



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO – TCC

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS BASALTOS DA
PEDREIRA ZÉ QUEIROZ, FORMAÇÃO MOSQUITO,
REGIÃO DE PORTO FRANCO, ESTADO DO MARANHÃO.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

CAMILA FARIAS CARDOSO

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Rosemery da Silva Nascimento (IG/UFPA)

BELÉM

2017



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS BASALTOS DA
PEDREIRA ZÉ QUEIROZ, FORMAÇÃO MOSQUITO, REGIÃO DE
PORTO FRANCO, ESTADO DO MARANHÃO.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

CAMILA FARIAS CARDOSO

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Rosemery da Silva Nascimento (IG/UFPA)

BELÉM

2017

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

Cardoso, Camila Farias, 1995-

Caracterização mineralógica dos basaltos da Pedreira Zé Queiroz,
Formação Mosquito, região de Porto Franco, estado do Maranhão /
Camila Farias Cardoso. – 2017.

xii, 62 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientadora: Rosemary da Silva Nascimento

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal
do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2017.

1. Petrologia - Maranhão. 2. Bacias sedimentares – Maranhão. 3.
Formações (Geologia) – Maranhão. 4. Basalto – Maranhão. 5. Mineralogia
– Maranhão. I. Título.

CDD 22. ed.: 552.098121

Elaborado por
Hélio Braga Martins
CRB-2/698



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS BASALTOS DA
PEDREIRA ZÉ QUEIROZ, FORMAÇÃO MOSQUITO, REGIÃO DE
PORTO FRANCO, ESTADO DO MARANHÃO.**

**Trabalho de conclusão de curso apresentado por:
CAMILA FARIAS CARDOSO**

Como requisito para à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia

Data da Aprovação: 11/12/2017

Banca Examinadora:

**Prof^a. Rosemery da Silva Nascimento - Orientadora
(Dr^a em Geociências – UFPA)**

**Prof. Claudio Nery Lamarão - Relator
(Dr. em Geologia e Geoquímica - UFPA)**

**Sr. Pedro Augusto Santos da Silva – Membro Convidado
(MSc. e Doutorando em Geologia e Geoquímica - UFPA)**

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por ter me concedido o dom do conhecimento, e ter me dado a paz de espírito necessária para superar obstáculos.

Aos meus pais, Ricardo e Dionete, e ao meu irmão, Yuri, por sempre me incentivarem durante os estudos e me darem todo o apoio moral e material necessário para que eu concluísse a Graduação.

À Professora e Orientadora Rosemary Nascimento, pela ajuda na elaboração deste trabalho, por toda paciência e dedicação conferidas a mim, por ter me ingressado e instruído no campo da pesquisa científica.

Aos demais professores do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, pelos ensinamentos. Especialmente, aos professores Cláudio Lamarão e Cândido Moura, pelas contribuições ao meu trabalho.

Aos laboratórios de Petrografia da Faculdade de Geologia, de Laminação do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, e de Microanálises (MEV-Microsonda) do Instituto de Geociências, pelas contribuições ao meu trabalho, possibilitando a realização da coleta de dados e análises.

Ao Instituto Tecnológico Vale - ITV e ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, pelas oportunidades de concretizar mais um passo importante na minha vida profissional e acadêmica.

Aos bibliotecários, funcionários e bolsistas da biblioteca do Instituto, pelo apoio e dedicação na orientação e disseminação da informação e também da atenção recebida.

Ao meu namorado, Mateus Figueiredo, pelo companheirismo, paciência e incentivo.

A todos os meus amigos e amigas que fiz ao longo dos cinco anos de Curso, em especial aos meus amigos Jean Bizet, Jaime Dias, Mariana Figueiredo, Lucas Torres, José Maria Rodrigues, Tauan Lima, Caio Gaby e Ariel Negri, por sua amizade e apoio.

E aos amigos que trago comigo desde a educação básica, Nicole Lobato, Sérgio Houat e Lucas Patrocínio, por sua amizade e incentivo.

RESUMO

O Mesozoico é marcado por mudanças significativas, decorrentes da ruptura do megacontinente *Gondwana* e abertura do Oceano Atlântico Central, estabelecendo um estágio de ativação tectônica, marcado por intenso magmatismo toleítico. Na Bacia do Parnaíba, estes eventos são registrados nas unidades litoestratigráficas Formação Mosquito e Formação Sardinha. A caracterização mineralógica, textural e petrográfica dos níveis de basaltos amigdaloidais da Formação Mosquito em sua ocorrência na Pedreira Zé Queiroz, localizada no município de Porto Franco (MA), possibilitou inferir as suas condições de cristalização magmática e correlacioná-las com rochas de suítes similares. As análises petrográficas permitiram a determinação da assembleia mineralógica dessas rochas, que é composta fundamentalmente por plagioclásio, augita, ilmenita e matriz criptocristalina a vítrea, e subordinadamente podem ocorrer pigeonita e titanomagnetita, além de zeólitas, óxido de ferro e material criptocristalino esverdeado preenchendo as amígdalas, e, como minerais secundários, argilominerais e epidoto. As texturas encontradas nestas rochas são porfirítica e intersertal; e subordinadamente ocorrem ainda as texturas amigdaloidal, glomeroporfirítica, esqueletal, subofítica e variolítica. Os resultados deste estudo levaram ao reconhecimento de dois tipos petrográficos de basalto: basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita e basalto contendo vidro. O modelo de cristalização proposto sugere que a cristalização tenha ocorrido em duas etapas: I) formação dos minerais opacos, em profundidade, seguida da cristalização das fases essenciais, gerando os fenocristais; II) o magma ascende à superfície e forma matriz microcristalina a vítrea, a presença de voláteis no magma gera vesículas, que, em uma fase pós-magmática, são preenchidas por zeólitas e óxidos de ferro. Finalmente, após a cristalização, a percolação de fluídos levou a formação de fases secundárias, como os argilominerais e epidoto, além da desvitrificação da matriz vítrea. A comparação feita entre as rochas estudadas e as rochas do Magmatismo Penatecaua (Bacias do Amazonas e do Solimões) e da Suíte Apoteri (Bacia do Tacutu), descritas na literatura, sugere uma semelhança entre as composições mineralógicas e texturais destas rochas, além de indicar uma correlação cronológica entre as suítes.

Palavras-chave: Caracterização Mineralógica. Bacia do Parnaíba. Basalto – Maranhão. Petrologia - Maranhão. Bacias Sedimentares - Maranhão. Formações (Geologia) – Maranhão. Mineralogia – Maranhão

ABSTRACT

The Mesozoic was marked by significant changes, resulting from the rupture of the megacontinent Gondwana and opening of the Central Atlantic Ocean, establishing a stage of tectonic activation, marked by intense tholeiitic magmatism. In Parnaíba Basin, these events are recorded in the lithostratigraphic units Mosquito Formation and Sardinha Formation. The mineralogical, textural and petrographic characterization of the amygdaloidal basalts of the Mosquito Formation in its occurrence in the Zé Queiroz Quarry, located in the city of Porto Franco (MA), made possible to infer their conditions of magmatic crystallization and to correlate them with rocks of similar suites. The petrographic analysis allowed the mineralogical assemblage of these rocks to be determined mainly by plagioclase, augite, ilmenite and cryptocrystalline to vitreous matrix, and pigeonite and titanomagnetite may be present, and also zeolites, titanomagnetite and green cryptocrystalline material filling the amygdales, and as secondary minerals, clay minerals and epidote. The textures found in these rocks are porphyritic and intersertal; and the amygdaloidal, glomeroporphyritic, skeletal, subophitic and variolytic textures still occur. The results of this study led to the recognition of two petrographic types of basalt: microporphyritic basalt with plagioclase and augite phenocrysts and glass-bearing basalt. The proposed crystallization model suggests that crystallization occurred in two stages: I) formation of the opaque minerals, in depth, followed by the crystallization of the essential phases, generating phenocrysts; II) the magma rises to the surface and forms a glassy microcrystalline matrix, the presence of volatiles in the magma generates vesicles, which, in a post-magmatic phase, are filled with zeolites and iron oxides. Finally, after the crystallization, the percolation of fluids led to the formation of secondary phases, such as the clay minerals and epidote, besides the devitrification of the vitreous matrix. The comparison made between the studied rocks and the Penatecaua Magmatism rocks (Amazonas and Solimões Basins) and the Apoteri Suite (Tacutu Basin), described in the literature, suggests a similarity between the mineralogical and textural compositions of these rocks, besides indicating chronological correlation between the suites.

Keywords: Mineralogical Characterization. Parnaíba Basin. Basalt – Maranhão. Petrology – Maranhão. Sedimentary Basins – Maranhão. Formation (Geology) – Maranhão. Mineralogy – Maranhão.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, situada no município de Porto Franco (MA), destacando a Pedreira Zé Queiroz, onde foram coletadas as amostras estudadas. 3
- Figura 2 - Fluxograma mostrando as etapas dos procedimentos metodológicos. 4
- Figura 3 – Aspecto geral do Microscópio Eletrônico de Varredura com Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios X (MEV-EDS), modelo *Zeiss Leo 1430*, do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará..... 6
- Figura 4 - Representação dos limites geológicos da Bacia do Parnaíba. 9
- Figura 5 - Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba, destacando o ponto de ocorrência estudado..... 10
- Figura 6 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, mostrando a correlação da Formação Mosquito com o Magmatismo Penatecaua, com idade em torno de 200 Ma..... 11
- Figura 7 - Mapa esquemático mostrando a distribuição das formações Mosquito e Sardinha e as possíveis feições tectônicas atuantes no Jurássico na Província Parnaíba..... 13
- Figura 8 - Coluna estratigráfica esquematizada da Bacia do Parnaíba na área de ocorrência da Formação Mosquito (A). Estratigrafia da Formação Mosquito no vale do Rio Mosquito (B) 14
- Figura 9 – Aspecto geral da Pedreira Zé Queiroz, localizada a sul do município de Porto Franco (MA), nas coordenadas 47°23'7,362"O, 6°24'4,727"S.. 16
- Figura 10 - Vista panorâmica da Pedreira Zé Queiroz, destacando (em vermelho) o corte vertical onde foram coletadas as amostras (A). Afloramento com três níveis de basaltos amigdaloidais (em branco) intercalados a basaltos maciços, cortados por fraturas orientadas N-S (em amarelo) (B). Detalhe para nível centimétrico de basalto com textura amigdaloidal (em branco) (C)..... 17
- Figura 11 - Perfil esquemático da Pedreira Zé Queiróz, onde afloram as rochas básicas da Formação Mosquito. Destacando os três litotipos encontrados: diabásio, basalto amigdaloidal e basalto vesicular com autólitos.. 18

- Figura 12 - Amostras de mão de basaltos amigdaloidais. Amígdalas com dimensões milimétricas a centimétricas preenchidas por zeólitas. Detalhe para formas subesféricas (A), com reentrâncias (B) e ovaladas (C e D). 19
- Figura 13 - Amostras de mão de basaltos amigdaloidais. Detalhe para porção com amígdalas mais robustas, com dimensões centimétricas (A) e porção com amígdalas menos desenvolvidas, com diâmetros milimétricos (B). 20
- Figura 14 - Micrografias do basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita. Destaque para a textura microporfirítica, definida por fenocristais de plagioclásio e augita envolvidos por matriz criptocristalina. (Imagens da lâmina 2016-CM-01A obtidas à luz natural (A) e ortoscopia (B), objetiva com aumento de 2,5 x). 21
- Figura 15 - Texturas microporfirítica, amigdaloidal e glomeroporfirítica do basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita. Fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio envoltos por matriz criptocristalina (A). Amígdalas preenchidas por zeólitas rodeada por matriz composta de finos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio (B). Aglomerados de fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio em matriz criptocristalina (C). 22
- Figura 16 - Amígdalas preenchidas por zeólitas em basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita. Zeólitas mostrando um hábito “em leque” (A) e amígdala subesférica preenchida por zeólita (B)..... 23
- Figura 17 - Micrografias do basalto contendo vidro. Destacando a textura intersertal, definida por fenocristais de plagioclásio e augita envoltos por matriz vítrea. (Imagens da lâmina 2016-CM-01A obtidas à luz natural (A) e ortoscopia (B), objetiva com aumento de 2,5 x). 24
- Figura 18 – Texturas intersertal, amigdaloidal, subofítica e variolítica presentes no basalto contendo vidro. Interstícios dos fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio ocupados por material vítreo (A). Amígdalas preenchidas por zeólitas rodeada por matriz composta de cristais de plagioclásio e clinopiroxênio e vidro vulcânico (B). Interstícios dos cristais de plagioclásio ocupados parcialmente por clinopiroxênio (C). Aglomerados de fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio em arranjo radial (D)..... 25
- Figura 19 - Fenocristais de plagioclásio em basalto contendo vidro. Cristal alterado para zeólitas (A). Cristal alterado para epidoto (B). 26

- Figura 20 - Fenocristais de clinopiroxênio em basalto contendo vidro. Cristal intensamente fraturado (A). Cristal alterado de clinopiroxênio (B)..... 26
- Figura 21 - Minerais opacos em basalto contendo vidro. Cristais quadráticos, alongados (A) e alongados (B) de minerais opacos. Associação de opacos e clinopiroxênios (C)..... 27
- Figura 22 - Amígdalas em basalto contendo vidro. Cristais romboédricos de chabazita preenchendo parcialmente amígdala (A). Estrutura amigdaloidal preenchida por cristais com hábito radial de phillipsita (B). Cristais de natrolita aciculares com hábito radial preenchendo estrutura amigdaloidal (C). Óxido de ferro preenchendo amígdala (D). 28
- Figura 23 - Imagem de ERE de cristais prismáticos de augita associados à minerais opacos, espectro EDS, mostrando picos de Fe, Mg, Ca, Al, Si e O e resultado de análise química pontual. 30
- Figura 24 - Imagem de ERE de cristais prismáticos de pigeonita, apresentando variação composicional, espectros EDS, mostrando picos de Fe, Mg, Ca, Si e O e resultados de análises químicas pontuais. 31
- Figura 25 - Imagem de ERE de cristais hipidiomórficos a idiomórficos de plagioclásio. Mostrando o hábito prismático alongado (A) e uma variação de composição química nos cristais, evidenciada pela variação de tons de cinza (B). 32
- Figura 26 - Imagem de ERE de cristais de opacos. Minerais opacos hipidiomórficos a idiomórficos, com feições de corrosão, associados a cristais de augita (A). Mineral opaco com faces bem formadas, mostrando estrutura em treliça (B)..... 34
- Figura 27 – Imagem de ERE de cristal tabular de ilmenita, espectro EDS do ponto 5, mostrando picos de Fe, Ti e O, e subordinadamente pequenas concentrações de Al e Mn e resultado de análise química pontual..... 35
- Figura 28 - Intervalo de composição e nomenclatura dos clinopiroxênios de Ca-Mg-Fe 37
- Figura 29 – Modelo de cristalização simultânea de augita e plagioclásio com desenvolvimento da textura subofítica 38

- Figura 30 - Diagrama mostrando as velocidades de nucleação e de crescimento cristalino como função do super-resfriamento (ΔT) abaixo da *solidus*. As três faixas de super-resfriamento são ilustradas, gerando cristais de granulação grossa e fina e vidro vulcânico 39
- Figura 31 – Modelo de formação de vesículas em um líquido magmático. Solubilidade de um componente volátil (vapor d'água) no magma basáltico em função da pressão (profundidade). 40
- Figura 32 - Modelo de cristalização magmática simplificado, mostrando a ordem de cristalização e alterações dos fenocristais e da matriz das rochas estudadas. 41
- Figura 33 - Distribuição e delimitação da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP). Af: África; ENA: América do Norte; SA: América do Sul; e Eu: Europa. 42

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Resultados das análises químicas de MEV-EDS dos cristais da série Augita - Fe-augita (concentrações em wt.% de elementos).....	31
Tabela 2 - Resultados de análises químicas de MEV-EDS dos cristais de pigeonita (concentrações em wt.% de elementos).....	32
Tabela 3 - Resultados de análises químicas de MEV-EDS dos cristais de plagioclásio (concentrações em wt.% de elementos).....	33
Tabela 4 - Resultados de análises químicas de MEV-EDS dos minerais opacos (concentrações em wt.% de elementos).....	34

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
LISTA DE TABELAS	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.2.1 Gerais	2
1.2.2 Específicos	2
1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	4
2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO PARNAÍBA	8
2.1 HISTÓRICO	8
2.2 GENERALIDADES	8
2.3 SEDIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO DA BACIA	12
3 A FORMAÇÃO MOSQUITO NA REGIÃO DE PORTO FRANCO (MA)	16
4 PETROGRAFIA	19
4.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	19
4.2 DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA	20
4.2.1 Basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita.....	20
4.2.2 Basalto contendo vidro	24
5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV-EDS)	30
6 CRISTALIZAÇÃO MAGMÁTICA	36
7 CORRELAÇÃO COM SUÍTES DA LITERATURA	42
8 CONCLUSÕES	45
REFERÊNCIAS	47
ANEXO	51
ANEXO A – FICHA PETROGRÁFICA	52

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Eventos magmáticos que resultaram da quebra de *Gondwana* e à abertura do Oceano Atlântico são amplamente conhecidos nas bacias intracratônicas brasileiras e africanas, e dada a sua importância para a compreensão da geodinâmica da Plataforma Sul-Americana, tem sido assunto de diversos trabalhos, a exemplo de Baksi & Archibald (1997) e Marzoli *et al.* (1999). Na Bacia do Parnaíba, Thomaz Filho *et al.* (2000, 2008) reconheceram, a partir de datações radiométricas utilizando o método K-Ar em rocha total, dois principais episódios magmáticos de idade mesozoica, a Formação Mosquito relacionada à abertura do Atlântico Central, e a Formação Sardinha relativa ao Rifting do Atlântico Sul (Almeida 1986, Mizusaki *et al.* 1998, Milani & Tomaz Filho 2000, Veevers 2004).

A Formação Mosquito, definida por Aguiar (1971), é caracterizada por derrames basálticos com intercalações de arenitos que afloram na porção centro-oeste da bacia, sobretudo, na região entre Imperatriz e Porto Franco, objeto de estudo do presente trabalho. As rochas desta unidade exibem idade juro-triássica (200-190 Ma) e fazem parte de um extenso magmatismo conhecido como Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province - CAMP*), sendo correlacionáveis ao Magmatismo Penatecaua das Bacias do Solimões e Amazonas (Cunha *et al.* 1994, Nomade *et al.* 2007).

Estudos mineralógicos, texturais e petrológicos minuciosos dos basaltos da Formação Mosquito ainda são necessários, uma vez que as informações pertinentes a essa unidade são raras. Os dados obtidos sobre a cartografia geológica, petrografia e geocronologia são encontrados em escalas regionais. Trabalhos de caracterização mineralógica destas rochas são pontuais, sendo os mais recentes realizados por Oliveira (2011) e Nascimento *et al.* (2011), porém as informações a respeito das condições de cristalização dos minerais e alterações pós-magmáticas continuam escassas e imprecisas.

Este trabalho se propõe a investigar os níveis de basaltos amigdaloidais da Formação Mosquito, expostos na Pedreira Zé Queiroz (Porto Franco - MA), realizando um refinamento petrográfico dessas rochas, a partir da análise petrográfica detalhada e da utilização do Microscópio Eletrônico de Varredura com Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios X (MEV-EDS). Além de promover uma discussão acerca dos processos genéticos das rochas básicas, no tocante ao resfriamento do magma, cristalização e alteração das fases minerais e correlacionar com litotipos encontrados em suítes magmáticas referidas na literatura.

Os estudos mineralógicos e texturais possibilitaram realizar uma melhor classificação dos níveis amigdaloidais de basaltos toleíticos da Formação Mosquito, em sua ocorrência em Porto Franco (MA), tendo sido reconhecidos dois tipos petrográficos: basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita e basalto contendo vidro.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Gerais

Este trabalho tem como objetivo geral a caracterização mineralógica, textural e petrográfica de rochas basálticas da Formação Mosquito na região de Porto Franco, porção sudoeste do estado do Maranhão. Com a finalidade de realizar o refinamento mineralógico e petrográfico dos litotipos, assim como a caracterização das condições de cristalização magmática dentro do contexto geológico da Bacia do Parnaíba.

1.2.2 Específicos

Os objetivos específicos desta pesquisa são:

- Caracterizar tipos mineralógicos de plagioclásio, piroxênio e opacos que ocorrem nestas rochas.
- Caracterizar as principais feições texturais, com intuito de interpretar os processos genéticos, resfriamento do magma, cristalização e alteração das fases minerais.
- Caracterizar os tipos petrográficos de basaltos amigdaloidais que ocorrem na região de Porto Franco (MA).
- Correlacionar os litotipos estudados com os encontrados em suítes similares descritas na literatura.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

As amostras analisadas neste trabalho foram coletadas na Pedreira Zé Queiroz, situada no município de Porto Franco, no estado do Maranhão. A referida pedreira, com coordenadas são 47°23'7,362"O, 6°24'4,727"S, está localizada a aproximadamente 6 km a sul da cidade de Porto Franco (MA). O acesso terrestre se dá a esquerda da rodovia BR-010, no sentido Porto Franco-Estreito (Figura 1).

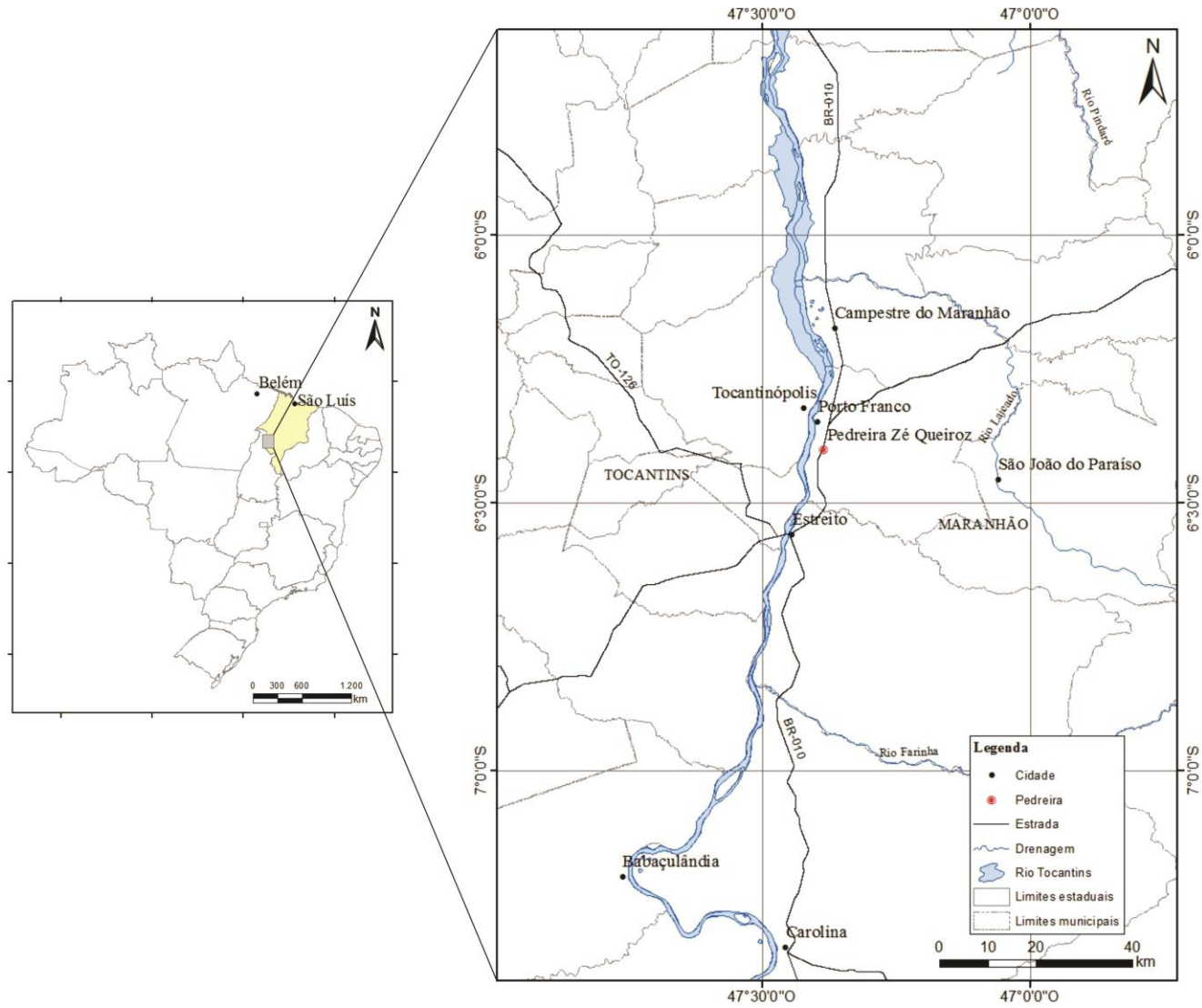


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo, situada no município de Porto Franco (MA), destacando a Pedreira Zé Queiroz, onde foram coletadas as amostras estudadas.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos metodológicos envolveram três etapas, as quais correspondem às fases de levantamento bibliográfico, de análise mineralógica e petrográfica e interpretação dos dados, exemplificadas no fluxograma (Figura 2).

