

**RÔMULO GUSTAVO BORGES DA CUNHA**

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS BASALTOS DA REGIÃO  
DE TUCURUÍ – PA**

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

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

**BELÉM – PA  
2010**

RÔMULO GUSTAVO BORGES DA CUNHA

## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS BASALTOS DA REGIÃO DE TUCURUÍ - PA

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

Data da aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_\_\_

Conceito \_\_\_\_\_

Banca Examinadora:

---

**Prof. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb - Orientador**  
**Doutor em Geociências**  
**Universidade Federal do Pará**

---

**Prof<sup>a</sup>. Rosemery da Silva Nascimento - Relator**  
**Doutor em Geociências**  
**Universidade Federal do Pará**

**BELÉM – PA**  
**2010**

*Dedico esta vitória a minha amada Mãe  
Maria Amélia Ribeiro Borges que me  
ensinou a ter caráter, ser justo e ter  
humildade ao entrar e sair.*

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências da UFPA pelo suporte e infra-estrutura para realização do trabalho;

Aos projetos PRONEX “Caracterização dos ambientes Metalogenéticos do Cinturão Araguaia” (Ref. 478173/2003-2 – Edital Universal CNPq) e Instituto de Geociências da Amazônia – GEOCIAM/INCT/MCT/CNPq/FAPESPA pelo suporte financeiro ao qual está vinculado este TCC;

A Centrais Elétricas do Norte do Brasil S/A-ELETRONORTE, nas pessoas o Eng. José Zandonadi, ao Téc. Vitorino e Geólogo Senzo pelo total suporte na campanha de campo;

Agradeço a Jah;

Ao Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb pela orientação, apoio e amizade;

Ao Téc. Afonso Quaresma pelo suporte na campanha de campo e amizade;

Ao Dr. Hilton Túlio Costi, pelo apoio na obtenção de dados de microscópio eletrônico de varredura no laboratório do MEV do MEPG e auxílio na composição petrográfica do trabalho;

Aos colegas membros do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal (GPEC);

Ao Prof. Dr. Mário Vicente Caputo pelo convite a monitor da disciplina Estratigrafia e ao Prof. Dr. Francisco Matos pelo convite a monitor da disciplina Estágio de Campo II;

Aos meus familiares, Vicente Borges, M<sup>a</sup> Amélia Borges, Alessandra Cibele Borges, Roberto Borges, Lúcia Borges e Kamilla Borges;

A minha amiga e namorada Rose Mary dos Santos pelos três anos de vivência, amizade, paciência e incentivo em todos os momentos;

Aos meus amigos e colegas da graduação que me ajudaram na realização deste trabalho: Anderson Fabrício, Elias Cordeiro, Vanessa Cruz, Fabriciana Vieira, Sílvia Negrão, Márcio Cabral, Paulo Sérgio Mendes, Adriana Castro, Fábio Makino;

*“Preocupe-se mais com a sua consciência do que com sua reputação. Porque sua consciência é o que você é, e a sua reputação é o que os outros pensam de você. E o que os outros pensam, é problema deles.”*

*Bob Marley*

## RESUMO

O trabalho tem como área geográfica a região de Tucuruí no nordeste do Estado do Pará, mais especificamente a área da Usina Hidrelétrica de Tucuruí e arredores. Geologicamente faz parte do Cinturão Araguaia cuja unidade litoestratigráfica principal na área é o Grupo Tucuruí o qual compreende uma sucessão magmática-sedimentar do Neoproterozóico. O estudo tem como enfoque a caracterização geológica e petrográfica das rochas basálticas e associadas do grupo Tucuruí com objetivo de definir os litotipos, caracterizar a natureza desse magmatismo e situá-los no contexto evolutivo do Cinturão Araguaia. A análise petrográfica, envolveu descrição de amostra de mão e de lâminas delgadas sob microscopia ótica das principais rochas coletadas, análises texturais/microestruturais, caracterização de minerais essenciais, acessórios e secundários e a classificação dos litotipos. Estes estudos foram complementados por microscopia eletrônica de varredura. Com este estudo foi ampliado o conhecimento desta sucessão de derrames basálticos tão pouco estudados, porém com diversas ocorrências na referida região. Os basaltos estudados constituem uma sucessão de pelo menos dois derrames intercalados aos arenitos arcosianos, tendo espessura de aproximadamente 15 m. Os estudos petrológicos revelaram três grupos petrográficos incluindo basaltos maciços, basaltos amigdaloidais e brechas de derrame. Além disso, é possível ainda, caracterizar subtipos pelas variações mineralógicas e texturais. Os basaltos maciços representam as rochas mais expressivas e ocorrem em diversas partes da área do Grupo Tucuruí. Petrograficamente os basaltos são afaníticos, de cor cinza esverdeada, homogênea e maciça e com fraturamento conchoidal. No geral apresenta textura intergranular e intersetal. Os basaltos amigdaloidais são de cor cinza escura, heterogênea, maciça, afanítica, de granulação muito fina e fratura conchoidal. Do ponto de vista textural esta rocha apresenta variação de tipos, destacando as texturas intergranular, intersetal e amigdaloidal. Na primeira, a mineralogia essencial composta de plagioclásio e clinopiroxênio, é envolvida por material vítreo, assim como os minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita. Na segunda, o clinopiroxênio preenche os espaços entre as ripas de plagioclásio, logo o arranjo se caracteriza como sendo de textura intergranular. Esta última, preferencialmente, demarca zonas superiores do

derrame e caracteriza-se por apresentar amígdalas com diâmetros de dimensões entre 2 a 7 mm preenchidas por minerais de baixa temperatura (clorita, quartzo e epidoto). Os fragmentos constituintes desta brecha magmática são de arenitos e basaltos com dimensões que variam de 1 a 10 cm. Eles são bastante irregulares, onde os fragmentos angulosos do arenito estão englobados pelo basalto. Os fragmentos de arenitos são de cor cinza avermelhado escuro, granulação muito fina e fortemente brechados com veios de quartzo de dimensões milimétricas. As porções basálticas da brecha têm cor cinza escuro, afanítica, homogêneo, maciço, apresentando textura intergranular. A mineralogia essencial é composta de plagioclásio, clinopiroxênio e subordinadamente minerais opacos. Como conclusão eles representam um evento vulcânico de natureza basáltica, provavelmente toleítica do final do Neoproterozóico, que não tem correspondente conhecido na literatura do Cinturão Araguaia, e tem características totalmente diferentes dos outros magmatismos basálticos de natureza oceânica reconhecido no Cinturão Araguaia.

**Palavras-chave:** Geologia – Tucuruí (PA). Petrografia. Basaltos. Cinturão Araguaia. Grupo Tucuruí.

## ABSTRACT

This work is focused in the Tucuruí region and surrounding areas, placed in the northeastern Pará State. Geologically it is part of the Araguaia Belt which mostly comprises the Tucuruí Group, a Neoproterozoic magmatic-sedimentary succession. It focuses on the geological and petrological characteristics of basaltic rocks of the Tucuruí Group. The main objective is to characterize the nature of magmatism and associate it to the regional context of the Araguaia Belt. The petrographic analysis involve description of both hand sample and thin section under optical microscope, also textural analysis, microstructural characterization and rock petrological classification, including scanning electron microscopy. This study is a contribution for both the regional geological context for the Araguaia Belt and more specifically to the understand of the existing successions of basaltic flows. These basalts are part of a succession of at least two main flow interbedded with arkosic sandstones, showing a thickness of about 15 m. Petrological studies revealed three major petrographic groups including (1) massive basalts, (2) amigdaloidal basalts and (3) stroke breccias. Furthermore, by mineralogical and textural variations, it was possible to characterize subtypes. The massive basalts represent the most significant rocks associated with the Tucuruí Group. Petrographically the basalts are aphanitic, greenish gray, homogeneous, massive and after with conchoidal fracture. They show intersetal intergranular texture. The amygdaloidal basalts are dark gray, heterogeneous, massive, aphanitic, very fine grained and with conchoidal fracture. On the textural point of view these rocks show a wide textural variation types, highlighting the intergranular textures, intersetal and also amigdaloidal textures. The main subordinate mineralogy consists of plagioclase and clinopyroxene surrounded by glassy material and opaque minerals as accessories; secondarily, epidote and chlorite. The clinopyroxene fills spaces between the laths of plagioclase, characterized as intergranular texture. This texture is supposed to define the upper parts of the stroke and is characterized by having the same dimensions of the amygdaloids, with diameters between 2-7 mm filled by low-temperature minerals (chlorite, quartz and epidote). The clastic fragments observed in the magmatic breccias are mostly sandstones and basalts, with sizes ranging from 1 to 10 cm. They are irregular, with angular fragments of sandstone, encompassed by the basalt.

The sandstone fragments are dark reddish gray, very fine grained and strongly brecciated with quartz veins of millimeter dimensions. The basaltic parts of the breccia are dark gray, aphanitic, homogeneous, massive, with intergranular texture. Their mineralogy is essentially composed of plagioclase, clinopyroxene and less opaque minerals. As a main conclusion, it's pointed out that they represent a Neoproterozoic tholeiitic basaltic volcanic event that was not described before in the Araguaia Belt, characterizing as a different oceanic basalt in the Araguaia Belt.

