-80). Belém: Edufpa.
- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. New Jersey: Prentice Hall.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. DOI: 10.1139/e71-055.
- Kotschoubey, B., Hieronymus, B., Albuquerque, C. A. R. (2005). Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): remnants of a poorly evolved crust? *Journal of South America Earth Sciences*, 20(3), 211-230.
- Le Maitre, R. W. (Ed.) (2004). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge: Cambridge University Press.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Nesse, W. (1991). *Introduction to Optical Mineralogy*. New York: Oxford University Press.
- Neves, A. P., Vale, A. G. (1999). *Redenção: folha SC.22-X-A*. Estados do Pará e Tocantins, escala 1:250.000. Brasília: DNPM/CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- Paixão, M. A. P. (2009). *Complexo Ofolítico Quatipuru, Pará, Brasil*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB.
- Pearce, J. A., Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Sciences Letters*, 19(2), 290-300.
- Pearce, J. A., Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1), 33-47.
- Philpotts, A. R. (2003). *Petrography of igneous and metamorphic rocks*. Illinois: Waveland Press.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Harlow: Pearson Education.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and process. In: A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.). *Magmatism in the oceanic basins* (313-345). London: Geological Society of London.
- Thompson, R. N. (1982). British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Vernon, R. H. (2008). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Wernick, E. (2003). *Rochas magmáticas – conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica*. São Paulo: UNESP.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. London: Chapman & Hall.
- 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.