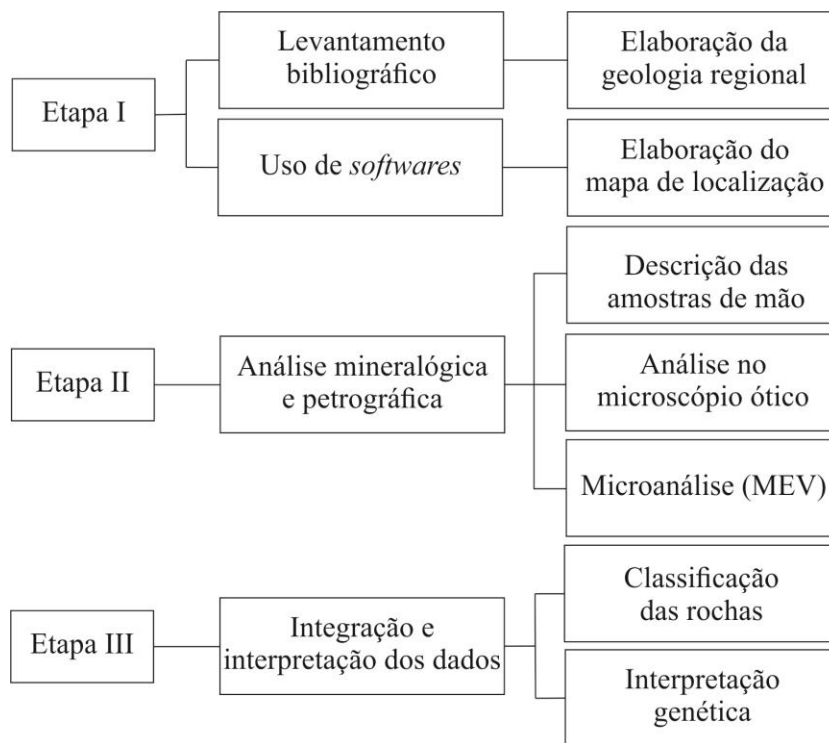


Figura 2 - Fluxograma mostrando as etapas dos procedimentos metodológicos.

A etapa I incluiu levantamento bibliográfico e confecção de um mapa de localização. A pesquisa bibliográfica refere-se à leitura e elaboração de resumos com base em trabalhos de conclusão de curso, dissertações, teses, artigos publicados e livros didáticos que se reportam à Bacia do Parnaíba. Com a finalidade de ter um entendimento a respeito do arcabouço tectônico e estratigráfico da bacia, dando enfoque à Formação Mosquito, unidade litoestratigráfica objeto do estudo.

Para a confecção do mapa de localização foram utilizados os *softwares Google Earth Pro e ArcGis 10.3*. Inicialmente, foram obtidos os *shapefiles* de unidades federativas e municípios do estado do Maranhão na plataforma *online* do Núcleo de Economia Regional e Urbana da Universidade de São Paulo (NEREUS-USP). Em seguida, foi capturada uma imagem da área de origem das amostras no *software Google Earth Pro*. Esta imagem foi georreferenciada no *software ArcGis 10.3*. Após este processo, foram digitalizados os vetores de drenagem, estradas, caminhos e localidades.

Todos os *shapefiles*, mapas, imagens e fotografias foram inseridos no sistema de projeção UTM, Zona 23S segundo *datum* horizontal SIRGAS 2000.

A etapa II englobou as análises mineralógicas e petrográficas das rochas, realizadas nos laboratórios de Petrografia, Microanálises (MEV-Microssonda) do Instituto Geociências da UFPA. Nesta etapa foram consultados livros didáticos, manuais de mineralogia e *websites* como apoio para a realização das análises. Foram descritas 5 amostras de mão provenientes de trabalhos de cartografia geológica realizados na região de Porto Franco (MA) pelo Prof. Dr. Cândido Moura, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. A partir das amostras, foram confeccionadas 5 lâminas delgadas polidas no laboratório de Laminação, do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará.

As análises mineralógicas e petrográficas consistiram na descrição macroscópica, microscópica e microanálise por MEV-EDS. A análise macroscópica correspondeu à descrição, com o auxílio de lupa de bolso e régua, dos aspectos mineralógicos, texturais e estruturais presentes nas amostras de mão. Já a análise microscópica detalhada consistiu na descrição das lâminas delgadas polidas, utilizando os microscópios ópticos petrográficos, modelos *Zeiss Scope A.1*, *Zeiss Standard 25* e *Olympus BX41*, por meio dos quais foram determinadas as propriedades óticas, tais como relevo, cor de interferência, birrefringência, entre outras, com a finalidade de caracterizar cada fase mineral presente, além de observar os aspectos microtexturais. As imagens da micrografia foram obtidas no microscópio ótico, modelo *Leica DM 2700 P*, do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará, por meio do *software Leica Application Suite V4.4*. As descrições macro e microscópicas detalhadas de cada amostra podem ser observadas nas fichas petrográficas em anexo (Anexo A).

Por fim, cada lâmina foi submetida à análise do Microscópio Eletrônico de Varredura com Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios X (MEV-EDS), modelo *Zeiss Leo 1430*, do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (Figura 3). A análise de MEV compreende uma técnica, na qual o material é irradiado por um feixe de elétrons que é demagnificado por um sistema de lentes eletromagnéticas, com o intento de produzir

um feixe eletrônico focado com um pequeno diâmetro em uma determinada região da amostra. Ao atingir a superfície da amostra, o elétron do feixe interage com os átomos do material e, como resultado das interações elásticas e inelásticas, pode se tornar um elétron retroespalhado (ERE). Nesta interação elétrons-amostra, tem-se também a ocorrência de ionização, com a produção de elétrons secundários (ES) em todo o volume de interação. Os ERE e ES são os sinais de maior interesse para a formação da imagem na microscopia eletrônica de varredura, fornecendo imagem característica de variação de composição e imagem em alta resolução da topografia da superfície da amostra, respectivamente. O MEV, quando equipado com detectores de energia dispersiva (EDS), é capaz de realizar a análise química pontual do material analisado através da identificação de raios-X formados como resultado das interações inelásticas do feixe primário com a amostra (Maliska 1998).



Figura 3 – Aspecto geral do Microscópio Eletrônico de Varredura com Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios X (MEV-EDS), modelo *Zeiss Leo 1430*, do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará.

Inicialmente as lâminas foram cobertas com uma fina camada de ouro (Au). Em seguida, foram colocadas na câmara de amostras do MEV, submetidas ao vácuo e irradiadas por um feixe de elétrons. Foram obtidas assim, informações características sobre as amostras, tais como topografia da superfície, cristalografia, composição

química, etc. Os parâmetros utilizados foram: distância de trabalho (WD) igual a 15 mm, voltagem de aceleração (EHT) de 20 kV e magnificação (Mag) entre 83 e 800 x.

Na etapa III, foram reunidos todos os dados obtidos com o propósito de identificar os minerais essenciais, varietais, acessórios e secundários, a partir de suas propriedades óticas, de acordo com a metodologia aplicada por Zussman (1981) e Streckeisen (1979), caracterizar os aspectos texturais segundo Mackenzie *et al.* (1982) e Cox *et al.* (1979). Desta forma, foi possível realizar a classificação das amostras da região de Porto Franco no estado do Maranhão, coletadas durante trabalhos de mapeamento geológico da Faculdade de Geologia da UFPA. Além de fazer uma comparação com trabalhos pretéritos e promover uma discussão acerca dos processos genéticos, para auxiliar as interpretações quanto à ordem de cristalização das rochas estudadas, seguindo os critérios de Sial & McReath (1984), Cox *et al.* (1979) e Vernon (2004).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO PARNAÍBA

2.1 HISTÓRICO

Os trabalhos geológicos pioneiros na região, onde atualmente se encontra o compartimento geotectônico denominado de Bacia do Parnaíba, remontam ao ano de 1846, quando o Conde Francis de Castelnau executou uma série de levantamentos litológicos ao longo do Rio Araguaia. A bacia era reconhecida pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. Já em 1884, Derby preconizou o nome Bacia do Parnaíba (Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007a, Santos & Carvalho 2009).

O conhecimento acerca da bacia só evoluiu a partir do século XX, com o advento de pesquisas exploratórias com o intuito de prospectar carvão, petróleo e água subterrânea. Pesquisadores em Geociências da Companhia de Recursos Minerais (CPRM), do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), de universidades e empresas privadas efetuaram trabalhos de pesquisa básica e prospecção geológica na região, a título de exemplo importantes referências, como: Lisboa (1914), Plummer (1948), Mesner & Wooldridge (1964), Caputo (1984), Della Fávera (1990) e Rodrigues (1995) (apud Vaz *et al.* 2007a).

A empresa Petróleo Brasileiro S/A – PETROBRAS desempenhou um papel fundamental para o desenvolvimento e organização do conhecimento a respeito da bacia, operando diversos trabalhos de mapeamento geológico sistemático, ordenando as unidades litoestratigráfica e empilhando-as estratigraficamente. Assim como a realizando diversos estudos de subsuperfície, perfurou 36 poços estratigráficos para a prospecção de petróleo e registrou aproximadamente 8.000 km de linha sísmicas de reflexão (Góes & Feijó 1994, Santos & Carvalho 2009).

2.2 GENERALIDADES

A Bacia do Parnaíba está situada na porção NNE do território brasileiro, abrangendo parcialmente os estados do Pará, Maranhão, Tocantins, Piauí, Ceará e Bahia, e ocupando uma área total de aproximadamente 600.000 km² (Góes & Feijó 1994). Segundo a classificação de bacias proposta por Klemme (1970, 1971, 1975 e 1980 apud Figueiredo & Raja Gabaglia 1986), caracteriza-se como uma bacia tipo I (intracratônica), (Figura 4) cujo limite a norte é condicionado pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, a noroeste pelo Arco Tocantins, a oeste pela Faixa de Dobramentos Paraguai-

Araguaia, a sul pela Faixa de Dobramentos Brasília e pelo Arco de São Francisco, e a leste pela Faixa de Dobramentos Nordeste (Santos & Carvalho 2009).

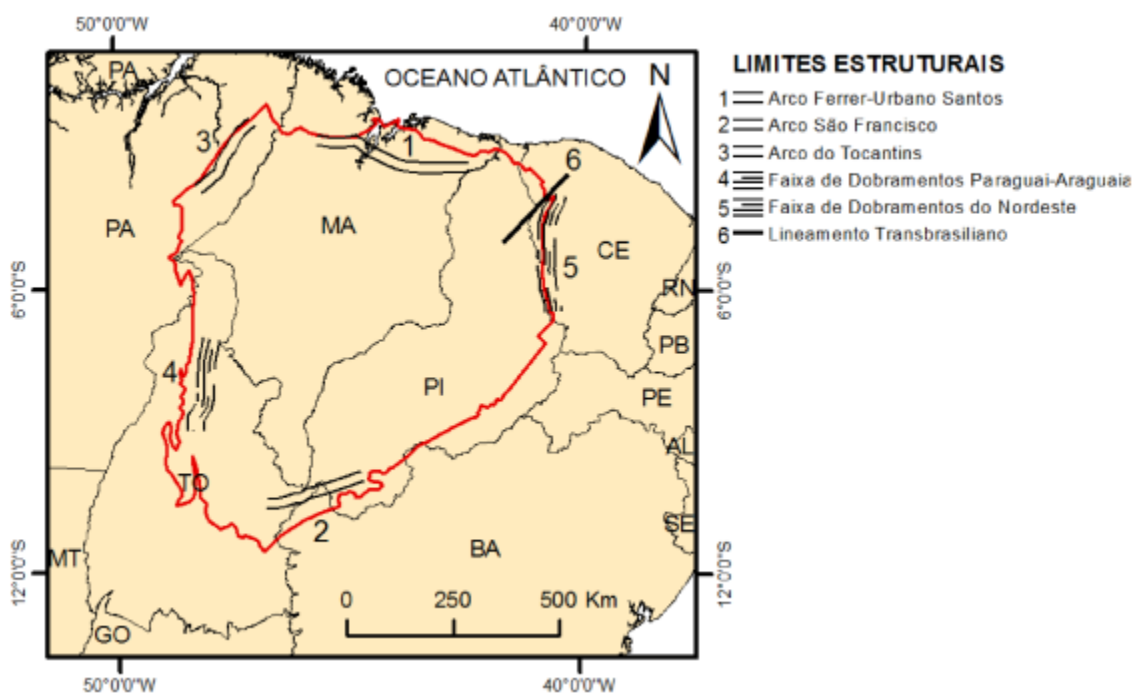


Figura 4 - Representação dos limites geológicos da Bacia do Parnaíba.
Fonte: (Santos & Carvalho 2009).

A Bacia do Parnaíba foi desenvolvida durante o Estágio de Estabilização da Plataforma Sul-Americana sobre um embasamento cratônico (Almeida & Carneiro 2004). O embasamento é constituído de rochas metamórficas e ígneas formadas por processos tectono-magmáticos de idades mesoproterozoicas, sobre os quais se instalaram *grábens* preenchidos por sedimentos meso-neoproterozoicos da Formação Riachão e cambro-ordovicianos do Grupo Jaibaras (Góes *et al.* 1992 apud Góes & Feijó 1994). Eventos térmicos tardi e pós-orogênicos e deformações do Ciclo Brasileiro teriam fomentado a origem ou subsidência inicial da bacia (Vaz *et al.* 2007a). Os lineamentos Transbrasiliano, Tocantins-Araguaia e Picos-Santa Inês, estruturas do Neoproterozoico-Siluriano (Ciclo Brasileiro), atuaram na compartimentação da bacia durante o Paleozoico (Carozzi *et al.* 1975, Fortes 1978, Cunha 1986, Cordani *et al.* 1994 apud Santos & Carvalho 2004).

A coluna sedimentar da bacia (Figura 6) pode chegar a 3500 metros de espessura no depocentro, é representada por cinco supersequências depositadas do Siluriano ao Cretáceo, consistindo de sedimentos siliciclásticos e, de maneira secundária, calcário, anidrita e sílex, além de rochas básicas a intermediárias formadas durante eventos

magmáticos do Neotriássico ao Eocretáceo (Góes & Feijó 1994, Vaz *et al.* 2007a). As supersequências são: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea; delimitadas por discordâncias regionais, as quais podem ser observadas na carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Figura 6). A distribuição das unidades pode ser observada no mapa geológico organizado por Santos & Carvalho (2009, baseado em Lima & Leite 1978 e Schobbenhaus *et al.* 1981) (Figura 5).

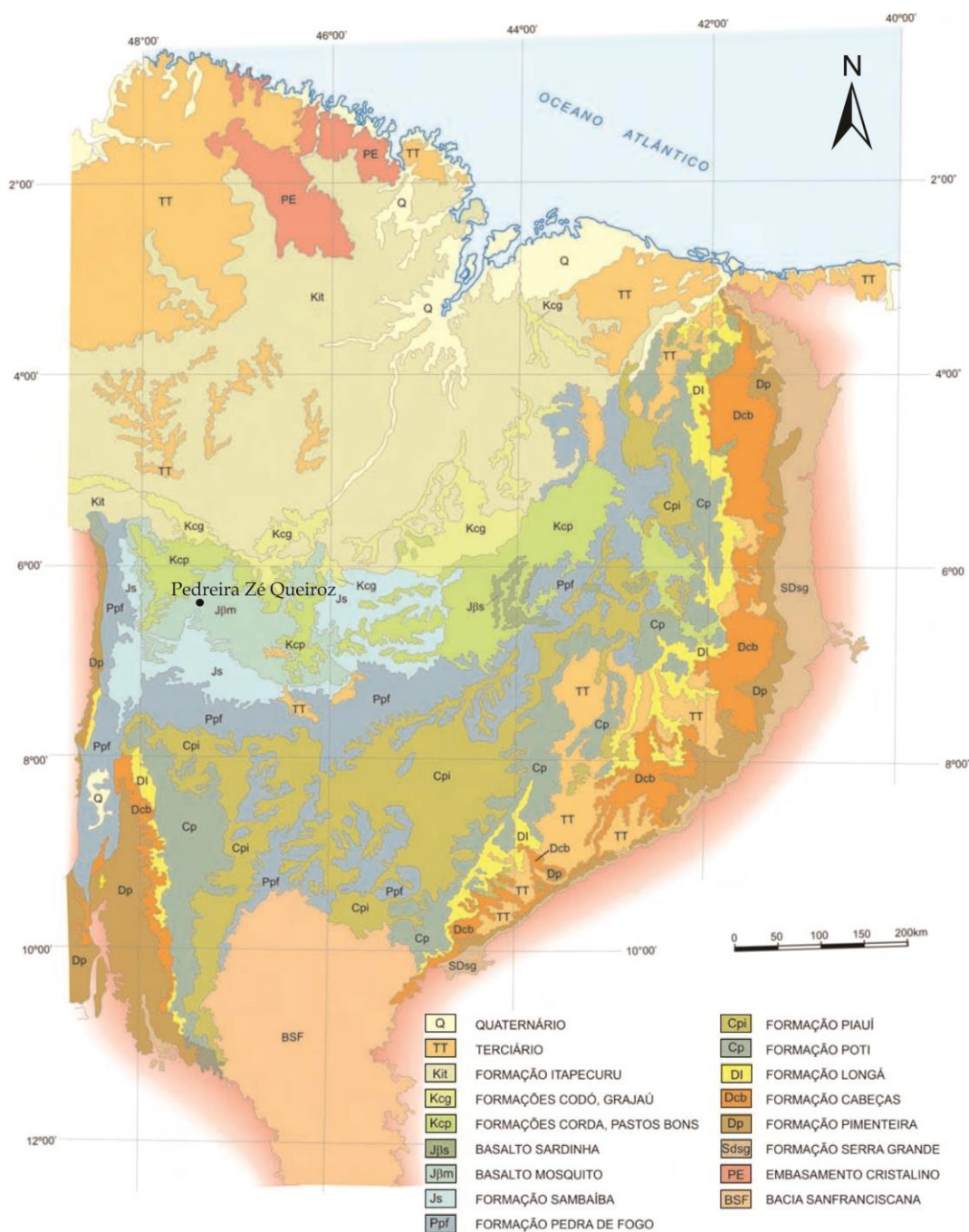


Figura 5 - Mapa Geológico da Bacia do Parnaíba, destacando o ponto de ocorrência estudado. Fonte: (Santos & Carvalho 2009 baseado em Lima & Leite 1978 e Schobbenhaus *et al.* 1981).

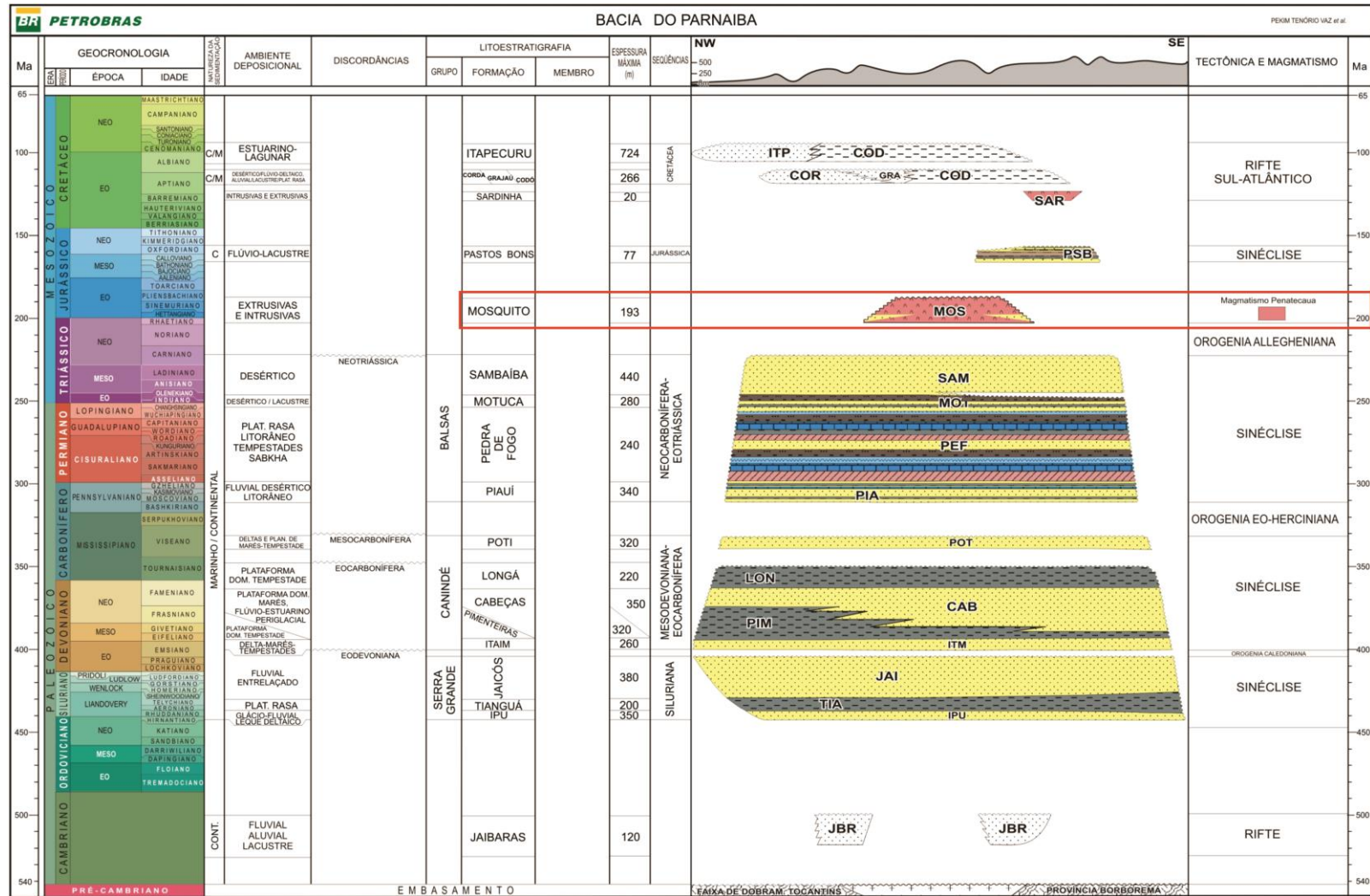


Figura 6 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, mostrando a correlação da Formação Mosquito com o Magmatismo Penatecau, com idade em torno de 200 Ma. Fonte: (Vaz et al. 2007a).