**Keywords:** Geology – Tucuruí (PA). Petrography. Basalts. Araguaia Belt, Tucuruí Group.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1.1</b> - Mapa de localização da área de estudo.....	16
<b>Figura 3.1</b> - Mapa geológico da região de Tucuruí.....	28
<b>Figura 3.2</b> - Coluna estratigráfica da região de Tucuruí.....	29
<b>Figura 7.1</b> - Vista geral do relevo da região de Tucuruí – PA.....	38
<b>Figura 7.2</b> - Corte artificial em uma parede dinamitada com exposição de uma camada de derrame basáltico. Localizado na Eclusa 01 da UHT.....	40
<b>Figura 7.3</b> - Brecha magmática constituída por fragmentos de arenito e basalto na base do derrame da foto anterior. Localizado na eclusa 01 da UHT.....	41
<b>Figura 7.4</b> - Fotomicrografia mostrando aspecto geral da textura intergranular do basalto. ....	41
<b>Figura 7.5</b> - Fotomicrografia da brecha vulcânica mostrando fragmentos de arenito e basalto imerso em matriz composta por quartzo microcristalino.....	42
<b>Figura 7.6</b> - Formas de ocorrência em Blocos deslocados do basalto maciço.....	45
<b>Figura 7.7</b> - Camada de basalto maciço, formando cachoeira no Igarapé da localidade de Quatro Bocas.....	45
<b>Figura 7.8</b> - Fotomicrografia mostrando aspecto geral da textura intergranular e intersetal do basalto maciço com ripas de plagioclásios e grânulos de clinopiroxênios e opacos.....	46
<b>Figura 7.9</b> - Fotomicrografia mostrando em detalhe textura intergranular no basalto maciço.....	46
<b>Figura 7.10</b> - Camada subhorizontal de basalto maciço com ~ 8 m de espessura em afloramento tipo corte de estrada.....	47
<b>Figura 7.11</b> - Detalhe do basalto maciço, com algumas amígdalas com dimensões aproximadamente 1 cm.....	48
<b>Figura 7.12</b> - Aspectos do basalto amigdalóide: A) Fotomicrografia do basalto amigdaloidal mostrando o contato com uma amígdala (observa-se um zoneamento: matriz do basalto maciço+matriz do basalto vítrea+cristais de quartzo+clorita+epidoto+quartzo. B) Fotomicrografia da matriz mostrando textura intergranular. C) Fotomicrografia (Luz refletida) de associação de concentração de cristais de magnetita subédricos, cristais de ilmenita anédricos.....	48
<b>Figura 8.1</b> - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-02, caracterizando (1) albita; (2) clorita; e (3) augita.....	52
<b>Figura 8.2</b> - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-02, mostrando associação de magnetita (1) e ilmenita (2) intercrescidos.....	52
<b>Figura 8.3</b> - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-02, mostrando fragmentos subangulosos de basaltos compostos por cristais de augita (1, 6 e 9); albita (2 e 7); ilmenita (3); e magnetita (8). Todos os fragmentos imersos em uma massa composta por quartzo (4 e 5).....	53
<b>Figura 8.4</b> - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-04, mostrando cristais de (1) titanita; (2 e 3) augita; (4) oligoclásio; e (5) covelita.....	53
<b>Figura 8.5</b> - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-04, mostrando cristais de (1 e 2) albita; (3) clorita e (4) epidoto.....	54

**Figura 8.6** - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06-TU-01, mostrando cristais de (1 e 5) augita; (2 e7) oligoclásio; (3) albita; associação de magnetita (4) e ilmenita (6); e (8) quartzo.....54

**Figura 8.7** - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional em amígdalas da amostra 06-TU-01, mostrando as porções central e borda preenchida por quartzo; (1 e 2) cristal de epidoto; (4) cristal de clorita; e associação de cristal de magnetita (3) e cristal de Ilmenita (5).....55

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	14
1.1	APRESENTAÇÃO.....	14
1.2	OBJETIVOS.....	15
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	15
1.4	ATIVIDADES E MÉTODOS DE ESTUDO.....	17
1.4.1	<b>Pesquisa bibliográfica e levantamento das bases cartográficas</b> .....	17
1.4.2	<b>Atividades de Campo</b> .....	17
1.4.3	<b>Atividades em laboratório</b> .....	18
<b>2</b>	<b>ESTUDOS ANTERIORES NA REGIÃO DE TUCURUÍ</b> .....	19
<b>3</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	21
3.1	PRINCIPAIS UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS.....	23
3.1.1	<b>Cráton Amazônico</b> .....	24
3.1.2	<b>Província Tocantins</b> .....	25
3.1.3	<b>Bacias Sedimentares Fanerozóicas</b> .....	26
3.1.3.1	Bacia do Amazonas.....	26
3.1.3.2	Bacia do Grajaú.....	27
3.1.4	<b>Coberturas Superficiais Cenozóicas</b> .....	27
<b>4</b>	<b>METAMORFISMO E GEOLOGIA ESTRUTURAL</b> .....	30
<b>5</b>	<b>GEOLOGIA DA REGIÃO DE TUCURUÍ</b> .....	32
5.1	GRUPO TOCANTINS.....	32
5.2	GRUPO TUCURUÍ.....	33
<b>6</b>	<b>METAMORFISMO E GEOLOGIA ESTRUTAL DA REGIÃO DE TUCURUÍ</b> ....	36
<b>7</b>	<b>GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS BASALTOS DE TUCURUÍ</b> .....	38
7.1	BRECHA DE DERRAME.....	39
7.2	BASALTO MACIÇO.....	43
7.3	BASALTO AMIGDALÓIDE.....	47
<b>8</b>	<b>ANÁLISES MINERALÓGICAS E MEV</b> .....	50
<b>9</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	57
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	60
	<b>ANEXOS</b> .....	65
	<b>Anexo A - FICHAS PETROGRÁFICAS</b> .....	66
	<b>Anexo B - BANCO DE DADOS AMOSTRAGEM</b> .....	76
	<b>Anexo C - MAPA DE AMOSTRAGEM</b> .....	77

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 APRESENTAÇÃO

O presente relatório constitui o produto final do Trabalho de Conclusão de Curso desenvolvido na Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. O relatório envolveu pesquisas bibliográficas, trabalhos de campo com coletas de amostras de rochas, documentação fotográfica das amostras coletadas, análises petrográficas envolvendo a descrição macroscópica, e principalmente, a descrição de lâminas delgadas e a classificação dos diversos tipos de rochas, com finalidade de caracterizar o magmatismo basáltico da região de Tucuruí. Foram realizados ainda, análises texturais e microestruturais, análises por microscopia eletrônica de varredura.

O Cinturão Araguaia ao qual está relacionado à área de estudo, é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico (ALVARENGA et al. 2000), com orientação sub-meridiana situada no centro-norte do Brasil, edificado no evento Brasileiro. Ele é constituído predominantemente por seqüências de rochas metassedimentares, com menor ocorrência de rochas magmáticas (basaltos, gabros, dunitos, peridotitos, granitos e rochas alcalinas). As rochas magmáticas do Cinturão Araguaia, têm sido objeto de maior interesse pelo grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal do IG/UFGA pelo seu significado geológico ao demarcar períodos importantes da evolução geológica do Cinturão Araguaia e o estudo dessas rochas está inserido em um dos objetivos do projeto Instituto de Geociências da Amazônia GEOCIAM - INCT, MCT/CNPq/FAPESPA.

A área deste estudo está situada no domínio norte do Cinturão Araguaia, na seqüência denominada Grupo Tucuruí, do Neoproterozóico.

A ocorrência de rochas vulcânicas basálticas, aflorantes na região de Tucuruí apesar de identificadas desde a década de 70, não houve estudos específicos sobre este magmatismo e, o presente TCC, vem contribuir com novos dados desses basaltos e, apresenta os resultados referentes à sua caracterização petrográfica e discute os processos magmáticos envolvidos na formação desses derrames, relacionado à evolução do Cinturão Araguaia, durante o Neoproterozóico.

## 1.2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho compreendeu o levantamento e caracterização geológica e petrográfica de um grupo de basaltos do Grupo Tucuruí que ocorre na região da hidrelétrica de Tucuruí. Os objetivos específicos envolveram a identificação dos derrames de basaltos, a definição das relações estratigráficas e estruturais com as rochas sedimentares associadas e a petrografia visando à caracterização dos litotipos com apoio da microscopia eletrônica de varredura e discutir os processos de formação dessas rochas na evolução do Cinturão Araguaia.

## 1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A região de Tucuruí localiza-se na porção nordeste do Estado do Pará a 518 km da cidade de Belém, e está inserida na Folha SA-22-Z-C-VI-4-NO. A área do trabalho está compreendida entre as coordenadas geográficas de 49° 45' e 49° 35' W; e 03° 42' e 03° 52' S (Figura 1.3).

O acesso rodoviário a partir de Belém é feito através da BR-316 no sentido leste, no km 10 da mesma, dobre-se no sentido sul na PA-151 passando pela localidade de Caeté, mas adiante, virando no sentido sudeste na PA-252 passando pelo município de Moju, é retomado o sentido sul na PA-475 passando pelo município de Tailândia, mas adiante, no município de Goianésia do Pará, pega-se o sentido oeste na PA-263 passando pelo município de Breu Branco até a cidade de Tucuruí.

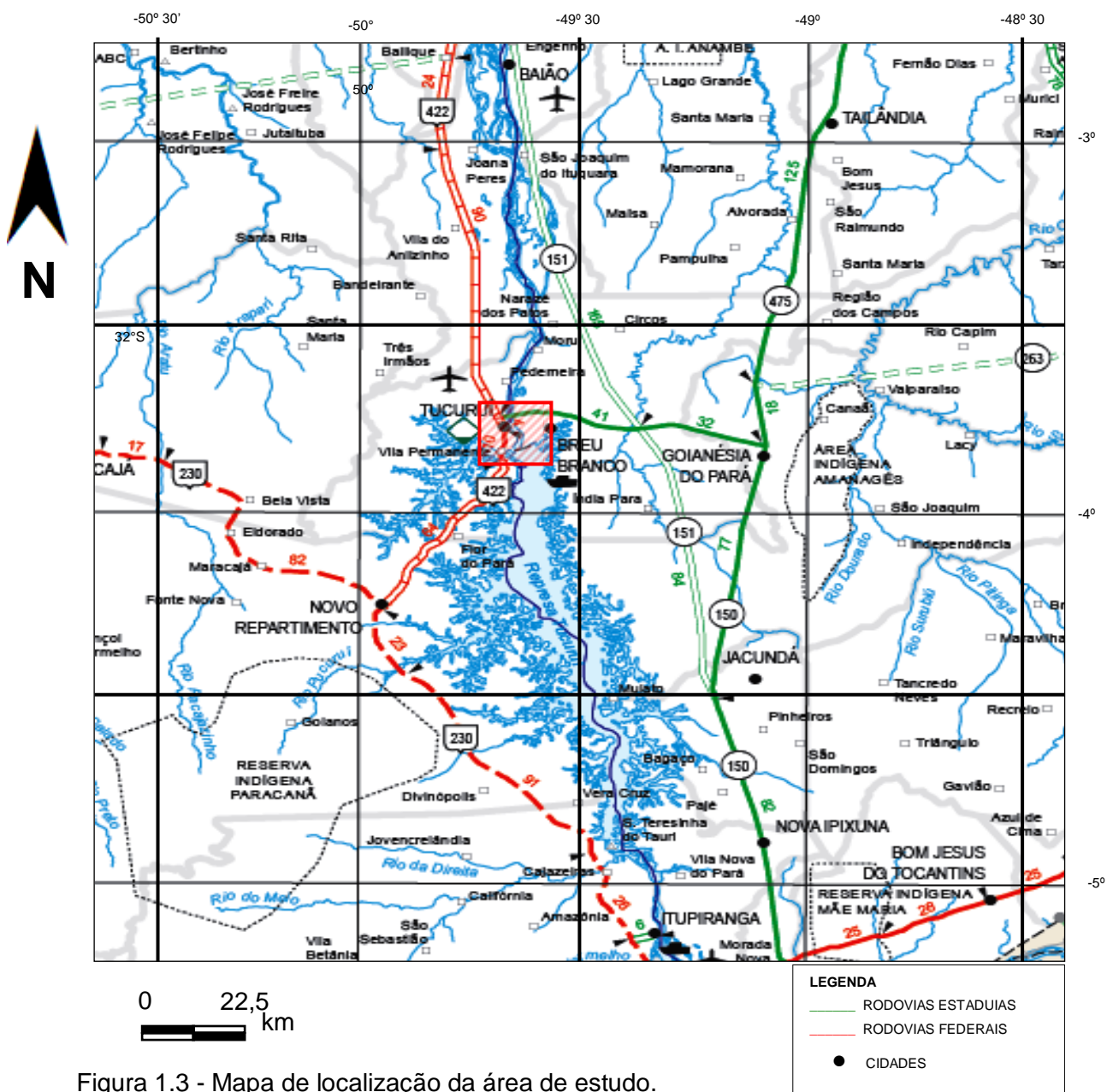
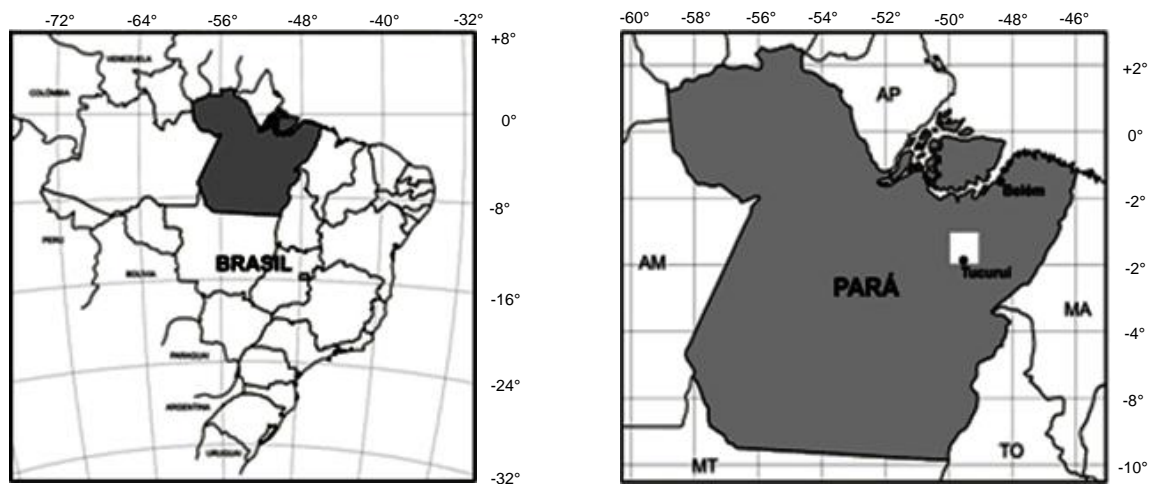


Figura 1.3 - Mapa de localização da área de estudo.  
Fonte: DNIT (2002).

## 1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS DO ESTUDO

### 1.4.1 Pesquisa bibliográfica e levantamento das bases cartográficas

Inicialmente foi realizada uma pesquisa bibliográfica na literatura geológica disponível sobre a geologia do Cinturão Araguaia com maior ênfase no magmatismo máfico, e mais especificamente sobre os basaltos conhecidos nesta unidade geotectônica. Além disso, foram feitas leituras de livros textos para melhoria do conhecimento sobre o magmatismo basáltico. Após isso, foi feita a compilação de dados cartográficos, como mapas logísticos, planialtimétricos e geológicos. Com base nos dados de campo e em mapas geológicos pré-existentes (Folha SA-22-Z-C-VI-4-NO), foram elaborados o mapa de amostragem (Anexo C) e mapa geológico (Figura 3.1). Para estes trabalhos foi utilizado o software ArcGis 9.3 no Laboratório de Análise de Imagens do Trópico Úmido – LAIT do Instituto de Geociências da UFPA.

### 1.4.2 Atividades de Campo

Foi realizado levantamento geológico de campo no período de 01 a 08 de outubro de 2006 na região de Tucuruí, visando o levantamento de dados geológicos. Foram analisados e descritos 10 afloramentos, coletadas 15 amostras de rocha para estudos laboratoriais. A localização dos mesmos teve auxílio de GPS e encontram-se plotados no mapa de amostragem (Anexo C). Envolveu descrições do modo de ocorrência e relações entre as unidades, em seguida foi feita captura de imagens com câmera digital e o levantamento das orientações estruturais das estruturas dos basaltos e rochas associadas utilizando bússola de Bruton.

Os trabalhos de campo tiveram apoio da Centrais Elétricas do Norte do Brasil S/A-ELETRONORTE e das companhias empreiteiras, quando realizada na área da Usina Hidroelétrica de Tucuruí – UHT.

### **1.4.3 Atividades em Laboratório**

Da amostragem para análises petrográfica foram selecionadas 12 amostras e respectivas lâminas polidas. A análise petrográfica foi realizada no Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da UFPA utilizando microscópio ZEISS, e teve como objetivo a identificação do conteúdo mineralógico, estimativa da composição modal das rochas, análises da textura e classificação das rochas, que foram importantes para entender os processos envolvidos na formação dos basaltos, baseada nos conceitos e princípios de Streckeisen (1975), Cox et al. (1979), Deer et al. (1996), Mackenzie et al. (1982) e Sial et al. (1984).

A análise petrográfica foi complementada pela microscopia eletrônica de varredura (MEV), tendo sido usado o equipamento marca ZEISS, modelo Leo-150, que obteve imagens em elétrons retroespalhados e/ou secundários sob corrente de feixe de elétrons igual a 90 mA. Análises semiquantitativas pontuais foram realizadas com EDS (Energy Dispersive Spectrometry) modelo Sirius, da Gresham. Estas análises foram obtidas no Laboratório Institucional de Microscopia Eletrônica-LME do Museu Paraense Emílio Goeldi. Este procedimento foi realizado a partir da análise de lâminas polidas previamente metalizadas com carbono, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da UFPA.