2.3 SEDIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO DA BACIA

A origem da Bacia do Parnaíba está relacionada a deformações e eventos térmicos dos estágios finais e pós- Ciclo Brasileiro (Vaz *et al.* 2007a). O preenchimento dos *grábens* a partir do final do Ordoviciano decorreu da subsidência termomecânica ao longo dos lineamentos, depositando a sequência Siluriana, considerada um ciclo transgressivo-regressivo completo, caracterizada pelo Grupo Serra Grande (Góes & Feijó 1994, Santos & Carvalho 2009). A sedimentação teve controle estrutural dos lineamentos até o Pensilvaniano, quando os movimentos precursores da agregação do supercontinente *Pangea* refletiram no arqueamento do Alto do Parnaíba, deslocando o depocentro da bacia para noroeste e depositando a sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, equivalente ao Grupo Canindé (Vaz *et al.* 2007a, Santos & Carvalho 2009).

No Permiano, houve a interrupção da comunicação das Bacias do Amazonas e Parnaíba através da elevação da antéclise Tocantins-Araguaia e do Arco Tocantins, o que se estendeu até o Triássico, acarretando em um deslocamento do depocentro da bacia para o centro (Vaz *et al.* 2007a), sedimentando a sequência Neocarbonífera-Eotriássica, representada pela unidade litoestratigráfica Grupo Balsas (Góes 1995).

Durante o Mesozoico, houve a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, formando o Arco Ferrer-Urbano Santos, além de outras estruturas tectônicas, como o Arco Xambioá, que se comportou como alto interno, e Alto do Rio Parnaíba, cujo comportamento se manteve ascensional. Neste contexto, houve a sedimentação da sequência Jurássica, constituída pela Formação Pastos Bons (Aguiar 1969, Rezende & Pamplona 1970, Hasui *et al.* 1991 apud Santos & Carvalho 2009, Vaz *et al.* 2007a, Góes 1995). Thomaz Filho *et al.* (2000, 2008) reconheceram na Bacia do Parnaíba dois principais eventos magmáticos de idade mesozoica relacionados à quebra de *Gondwana* e o estabelecimento da reativação Waldeniana, gerando um magmatismo de composição básica a intermediária. Os dois eventos magmáticos estão relacionados ao Rifting do Atlântico, sendo a Formação Mosquito formada no contexto da abertura do Atlântico Central, enquanto que a Formação Sardinha é relacionada ao Rifting do Atlântico Sul (Almeida 1986, Milani & Tomaz Filho 2000, Veevers 2004).

O magmatismo básico toleítico correspondente à Formação Mosquito, de idade jurássica inferior ca. 200-190 Ma (idades K-Ar em rocha total), ocorre principalmente

como derrames e localmente como soleiras e diques, o qual é correlacionável ao Magmatismo Penatecaua das bacias do Amazonas e Solimões (Mizusaki *et al.* 1998). Em contrapartida, o magmatismo básico toleítico datado do Neocominiano, com idades de ca. 130-120 Ma (idades K-Ar), é caracterizado pela Formação Sardinha (Aguiar 1971), ocorrendo sob a forma de diques e soleiras de diabásio (Baksi & Archibald 1997, Marzoli *et al.* 1999, Milani & Zalán 1999). A Figura 7 aponta que os basaltos da Formação Mosquito afloram, sobretudo, na porção centro-oeste da bacia, na região entre Imperatriz e Porto Franco, a oeste, e entre Fortaleza dos Nogueiras e Grajaú, a leste, as ocorrências têm espessuras máximas de 250 metros (Mesner & Wooldridge 1964 apud Almeida 1986, Góes *et al.* 1993 apud Ballén *et al.* 2013).

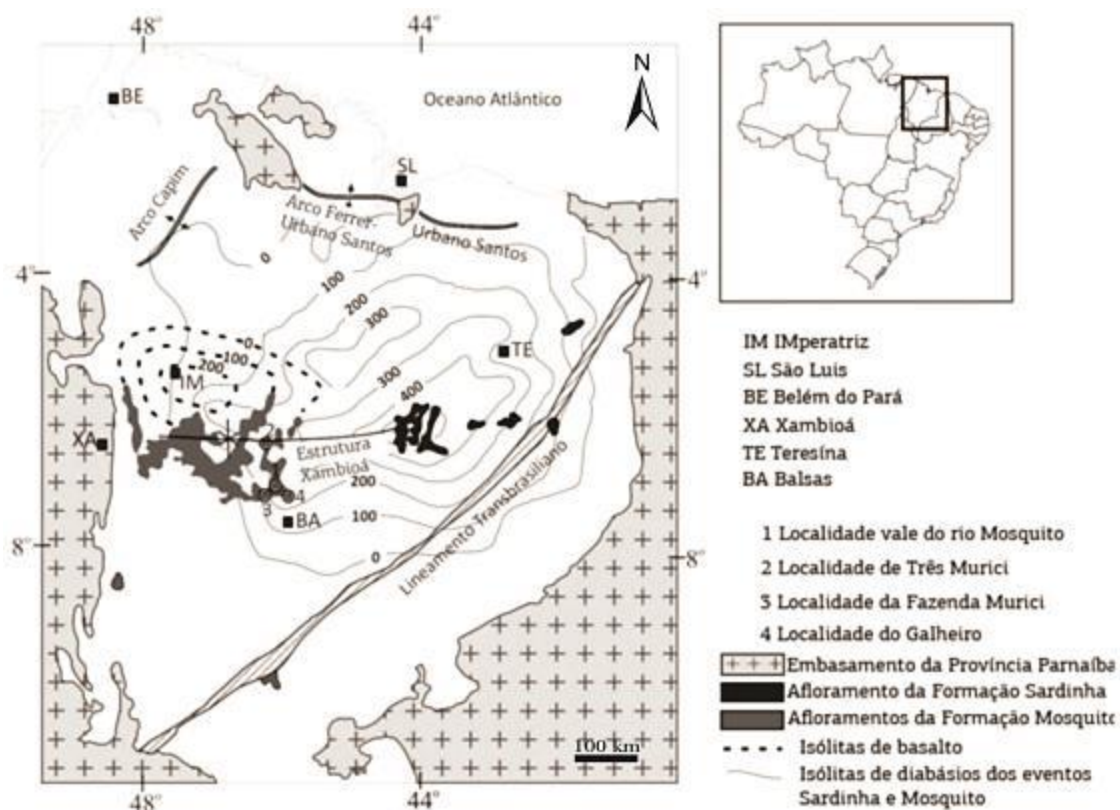


Figura 7 – Mapa esquemático mostrando a distribuição das formações Mosquito e Sardinha e as possíveis feições tectônicas atuantes no Jurássico na Província Parnaíba.

Fonte: (Ballén *et al.* 2013, modificado de Góes *et al.* 1993).

Northfleet & Melo (1967 apud Rabelo 2013) mapearam a presença de camadas sedimentares eólicas intercaladas aos derrames de basaltos no vale do Rio Mosquito. Aguiar (1971) definiu as intercalações como Formação Mosquito e a subdividiu em cinco membros: Basalto Inferior, Membro Macapá, Basalto Médio, Membro Tinguí e Basalto Superior (Figura 8). As unidades sedimentares interderrames, contemporâneas

aos diversos fluxos de lavas basálticas, são interpretadas como sendo depositadas em um ambiente eólico. O Membro Macapá consiste em três associações de fácies: associação de lençóis de areia com fluviais efêmeros, associação de *playa* siliciclástica, e associação de pequenas dunas eólicas com depósitos de interduna encharcada. Já o Membro Tinguí é composto por uma associação de fácies: de *playa lake* (Ballén *et al.* 2013).

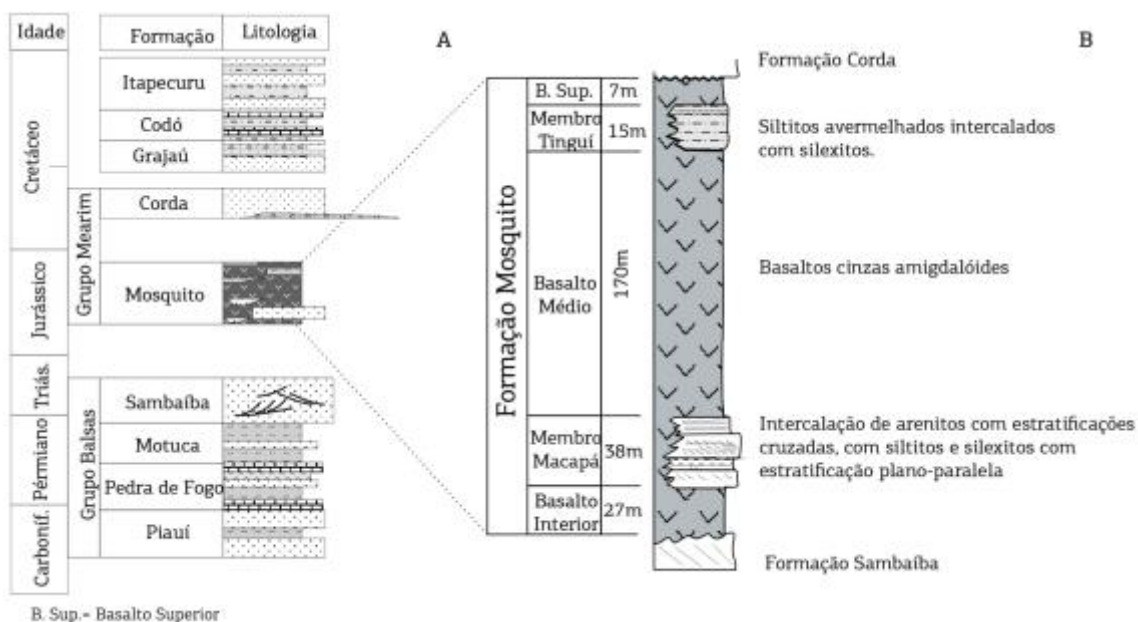


Figura 8 – Coluna estratigráfica esquematizada da Bacia do Parnaíba na área de ocorrência da Formação Mosquito (A). Estratigrafia da Formação Mosquito no vale do Rio Mosquito (B).

Fonte: (Ballén *et al.* 2013, modificado de Aguiar 1971).

Estudos petrográficos dos basaltos da Formação Mosquito indicam que essas rochas apresentam coloração cinza escura a marrom avermelhada, com variações a tons arroxeados ou esverdeados, são afaníticas, podem ser maciças ou apresentar estruturas amigdaloidais e vesiculares, com amígdalas preenchidas por zeólitas, carbonato e esmectita, suas texturas são predominantemente intergranular, intersertal ou microporfirítica, podendo ocorrer ainda as texturas subofítica, vitrofírica e intercrescimentos micrográficos, são compostas por augita, plagioclásio, óxidos de Fe-Ti, vidro desvitrificado e raramente pigeonita ou olivina (serpentinizada), além disso, podem conter pequenas quantidades de quartzo e álcali-feldspato intersticiais e, como acessórios, sulfetos e apatita (Fodor *et al.* 1990, Nascimento *et al.* 2011, Lima & Leite 1978, Costa Neto *et al.* 2012 apud Klein *et al.* 2012). Oliveira (2011) reconheceu quatro tipos petrográficos de basalto na Formação Mosquito: olivina-basalto amigdaloidal, olivina-basalto vesicular, olivina-basalto porfirítico e olivina-basalto.

Trabalhos geoquímicos realizados por Fodor *et al.* (1990), Baksi & Archibald (1997) e Merle *et al.* (2011), nas rochas básicas das formações Mosquito e Sardinha indicam que são toleíticas, de baixo a alto-Ti e alto-Ti, respectivamente. Ademais dos dois subgrupos supracitados, um terceiro subgrupo de basalto foi reconhecido por Merle *et al.* (2011), consiste em basaltos de alto-Ti evoluídos. Nascimento *et al.* (2011) assinalaram a natureza fissural das unidades, visto que ocorrem sobremaneira como diques e soleiras encaixados nas unidades sedimentares da bacia.

No Cretáceo houve um deslocamento do depocentro para o norte-noroeste da bacia como reflexo do Rifteamento do Atlântico. Os depósitos marinhos deste contexto derivaram de transgressões e regressões do oceano anteriormente mencionado, sedimentando as formações Codó, Corda, Itapecuru e Grajaú, as quais compõem a sequência Cretácea (Vaz *et al.* 2007a).

Ao longo do Cenozoico, o processo de soerguimento tectônico diferencial da Bacia do Parnaíba deu origem a um cenário geomorfológico composto por um conjunto de amplas chapadas em arranjo descontínuo, com cotas topográficas variando entre 200 e 800 metros (Feitosa, 2006). Barbosa *et al.* (1973 apud Dantas *et al.* 2013) e Barbosa & Novaes Pinto (1973 apud Dantas *et al.* 2013) apontam que tal variação topográfica pode estar relacionada a uma paleo-superfície de aplainamento de idade paleógena, a qual, a posteriori, foi desnivelada por processos de basculamento de blocos da bacia e aplainamentos parciais.

Durante o Paleógeno, período de estabilidade morfodinâmica e pouca atividade tectônica, houve o desenvolvimento de espessos mantos de alteração. Processos intempéricos, promoveram a remobilização de óxidos e hidróxidos de ferro, manganês e alumínio, e deram origem a perfis lateríticos e bauxítico-ferruginosos maduros (Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Costa 1991, Kotschoubey *et al.* 2005).

Já no Neógeno, a erosão diferencial das superfícies planálticas promoveu o desenvolvimento de extensos vales abertos e superfícies interplanálticas, delineando uma superfície de aplainamento mais moderna (Dantas *et al.* 2013).

3 A FORMAÇÃO MOSQUITO NA REGIÃO DE PORTO FRANCO (MA)

As informações de campo apresentadas nesta seção foram fornecidas pelo Prof. Dr. Cândido Moura, que realizou um trabalho de campo na Pedreira Zé Queiroz (Porto Franco - MA) no ano de 2016, além da compilação da geologia local de estudos anteriores (Oliveira 2011, Nascimento *et al.* 2011) realizados na mesma região e um relatório diagnóstico organizado pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM (Correia Filho *et al.* 2011).

No município de Porto Franco (MA), a Formação Mosquito é constituída por extensos derrames basálticos, com intercalações de camadas sedimentares interderrames, descontínuas e restritas. Essas unidades sedimentares são referidas na literatura como Membro Macapá e Membro Tingui (Northfleet & Melo 1967 apud Ballén *et al.* 2013). Os basaltos são, em geral, de coloração preta ou cinza, raramente em tons de verde, afaníticos, amigdaloidais, com amígdalas preenchidas por calcedônia, zeólitas e material criptocristalino esverdeado. Os contatos estratigráficos da Formação Mosquito são discordantes, tanto na base com os arenitos da Formação Sambaíba, quanto no topo com os arenitos da Formação Corda.

O afloramento de onde provêm as amostras analisadas no presente trabalho, descrito pelo Prof. Dr. Cândido Moura, encontra-se na Pedreira Zé Queiroz, situada nas coordenadas 47°23'7,362"O, 6°24'4,727"S (Figura 9). A pedreira está localizada a aproximadamente 6 km a sul da cidade de Porto Franco (MA), à margem esquerda da rodovia BR-010, no sentido Porto Franco-Estreiro.



Figura 9 – Aspecto geral da Pedreira Zé Queiroz, localizada a sul do município de Porto Franco (MA), nas coordenadas 47°23'7,362"O, 6°24'4,727"S.

Fonte: (Cândido Moura).

Na Pedreira Zé Queiroz, os basaltos são observados em um corte vertical. A exposição consiste de um pacote vulcânico com cerca de 5 m de espessura, de derrames com grande extensão horizontal, por volta de 240 m. São reconhecidas três sucessões de lavas com espessuras métricas, variam entre 1,5 e 2 m, marcadas por níveis de basaltos amigdaloidais intercalados a basaltos maciços. As rochas apresentam coloração preta a cinza escura com tonalidades esverdeadas a arroxeadas, não mostram orientação dos cristais e possuem matriz afanítica. Nos níveis amigdaloidais, as amígdalas são espaçadas e pouco desenvolvidas, têm diâmetros médios em torno de cinco milímetros e são preenchidas por zeólitas e material criptocristalino esverdeado. Fraturas orientadas na direção N-S também são observadas (Figura 10).

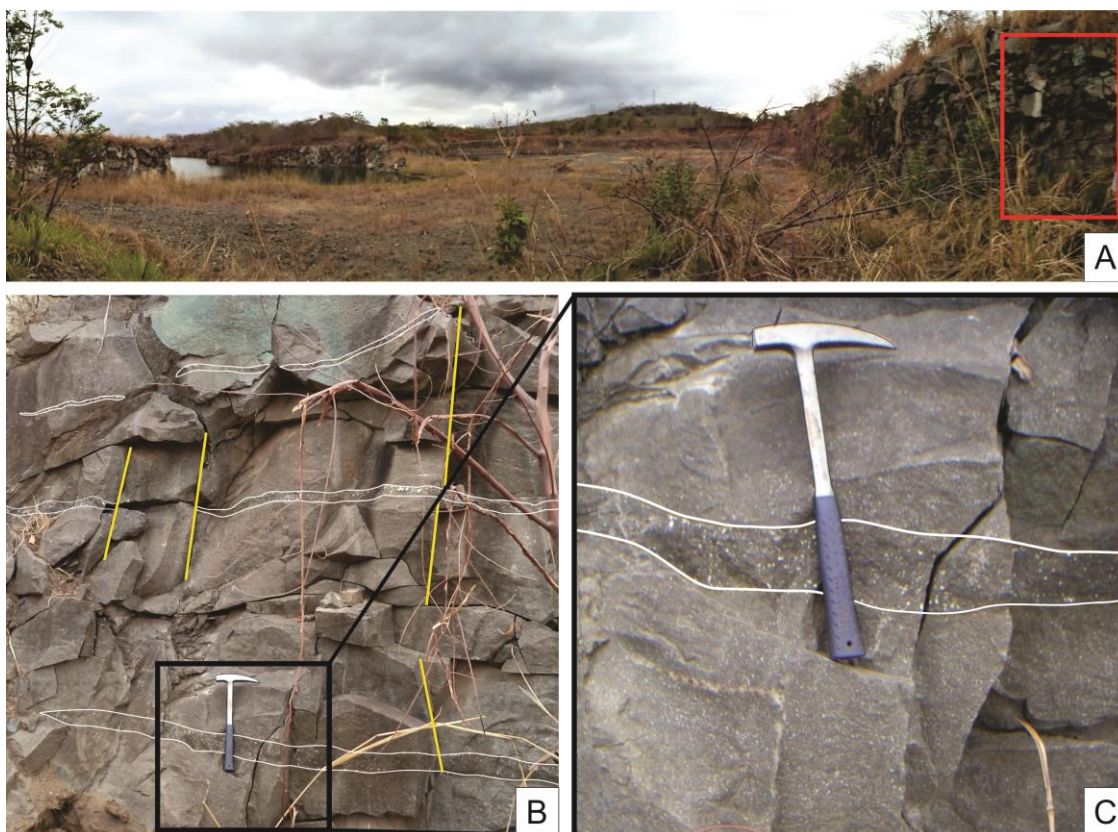


Figura 10 - Vista panorâmica da Pedreira Zé Queiroz, destacando (em vermelho) o corte vertical onde foram coletadas as amostras (A). Afloramento com três níveis de basaltos amigdaloidais (em branco) intercalados a basaltos maciços, cortados por fraturas orientadas N-S (em amarelo) (B). Detalhe para nível centimétrico de basalto com textura amigdaloidal (em branco) (C).

Fonte: (Cândido Moura).

Oliveira (2011) descreve ainda, na mesma pedreira, a presença de uma camada com espessura de aproximadamente 1 m, de basalto de coloração cinza, com granulação fina (os cristais têm dimensões inferiores a 1 milímetro), textura vesicular e com

autólitos de basalto afanítico. Assim como camadas com espessuras variando entre 0,5 e 3 m, de diabásio de coloração cinza, granulação média (com cristais variando entre 1 e 5 milímetros), composto mineralogicamente por augita e plagioclásio (Figura 11).

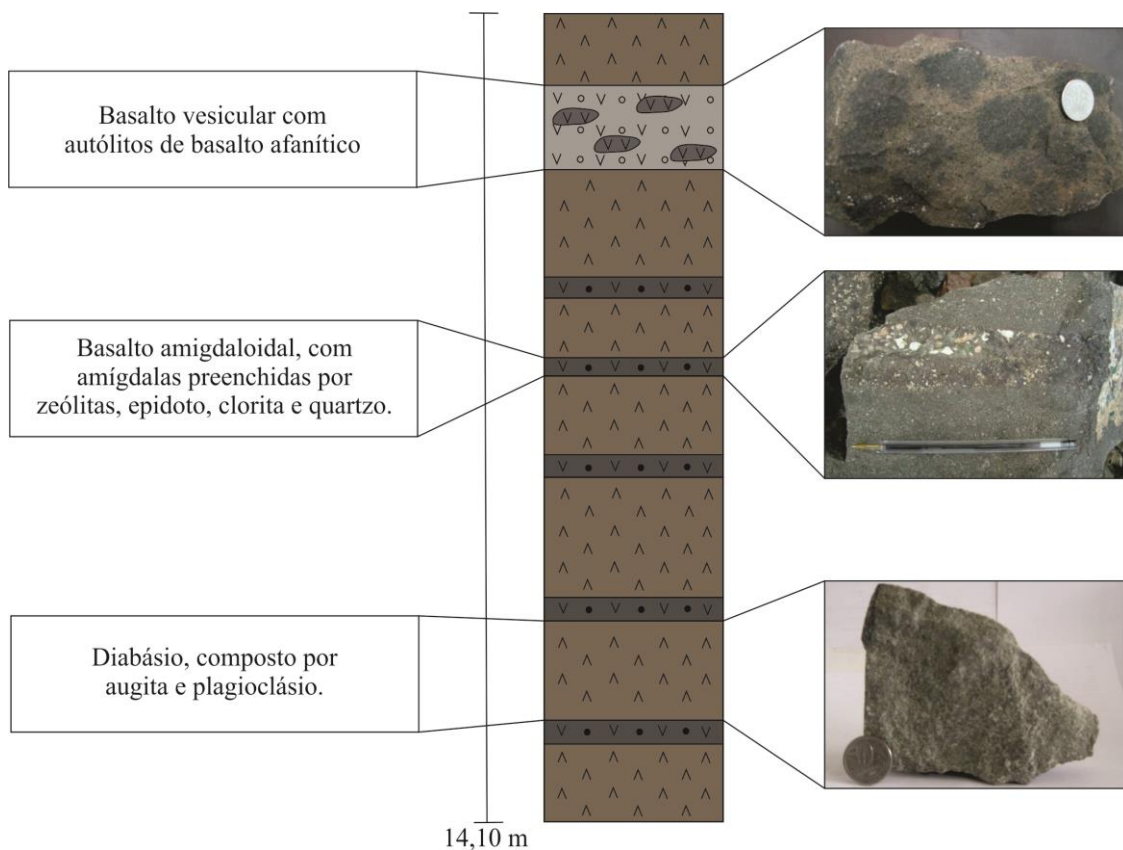


Figura 11 - Perfil esquemático da Pedreira Zé Queiróz, onde afloram as rochas básicas da Formação Mosquito. Destacando os três litotipos encontrados: diabásio, basalto amigdaloidal e basalto vesicular com autólitos.