## 2 ESTUDOS ANTERIORES NA REGIÃO DE TUCURUÍ

Os primeiros estudos referentes ao vale do Tocantins foram executados por Rego (1933), que registrou entre a região de Tucuruí e a foz do rio Araguaia a existência de gnaisses e granitos e um pacote de rochas metamórficas que chamou de Série Tocantins. A Série Tocantins incluiria rochas arenosas, a qual se referiu como “Arenitos de Alcabaça”, a rochas xistosas que chamou de “Xistos Arumatheua”. A existência de outros tipos litológicos, como “rochas brechiformes”, com fragmentos de rochas básicas, arenitos, xistos, calcários e granitos, foi observada também por Rego (1933) em alguns pontos entre Tucuruí e Marabá.

Os estudos referentes ao aproveitamento hidrelétrico do Rio Tocantins iniciaram-se em 1972, quando as Centrais Elétricas Brasileiras SA – ELETROBRÁS, contratou os serviços técnicos das firmas consorciadas ENGEVIX SA, ECOTEC e Economia e Engenharia Industrial AS para levantamentos geológico da região. Estes estudos foram executados em quatro etapas: reconhecimento, inventário, pré- viabilidade e viabilidade. Os estudos referentes à Tucuruí constam do relatório “Aproveitamento Hidrelétrico de Tucuruí – Estudo de Viabilidade”, concluído em 1974, conforme relatado por Trouw et al. (1976).

Haberlehrner (1975), Coutinho (1975) e Hasui (1975), durante a implantação da barragem de Tucuruí, realizaram mapeamento de detalhes, descrições petrográficas e caracterizações estruturais dos litotipos ali existentes. Os resultados foram resumidos e divulgados por Trouw et al. (1976). A seguir são destacados alguns aspectos dos estudos realizados pelos mesmos.

Ao pacote de metagrauvacas sobreposto a derrames basálticos, foi formalizado o nome de Formação Tucuruí, por Coutinho (1975) e estes metassedimentos arenosos correspondem aos “Arenitos de Alcabaça” de Rego (1933).

De acordo com dados estruturais referidos por Hasui (1975) identificou-se uma primeira fase de deformação, responsável pelo dobramento do acamamento das rochas do Grupo Tocantins e desenvolvimento da xistosidade, e em uma fase posterior, ocorreu dobramento da xistosidade e geração de uma densa rede de descontinuidade, que foi associada à falha de empurrão de Tucuruí.

Consideraram a unidade Tucuruí como parte do Grupo Tocantins e este último repousando discordantemente sobre Complexo Xingu, do Cráton Amazônico de acordo com Trouw et al. (1976).

Matta (1982) propôs reunir os derrames basálticos sob a denominação de Formação Caraipé, enquanto o pacote de rochas grauvacas, estratificamente superior, foi denominado de Formação Morrote. O conjunto das duas unidades foi, conseqüentemente, elevado à categoria de grupo, sendo mantida a denominação Tucuruí, já proposta na literatura.

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Segundo Almeida et al. (1981) a unidade geotectônica representada pelo Cinturão Araguaia está situada na porção norte da Província Tocantins, com denominação antiga de Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia.

O Cinturão Araguaia é uma unidade geotectônica do Neoproterozóico, constituída predominantemente por seqüências de rochas metassedimentares, com menor ocorrência de rochas magmáticas (basaltos, gabros, dunitos, peridotitos, granitos e rochas alcalinas). Tem configuração geral submeridiana com ligeira concavidade voltada para oeste. Tem extensão de aproximadamente 1200 km e largura da ordem de uma centena de quilômetros (ALVARENGA et al. 2000). Segundo Hasui et al. (1984) seu bordo norte-ocidental é traçado pela falha de Tucuruí e pelo limite entre as partes dobradas linearmente e não dobradas do Grupo Tocantins. Esse limite bordeja o Cráton Amazônico, ao norte e a leste limita-se com a Província Parnaíba e a sul e sudeste limita-se com o Maciço de Goiás. Sua vergência é em direção oeste.

De acordo com Trow et al. (1976) longo do rio Tocantins, até aproximadamente 22 km a norte da cidade de Tucuruí, ocorrem rochas do Grupo Tucuruí (Figura 3.1). Ele aflora na forma de uma faixa estreita com cerca de 230 km extensão e largura máxima de 18 km e repousa sobre o Cráton Amazônico e trata-se de uma cobertura não-dobrada. Segundo Hasui et al. (1977) o Grupo Tocantins compreende as formações Couto Magalhães e Pequizeiro (Figura 3.2).

De acordo com Matta (1982) a Formação Couto Magalhães, apresenta, na metade oriental ardósias, metassiltitos, meta-arcóseos, metagrauvas e quartzitos, além de intercalações de calcários, quartzitos hematíticos e jasperóides, e são associados com numerosos corpos de rochas máficas e ultramáficas, introduzidas antes do metamorfismo regional que afetou o conjunto. Na metade ocidental as camadas repousam discordantemente sobre o Complexo Xingu com configuração pouco ondulada e tabular, e no contato inferior da formação dá-se tectonicamente, através de uma expressiva zona de falhamento de empurrão que deslocou esta unidade sobre as grauvas da Formação Morrote, que é coberto pelos sedimentos

de Formação Barreiras e depósitos quaternários, na porção leste da região (MATTA 1982).

Segundo Gorayeb (1981) a Formação Pequizeiro corresponde à parte oriental do Grupo Tocantins sendo constituída principalmente por quartzo-moscovita xisto, clorita-moscovita-quartzo xisto, biotita-clorita-quartzo-moscovita xisto, quartzo xisto, com intercalações de magnetita-moscovita filito e quartzitos, e localmente são encontrados níveis mais enriquecidos em carbonatos formando-se calcioxistos.

Segundo Matta (1982) fazem parte do Grupo Tucuruí as Formações Caraipé e Morrote (Figura 3.2). A Formação Caraipé é a unidade base do grupo discordante com as rochas do Cráton Amazônico. Esta formação é composta, na sua base, de arenitos bem estratificados, siltitos cinza, grauvacas avermelhadas além de derrames basálticos. Já a Formação Morrote (unidade superior), faz contato na base com os basaltos da Formação Caraipé, através de uma zona de brecha com matriz grauváquica e são bastante freqüentes, nesta zona, veios centimétricos com epidoto e quartzo, e é composta por rochas sedimentares grauváquicas (TROUW et al. 1976).

### 3.1 PRINCIPAIS UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS

O Cráton Amazônico é uma das principais unidades geotectônicas da Plataforma Sul-Americana, de idade arqueana e paleoproterozóica, caracterizados pelos escudos das Guianas e Brasil Central, separados por uma extensa faixa sedimentar na porção norte da América do Sul. Constitui aproximadamente 4.500.000 km<sup>2</sup> limitando-se ao norte pela margem atlântica, e em suas bordas oriental e meridional por cinturões orogênicos neoproterozóicos marginais do Escudo Atlântico (cinturão Paraguai-Araguaia), gerados durante o Ciclo Brasileiro (SCHOBENHAUS; BRITO NEVES 2003).

A Província Estrutural Tocantins, está localizada na porção central do Brasil, nos estados do Pará, Tocantins e Goiás, é um domínio tectônico formado por orógenos do neoproterozóico, cuja evolução deu-se durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro/Pan-Africano (ALMEIDA et al. 1977). É constituída de vários terrenos com idades que variam do Mesoarqueano ao Mesoproterozóico, tendo os mesmos sido retrabalhados durante o Ciclo Orogrênico Brasileiro. A porção setentrional desta província está representada, no estado do Pará, pelo Cinturão Araguaia (ALMEIDA et al. 1981).

A Província Amazonas de idade fanerozóica, que abrange a Bacia do Amazonas, uma bacia sedimentar intracratônica que ocupa uma área de aproximadamente 500.000 km<sup>2</sup>, tendo seu eixo maior na direção ENE-WSW, sendo sua espessura de aproximadamente 5.000 m (CUNHA et al. 1994).

A Província do Parnaíba de idade fanerozóica, que abrange a Bacia do Parnaíba, uma bacia sedimentar intracratônica que ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>, de forma circular, com uma espessura no seu depocentro de aproximadamente 3.500 m (GÓES; FEIJÓ 1994, MILANI; ZALAN 1999).

A partir da pesquisa bibliográfica realizada sobre o Cinturão Araguaia, são consideradas unidades litoestratigráficas principais para o Cinturão Araguaia, segundo informações obtidas de Abreu (1978), Hasui et al. (1984), Alvarenga et al. (2000) e CPRM (2008).

### 3.1.1 Cráton Amazônico

É uma grande placa litosférica continental, composta por várias províncias crustais de idade arqueana a mesoproterozóica, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozóico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (BRITO NEVES; CORDANI 1991). O Cráton Amazônico, no limite oeste com o Cinturão Araguaia é representado pelo Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria, de composição tonalítica, trondhjemitica e granodiorítica (DALL'AGNOL et al. 1988).