Fonte: (Adaptado de Oliveira 2011).

As amostras analisadas neste trabalho foram coletadas pelo Prof. Dr. Cândido Moura nos níveis de basaltos amigdaloidais. A coleta foi realizada sistematicamente da base para o topo do afloramento, nos níveis amigdaloidais. A descrição detalhada das amostras encontra-se em anexo (Anexo A) e o resultado da análise petrográfica será apresentado no capítulo a seguir.

4 PETROGRAFIA

4.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

A análise macroscópica dos basaltos foi feita a partir de cinco amostras de mão. As rochas conservam coloração cinza escuro, podendo apresentar tonalidades esverdeadas, são isotrópicas e possuem textura amigdaloidal com matriz afanítica. Em algumas amostras, reconhecem-se cristais idiomórficos de plagioclásio, com hábito ripiforme, de tamanhos inferiores a 1 milímetro. As amígdalas são preenchidas por material microcristalino e zeólitas, apresentam contornos irregulares e formas ovaladas ou mesmo com reentrâncias. As zeólitas têm colorações rosadas, esbranquiçadas e esverdeadas, por vezes são microcristalinas, quando bem desenvolvidas, ocorrem sob a forma de cristais radiculares ou romboédricos (Figura 12).

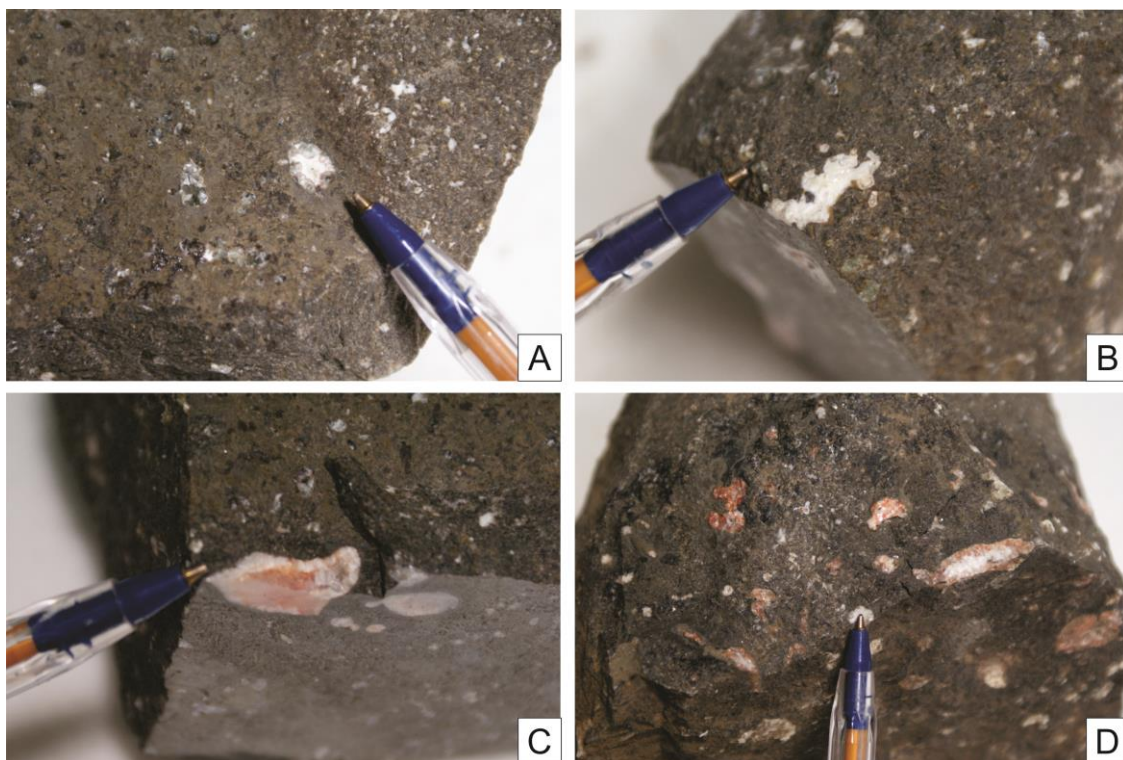


Figura 12 - Amostras de mão de basaltos amigdaloidais. Amígdalas com dimensões milimétricas a centimétricas preenchidas por zeólitas. Detalhe para formas subsféricas (A), com reentrâncias (B) e ovaladas (C e D).

Em relação ao tamanho das amígdalas, é possível definir duas porções distintas nas amostras de mão: I) Amígdalas espaçadas e bem desenvolvidas, com diâmetros de até 2 centímetros. Nesta porção, podem ocorrer pequenas cavidades de dimensões milimétricas no interior das estruturas amigdaloidais. II) Amígdalas mais condensadas e menos desenvolvidas, com diâmetros inferiores a 0,2 centímetro (Figura 13).

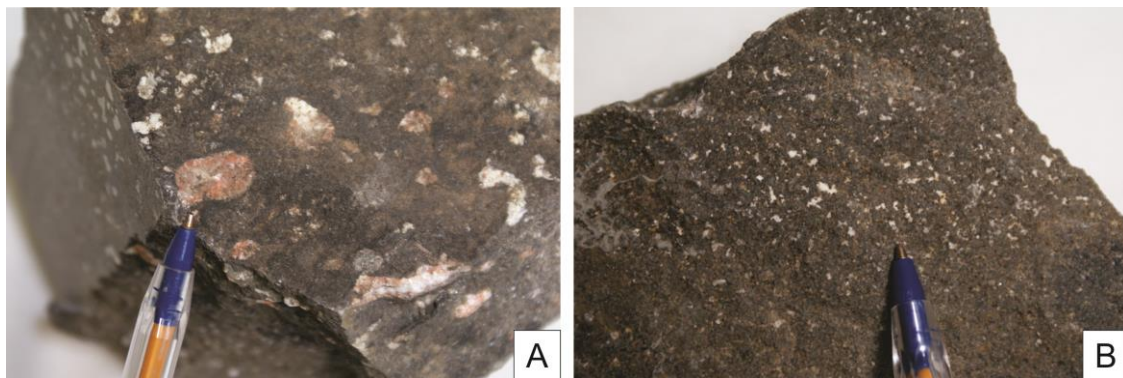


Figura 13 - Amostras de mão de basaltos amigdaloidais. Detalhe para porção com amígdalas mais robustas, com dimensões centimétricas (A) e porção com amígdalas menos desenvolvidas, com diâmetros milimétricos (B).

Macroscopicamente, as amostras mostram certa homogeneidade. Todavia, microscopicamente, a partir de critérios mineralógicos e texturais, foi possível a individualização de tipos petrográficos de basalto, o que será discutido no subitem a seguir.

4.2 DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A análise microscópica dos basaltos foi realizada a partir de cinco lâminas delgadas polidas. Com base em características mineralógicas e texturais observadas nas seções delgadas e obedecendo aos critérios de classificação de rochas vulcânicas estabelecidos pela União Internacional das Ciências Geológicas – IUGS (Streckeisen 1979), foram definidos dois tipos petrográficos de basalto: basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita e basalto contendo vidro.

4.2.1 Basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita

O basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita é caracterizado pela textura microporfirítica, sendo descrito em uma lâmina: 2016-CM-01A (Figura 14).

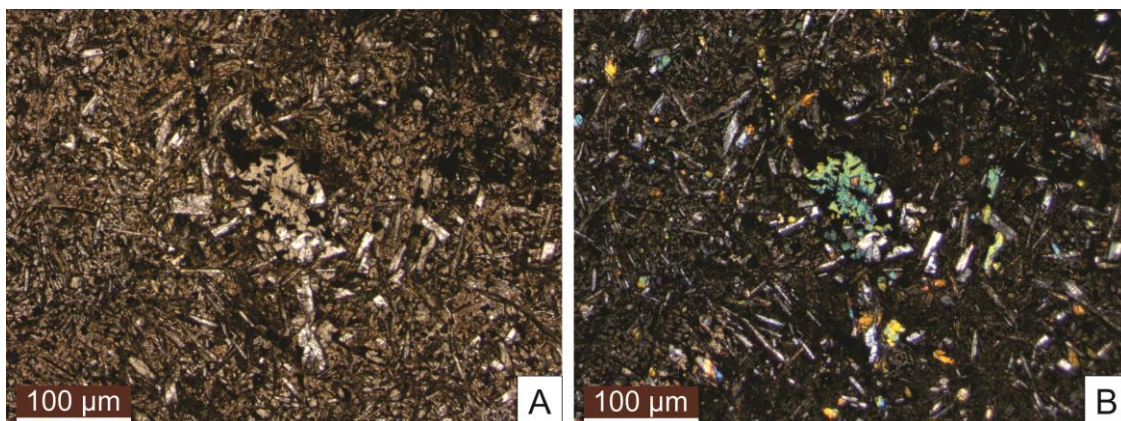


Figura 14 – Micrografias do basalto microporfírico com fenocristais de plagioclásio e augita. Destaque para a textura microporfírica, definida por fenocristais de plagioclásio e augita envolvidos por matriz criptocristalina. (Imagens da lâmina 2016-CM-01A obtidas à luz natural (A) e ortoscopia (B), objetiva com aumento de 2,5 x).

Na análise microscópica, a rocha possui textura microporfírica, com o desenvolvimento de fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio envolvidos por uma matriz criptocristalina e, podendo apresentar as texturas amigdaloidal e glomeroporfírica (Figura 15), é hipocristalina, inequigranular, mesocrática (M~55%) e isotrópica. As amígdalas apresentam contornos regulares, formas subesféricas com reentrâncias e dimensões variando de 1 a 8 milímetros, sendo preenchidas por zeólitas e material criptocristalino esverdeado. É composta mineralogicamente por matriz criptocristalina (~50%), clinopiroxênio (~25%), plagioclásio (~16%), opacos (~9%), zeólitas e material criptocristalino esverdeado preenchendo as amígdalas, além de argilominerais como fases secundárias.

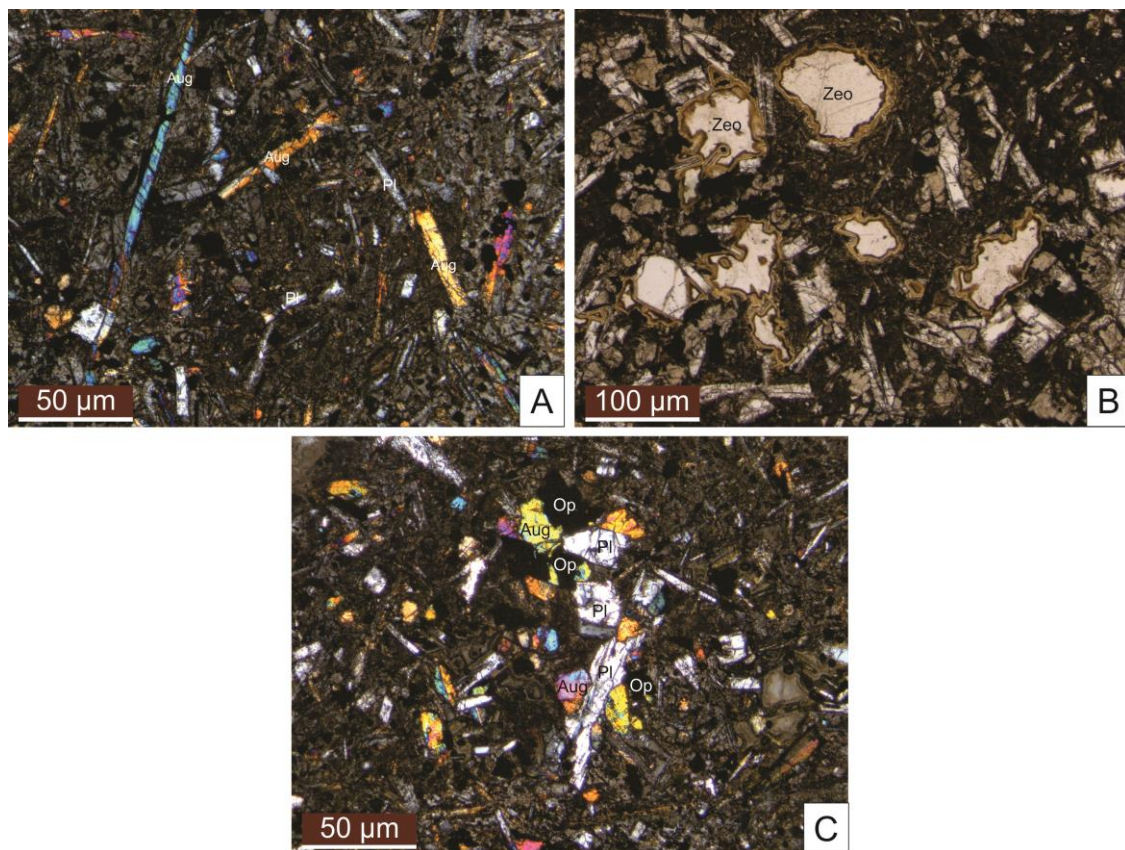


Figura 15 – Texturas microporfirítica, amigdaloidal e glomeroporfirítica do basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita. Fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio envoltos por matriz criptocristalina (A). Amígdalas preenchidas por zeólitas rodeada por matriz composta de finos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio (B). Aglomerados de fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio em matriz criptocristalina (C).

O clinopiroxênio exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas, apresentando cristais com hábito prismático com tamanhos que variam entre 0,1 e 3,2 milímetros. À luz natural apresentam coloração marrom pálida, são fracamente pleocroicos e relevo muito alto. Ocorrem fraturas irregulares e os planos de clivagem são pouco desenvolvidos. Na ortoscopia apresentam extinção inclinada ($\alpha \sim 45-49^\circ$), cor de interferência azul de terceira ordem, birrefringência $\delta \sim 0,037$ e com sinal de alongação negativo. Na conosopia é possível observar o caráter biaxial, com sinal ótico positivo e ângulo $2V \sim 40^\circ$.

O plagioclásio exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, fornecendo seções ripiformes de dimensões que variam de 0,1 a 2,7 milímetros. Os cristais são incolores a luz natural e com relevo baixo (+). Encontram-se pouco alterados para argilominerais, apresentam-se moderadamente a intensamente fraturado e suas fraturas são irregulares, os seus contatos com outros minerais são regulares. Na ortoscopia apresenta cor de interferência amarelo pálido, birrefringência $\delta \sim 0,009$, o

maclamento mais frequente é o tipo Carlsbad e, mais raramente, ocorre Albite-Carlsbad, devido ao pouco desenvolvimento de maclas do tipo Albite-Carlsbad, não foi possível determinar a composição do plagioclásio.

Os opacos exibem formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, fornecendo seções com hábitos cúbico (losangos) e alongado, têm dimensões variando entre 0,1 e 0,3 milímetro. Ocorrem fortemente associados aos cristais de clinopiroxênio. Por vezes, apresentam alteração de coloração avermelhada.

As amígdalas são preenchidas por minerais do grupo das zeólitas (Figura 16), dos quais foram reconhecidos heulandita e chabazita. A heulandita ($(Ca_{0,5},Na,K)_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot 24H_2O$) exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando seções quadráticas (tabulares) de dimensões em torno de 1,5 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+) e é observada uma direção de clivagem bem desenvolvida. Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza pálido, birrefringência $\delta \sim 0,006$.

A chabazita ($Ca_2[Al_4Si_8O_{24}] \cdot 12H_2O$) exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando hábito romboédrico e dimensões de aproximadamente 1 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+). Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza, birrefringência $\delta \sim 0,003$.

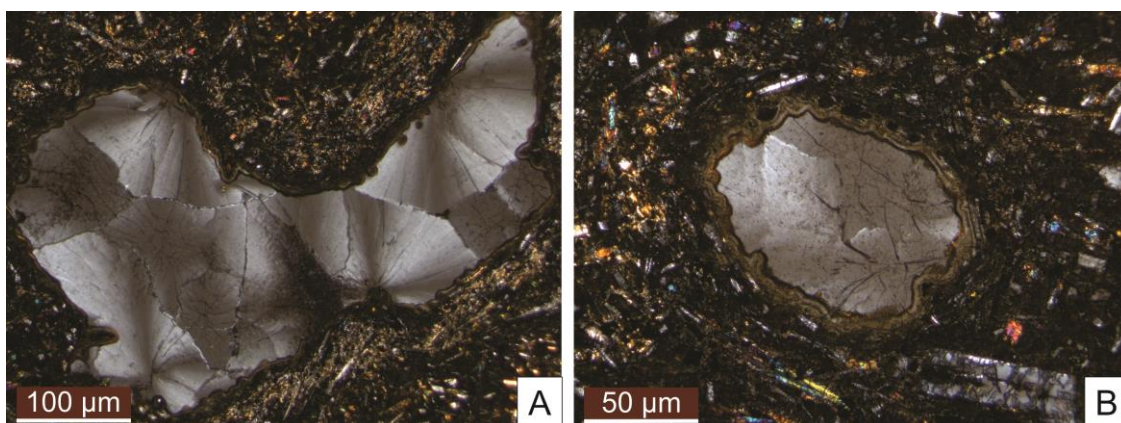


Figura 16 – Amígdalas preenchidas por zeólitas em basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita. Zeólitas mostrando um hábito “em leque” (A) e amígdala subesférica preenchida por zeólita (B).

4.2.2 Basalto contendo vidro

O basalto contendo vidro é caracterizado por apresentar vidro vulcânico em uma proporção entre 5 e 20%, sendo descrito em cinco lâminas: 2016-CM-01A e 2016-CM-01B, 2016-CM-02, 2013-CM-03 e 2016-CM-04 (Figura 17).

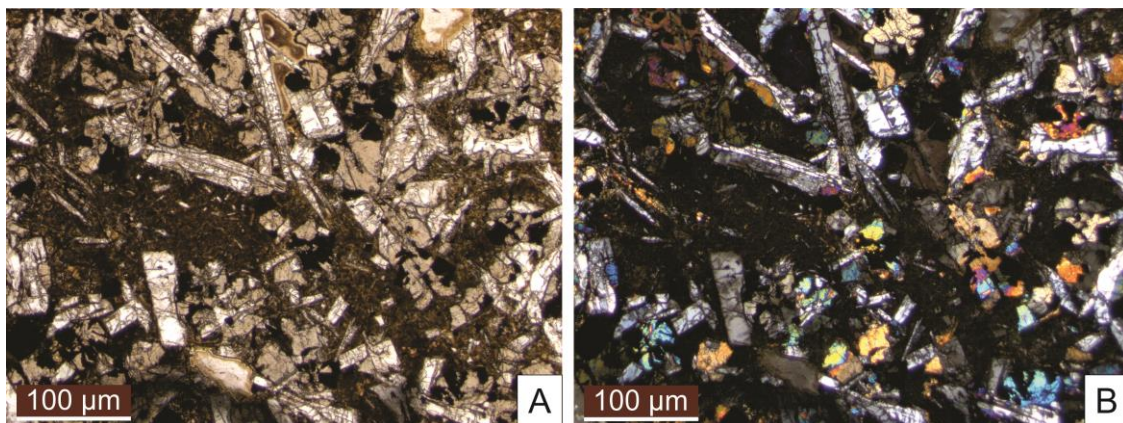


Figura 17 – Micrografias do basalto contendo vidro. Destacando a textura intersertal, definida por fenocristais de plagioclásio e augita envolvidos por matriz vítrea. (Imagens da lâmina 2016-CM-01A obtidas à luz natural (A) e ortoscopia (B), objetiva com aumento de 2,5 x).

Na análise microscópica, a rocha possui textura intersertal, e pode apresentar as texturas amigdaloidal, subofítica e variolítica (Figura 18), é hipocristalina a hipohyalina, inequigranular a equigranular fina a média, mesocrática (com M variando entre 35 e 55%) e isotrópica. As amígdalas apresentam contornos regulares, formas subesféricas com reentrâncias e dimensões variando de 0,2 a 5 milímetros, sendo preenchidas por zeólitas, óxido de ferro e material criptocristalino esverdeado. É composta essencialmente por fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio, opacos como acessórios e matriz criptocristalina a vítrea, com quantidades variáveis de vidro (5 a 20%). As fases secundárias são representadas por epidoto e argilominerais.

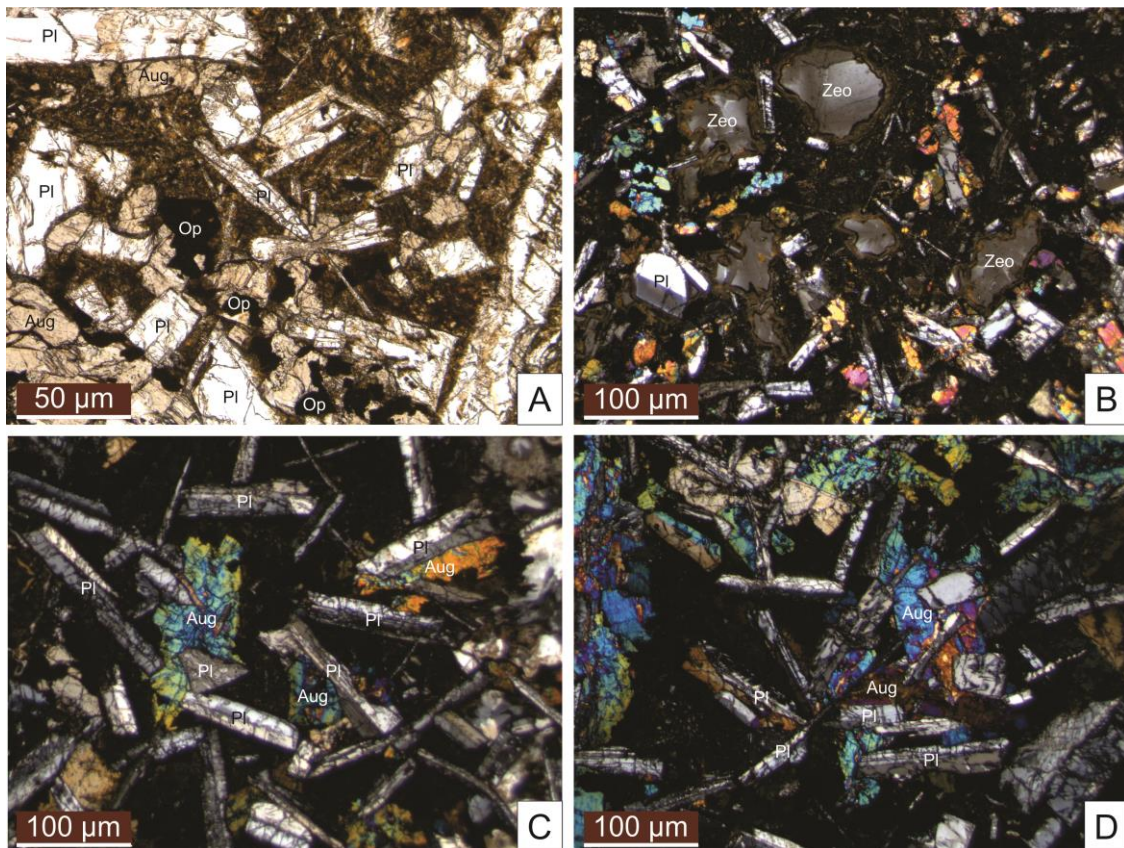


Figura 18 – Texturas intersertal, amigdaloidal, subofítica e variolítica presentes no basalto contendo vidro. Interstícios dos fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio ocupados por material vítreo (A).