#### a) Província Transamazonas

Representa grandes domínios juvenis paleoproterozóicos e segmentos arqueanos, que foram retrabalhados e relacionados durante a evolução do Ciclo Transamazônico (2,26-1,95 Ga), observados no Bloco Amapá e no Domínio Bacajá (ROSA-COSTA et al. 2006).

O Domínio Bacajá (Figura 3.2), segundo dados geocronológicos obtidos a partir da datação de zircão, e com base nos dados Rb-Sr e K-Ar, obtiveram que as rochas do norte da Serra dos Carajás, foram afetadas durante o Ciclo Transamazônico, separando-as das rochas arqueanas do sul do Domínio Carajás, uma vez que foram datadas rochas com idades riacianas, entre 2,21 e 2,07 (CORDANI et al. 1984, MACAMBIRA et al. 2001a, SANTOS 2003, SOUZA et al. 2003, FARACO et al. 2005, VASQUEZ et al. 2005, VASQUEZ 2006), e que guarda ainda rochas mais antigas, de idade arqueana, e inclusive sideriana. No geral, o Domínio Bacajá é composto por associações tectônicas que representam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico relacionado aos distintos estágios orogenéticos como, unidade *Suítes Plutônicas Pré-Colisionais* constitui o Tonalito Brasil Novo, os granodioritos Oca e Belo Monte, o Monzogranito Piranhaquara e o Metatonalito Tapiranga, cujas idades variam entre  $2215 \pm 2$  a  $2133 \pm 10$  Ma (CPRM 2008). A unidade *Suítes Plutônicas Sin e Tardicolisionais* reúne os charnockitos do Complexo Bacajaí, os granitóides do Granodiorito Babaquara e Granito Canaã, sua idade de formação é em torno de 2,1 Ga (CPRM 2008). Os granitóides pós a colisão continental de 2,1 Ga são reunidas nas *Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais* que engloba as suítes intrusivas

Arapari e João Jorge, as quais reúnem Charnockitos e granitos fortemente controlados pela zona de cisalhamento transcorrente de direção NW-SE e WNW-ESSE, com idades entre  $2086 \pm 5$  a  $2069 \pm 6$  Ma (CPRM 2008). No Domínio Bacajá foi individualizado um granitóide, cerca de 80 Ma mais jovem que os englobados na *Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais*, em função da ocorrência expressiva de crosta nearqueana no Domínio citado, optou-se por classificar o Granodiorito Sant'Ana como uma *Suíte Plutônica Pós-orogênica* em relação ao Ciclo Transamazônico (CPRM 2008). As seqüências metavulcano-sedimentares do Domínio Bacajá foram incluídas na unidade litotectônica *Greenstone Belts Arqueano-Paleoproterozóicos* (JORGE JOÃO et al. 1987). O limite sul do Domínio Bacajá com o Domínio Carajás é marcado por zonas de cisalhamento E-W do Lineamento Cinzento, a oeste as rochas vulcânicas e os granitos do Iriri-Xingu as recobrem, e a leste, cavalgamentos do Cinturão Araguaia marcam o limite tectônico entre os domínios adjacentes (CPRM 2008).

### **3.1.2 Província Tocantins**

#### **a) Cinturão Araguaia**

É uma unidade tectônica formada por orógenos do neoproterozóico, e é constituída por seqüências supracrustais, cuja evolução deu-se durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano (ALMEIDA et al. 1977). A porção sententrional desta província está representada no estado do Pará, pelo Cinturão Araguaia, que margeia a borda oriental do Cráton Amazônico, e que corresponde ao segmento norte do Cinturão Paraguai-Araguaia (ALMEIDA et al. 1981).

O conjunto de rochas metassedimentares que compõem o Cinturão Araguaia foi reunido no Supergrupo Baixo Araguaia por Abreu (1981), neste trabalho representado pelo Grupo Tocantins (Figura 3.2).

O Grupo Tocantins é dividido nas formações Pequizeiro e Couto Magalhães segundo Gorayeb (1981) (Figura 3.2).

A Formação Pequizeiro é constituída por clorita xistos, quartzo-muscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos e biotita-clorita-quartzo-muscovita xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filitos, quartzitos, talco xistos

calcoxistos (GORAYEB 1981). Esta unidade atingiu condições de metamorfismo na fácies xisto-verde (SILVA 1980, GORAYEB 1981).

Formação Couto Magalhães compreende, principalmente, um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico representada por filitos pelíticos e filitos grafitosos, metarcósios, metassiltitos e lentes de quartzitos (GORAYEB 1981). Segundo Figueiredo et al. (1994), o metamorfismo para estas rochas varia de anquimetamórfico a fácies xisto-verde.

O Grupo Tucuruí (Figura 3.1) foi elevado à categoria de grupo e, subdividido nas formações Caraipé e Morrote (MATTA 1982). A Formação Caraipé é a unidade base do grupo, discordante, com as rochas do Complexo Xingu. Esta formação é composta, na sua base, de arenitos bem estratificados, siltitos cinza, grauvacas avermelhadas além de derrames basálticos (TROUW et al.1976).

A Formação Morrote, faz contato na base com os basaltos da Formação Caraipé, através de uma zona de brecha com matriz grauváquica e são bastante freqüentes, nesta zona, veios centimétricos com epidoto e sílica. É composta por rochas sedimentares grauváquicas (MATTA 1982).

### **3.1.3 Bacias Sedimentares Fanerozóicas**

#### **3.1.3.1 Bacia do Amazonas**

##### **a) Formação Alter do Chão**

O posicionamento desta unidade (Figura 3.1) é entre o Neocretáceo até o Terciário segundo estudos palinológicos e de ossos de vertebrados realizados por Daemon e Conteiros (1971). É constituída por um espesso pacote de arenitos intercalados com camadas de pelitos vermelhos maciços ou laminados e conglomerados (TANCREDI 1996). O ambiente de formação desta unidade é fluvial de alta energia/lacustino-deltaíco (DAEMON 1975).

### 2.1.3.2 Bacia do Grajaú

#### a) Grupo Itapecuru

Segundo Campbell et al. (1949) classificaram inicialmente esta unidade de Formação Itapecuru. Posteriormente, Rossetti e Truckenbrodt (1997) elevaram esta unidade à hierarquia de grupo (Figura 3.1). Esta unidade é constituída por arenitos com intercalações de folhelho, já Góes (1981) descreve esta unidade como siliciclástica e formada por arenitos caulíníticos finos, com níveis argilosos e conglomeráticos, e com estratificação cruzada, depositados em ambiente continental fluvial, sob condições semi-áridas. Rossetti e Góes (2004) consideram este grupo como sendo do cretáceo.

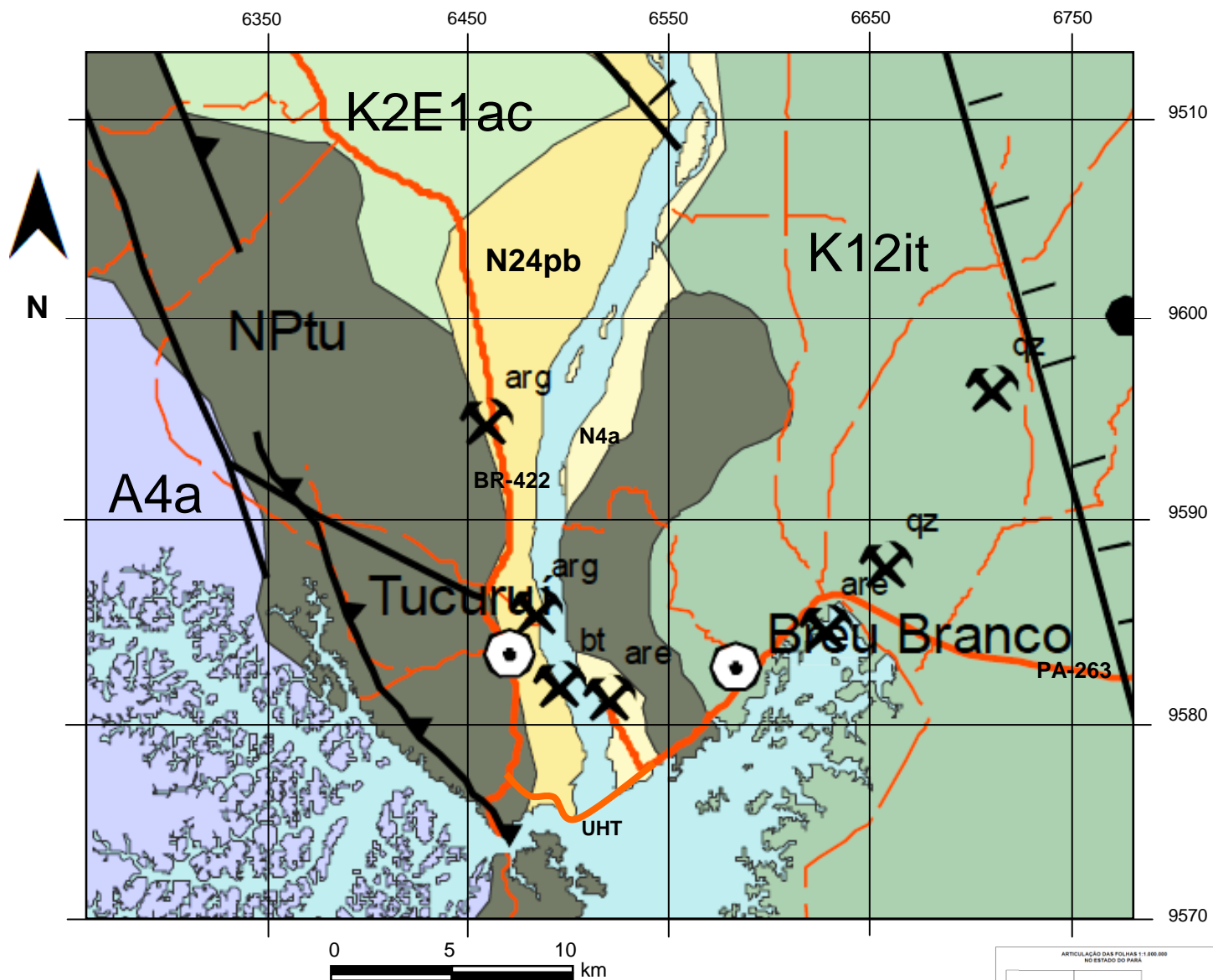
### 3.1.4 Coberturas Superficiais Cenozóicas

#### a) Sedimentos Pós-Barreiras

Sua principal área de ocorrência abrange a área central entre os rios Tocantins e Pará (Figura 3.1), o sudoeste e parte central da Ilha do Marajó e a margem direita da Bacia do Marajó (CPRM 2008). São depósitos que recobrem a sucessão Pirabas/Barreiras que incluem areias consolidadas e semi-consolidadas, de granulometria fina a média, contendo alguma fração de argila, além de clastos melimétricos de quartzo dispostos caoticamente (FARIAS et al. 1992). Os sedimentos desta unidade foram datados por luminescência óptica, concluindo que esta unidade depositou-se continuamente desde o final do Pleistoceno até o Holoceno médio a tardio (TATUMI et al. 2007).

#### b) Depósitos Aluvionares

Representa os sedimentos clásticos inconsolidados (Figura 3.1) e são planícies aluvionares atuais dos principais cursos d'água, que constituem depósitos de canais (barras em pontal e barras de canais) e de planícies de inundação, e são, de modo geral, constituídos por sedimentos arenosos a argilosos, com níveis de cascalho e matéria orgânica, inconsolidados a semi-consolidados (CPRM 2008).

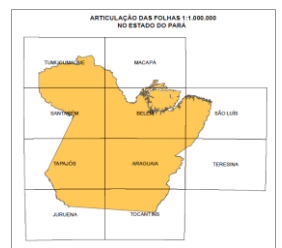


UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	
CENOZÓICO	
N4a	DEPÓSITOS ALUVIONARES
N24pb	SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS
PALEOZÓICO	
K12it	GRUPO ITAPECURU
K2E1ac	FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO
NEOPROTEROZÓICO	
NPtU	GRUPO TUCURUÍ
ARQUEANO / PALEOPROTEROZÓICO	
A4ar	COMPLEXO ARUANÃ

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS	
	FALHA EXTENCIONAL ENCOBERTA
	FALHA DE EMPURRÃO
	FALHA OU ZONA DE CISLHAMENTO

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS	
	CIDADES
	RODOVIAS PAVIMENTADAS
	REPRESA DE TUCURUÍ

Figura 3.1: Mapa geológico da região de Tucuruí-PA, Fonte: Segundo CPRM (2008).



EON	ERA	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		DESCRIÇÃO	
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	DEPÓSITOS ALUVIONARES		Areias, pelitos e cascalhos.	
		SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS		Areias argilosas, friáveis a semiconsolidadas, finas a médias, amareladas a esbranquiçadas.	
	PALEOZÓICO	GRUPO ITAPECURU		Arenitos arcoseanos estratificados, grosso a conglomeráticos, com níveis pelíticos.	
		FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO		Arenito com estratificação cruzada, pelitos e conglomerados.	
PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	GRUPO TUCURUÍ	FORMAÇÃO MORROTE	Grauvacas de granulação fina e metapelitos.	
			FORMAÇÃO CARAIPE	Arenitos e siltitos na base, brecha basáltica, derrames de basaltos maciços homogêneos e amigdalóides.	
		SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	GRUPO TOCANTINS	FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	Metargilitos, e subordinados quartzitos, cherts e metacalcários.
				FORMAÇÃO PEQUIZEIRO	Xistos micáceos e quartzosos, filitos, quartzitos, talco xistos e calcioxistos.
	PALEOPROTEROZÓICO	COMPLEXO ARUANÃ (Domínio Bacajá)		Ortognaises, enderbitos a charnoquitos.	
ARQUEANO					

Figura 3.2: Coluna estratigráfica da região de Tucuuruí  
Fonte: Adaptado de Abreu (1978), Matta (1982) e CPRM (2008).

#### 4 METAMORFISMO E GEOLOGIA ESTRUTURAL

O metamorfismo regional que afetou as rochas do Cinturão Araguaia aumenta em intensidade de oeste para leste, variando de nulo a incipiente até o médio grau metamórfico na fácies anfibólio (PAMPLONA et al. 2010). O metamorfismo é do tipo Barrowiano e apresenta diferentes zonas metamórficas orientadas na direção N-S que podem ser mapeadas ao longo do cinturão (ALVARENGA et al. 2000). Durante seu pico, o metamorfismo alcançou temperaturas de aproximadamente 650°C, e pressões acima de 6 kbar (ABREU et al. 1994).

A idade de posicionamento do granito Santa Luzia, segundo Moura e Gaudette (1993), situa-se em torno de 660 Ma, e é interpretado como relacionado ao pico do metamorfismo e define a idade do evento metamórfico do Cinturão Araguaia. Idades K/Ar entre 560 e 520 Ma obtidas em biotita, muscovita e hornblenda extraídos de xistos e anfibólitos do Grupo Estrondo (MACAMBIRA 1983) podem registrar idade de resfriamento desse metamorfismo. Datações K/Ar em torno de 530 Ma em biotita e muscovita de gnaisses do embasamento da região do Lontra (MACAMBIRA 1983); e datações Rb/Sr em minerais extraídos de plútons granitóides paleoproterozóicos entre 500 a 470 Ma para o Gnaisse Cantão (LAFON et al. 1990) e  $536 \pm 37$  para o Granito Serrote (MOURA; SOUZA 1996), relacionam o metamorfismo com o evento Termo-tectônico Brasileiro.

A organização geométrica do Cinturão Araguaia, segundo Abreu et al. (1994) é marcada pelo arcabouço tectônico de rochas, imbricações e por nappismos em diferentes escalas e intensidade, registrados com maior intensidade no domínio leste. O embasamento é também envolvido nessa mistura tectônica, na forma de fatias ou lascas que formam um cordão de braquidobras onde o mesmo se expõe como “inliers” além de um espessamento de todo o pacote rochoso.

Os elementos planares mergulham estatisticamente para leste, na parte oriental e para quadrantes opostos nas partes central e ocidental, configurando ondulações maiores, sempre com valores baixos e médios. Quanto à postura da direção da foliação existem variações que a partir da posição submeridiana (direção estatisticamente predominante) pode apresentar desvios de até 30° para os quadrantes NW ou NE (ABREU et al. 1994).

As lineações têm caimentos suaves, no geral para o quadrante SE. Nas proximidades das braquianticlinais a postura geométrica das lineações e das foliações assinala o caráter tardio daquelas estruturas (ABREU et al. 1994).

## 5 GEOLOGIA DA REGIÃO DE TUCURUÍ

As principais informações sobre a geologia de Tucuruí se deve a Trouw et al. (1976), Hasui et al. (1977), Matta (1982). A partir de pesquisas bibliográficas e trabalhos de campo, as principais unidades geológicas são representadas pelo Grupo Tocantins e pelo Grupo Tucuruí, descritas a seguir.

### 5.1 GRUPO TOCANTINS

Hasui et al. (1977) introduziram o termo Grupo Baixo Araguaia para englobar as rochas metamórficas que ocorrem na região do baixo Araguaia. Porém, Abreu (1978) elevou esta unidade à hierarquia de Supergrupo, que seria composto pelos Grupos Estrondo e Tocantins, o primeiro englobando as formações Morro do Campo e Xambioá, e o outro englobando as formações Couto Magalhães e Pequizeiro. Na região de Tucuruí, não aflora o Grupo Estrondo (Figura 3.2).

#### a) Formação Pequizeiro

Proposta por Hasui *et al.* (1977), e composta por clorita xistos, quartzo-muscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos e biotita-clorita-quartzo-muscovita xistos, com intercalações de magnetita-muscovita filitos, quartzitos, talco xistos e calcoxistos. Os mica xistos tem granulação fina e localmente grossa, de coloração verde escuro a cinza esverdeada, ocorrem nas rochas microtexturas lepidoblásticas, esta unidade atingiu condições de metamorfismo na fácies xisto-verde (Gorayeb 1981). As rochas apresentam foliação, estas definidas pela xistosidade, com direção geral N-S, NNW OU NNE e mergulhos variáveis para leste (Dall'Agnol *et al.* 1988).