Amígdalas preenchidas por zeólitas rodeada por matriz composta de cristais de plagioclásio e clinopiroxênio e vidro vulcânico (B). Interstícios dos cristais de plagioclásio ocupados parcialmente por clinopiroxênio (C). Aglomerados de fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio em arranjo radial (D).

O plagioclásio ocorre em proporções de 35 a 60%, exhibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, fornecendo, geralmente, seções ripiformes de dimensões que variam de 0,1 a 5 milímetros. Seus cristais são incolores a luz natural e com relevo baixo (+). Encontram-se pouco alterados para epidoto e argilominerais, moderadamente a intensamente fraturado e suas fraturas são irregulares, os seus contatos com outros minerais são regulares (Figura 19). Na ortoscopia apresenta cor de interferência amarelo pálido, birrefringência $\delta \sim 0,009$, os 25a clamento mais frequentes são o tipo Carlsbad e Albita simples e, mais raramente, ocorre Albita-Carlsbad. Em algumas seções, paralelas a (100), foi possível determinar sua composição pelo método Michael-Lévy, mostrando composições de oligoclásio cálcico ($\approx An_{22}$) a labradorita ($\approx An_{54}$).

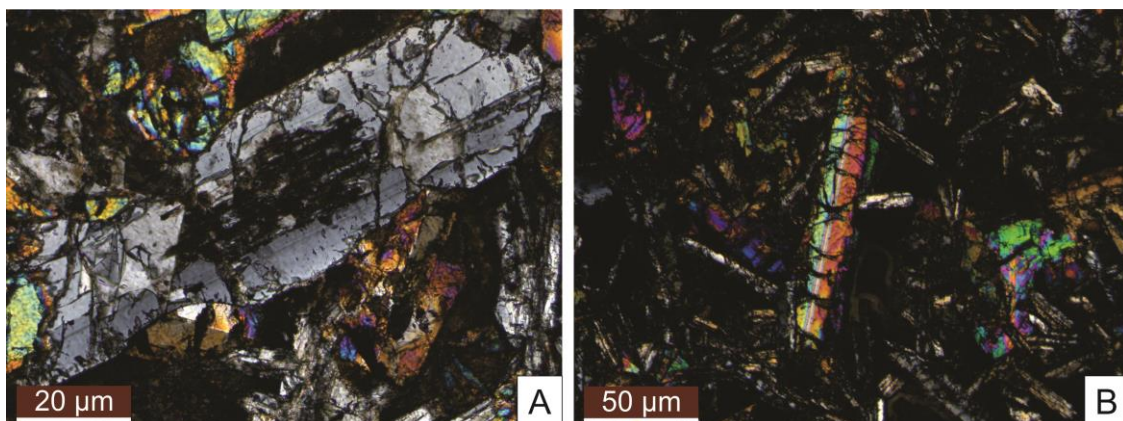


Figura 19 – Fenocristais de plagioclásio em basalto contendo vidro. Cristal alterado para zeólitas (A).
Cristal alterado para epidoto (B).

O clinopiroxênio ocorre em proporções de 30 a 52%, exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas, apresentando cristais com hábito prismático com tamanhos que variam entre 0,1 e 7 milímetros. À luz natural, apresentam coloração marrom pálida, são fracamente pleocroicos e relevo muito alto. Ocorrem fraturas irregulares e os planos de clivagem são pouco desenvolvidos (Figura 20). Na ortoscopia apresentam extinção inclinada ($\alpha \sim 45-49^\circ$), cor de interferência azul de terceira ordem, birrefringência $\delta \sim 0,037$ e com sinal de alongação negativo. Na conosopia é possível observar o caráter biaxial, com sinal ótico positivo e ângulo $2V \sim 40^\circ$.

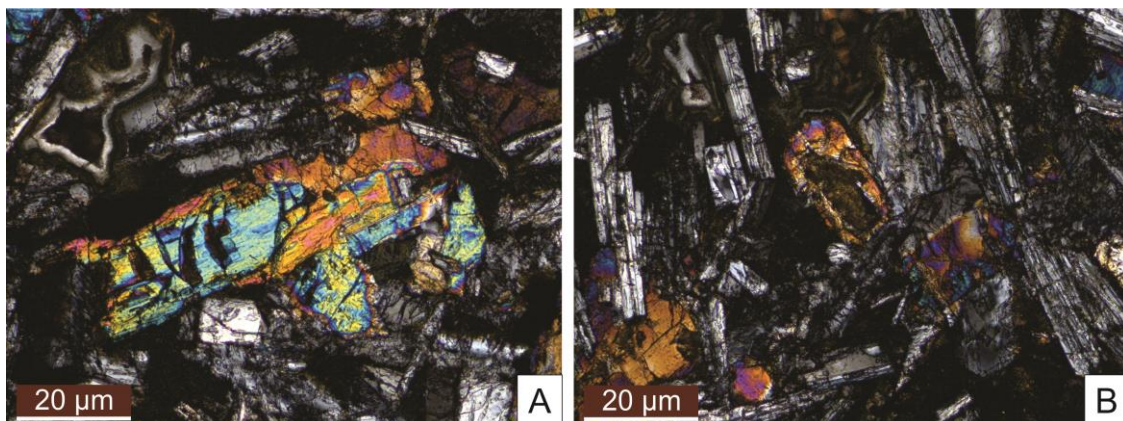


Figura 20 – Fenocristais de clinopiroxênio em basalto contendo vidro. Cristal intensamente fraturado (A).
Cristal alterado de clinopiroxênio (B).

Os opacos ocorrem em proporções de 3 a 5%, exibem formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, fornecendo seções com hábitos cúbico (losangos), alongado e esqueletal (Figura 21^a e B), têm dimensões variando entre 0,1 e 0,4 milímetro. Em algumas lâminas ocorrem fortemente associados aos cristais de

clinopiroxênio (Figura 21C). Por vezes, apresentam alteração de coloração avermelhada.

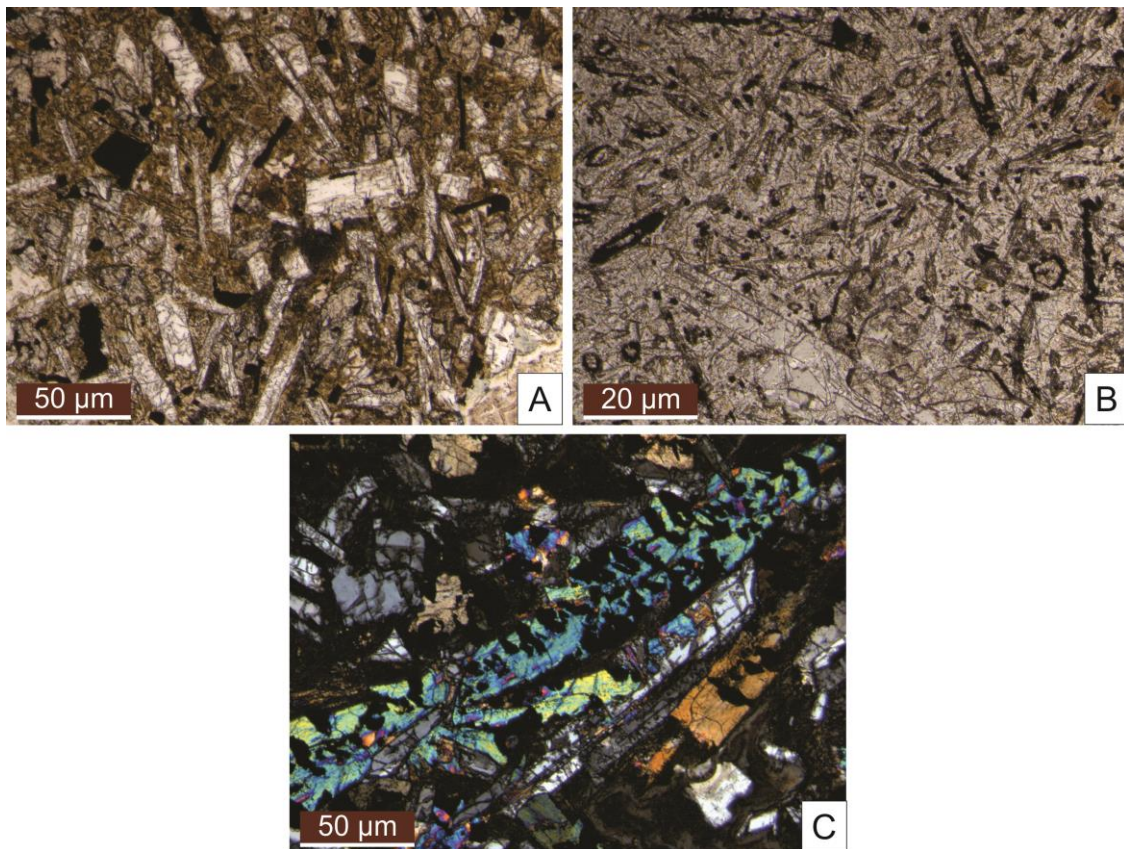


Figura 21 – Minerais opacos em basalto contendo vidro. Cristais quadráticos, alongados (A) e alongados (B) de minerais opacos. Associação de opacos e clinopiroxênios (C).

As amígdalas são preenchidas por minerais do grupo das zeólitas, dos quais foram reconhecidos heulandita, chabazita, phillipsita e natrolita, e óxido de ferro (Figura 22). A heulandita ($(Ca_{0,5},Na,K)_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot 24H_2O$) exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando seções quadráticas (tabulares) de dimensões inferiores a 1 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+) e é observada uma direção de clivagem bem desenvolvida. Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza pálido, birrefringência $\delta \sim 0,006$.

A chabazita ($Ca_2[Al_4Si_8O_{24}] \cdot 12H_2O$) exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando hábito romboédrico e dimensões menores que 1 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+). Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza, birrefringência $\delta \sim 0,003$.

A phillipsita ($K_2(Ca_{0,5},Na)_4[Al_6Si_{10}O_{32}] \cdot 12H_2O$) exibe formas com faces cristalinas xenomórficas a hipidiomórficas, apresentando seções com hábito radial de dimensões de aproximadamente 0,5 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+) e é observada uma direção de clivagem. Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza pálido, birrefringência $\delta \sim 0,008$.

A natrolita ($Na_{16}[Al_{16}Si_{24}O_{80}] \cdot 16H_2O$) exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando cristais aciculares com hábito radial de dimensões de aproximadamente 0,3 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+). Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza, birrefringência $\delta \sim 0,012$.

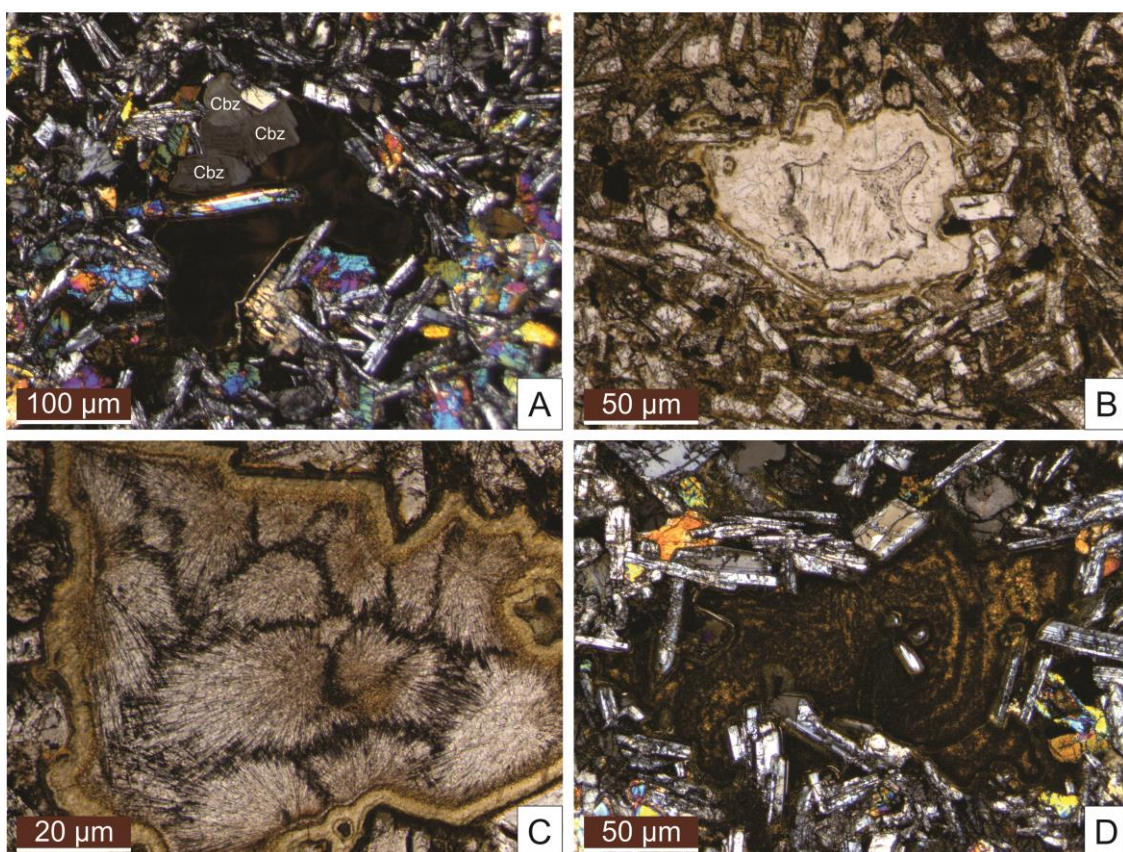


Figura 22 – Amígdalas em basalto contendo vidro. Cristais romboédricos de chabazita preenchendo parcialmente amígdala (A). Estrutura amigdaloidal preenchida por cristais com hábito radial de phillipsita (B). Cristais de natrolita aciculares com hábito radial preenchendo estrutura amigdaloidal (C). Óxido de ferro preenchendo amígdala (D).

Os dados petrográficos do basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita e do basalto contendo vidro mostraram que os dois tipos de basalto apresentam uma composição mineralógica semelhante, diferindo apenas nas proporções mineralógicas e em microtexturas. Um refinamento mineralógico utilizando a técnica de

Microscopia Eletrônica de Varredura com Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios X (MEV-EDS) será apresentado no capítulo a seguir.

5 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV-EDS)

A análise de Microscopia Eletrônica de Varredura com Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios X (MEV-EDS) foi feita a partir de cinco lâminas delgadas polidas. Os dados de MEV-EDS, apresentados a seguir, auxiliaram na identificação de variações composicionais dentro dos cristais de clinopiroxênio e plagioclásio, além da determinação composicional precisa dos minerais ferromagnesianos e opacos. A interpretação e tratamento dos dados foram feitos segundo a metodologia aplicada por Maliska (1998).

Os clinopiroxênios são constituídos principalmente de augita e, subordinadamente, pigeonita. Os minerais da série Augita-Fe-augita correspondem aos principais minerais ferromagnesianos presentes nas rochas, ocorrem como cristais prismáticos alongados, isolados ou associados a minerais opacos (Figura 23).

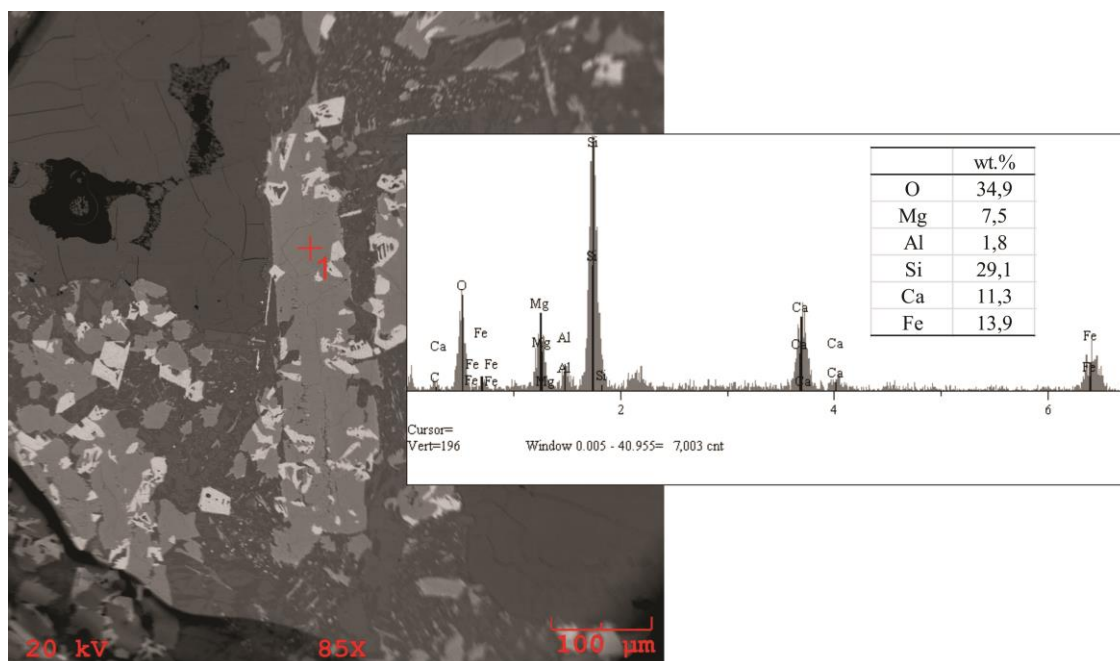


Figura 23 - Imagem de ERE de cristais prismáticos de augita associados a minerais opacos, espectro EDS, mostrando picos de Fe, Mg, Ca, Al, Si e O e resultado de análise química pontual.

Foram feitas nove análises químicas pontuais em cristais de augita (Tabela 1). As análises de EDS revelam que os cristais de augita mostram picos de Mg, Fe, Al, Ca, Si e O, com quantidades de Mg variando entre 4,9 e 12,2 wt.%, Fe de 6,9 a 23,7 wt.%, Al entre 0,5 e 1,864 wt.%, Ca de 8,7 a 14,2 wt.%, Si entre 27,4 e 30,3 wt.%, e O de 32,7 a 37,1 wt.%. Subordinadamente podem ocorrer ainda pequenas concentrações de Na.

Tabela 1 – Resultados das análises químicas de MEV-EDS dos cristais da série Augita - Fe-augita (concentrações em wt.% de elementos).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
O	34,9	32,7	34,4	34,5	33,3	35,6	36,9	37,1	35,8
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	0,2
Mg	7,5	4,9	5,8	8,0	7,8	8,0	12,2	11,0	7,9
Al	1,8	0,5	1,0	0,8	1,3	0,9	0,8	0,7	0,9
Si	29,1	27,8	27,4	29,5	28,9	28,7	30,3	29,9	28,8
Ca	11,3	10,1	12,5	11,9	12,0	10,9	8,7	14,2	13,6
Fe	13,9	23,7	16,7	15,0	15,8	15,5	10,8	6,9	12,4

As imagens obtidas pelo MEV revelam que os cristais de pigeonita mostram uma variação de composição química entre o núcleo e a borda. Esta diferença composicional é demonstrada pela variação de tons de cinza na imagem, passando de um tom cinza escuro no núcleo pra cinza claro na borda. Os espectrogramas gerados a partir de análises químicas pontuais de EDS revelam que nos cristais de pigeonita o núcleo é enriquecido em Mg e empobrecido em Ca em relação á borda (Figura 24).

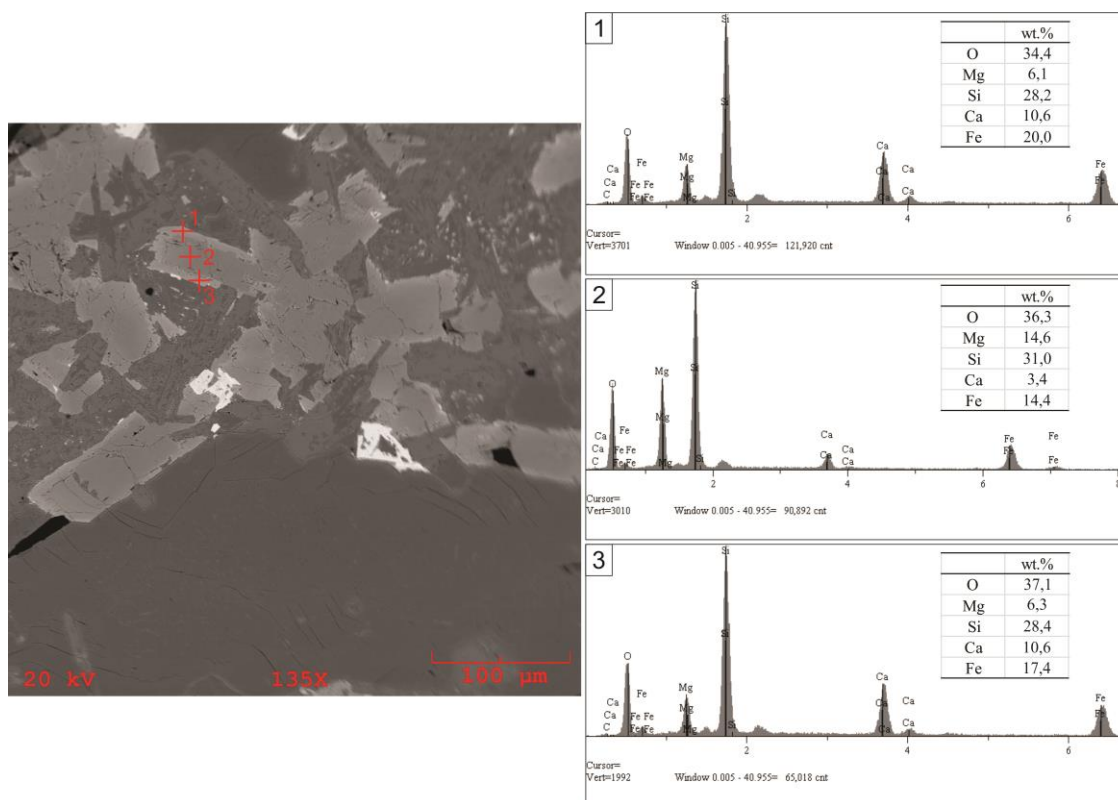


Figura 24 - Imagem de ERE de cristais prismáticos de pigeonita, apresentando variação composicional, espectros EDS, mostrando picos de Fe, Mg, Ca, Si e O e resultados de análises químicas pontuais.

Foram feitas três análises químicas pontuais em pigeonita (Tabela 2). As análises de EDS mostram que os cristais mostram picos de Mg, Fe, Ca, Si e O, com concentrações de Mg variando entre 6,1 e 14,6 wt.%, Fe de 14,4 a 20,0 wt.%, Ca de 3,4 a 10,6 wt.%, Si entre 28,2 e 31,0 wt.%, e O de 34,4 a 37,1 wt.%.

Tabela 2 - Resultados de análises químicas de MEV-EDS dos cristais de pigeonita (concentrações em wt.% de elementos).

	1	2	3
O	34,4	36,3	37,1
Mg	6,1	14,6	6,3
Si	28,2	31,0	28,4
Ca	10,6	3,4	10,6
Fe	20,0	14,4	17,4

Os cristais de plagioclásio ocorrem com hábitos prismáticos alongados e isolados, com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas (Figura 25). As imagens obtidas pelo MEV revelam que o plagioclásio mostra uma variação de composição química nos cristais. Esta diferença composicional é demonstrada pela variação de tons de cinza na imagem gerada pelo microscópio eletrônico de varredura.

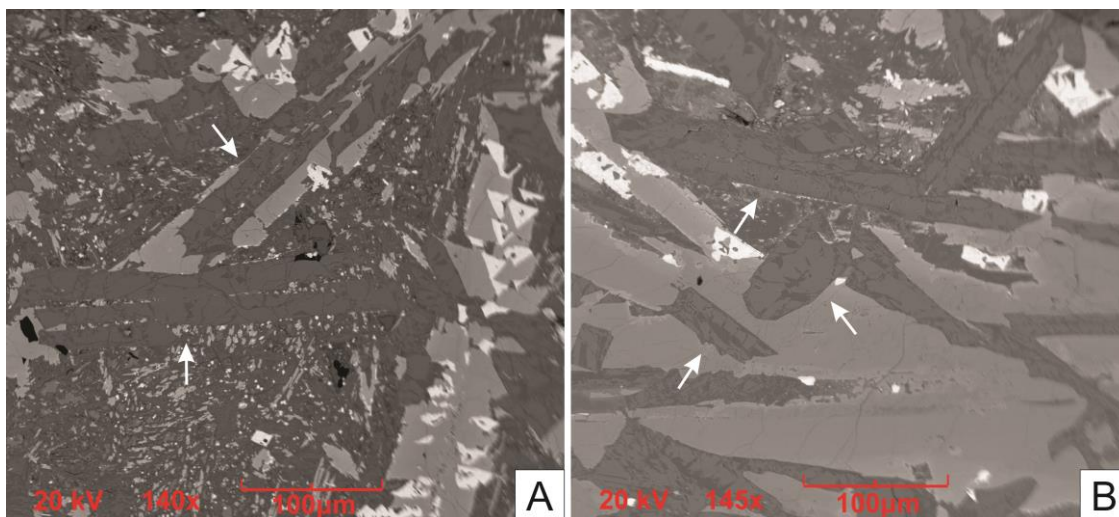


Figura 25 - Imagem de ERE de cristais hipidiomórficos a idiomórficos de plagioclásio. Mostrando o hábito prismático alongado (A) e uma variação de composição química nos cristais, evidenciada pela variação de tons de cinza (B).

Foram feitas dezesseis análises químicas pontuais em cristais de plagioclásio (Tabela 3). As análises de EDS revelam que os cristais de plagioclásio mostram picos

de Na, Ca, Al, Si e O, com quantidades de Na variando entre 0 e 4,3 wt.%, Ca de 4,3 a 10,7 wt.%, Al entre 9,7 e 17,8 wt.%, Si de 28,7 a 36,4 wt.% e O entre 38,0 e 46,9 wt.%. Subordinadamente podem ocorrer ainda pequenas concentrações de K.

Tabela 3 - Resultados de análises químicas de MEV-EDS dos cristais de plagioclásio (concentrações em wt.% de elementos).

	1	2	3	4	5	6	7	8
O	38,9	38,0	40,1	46,9	40,3	45,9	39,3	40,3
Na	4,3	4,0	3,3	-	3,2	-	3,5	3,52
Al	16,0	16,4	16,4	13,8	16,5	12,3	16,5	16,0
Si	33,0	33,2	32,3	31,2	31,5	28,8	32,2	31,4
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	7,5	8,1	7,6	7,8	8,2	7,7	8,2	8,7
	9	10	11	12	13	14	15	16
O	38,8	40,5	40,0	39,5	39,9	45,9	44,9	40,2
Na	2,1	2,5	3,1	2,7	2,6	0,6	1,2	2,9
Al	17,8	17,2	16,7	17,5	17,5	10,7	9,7	17,1
Si	28,7	29,4	31,1	29,8	29,7	36,4	36,2	30,0
K	-	-	-	-	-	-	3,3	-
Ca	10,7	10,2	8,9	10,3	10,1	6,3	4,3	9,5

Os minerais opacos são constituídos principalmente de ilmenita e, suplementarmente, titanomagnetita. Ocorrem associados a cristais de augita (Figura 26A). A ilmenita é o principal mineral de titânio, ocorre em cristais tabulares ou alongados, isoladas ou associadas à titanomagnetita, por vezes, mostra cristais corroídos com hábito esqueletal. Quando coligada a titanomagnetita, mostram estruturação interna em treliça (Figura 26B).

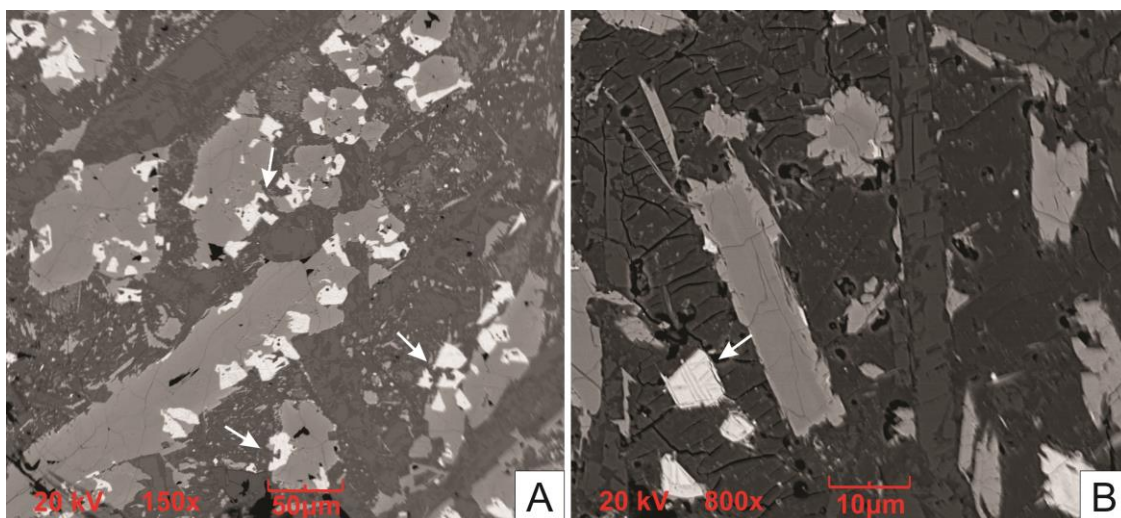


Figura 26 - Imagem de ERE de cristais de opacos. Minerais opacos hipidiomórficos a idiomórficos, com feições de corrosão, associados a cristais de augita (A). Mineral opaco com faces bem formadas, mostrando estrutura em treliça (B).

Foram feitas cinco análises químicas pontuais em cristais de minerais opacos (Tabela 4). As análises de EDS revelam que os cristais de ilmenita mostram picos de Fe, Ti e O, com quantidades de Fe variando entre 45,7 e 59,4 wt.%, concentrações de Ti de 15,0 a 27,1 wt.% e O variegando entre 25,4 e 31,1 wt.%. Subordinadamente podem ocorrer ainda pequenas concentrações de Al e Mn (Figura 27).

Tabela 4 - Resultados de análises químicas de MEV-EDS dos minerais opacos (concentrações em wt.% de elementos).

	1	2	3	4	5
O	25,5	27,1	31,1	25,4	27,4
Al	-	-	-	-	0,7
Ti	1,8	27,1	17,1	15,0	21,6
Mn	-	-	-	-	1,2
Fe	72,6	45,7	48,2	59,4	48,8

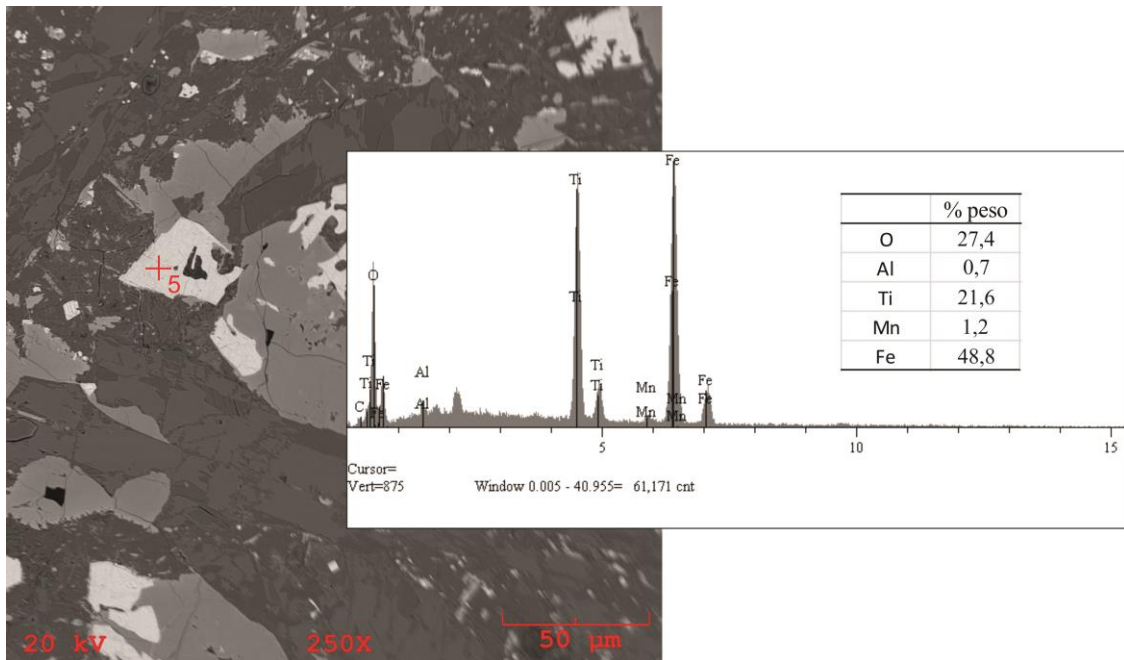


Figura 27 – Imagem de ERE de cristal tabular de ilmenita, espectro EDS do ponto 5, mostrando picos de Fe, Ti e O, e subordinadamente pequenas concentrações de Al e Mn e resultado de análise química pontual.

6 CRISTALIZAÇÃO MAGMÁTICA

As análises mineralógica e textural de rochas magmáticas são fundamentais para a compreensão de seus processos genéticos. A fim de auxiliar as interpretações quanto à ordem de cristalização das rochas basálticas estudadas, foram consultadas obras da literatura que são referências para este tipo de estudo (Sial & McReath 1984, Cox *et al.* 1979, Augustithis 1979, Vernon 2004, Wernick 2004, Deer *et al.* 2013, Gill 2014).

No Mesozoico, a sucessiva fragmentação do megacontinente *Gondwana* e a subsequente abertura do Oceano Atlântico Central, levaram a acomodação de rochas ígneas intrusivas e extrusivas de composição básica na Bacia do Parnaíba (Vaz *et al.* 2007a). O magmatismo básico toleítico, com idade jurássica inferior, está representado pela Formação Mosquito e é constituído principalmente por derrames, e mais localmente por soleiras e diques (Almeida 1986). Os derrames foram alimentados por fissuras e, provavelmente, houve contaminação crustal (Fodor *et al.* 1990, Nascimento *et al.* 2011).

A assembleia mineralógica das rochas estudadas sugere que a composição do magma, do qual se originaram, era rica em elementos litófilos¹, tais como Ca, Al, Mg, Fe, Ti, Si e O. Experimentos conduzidos por Lofgren (1980 apud Vernon 2004) sinalizaram que os óxidos tendem a nuclear em magmas de composição máfica mais rapidamente que os piroxênios e feldspatos, em vista disso, correspondem às fases minerais mais precoces na cristalização. Ilmenita e titanomagnetita estão geralmente inclusas nos clinopiroxênios e, frequentemente, apresentam hábito esqueletal, indicando que a cristalização se deu em condições de maior grau de supersaturação, onde a taxa de crescimento era alta e a taxa de difusão era baixa e, portanto, o rápido crescimento se deu em resposta a uma taxa de crescimento elevada. A ilmenita é o principal óxido presente nos basaltos, o que revela que o início da cristalização se deu sob baixa pressão parcial de oxigênio, em condições mais redutoras e, por conseguinte, em regiões mais profundas (Wernick 2004).

As fases essenciais começaram a cristalizar após estes acessórios. Tanto os clinopiroxênios quanto o plagioclásio ocorrem como fenocristais hipidiomórficos a idiomórficos, o que sugere que a cristalização se deu em pequenos a moderados graus de supersaturação, onde a taxa de crescimento era baixa e taxa de difusão alta. A

¹ Classificação geoquímica dos elementos, segundo Goldshmidt (1922).

presença de dois clinopiroxênios, augita e pigeonita, aponta que o magma apresentava teores intermediários de Ca, propiciando a formação simultânea de piroxênios das séries I e II, diopsídio-hedenbergita e clinoenstatita-clinoferrosilita, respectivamente (Figura 28). Neste caso, os piroxênios da série I incorporam Mg, formando augita e os da série II assimilam Ca, resultando na cristalização de pigeonita (Wernick 2004, Deer *et al.* 2013). Durante a formação de augita e plagioclásio, estes minerais reagiram continuamente com o líquido e em consequência disso formou-se um zoneamento composicional dos cristais, nos quais os núcleos são mais enriquecidos em Mg em relação à borda.

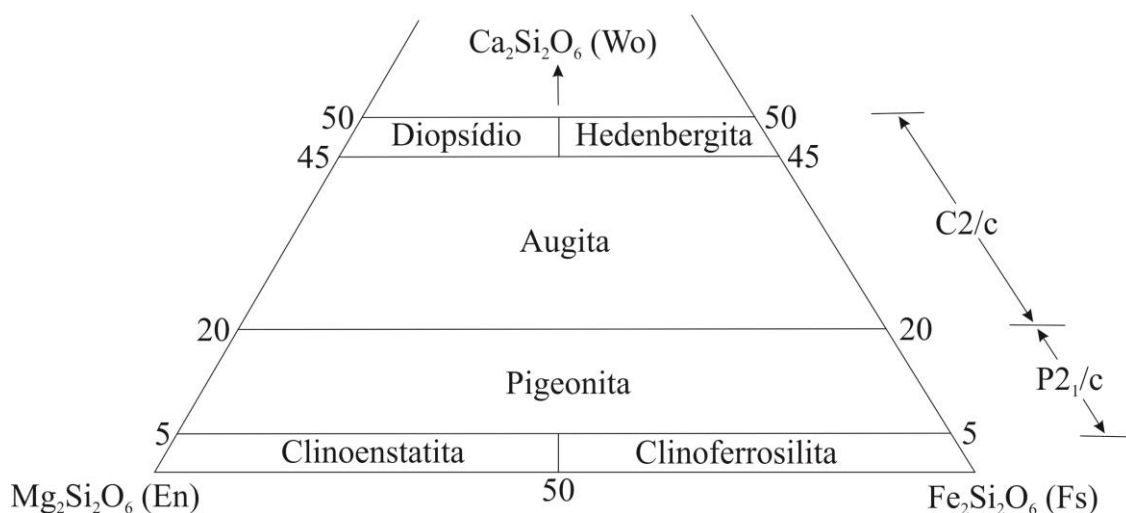


Figura 28 - Intervalo de composição e nomenclatura dos clinopiroxênios de Ca-Mg-Fe.
Fonte: (Deer *et al.* 2013).

A cristalização dos dois minerais ocorreu de forma simultânea. Entretanto, como os cristais de augita são incapazes de iniciar a nucleação com a mesma eficiência que o plagioclásio, houve a formação de pequenos cristais de plagioclásio a partir de numerosos núcleos, ao passo que o crescimento da augita ficou confinado aos poucos núcleos disponíveis, gerando cristais maiores (Lofgren 1980 apud Vernon 2004, Gill 2014). À medida que os cristais de augita se desenvolveram, englobaram parcialmente cristais de plagioclásio e em decorrência disso, formou-se a textura subofítica, observada no basalto contendo vidro (Figura 29).

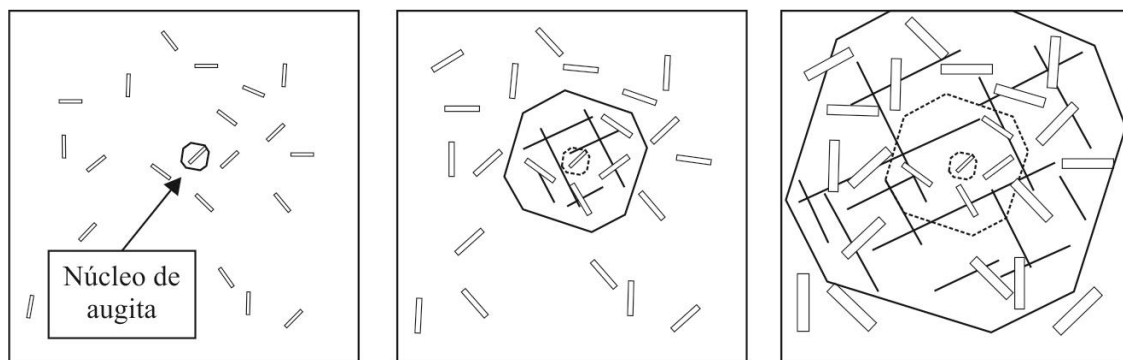


Figura 29 – Modelo de cristalização simultânea de augita e plagioclásio com desenvolvimento da textura subofítica.

Fonte: (Gill 2014, baseado em Shelley 1992).

As texturas microporfirítica, identificada no basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita, e intersertal, reconhecida no basalto contendo vidro, assinalam que o resfriamento ocorreu em dois estágios (Sial & McReath 1984, Cox *et al.* 1979, Augustithis 1979, Wernick 2004, Gill 2014). O primeiro estágio intercorreu em profundidade, onde o contraste de temperatura entre o líquido magmático e as rochas encaixantes é pequeno e, portanto, o super-resfriamento (ΔT) é lento e a nucleação é limitada, favorecendo o crescimento dos fenocristais de augita e plagioclásio. No segundo estágio, o magma se moveu para níveis mais rasos, através de fissuras, chegando à superfície e extravasando como derrames sobre uma paleotopografia marcada por uma superfície que corta diferentes níveis e conjuntos de formas de leito das dunas da Formação Sambaíba, onde o contraste de temperatura é maior e o ΔT é rápido, formando matriz microcristalina ou vítrea (Figura 30). Por uma questão energética, os fenocristais têm uma tendência a formar aglomerados, gerando a textura glomeroporfirítica, assinalada no basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita.

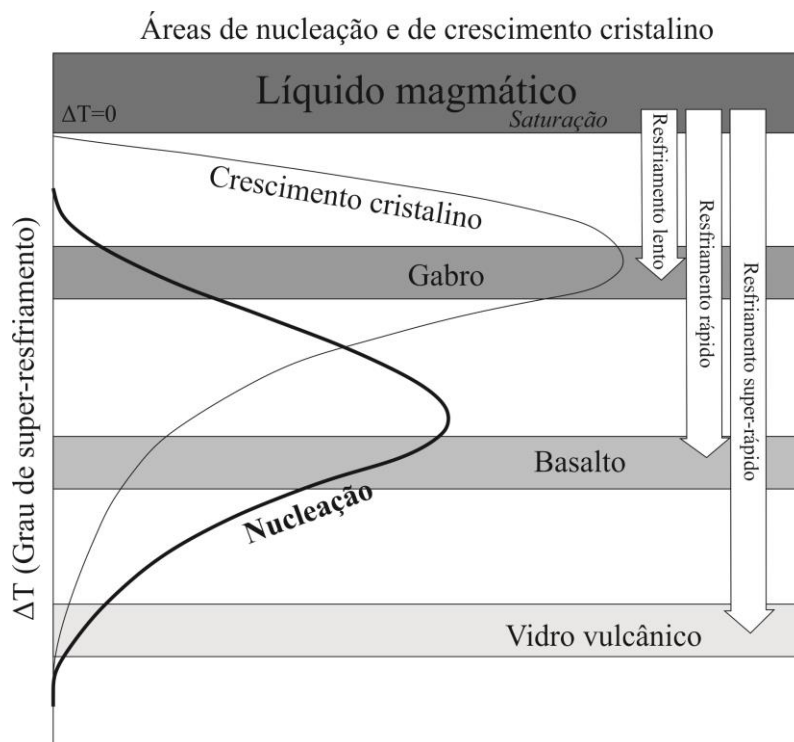


Figura 30 - Diagrama mostrando as velocidades de nucleação e de crescimento cristalino como função do super-resfriamento (ΔT) abaixo da *solidus* (Dowty 1980 baseado em Winkler 1947). As três faixas de super-resfriamento são ilustradas, gerando cristais de granulação grossa e fina e vidro vulcânico.

Fonte: (Gill 2014).

A presença de voláteis no magma é evidenciada pela textura amigdaloidal presente nas rochas. O magma torna-se supersaturado em um componente volátil, em especial a água, devido à cristalização de minerais anidros, enriquecendo-o relativamente em voláteis, e pelo decréscimo da pressão durante a ascensão magmática (Figura 31). Em resposta a supersaturação, sobrevém a exsolução dos voláteis e formação de bolhas de gás, que são conservadas como vesículas na lava solidificada (Gill 2014).

Em uma fase pós-magmática, a circulação hidrotermal por fraturas dissolve componentes químicos das sequências vulcânicas soterradas e deposita minerais secundários de baixa temperatura nas vesículas, formando amígdalas. A mineralogia das amígdalas é composta principalmente por zeólitas e, subordinadamente, óxidos de ferro. Tal assembleia mineralógica permite inferir que as soluções aquosas responsáveis pela deposição dos minerais secundários nas amígdalas eram ricas nos elementos Ca, Na, K, Al, Si e O, além de Fe.

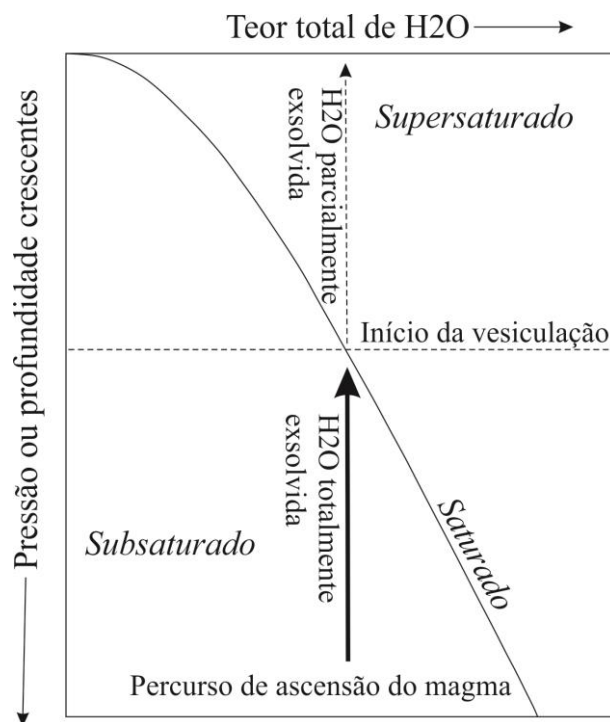


Figura 31 – Modelo de formação de vesículas em um líquido magmático. Solubilidade de um componente volátil (vapor d'água) no magma basáltico em função da pressão (profundidade). Forma da curva de solubilidade obtida em Dixon *et al.* (1985).