#### b) Formação Couto Magalhães

Proposta por Hasui et al. (1977), e constituída por um pacote de rochas de baixo grau metamórfico marcada por filitos pelíticos e filitos grafitosos, metarcósios, metassiltitos e lentes de quartzitos. Os filitos pelíticos apresentam granulação fina, coloração cinza esverdeadas e são constituídos por sericita, clorita e quartzo. O metamorfismo para estas rochas varia de anquimetamórfico a fácies xisto-verde (GORAYEB et al. 2008).

As rochas apresentam estruturas como, xistosidade, ou clivagem ardosiana e uma clivagem de crenulação, ou clivagem de fratura. Ao microscópio são marcantes as texturas lepidoblásticas, com forte orientação preferencial de minerais micáceos, assim como de grânulos lenticulares de quartzo (GORAYEB 1981).

## 5.2 GRUPO TUCURUÍ

O posicionamento do Grupo Tucuruí ainda é bastante discutido. Matta (1982) posicionou o Grupo Tucuruí no mesoproterozóico, considerando como cobertura do embasamento do Cráton Amazônico, e considerou este conjunto litológico com representante da cobertura do embasamento relacionada ao início do Mesoproterozóico, equiparável à Formação Gorotire. Porém, neste trabalho, é admitida uma idade neoproterozóica e relacionada ao Ciclo Brasileiro, propondo que as rochas desse grupo são subjacentes às do Grupo Tocantins, em razão de uma falha de empurrão, e admiti-se que as rochas do Grupo Tucuruí foram submetidas a condições metamórficas que atingiu até a fácies xisto-verde, concordando com Trouw et al. (1976) (Figura 3.2).

Os estudos realizados nos litotipos do Grupo Tucuruí mostram que, tanto a seqüência inferior de basalto como o pacote superior de rochas metagrauvaquicas possuem características que permitem a cada uma delas, isoladamente, ser enquadrada na categoria de formação, Matta (1982) reuniu os derrames basálticos sob a denominação de Formação Caraipé, enquanto o pacote de rochas grauvaquicas, que superior, é denominada de Formação Morrote. O conjunto das duas unidades é, conseqüentemente, elevado à categoria de grupo, sendo mantida a denominação Tucuruí, já proposta na literatura (MATTA 1982).

### **a) Formação Caraipé**

É a unidade base do grupo, discordante, com as rochas da Província Transamazonas. Esta formação é composta, na sua base, de arenitos bem estratificados e camadas de siltitos cinzento, a espessura do conjunto não deve passar ultrapassar 45 m (MATTA 1982). Sobre esse pacote basal repousam derrames basálticos (TROUW et al. 1976).

As rochas vulcânicas constituem-se de basaltos maciços, afaníticos, com partição conchoidal, de cor cinza-escura, por vezes pardacenta ou esverdeada. Devido ao clinopiroxênio preencher os espaços entre as ripas de plagioclásio, o arranjo se caracteriza como sendo de textura intergranular. A mineralogia essencial se constitui de plagioclásio, clinopiroxênio, e subordinadamente magnetita, covelita, titanita e ilmenita. Devido à granulação muito fina e a alteração dos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio, as análises de suas composições foram realizadas com auxílio do MEV. O plagioclásio possui composição de albíta e oligoclásio, e apresenta uma quantidade estimada de 49% da rocha. Pontualmente são identificadas formas texturais do tipo rabo de andorinha. Os cristais de plagioclásio são subédricos com dimensões cerca de 2 mm de comprimento, e encontram-se seritizados e epidotizados (processo de saussuritização). O clinopiroxênio tem composição de augita, e apresenta uma quantidade estimada de 46% da rocha. Ocorrem em geral como cristais de pequenas dimensões (< 2 mm), subédricos, fraturados, mas em algumas porções da rocha fortemente fraturados. Em algumas porções os cristais apresentam maclamento simples e tem ângulo de extinção de aproximadamente de 40°. Os cristais de augita ocupam os espaços entre as ripas de plagioclásio e muitas vezes contém raras inclusões de opacos (magnetita, covelita e ilmenita) e titanita. Os opacos como magnetita, covelita, ilmenita perfazem uma quantidade de 3% da rocha, já os cristais de titanita perfazem uma quantidade de 2% e estão dispersos na rocha e como inclusões em alguns cristais de plagioclásio e augita. Os cristais clorita são provenientes da alteração de piroxênios. Os cristais de epidoto são anédricos e encontram-se amplamente dispersos na rocha.

Na base dos derrames basálticos são encontradas brechas vulcânicas com espessura entre 20 a 30 cm em que os fragmentos de arenito e de basaltos com tamanho que varia entre 0,1 a 10 cm, estão misturados e envolvidos em matriz basáltica.

Na zona de topo dos basaltos encontram-se concentrações de amígdalas com espessura de alguns metros. As amígdalas têm tamanho variável, com diâmetros entre 2 a 7 mm. As amígdalas destes basaltos estão dispersas homogeneamente na lâmina e a estruturação interna das amígdalas formam um zoneamento, em que a borda é preenchida por sílica (quartzo). Na porção central preenchida por clorita+epidoto.

## **b) Formação Morrote**

A Formação Morrote faz contato na base com os basaltos da Formação Caraipé, através de uma zona de brecha sedimentar, com espessura de aproximadamente 5 m, consistindo de fragmentos de basaltos irregulares em dimensões e formas dispersas em uma matriz grauváquica avermelhada. Nesta zona são bastante freqüentes veios centimétricos de quartzo e epidoto. Acima da zona de brecha, ocorre um pacote de grauvacas, com espessuras que variam entre 150 e 250 m (MATTA 1982).

As rochas sedimentares apresentam discreto acamamento, destacado pela alternância de frações granulométricas distintas com camadas individuais que variam de centímetros até dezenas de metros. Entretanto, em alguns pontos, essa estrutura é marcante a ponto de transmitir à rocha um aspecto de rítmico. As rochas estão bastante fraturadas, apresentando planos de falhas normais e de cavalgamento e pequenos veios de epidoto (MATTA 1982).

Esses arenitos geralmente são maciços, de coloração avermelhada, granulometria muito fina, textura maciça, bastante compacta. Alternados na sucessão aparecem lâminas centimétricas de arenito muito compacto de tonalidade esverdeada, nas quais encontram-se estruturas primárias, com laminação planoparalela. Mineralogicamente a rocha é composta por minerais acessórios como quartzo, feldspato, microclina e secundários em menores quantidades como muscovita, clorita e minerais opacos. Os grãos de quartzo apresentam uma quantidade estimada de 39 %. São subarredondados e subangulosos, moderadamente selecionados. Apresentando extinção ondulante em alguns grãos. Os grãos de feldspato apresentam uma quantidade estimada de 26 %. São angulosos, apresentando em alguns casos alteração para carbonato e argilomineral. Os minerais de muscovita com 7 % e de clorita com 6 % dispõem-se em cristais contornando os grãos dos outros minerais exibindo contato côncavo-convexo. Provavelmente essas micas são de origem detrítica. Os minerais opacos apresentam uma quantidade estimada de 22 %. Geralmente dispersos ou em pequenas concentrações na rocha. Próximos as zonas de falhas, há intenso cisalhamento, modificando o acamamento, com abundância de falhas centimétricas a métricas associadas a densa rede de juntas.

## 6 METAMORFISMO E GEOLOGIA ESTRUTURAL DA REGIÃO DE TUCURUÍ

Os principais dados sobre o metamorfismo e geologia estrutural da região foram colhidos de Trouw et al. (1976), Abreu (1979), Silva (1980) e Matta (1982), a partir de pesquisas bibliográficas.

Nas rochas do Grupo Tocantins o metamorfismo regional tem efeitos através de xistosidade e associação mineral típica a fácies xisto-verde: sericita + clorita + quartzo + calcita. Este evento metamórfico é associado à evolução do Cinturão Araguaia (SILVA 1980).

Em contraste ao Grupo Tocantins as rochas componentes do Grupo Tucuuruí não mostram, quer macroscopicamente, quer microscopicamente, nenhuma evidência desse metamorfismo regional (MATTA 1982).

Na zona de empurrão as rochas componentes dos Grupos Tocantins e Tucuuruí, apresentam foliações cataclásticas e ocorrência de epidoto, clorita e carbonatos, parecendo indicar alterações hidrotermais. Estas transformações mineralógicas de intensidade variadas são facilitadas pela densa rede de descontinuidades gerada pela falha de empurrão (MATTA 1982). Trouw et al. (1976) mencionaram ocorrência de prehnita e pumpelleyita nas rochas do Grupo Tucuuruí, como indicação de metamorfismo de soterramento sofrido por esta unidade. Contudo, nas amostras analisadas ao microscópio e MEV, não foi notada a presença de prehnita e pumpelleyita.