Fonte: (Gill 2014).

A percolação de fluídos foi importante no final da cristalização, afetando intensamente os basaltos. As transformações deutéricas levaram à formação de fases secundárias. As mais importantes delas são a alteração dos cristais de feldspato para argilominerais, acompanhada da descalcificação do plagioclásio, da qual resultou epidoto.

Estas transformações pós-magmáticas também foram fundamentais para a alteração da matriz vítrea do basalto contendo vidro. Uma vez que o vidro vulcânico apresenta uma disposição menos ordenada de átomos, representa uma situação de energia superior ao material cristalino equivalente. Desse modo, o vidro é metaestável e tende a cristalizar com o tempo, em um processo chamado de desvitrificação (Augustithis 1979, Vernon 2004). A desvitrificação ocorre especialmente na presença de água, formando agregados axiolíticos e gerando a textura variolítica, identificada nessa rocha.

Um modelo de cristalização magmática, apresentado a seguir, foi feito com base nas interpretações (Figura 32).



Figura 32 - Modelo de cristalização magmática simplificado, mostrando a ordem de cristalização e alterações dos fenocristais e da matriz das rochas estudadas, baseado nos conceitos de Sial & McReath 1984, Cox *et al.* 1979, Augustithis 1979, Vernon 2004, Wernick 2004, Deer *et al.* 2013, Gill 2014.

7 CORRELAÇÃO COM SUÍTES DA LITERATURA

Na Era Mesozoica, o rifteamento do supercontinente *Gondwana*, e consequente abertura do Oceano Atlântico Central, gerou um extenso magmatismo conhecido como Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province - CAMP*) (Cirilli *et al.* 2009). Marzoli *et al.* (1999) definiram que a CAMP é constituída por basaltos toleíticos a andesíticos, e escassas rochas alcalinas e silicáticas que afloram nos continentes África, América do Norte, América do Sul e Europa (Figura 33). Esse magmatismo tem representatividade em diversas bacias sedimentares do território brasileiro, a exemplo de: Bacia do Amazonas, Bacia do Solimões, Bacia do Tacutu e Bacia do Parnaíba (Milani *et al.* 2007).

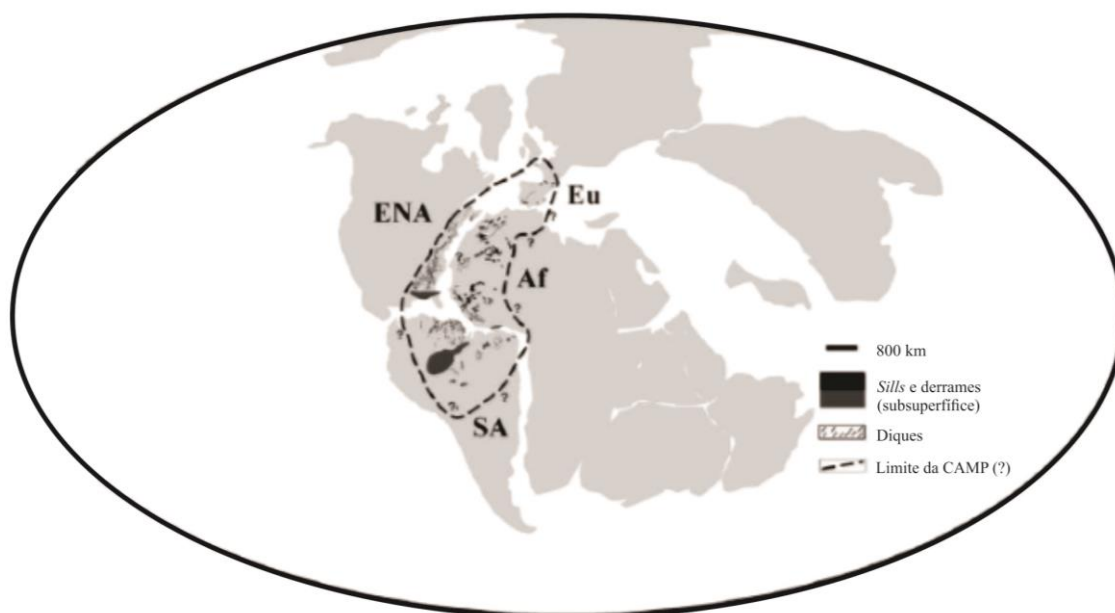


Figura 33 - Distribuição e delimitação da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP). Af: África; ENA: América do Norte; SA: América do Sul; e Eu: Europa.

Fonte: (Cirilli *et al.* 2009).

A Formação Mosquito dentro da Bacia do Parnaíba foi correlacionada com a CAMP. Estudos petrográficos realizados por Fodor *et al.* (1990), em escala regional da Formação Mosquito, indicam que a unidade é constituída por rochas compostas por plagioclásio, augita e óxidos de Fe-Ti, e raramente pigeonita ou olivina (alterada a esmectita), podendo conter ainda vidro vulcânico desvitrificado; possuem frequentemente as texturas intergranular e afírica, e ocasionalmente apresentam textura microporfirítica; de granulação fina (os cristais têm em geral menos de 1 mm). Já análises em microescala, realizadas por Oliveira (2011) na Pedreira Zé Queiroz (Porto

Franco-MA), descreve um conteúdo mineralógico composto por augita, labradorita, olivina (serpentinizada) e minerais opacos, além de zeólitas e clorita preenchendo as amígdalas, e, como minerais secundários, carbonato, clorita e serpentina; e indica a presença de cinco tipos de basalto: olivina-basalto amigdaloidal, olivina-basalto vesicular, olivina-basalto porfirítico e olivina-basalto; além de diabásio.

Os resultados das análises dos basaltos amigdaloidais em sua ocorrência em Porto Franco (MA), feitas no presente texto, são compatíveis com os dados da Formação Mosquito presentes na literatura (Fodor *et al.* 1990, Oliveira 2011, Nascimento *et al.* 2011). A assembleia mineralógica dessas rochas é composta fundamentalmente por labradorita, augita, ilmenita e matriz criptocristalina a vítrea, e subordinadamente podem ocorrer pigeonita e titanomagnetita, além de zeólitas, óxido de ferro e material criptocristalino esverdeado preenchendo as amígdalas, e, como minerais secundários, argilominerais e epidoto. Os resultados desse estudo levaram ao reconhecimento de dois tipos petrográficos de basalto: basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita e basalto contendo vidro. Divergindo dos dados apresentados por Oliveira (2011), nessas rochas não foram identificados cristais de olivina, assim como carbonato, clorita e serpentina como minerais secundários ou clorita no preenchimento das amígdalas.

Correlato a Formação Mosquito, o Magmatismo Penatecaua é reconhecido nas bacias do Amazonas e do Solimões, sendo exposto apenas na primeira (Wanderley Filho *et al.* 2007). Na Bacia do Amazonas, em contraposição as ocorrências na Bacia do Parnaíba, ocorrem corpos intrusivos, sob a forma de diques, soleiras ou *stocks* de diabásio ou gabro (Caputo 1984 apud Costa 2011). Estudos petrográficos conduzidos por Issler *et al.* (1974), Costa (2011), Costa *et al.* (2012) e Silva *et al.* (2014) mostraram que os diabásios são rochas de coloração cinza esverdeado a quase preto, holocristalina de granulação fina a média, com texturas subofítica a intergranular, porfirítica e, subordinadamente, micrográfica e glomeroporfirítica, e sua composição mineralógica é bastante semelhantes a das amostras aqui estudadas, sendo compostas por plagioclásio (andesina/labradorita), clinopiroxênio e minerais opacos, no entanto, adicionalmente apresentam quartzo intersticial e apatita, além de anfibólios, sericita, “saussurita”, clorita, biotita e argilominerais como minerais secundários.

De forma similar a proposta de cristalização magmática apresentada neste trabalho, Costa (2011) e Silva *et al.* (2014) identificaram dois estágios de geração de minerais nos diabásios e gabros: estágio de cristalização magmática e pós-magmático. No estágio de cristalização magmática, a ordem de cristalização é semelhante também, iniciando com a formação dos minerais opacos e apatita, seguidos da cristalização de plagioclásio, depois houve a geração simultânea de piroxênio e plagioclásio, e por fim a cristalização de quartzo intersticial.

Na Bacia do Tacutu as unidades ígneas relacionadas à abertura do Atlântico são representadas pela Suíte Apoteri, constituída predominantemente por basaltos que ocorrem sob a forma de diques e derrames, assim como as da Formação Mosquito (Melo *et al.* 1978, Reis & Araújo 1999 apud Reis *et al.* 2006, Vaz *et al.* 2007b). Análises petrográficas realizadas por Berrangé & Dearnley (1975 apud Vaz *et al.* 2007b) e Reis & Araújo (1999 apud Reis *et al.* 2006) descrevem basaltos de coloração cinza-escuro a esverdeado, de granulação muito fina a afanítica, com textura amigdaloidal, e, assim como as amostras analisadas, são compostos mineralogicamente por plagioclásio, augita, além de zeólitas preenchendo as amígdalas, porém possuem ainda hornblenda, biotita e mais raramente olivina, assim como carbonato e clorita preenchendo as amígdalas. A presença adicional de minerais essenciais hidratados, como anfíbólio e biotita, nessas rochas pode estar relacionada à contaminação crustal do magma parental que deu origem a ambas as unidades; ou a diferentes fontes que originaram as rochas da Suíte Apoteri e as da Formação Mosquito.

Os dados petrográficos obtidos no presente trabalho juntamente com as informações levantadas na literatura sugerem uma forte correlação cronológica e mineralógica entre os basaltos estudados da Formação Mosquito (Bacia do Parnaíba), as rochas básicas do Magmatismo Penatecaua (Bacia do Amazonas e Bacia do Solimões) e os basaltos da Suíte Apoteri (Bacia do Tacutu). Conquanto, são necessários análises mineralógicas e geoquímicas com maior precisão para confirmar a correlação entre estas unidades dentro da CAMP.

8 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Formação Mosquito, originalmente definida por Aguiar (1971), é caracterizada por derrames basálticos, de idade juro-triássica, intercalados a sedimentos eólicos que afloram na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba, sobretudo, na região entre Imperatriz e Porto Franco.

A escassez de trabalhos mineralógicos, texturais e petrológicos minuciosos desses basaltos dificulta a compreensão das condições de cristalização dos minerais e alterações pós-magmáticas dessas rochas, pois os dados obtidos sobre a cartografia geológica, petrografia e geocronologia são encontrados em escalas regionais, e trabalhos de caracterização mineralógica dessa unidade são pontuais.

Nesse trabalho foram analisadas amostras de níveis de basaltos amigdaloidais da Formação Mosquito, que afloram na Pedreira Zé Queiroz, situada no município de Porto Franco (MA). Essa ocorrência consiste de camada com cerca de 5 m de espessura, de derrames com grande extensão horizontal, por volta de 240 m, são observadas três sucessões de lavas, marcadas por níveis de basaltos amigdaloidais intercalados a basaltos maciços.

Macroscopicamente, as rochas têm coloração cinza escuro, com tonalidades esverdeadas, são isotrópicas e possuem textura amigdaloidal com matriz afanítica. As amígdalas são preenchidas por material microcristalino e zeólitas. Foram distintas duas porções nas amostras de mão: I) Amígdalas espaçadas e bem desenvolvidas, com diâmetros de até 2 centímetros. II) Amígdalas mais condensadas e menos desenvolvidas, com diâmetros inferiores a 0,2 centímetro

As análises ao microscópio ótico permitiram a determinação da assembleia mineralógica composta por plagioclásio (16-60%), clinopiroxênio (25-52%), minerais opacos (3-9%) e matriz criptocristalina a vítrea (5-50%), zeólitas (heulandita, chabazita, phillipsita e natrolita), óxido de ferro e material criptocristalino esverdeado preenchendo as amígdalas, além de argilominerais e epidoto como minerais secundários. As texturas encontradas nestas rochas são porfirítica e intersertal; e subordinadamente ocorrem ainda as texturas amigdaloidal, glomeroporfirítica, esquelética, subofítica e variolítica. Os resultados deste estudo levaram ao reconhecimento de dois tipos petrográficos de

basalto: basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita e basalto contendo vidro.

O refinamento mineralógico utilizando a técnica de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) revelou que os clinopiroxênios são predominantemente da série Augita-Fe-augita, ocorrendo ainda pigeonita; e que os minerais opacos são constituídos principalmente de ilmenita e, suplementarmente, titanomagnetita. Os cristais de augita apresentaram uma variação composicional do centro à borda, mostrando teores maiores de Mg no centro.

O resultado das análises resultou em uma proposta de modelo de cristalização magmática para estas rochas. Propôs-se que a cristalização tenha ocorrido em duas etapas. Na primeira, em profundidade, iniciou-se com a formação dos minerais opacos, seguida da cristalização das fases essenciais (plagioclásio e piroxênio), gerando os fenocristais. Na segunda, o magma ascende à superfície e, sob condições de resfriamento super-rápido, forma matriz microcristalina a vítrea. A presença de voláteis no magma gera vesículas, que, em uma fase pós-magmática, são preenchidas por zeólitas e óxidos de ferro. E, finalmente, após a cristalização, a percolação de fluídos levou a formação de fases secundárias, como os argilominerais e epidoto, além da desvitrificação da matriz vítrea.

As rochas desta unidade fazem parte de um extenso magmatismo conhecido como Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province - CAMP*), sendo correlacionáveis ao Magmatismo Penatecaua, das Bacias do Solimões e Amazonas, e a Suíte Apoteri da Bacia do Tacutu (Milani *et al.* 2007, Nomade *et al.* 2007). A comparação feita entre as rochas estudadas e as rochas presentes em suítes magmáticas semelhantes, descritas na literatura, sugere uma semelhança entre as composições mineralógicas e texturais destas rochas.

Neste estudo foi possível caracterizar detalhadamente a mineralogia de rochas basálticas da Formação Mosquito e deste modo estabelecer uma forte correlação com rochas de suítes descritas na literatura. No entanto, ainda é preciso avançar no conhecimento dessas unidades e, portanto, são necessários estudos de química mineral (microsonda), geoquímicos e geocronológicos destas rochas, com o intuito de melhor caracterizar a evolução desse magmatismo e estabelecer uma correlação mais precisa entre estas unidades dentro da CAMP.

REFERÊNCIAS

- Aguiar G. A. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozoica do Maranhão. *In: SBG 25° Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Anais... v. 3, p. 113-122.*
- Almeida F. F. M. de. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16 (4): 325-349.*
- Almeida F. F. M., Carneiro C. D. R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito Neves B. B. (org.). Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p. 43-58.*
- Augustithis S. S. 1979. *Atlas of the textural patterns of basic and ultrabasic rocks and their genetic significance.* Berlin, Walter de Gruyter & Co, 393 p.
- Baksi A. K., Archibald D. A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, northern Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Sciences Letters, 151 (1-3): 139-153.*
- Ballén O. A. R., Góes A. M., Negri F. de A., Maziviero M. V., Teixeira V. Z. do S. 2013. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba, Brasil. *Brazilian Journal of Geology, São Paulo, 43 (4): 695-710.*
- Cirilli S., Marzoli A., Tanner L., Bertrand H., Buratti N., Jourdan F., Bellieni G., Kontak D., Renne P. R., 2009. Latest Triassic onset of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism in the Fundy Basin (Nova Scotia): new stratigraphic constraints. *Earth and Planetary Science Letters, 286: 514-525.*
- Correia Filho F. L., Gomes E. R., Nunes O. O., Lopes Filho J. B. 2011. *Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea: relatório diagnóstico do município de Porto Franco.* Teresina: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 43 p.
- Costa J. 2011. *Evolução petrológica, geoquímica e isotópica do Diabásio Penatecaua na região de Medicilândia, PA.* DS Mestrado em Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 103 p.
- Costa J., Vasconcellos E. M. G., Barros C. E. de M., Cury L. F., Juk K. F. V. 2012. Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, Diabásio Penatecaua, PA. *Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, 42 (4): 754-771.*
- Costa M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 21 (2): 146-160.*
- Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks.* London, George Allen & Unwin, p. 177-194.

Cunha P. R. da C., Gonzaga F. G., Coutinho L. F. C., Feijó F. J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **8** (1): 47-55.

Dantas M. E., Shinzato E., Bandeira I. C. N., Souza L. V. de, Renk J. F. C. 2013. Compartimentação geomorfológica. In: Bandeira I. C. *Geodiversidade do estado do Maranhão*. Teresina: CPRM, p. 31-62.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 2013. *An introduction to the rock-forming minerals*. Londres, Mineralogical Society, 3. ed. 498 p.

Feitosa A. C. 2006. Relevo do estado do Maranhão: uma nova proposta de classificação topomorfológica. In: 6º Simpósio Nacional de Geomorfologia, Goiânia. *Anais...* p. 11. 1 CD-ROM.

Figueiredo A. M. F., Raja Gabaglia G. P. 1986. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **16** (4): 350-369.

Fodor R. V., Sial A. N., Mukasa S. B., McKee E. H. 1990. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104** (5): 555-567.

Gill R. 2014. *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Porto Alegre, Bookman, 427 p.

Góes A. M. 1995. *Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba*. PhD Thesis Doutorado em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 204 p.

Góes A. M. O., Feijó F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **8** (1): 57-67.

Issler R. S., Andrade A. R. F., Montalvão R. M. G., Silva G. G., Lima M. I. C. 1974. Geologia da folha S.A.22. Belém, Brasil. In: Departamento Nacional de Produção Mineral, *Projeto RADAMBRASIL*, Rio de Janeiro, DNPM, 5: 1-60.

Klein E. L. (org.). 2012. *Geologia e recursos minerais do estado do Maranhão*. Belém, CPRM, p. 150. Programa Geologia do Brasil.

Kotschoubey B., Truckenbrodt W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas – Açailândia (estados do Pará e Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **11** (3): 193-202.

Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Calaf J. M. C. 2005. Evolução geológica da província bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (noroeste da bacia do Grajaú, nordeste do Pará e oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **35** (2): 263-272.

Mackenzie W. S., Donaldson C. H., Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. England, Longman Group Ltd., 148 p.

- Maliska A. M. 1998. *Microscopia eletrônica de varredura e microanálise*. Florianópolis, UFSC. Curso de Graduação em Engenharia de Materiais, 98 p. Apostila.
- Marzoli A., Renne P. R., Piccirillo E. M., Ernesto M., Belliene G., De Min A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284** (5414): 616-618.
- Merle R., Marzoli A., Bertrand H., Reisberg L., Verati C., Zimmermann C., Chiaradia M., Bellieni G., Ernesto M. 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhao basin (NE Brazil). *Lithos*, **122** (3-4): 137-151.
- Milani E. J., Rangel H. D., Bueno G. V., Stica J. M., Winter W. R., Caixeta J. M., Pessoa Neto O. da C. 2007. Bacias sedimentares brasileiras – cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **15** (2): 183-205.
- Milani E. J., Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds.). Tectonic evolution of South America. 31st International Congress of Geology, Rio de Janeiro. p. 389-450.
- Milani E. J., Zalán P. V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22** (3): 199-205.
- Mizusaki A. M. P., Thomaz-Filho A., Cesero P. 1998. Ages of the magmatism and the opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas*, **25**: 45-57.
- Nascimento R. S., Gorayeb P. S. S., Oliveira S. C., Rodrigues A. 2011. Caracterização geológica e petrográfica dos derrames basálticos da Formação Mosquito na região de Estreito (MA), Bacia do Parnaíba. In: 5^o Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cidade de Goiás. *Sessão Poster*. Disponível em: <<https://sites.google.com/site/svulcan2011/>>. Acesso em 07 ago. 2017.
- Nomade S., Knight K. B., Beute E., Renne P. R., Verati C., Féraud G., Marzoli A., Youbi N., Bertrand H. 2007. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, **244**: 326–344.
- Oliveira S. C. de. 2011. *Caracterização petrográfica das rochas vulcânicas da Formação Mosquito–Bacia do Parnaíba–Fortaleza dos Nogueiras e Estreito (MA)*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 71 p.
- Rabelo C. E. N. 2013. *Paleoambiente da Formação Mosquito e a implantação do sistema desértico úmido da Formação Corda, Jurássico Superior, centro-oeste da Bacia do Parnaíba*. DS Mestrado em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 98 p.
- Reis N. J., Szatmari P., Wanderley Filho J. R., York D., Evensen N. M., Smith P. E. 2006. Dois eventos de magmatismo máfico mesozóico na fronteira Brasil-Guiana, escudo das Guianas: enfoque à região do rifte Tacutu-North Savannas. In: SBG 43^o Congresso Brasileiro de Geologia, Aracajú. *Coletânea de Trabalhos Completos*, p. 459-464.

- Santos M. E. C. M., Carvalho M. S. S. 2009. In: Programa geologia do Brasil – PGB. *Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís*. Rio de Janeiro: CPRM. p. 10-18.
- Sial N. A., McReath I. 1984. *Petrologia ígnea*. Coedição SBG/CNPQ/Bureau Gráfica e Editora Ltda, v. 1, p. 53-57.
- Silva E. F., Pinto M. B., Peregovich B. G., Brenner W. W. 2014. Petrologia do diabásio Penatecaua, soleira de Rurópolis, Pará, Brasil. *Comunicações Geológicas*, **101** (Especial D): 213-216. Disponível em: < <http://www.lneg.pt/iedt/unidades/16/paginas/26/30/185>>. Acesso em: 10 out. 2017.
- Streckeisen A. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, **7** (7): 331-335. Disponível em: <[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7%3C331:CANOVR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7%3C331:CANOVR%3E2.0.CO;2)>. Acesso em: 10 ago. 2017.
- Thomaz Filho A., Mizusaki A. M. P., Antonioli L. 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **38** (2 - suplemento): 128-137.
- Thomaz Filho A., Mizusaki A. M. P., Milani E. J., Cesero P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **30** (1): 17-19.
- Universidade de São Paulo. *Shape files do Brasil*. NEREUS, 2002. Disponível em: <<http://www.usp.br/nereus/?dados=brasil>>. Acesso em: 20 jun. 2017.
- Vaz P. T., Rezende N. G. A. M., Wanderley Filho J. R., Travassos W. A. S. 2007a. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **15** (2): 253-263.
- Vaz P. T., Wanderley Filho J. R., Bueno G. F. 2007b. Bacia do Tacutu. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **15** (2): 289-297.
- Veevers J. J. 2004. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangaea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth Science Reviews*, **68** (1-2): 1-132.
- Vernon H. R. (ed.). 2004. *A practical guide to rock microstructure*. United Kingdom, University Press, 593 p.
- Wanderley Filho J. R., Eiras J. F., Vaz P. T. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **15** (2): 217-225.
- Wernick E. 2004. *Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica*. São Paulo, Editora UNESP, 655 p.
- Zussman J. (ed.). 1981. *Minerais constituintes de rochas: uma introdução*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian; Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2. p. 67-90.

ANEXO
(FICHAS PETROGRÁFICAS)

ANEXO A – FICHA PETROGRÁFICA

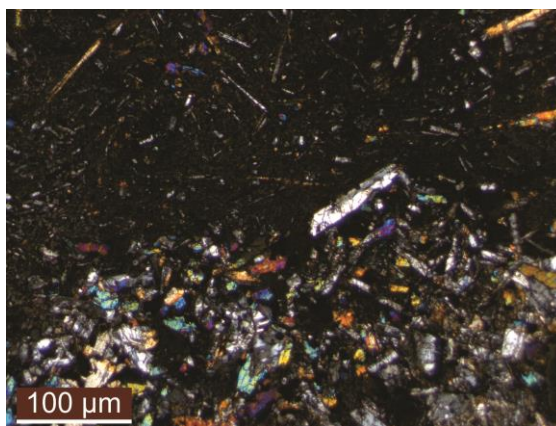
Amostra: 2016-CM-01A

Descrição Macroscópica: Rocha de coloração cinza escuro com tonalidades esverdeadas, isotrópica, textura amigdaloidal com matriz afanítica. No entanto, na matriz reconhecem-se raros cristais idiomórficos de plagioclásio, com hábito ripiforme, de tamanhos inferiores a 1 milímetro.



A rocha apresenta amígdalas preenchidas por material microcristalino e zeólitas com hábito radicular, apresentando contornos irregulares e formas ovaladas ou mesmo com reentrâncias. A variação de tamanho das amígdalas permite a distinção de duas porções na amostra: I) Amígdalas espaçadas e bem desenvolvidas, com diâmetros variando entre 0,2 e 1,7 centímetro. Nesta porção, ocorrem pequenas cavidades de dimensões milimétricas no interior das estruturas amigdaloidais. II) Amígdalas mais condensadas e menos desenvolvidas, com diâmetros menores que 0,2 centímetro.

Descrição Microscópica: Na microscopia, são reconhecidos dois tipos petrográficos: basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita e basalto contendo vidro. O basalto microporfirítico com fenocristais de plagioclásio e augita possui textura microporfirítica e, ocorrem ainda as texturas amigdaloidal e



glomeroporfirítica. Apresenta amígdalas bem desenvolvidas (de dimensões variando entre 1 e 8 milímetros) e com formatos arredondados ou em bainha, imersas em uma matriz ciptocristalina, hipocristalina, fenocristais equigranulares finos (os cristais têm tamanhos inferiores a 1 milímetro), mesocrática (IC~55%). É composta mineralogicamente por matriz criptocristalina (~50%), clinopiroxênio (~25%), plagioclásio (~16%), e opacos (~9%), zeólitas e material criptocristalino esverdeado preenchendo as amígdalas, além de argilominerais como fases secundárias.

Já o basalto contendo vidro apresenta as texturas amigdaloidal e intersertal. Apresenta amígdalas menos desenvolvidas (de dimensões variando entre 0,2 e 2,5 milímetros) e com formatos arredondados, por vezes, irregulares, entremeadas ao material vítreo, imersas em uma matriz hipocristalina, equigranular média (os cristais possuem tamanhos entre 1 e 5 milímetros), mesocrática (IC~50%). É composta mineralogicamente por clinopiroxênio (~50%), plagioclásio (~30%), vidro vulcânico alterado (~15%) e opacos (~5%), zeólitas e material criptocristalino esverdeado preenchendo as amígdalas, além de argilominerais como fases secundárias.

O clinopiroxênio exhibe formas com faces cristalinas xenomórficas a hipidiomórficas, apresentando cristais com hábito prismático com tamanhos que variam entre 0,1 e 3,2 milímetros. À luz natural apresentam coloração marrom pálida, são fracamente pleocroicos e relevo muito alto. Ocorrem fraturas irregulares e os planos de clivagem são pouco desenvolvidos. Na ortoscopia apresentam extinção inclinada ($\alpha \sim 45-49^\circ$), cor de interferência azul de terceira ordem, birrefringência $\delta \sim 0,037$ e com sinal de alongação negativo. Na conosopia é possível observar o caráter biaxial, com sinal ótico positivo e ângulo $2V \sim 40^\circ$.

O plagioclásio exhibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a xenomórficas, fornecendo, geralmente, seções ripiformes de dimensões que variam de 0,1 a 2,7 milímetros. Os cristais são incolores a luz natural e com relevo baixo (+). Encontram-se pouco alterados para argilominerais, apresentam-se moderadamente a intensamente fraturado e suas fraturas são irregulares, os seus contatos com outros minerais são regulares. Na ortoscopia apresenta cor de interferência amarelo pálido, birrefringência $\delta \sim 0,009$, o maclamento mais frequente é o tipo Carlsbad e, mais raramente, ocorre Albita-Carlsbad, devido ao pouco desenvolvimento de maclas do tipo Albita-Carlsbad, não foi possível determinar a composição do plagioclásio.

Os opacos exibem formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, fornecendo seções com hábitos cúbico (losangos) e alongado, têm dimensões variando entre 0,1 e 0,3 milímetro. Ocorrem fortemente associados aos cristais de clinopiroxênio. Por vezes, apresentam alteração de coloração avermelhada.

As amígdalas são preenchidas por minerais do grupo das zeólitas, dos quais foram reconhecidos heulandita e chabazita. A heulandita exhibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando seções quadráticas (tabulares) de

dimensões em torno de 1,5 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+) e é observada uma direção de clivagem bem desenvolvida. Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza pálido, birrefringência $\delta \sim 0,006$.

A chabazita exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando hábito romboédrico e dimensões de aproximadamente 1 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+). Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza, birrefringência $\delta \sim 0,003$.

Classificação: Basalto microporfírico com fenocristais de plagioclásio e augita e basalto contendo vidro.

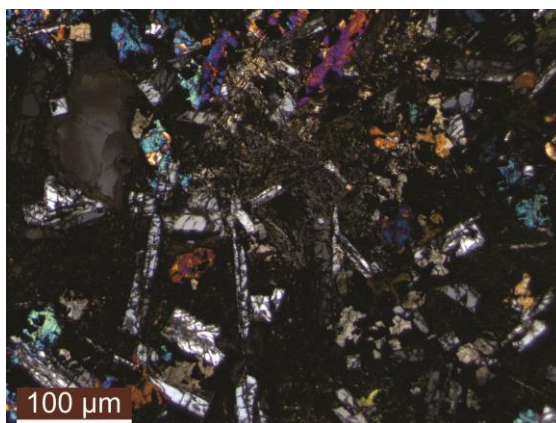
Amostra: 2016-CM-01B

Descrição Macroscópica: Rocha de coloração cinza escuro com tonalidades esverdeadas, isotrópica, textura amigdaloidal com matriz afanítica.



A rocha apresenta amígdalas preenchidas por material microcristalino e zeólitas com hábito radicular, apresentando contornos irregulares e formas ovaladas ou mesmo com reentrâncias. Em relação ao tamanho das amígdalas, é possível definir duas porções distintas: I) Amígdalas espaçadas e bem desenvolvidas, com diâmetros variando entre 0,2 e 1 centímetro. Nesta porção, ocorrem pequenas cavidades de dimensões milimétricas no interior das estruturas amigdaloidais. II) Amígdalas mais condensadas e menos desenvolvidas, com diâmetros inferiores a 0,3 centímetro.

Descrição Microscópica: Na microscopia, a rocha possui texturas amigdaloidal, na qual as amígdalas apresentam contornos regulares, formas subsféricas com reentrâncias e dimensões variando de 0,4 a 5 milímetros, intersertal e, subordinadamente, ocorre a textura



variolítica, é hipocristalina, equigranular média (onde a maioria dos cristais têm tamanhos entre 1 e 5 milímetros), mesocrática (IC~35%) e isotrópica. Composta mineralogicamente por plagioclásio (~60%), clinopiroxênio (~30%), opacos (~5%) e vidro vulcânico alterado (~5%), zeólitas e material criptocristalino esverdeado preenchendo as amígdalas, além de clorita, epidoto e argilominerais como fases secundárias.

O plagioclásio exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a xenomórficas, fornecendo, geralmente, seções ripiformes de dimensões que variam de 0,2 a 2,8 milímetros. Seus cristais são incolores à luz natural e com relevo baixo (+). Encontram-se pouco alterados para epidoto e argilominerais, moderadamente a intensamente fraturado e suas fraturas são irregulares, os seus contatos com outros minerais são regulares. Na ortoscopia apresenta cor de interferência amarelo pálido, birrefringência $\delta \sim 0,009$, os maclamentos mais frequentes são o tipo Carlsbad e Albita simples e, mais raramente, ocorre Albita-Carlsbad. Em algumas seções, paralelas a (100), foi possível determinar sua composição pelo método Michael-Lévy, mostrando composições de oligoclásio cálcico ($\approx \text{An}_{22}$).

O clinopiroxênio exibe formas com faces cristalinas xenomórficas a hipidiomórficas, apresentando cristais com hábito prismático com tamanhos que variam entre 0,2 e 7 milímetros. À luz natural, apresentam coloração marrom pálida, são fracamente pleocroicos e relevo muito alto. Ocorrem fraturas irregulares e os planos de clivagem são pouco desenvolvidos. Na ortoscopia apresentam extinção inclinada ($\alpha \sim 45-49^\circ$), cor de interferência azul de terceira ordem, birrefringência $\delta \sim 0,037$ e com sinal de alongação negativo. Na conosopia é possível observar o caráter biaxial, com sinal ótico positivo e ângulo $2V \sim 40^\circ$.

Os opacos exibem formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, fornecendo seções com hábitos cúbico (losangos), alongado e esquelético, têm dimensões variando entre 0,1 e 0,2 milímetro. Ocorrem fortemente associados aos cristais de clinopiroxênio. Por vezes, apresentam alteração de coloração avermelhada.

As amígdalas são preenchidas por minerais do grupo das zeólitas, dos quais foram reconhecidos heulandita e chabazita. A heulandita exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando seções quadráticas (tabulares) de dimensões inferiores a 1 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+) e

é observada uma direção de clivagem bem desenvolvida. Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza pálido, birrefringência $\delta \sim 0,006$.

A chabazita exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando hábito romboédrico e dimensões menores que 1 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+). Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza, birrefringência $\delta \sim 0,003$.

Classificação: Basalto contendo vidro.

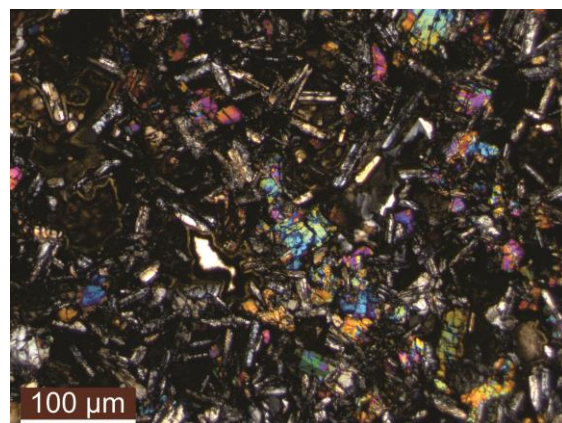
Amostra: 2016-CM-02

Descrição Macroscópica: Rocha de coloração cinza escuro com tonalidades esverdeadas, isotrópica, textura amigdaloidal com matriz afanítica.



A rocha apresenta amígdalas preenchidas por material microcristalino, possuem contornos irregulares e formas ovaladas ou mesmo ameboides. As amígdalas ocorrem espaçadas e pouco desenvolvidas, seus diâmetros médios são em torno de 0,2 centímetro, porém algumas podem chegar a aproximadamente 1 centímetro de diâmetro.

Descrição Microscópica: Na microscopia, a rocha possui texturas amigdaloidal, na qual as amígdalas apresentam contornos regulares, formas em bainha e dimensões variando de 0,2 a 3,1 milímetros, e intersertal, é hipocristalina, equigranular média (onde a maioria dos cristais têm tamanhos entre 1 e 5 milímetros), mesocrática (IC~50%) e isotrópica. Composta mineralogicamente por plagioclásio (~50%), clinopiroxênio (~40%), opacos (~5%) e vidro vulcânico alterado (~5%), além de zeólitas e óxido de ferro preenchendo as amígdalas.



O plagioclásio exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a xenomórficas, fornecendo, geralmente, seções ripiformes de dimensões que variam de 0,2 a 1 milímetro. Os cristais são incolores a luz natural e com relevo baixo (+). Encontram-se pouco alterados para argilominerais, apresentam-se moderadamente a intensamente fraturado e suas fraturas são irregulares, os seus contatos com outros minerais são regulares. Na ortoscopia apresenta cor de interferência amarelo pálido, birrefringência $\delta \sim 0,009$, os maclamentos mais frequentes são o tipo Carlsbad e Albita simples e, mais raramente, ocorre Albita-Carlsbad. Em algumas seções, paralelas a (100), foi possível determinar sua composição pelo método Michael-Lévy, mostrando composições de labradorita ($\approx \text{An}_{52}$).

O clinopiroxênio exibe formas com faces cristalinas xenomórficas a hipidiomórficas, apresentando cristais com hábito prismático com tamanhos que variam entre 0,1 e 1 milímetro. À luz natural, apresentam coloração marrom pálida, são fracamente pleocroicos e relevo muito alto. Ocorrem intensamente fraturados, com fraturas irregulares e os planos de clivagem pouco desenvolvidos. Na ortoscopia apresentam extinção inclinada ($\alpha \sim 45-49^\circ$), cor de interferência azul de terceira ordem, birrefringência $\delta \sim 0,037$ e com sinal de alongação negativo. Na conosopia é possível observar o caráter biaxial, com sinal ótico positivo e ângulo $2V \sim 40^\circ$.

Os opacos exibem formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, fornecendo seções com hábito cúbico (losangos), ocorrem intersticiais e têm dimensões variando entre 0,1 e 0,4 milímetro.

As amígdalas são preenchidas por minerais do grupo das zeólitas, dos quais foram reconhecidas phillipsita e natrolita, e óxido de ferro. A phillipsita exibe formas com faces cristalinas xenomórficas a hipidiomórficas, apresentando seções com hábito radial de dimensões de aproximadamente 0,5 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+) e é observada uma direção de clivagem. Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza pálido, birrefringência $\delta \sim 0,008$.

A natrolita exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando cristais aciculares com hábito radial de dimensões de aproximadamente 0,3 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+). Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza, birrefringência $\delta \sim 0,012$.

Classificação: Basalto contendo vidro.

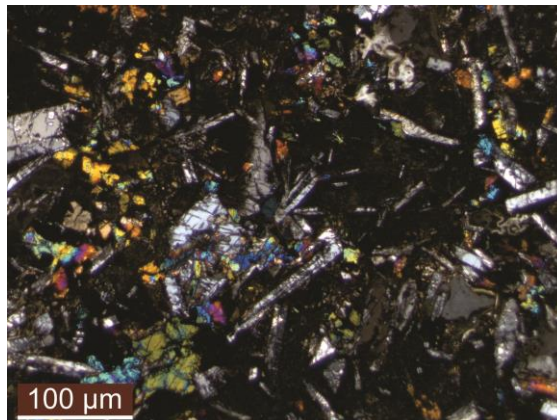
Amostra: 2016-CM-03

Descrição Macroscópica: Rocha de coloração cinza escuro com tonalidades esverdeadas, isotrópica, textura amigdaloidal com matriz afanítica. No entanto, na matriz reconhecem-se raros cristais com faces cristalinas idiomórficas de plagioclásio, com hábito ripiforme, de tamanhos inferiores a 1 milímetro.



A rocha apresenta amígdalas preenchidas por material microcristalino e zeólitas com hábito radicular, apresentando contornos irregulares e formas ovaladas ou mesmo com reentrâncias. A variação no tamanho das amígdalas possibilita a distinção de duas porções na amostra: I) Amígdalas espaçadas e muito bem desenvolvidas, com até 2 centímetros de diâmetro. II) Amígdalas mais condensadas e menos desenvolvidas, com diâmetros menores que 0,2 centímetro.

Descrição Microscópica: Na microscopia, a rocha possui textura amigdaloidal, intersertal e, subordinadamente, ocorrem as texturas subofítica e variolítica. Composta mineralogicamente por clinopiroxênio (~40%), plagioclásio (~35%), opacos (~5%) e vidro vulcânico alterado (~20%), além de zeólitas preenchendo as amígdalas.



Em relação ao tamanho das amígdalas e granulação da matriz, é possível distinguir duas porções na lâmina: I) Apresenta amígdalas bem desenvolvidas (de dimensões variando entre 0,4 e 5 milímetros) e com formatos arredondados ou em bainha, imersas em uma matriz microcristalina, hipohyalina, equigranular fina (os cristais têm tamanhos inferiores a 1 milímetro), mesocrática (IC~45%). II) Apresenta amígdalas menos desenvolvidas (de dimensões variando entre 0,2 e 4 milímetros) e com

formatos arredondados, por vezes, irregulares e intersticiais, imersas em uma matriz hipocristalina, equigranular média (os cristais possuem tamanhos entre 1 e 5 milímetros), mesocrática (IC~45%).

O clinopiroxênio exhibe formas com faces cristalinas xenomórficas a hipidiomórficas, apresentando cristais com hábito prismático com tamanhos que variam entre 0,2 e 4,5 milímetros. À luz natural apresentam coloração marrom pálida, são fracamente pleocroicos e relevo muito alto. Ocorrem fraturas irregulares e os planos de clivagem são pouco desenvolvidos. Na ortoscopia apresentam extinção inclinada ($\alpha \sim 45-49^\circ$), cor de interferência azul de terceira ordem, birrefringência $\delta \sim 0,037$ e com sinal de alongação negativo. Na conosopia é possível observar o caráter biaxial, com sinal ótico positivo e ângulo $2V \sim 40^\circ$.

O plagioclásio exhibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a xenomórficas, fornecendo, geralmente, seções ripiformes de dimensões que variam de 0,1 a 5 milímetros. Os cristais são incolores a luz natural e com relevo baixo (+). Encontram-se pouco alterados para argilominerais ou epidoto, apresentam-se moderadamente a intensamente fraturado e suas fraturas são irregulares, os seus contatos com outros minerais são regulares. Na ortoscopia apresenta cor de interferência amarelo pálido, birrefringência $\delta \sim 0,009$, o maclamento mais frequente é o tipo Carlsbad e, mais raramente, ocorre Albita-Carlsbad, devido ao pouco desenvolvimento de maclas do tipo Albita-Carlsbad, não foi possível determinar a composição do plagioclásio.

Os opacos exibem formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, fornecendo seções com hábito cúbico (losangos) ou alongado de dimensões inferiores a 1 milímetro. Pontualmente ocorrem cristais oxidados.

As amígdalas são preenchidas por minerais do grupo das zeólitas, dos quais foram reconhecidas phillipsita e natrolita. A phillipsita exhibe formas com faces cristalinas xenomórficas a hipidiomórficas, apresentando seções com hábito radial de dimensões de aproximadamente 0,4 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+) e é observada uma direção de clivagem. Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza pálido, birrefringência $\delta \sim 0,008$.

A natrolita exhibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando cristais aciculares com hábito radial de dimensões de aproximadamente

0,2 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+). Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza, birrefringência $\delta \sim 0,012$.

Classificação: Basalto contendo vidro.

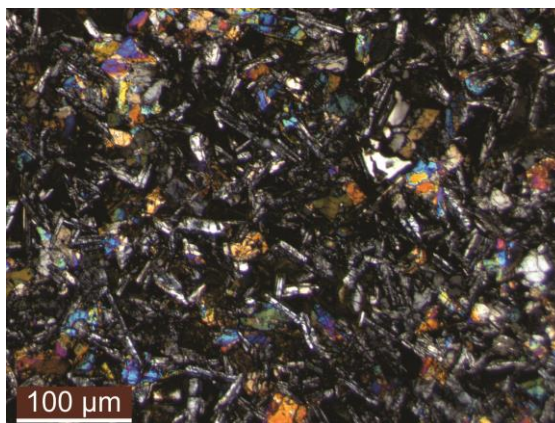
Amostra: 2016-CM-04

Descrição Macroscópica: Rocha de coloração cinza escuro com tonalidades esverdeadas, isotrópica, textura amigdaloidal com matriz afanítica.



A rocha apresenta amígdalas preenchidas por material microcristalino, possuem contornos irregulares e formas ovaladas ou mesmo ameboides. As amígdalas ocorrem espaçadas e pouco desenvolvidas, seus diâmetros médios são em torno de 0,3 centímetro, porém algumas podem chegar a aproximadamente 0,5 centímetro de diâmetro.

Descrição Microscópica: Na microscopia, a rocha possui texturas amigdaloidal, na qual as amígdalas apresentam contornos regulares, formas em bainha e dimensões variando de 0,5 a 2 milímetros, e intersertal, apresentando subordinadamente a textura subofítica, é hipocristalina, equigranular média (onde a maioria dos cristais têm tamanhos entre 1 e 5 milímetros), mesocrática (IC~%) e isotrópica. Composta mineralogicamente por clinopiroxênio (~52%), plagioclásio (~40%), opacos (~3%) e vidro vulcânico alterado (~5%), além de zeólitas e óxido de ferro preenchendo as amígdalas.



O clinopiroxênio exibe formas com faces cristalinas xenomórficas a hipidiomórficas, apresentando cristais com hábito prismático com tamanhos que variam entre 0,1 e 0,8 milímetro. À luz natural, apresentam coloração marrom pálida, são fracamente pleocroicos e relevo muito alto. Ocorrem fraturas irregulares e os planos de

clivagem são pouco desenvolvidos. Na ortoscopia apresentam extinção inclinada ($\alpha \sim 45-49^\circ$), cor de interferência azul de terceira ordem, birrefringência $\delta \sim 0,037$ e com sinal de alongação negativo. Na conosopia é possível observar o caráter biaxial, com sinal ótico positivo e ângulo $2V \sim 40^\circ$.

O plagioclásio exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a xenomórficas, fornecendo, geralmente, seções ripiformes de dimensões que variam de 0,2 a 1 milímetro. Seus cristais são incolores a luz natural e com relevo baixo (+). Encontram-se pouco alterados para argilominerais, apresentam-se moderadamente a intensamente fraturado e suas fraturas são irregulares, os seus contatos com outros minerais são regulares. Na ortoscopia apresenta cor de interferência amarelo pálido, birrefringência $\delta \sim 0,009$, os maclamentos mais frequentes são o tipo Carlsbad e Albita simples e, mais raramente, ocorre Albita-Carlsbad. Em algumas seções, paralelas a (100), foi possível determinar sua composição pelo método Michael-Lévy, mostrando composições de labradorita ($\approx An_{54}$).

Os opacos exibem formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, fornecendo seções com hábito cúbico (losangos) de dimensões inferiores a 0,7 milímetro.

As amígdalas são preenchidas por minerais do grupo das zeólitas, dos quais foram reconhecidos heulandita, chabazita e phillipsita. A heulandita exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando seções quadráticas (tabulares) de dimensões em torno de 1,5 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+) e é observada uma direção de clivagem bem desenvolvida. Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza pálido, birrefringência $\delta \sim 0,006$.

A chabazita exibe formas com faces cristalinas hipidiomórficas a idiomórficas, apresentando hábito romboédrico e dimensões de aproximadamente 1 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+). Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza, birrefringência $\delta \sim 0,003$.

A phillipsita exibe formas com faces cristalinas xenomórficas a hipidiomórficas, apresentando seções com hábito radial de dimensões de aproximadamente 0,2 milímetro. Na luz natural são incolores, com relevo baixo (+) e é observada uma direção

de clivagem. Na ortoscopia mostram cor de interferência cinza pálido, birrefringência $\delta \sim 0,008$.

Classificação: Basalto contendo vidro.