A falha de empurrão de Tucuuruí é a feição estrutural de maior porte da área. Anteriormente a falha era muito bem exposta. Atualmente essa área está quase que totalmente coberta pela Usina hidrelétrica de Tucuuruí (UHT). A falha mergulha para leste cerca de 20° correspondendo à superfície principal de deslocamento. É caracterizada pela presença de descontinuidades entrecruzadas bem marcadas (MATTA 1982). O Grupo Tocantins mostra uma geração de eixos das dobras para NS, uma lineação mineral associada e devem estar geneticamente associados com a primeira fase de deformação da evolução estrutural do Supergrupo Araguaia (ABREU 1979). O Grupo Tucuuruí mostra eixos das dobras com duas orientações, estruturas diferentes daqueles identificadas para o Grupo Tocantins. As dobras com eixos orientados para NNE são perpendiculares à direção do encurtamento deduzido

para a falha de empurrão. Os eixos das dobras para NW-SE, apesar de estarem paralelos à direção do encurtamento, evidenciam interações genéticas. Estas orientações anômalas parecem ser produto de reorientações locais das tensões associadas a falha de empurrão (MATTA 1982).

## 7 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS BASALTOS DE TUCURUÍ

De acordo com relatório e o mapa geológico do Estado do Pará (CPRM 2008), o Grupo Tucuruí, a norte faz contato com as rochas sedimentares da Bacia do Amazonas e sedimentos das Coberturas Cenozóicas; a leste limita-se com as rochas sedimentares da Bacia do Grajaú, a sul faz contato discordante com as rochas do Cinturão Araguaia, e a oeste faz contato discordante com as rochas da Província Transamazonas (Figura 3.1).

Nos estudos realizados nos litotipos da área de trabalho, os quais pertencem ao Grupo Tucuruí, foram analisados os basaltos da Formação Caraipé. Os derrames basálticos encontram-se dispersos por toda região de Tucuruí, com bons afloramentos nas eclusas 01 e 02 da Usina Hidrelétrica de Tucuruí (UHT). Em geral os afloramentos apresentam-se em cortes de estrada (vicinal que liga Tucuruí a UHT), lajedos (localidade de Quatro Bocas) ou em paredes expostos nos locais das obras da barragem com aproximadamente 15 m de comprimento e 10 m de altura.

Os basaltos estudados constituem uma sucessão de derrames bem expostos na região. São em geral de cor cinza esverdeada, e fratura conchoidal, de granulação fina caracterizando-os como rochas afaníticas. Observam-se a presença de níveis de amígdalas de dimensões entre 2 a 7 mm e veios centimétricos preenchidos por sílica.

Os resultados dos estudos petrográficos revelaram a existência de três grupos de rochas distintos relacionados aos processos vulcânicos, incluindo brecha de derrame, basalto maciço e amigdalóide. Dentro de cada grupo há diversidades petrográfica devido às variações mineralógicas e/ou texturais.



Figura 7.1 - Vista geral do relevo da região de Tucuruí – PA.

## 7.1 BRECHA DE DERRAME

As brechas magmáticas foram identificadas na Eclusa 01 da UHT em uma parede rochosa em que está exposta uma camada de derrame basáltico de aproximadamente de 12 m de desnível (Figura 7.2). Em sua base está exposto o contato do derrame basáltico com o arenito arcossiano (Ponto 2006/TU-02), a brecha tem uma espessura de aproximadamente 30 cm (Figura 7.3).

Os fragmentos constituintes desta brecha magmática são de arenitos e basaltos com dimensões que variam de 1 a 10 cm. Eles são bastante irregulares, onde os fragmentos angulosos do arenito estão englobados pelo basalto (Figura 7.3).

Os fragmentos de arenitos são de cor cinza avermelhado escuro, granulação muito fina e fortemente brechados com veios de quartzo de dimensões milimétricas.

As porções basálticas da brecha têm cor cinza escuro, afanítica, homogêneo, maciço, apresentando textura intergranular. A mineralogia essencial é composta de plagioclásio, clinopiroxênio e subordinadamente minerais opacos.

Sob observação microscópica os basaltos apresentam cristais de plagioclásio em quantidade estimada de 50% do total da rocha, subédricos em forma de ripas, tamanhos de até 0,2 mm, dispersos em toda rocha. Os espaços entre as ripas são preenchidos por cristais de clinopiroxênio caracterizando a textura intergranular. Foram registrados em algumas porções da lâmina cristais alongados de plagioclásio com terminações e feições do tipo “rabo de andorinha”. Os cristais de plagioclásio apresentam localizadamente uma leve orientação preferencial de suas ripas possivelmente relacionada ao fluxo magmático (Figuras 7.4 e 7.5). O plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando como albita.

Os cristais de clinopiroxênio apresentam uma quantidade estimada de 48% do total da rocha. Ocorrem em geral como cristais pequenos, com 0,1 a 0,2 mm, aciculares e moderadamente fraturados. Algumas porções de cristais com maclamento simples, dispersos em toda rocha, preenchendo os espaços entre as

ripas de plagioclásio. Seu ângulo de extinção tem de aproximadamente  $38^\circ$ , o que junto com outras propriedades revela tratar-se de augita (Figuras 7.4 e 7.5).

Os cristais de clorita são anédricos de dimensões de 0,05 mm, distribuídos na rocha, associado ou substituído do clinopiroxênio (Figuras 7.4 e 7.5).

Os minerais opacos (magnetita e ilmenita) apresentam uma quantidade estimada de 1%, destacando cristais anédricos de dimensões de 0,1 a 0,2 mm. No geral apresentam-se concentrados e outros dispersos na rocha (Figuras 7.4 e 7.5).



Figura 7.2 – Corte artificial em uma parede dinamitada com exposição de uma camada de derrame basáltico. Localizado na Eclusa 01 da UHT (Ponto 2006/TU-02).



Figura 7.3 - Brecha magmática constituída por fragmentos de arenito e basalto na base do derrame da foto anterior. Localizado na eclusa 01 da UHT (Ponto 2006/TU-02).



Figura 7.4 - Fotomicrografia mostrando aspecto geral da textura intergranular do basalto (Amostra 06/TU-02).

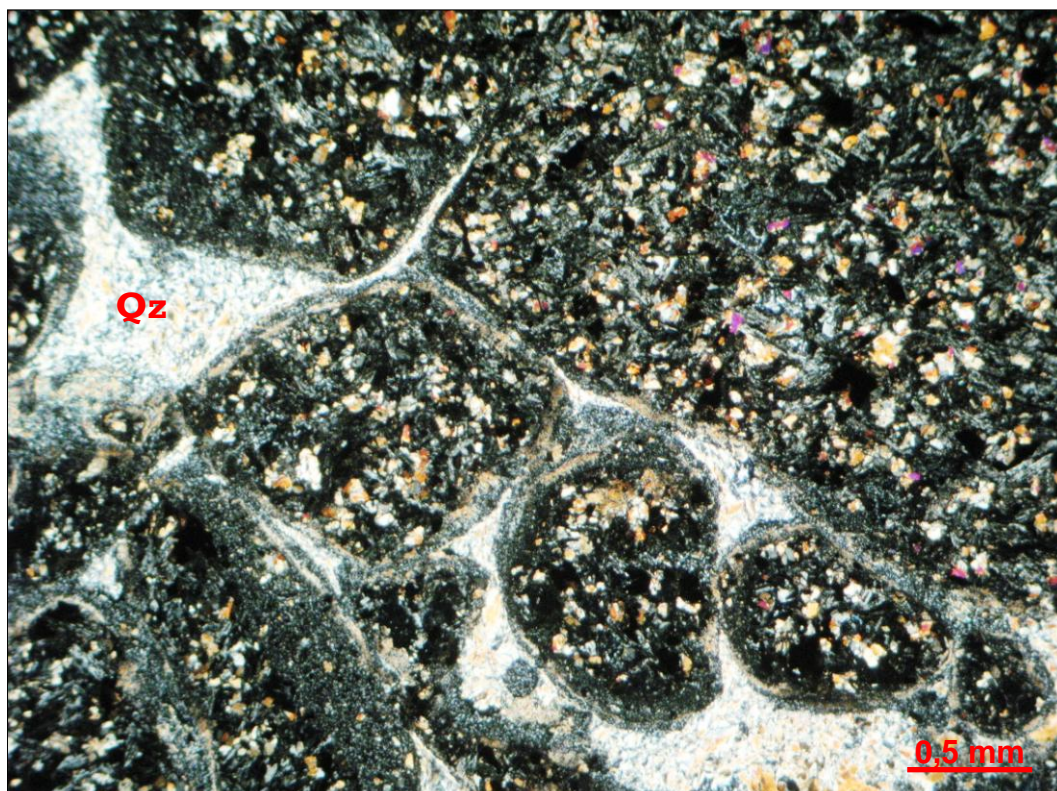


Figura 7.5 - Fotomicrografia da brecha vulcânica mostrando fragmentos de arenito e basalto imerso em matriz composta por quartzo microcristalino (Amostra 06/TU-02).

## 7.2 BASALTO MACIÇO

Os basaltos maciços são texturalmente homogêneos e foram estudados nos pontos 2006/TU-04 e 2006/TU-09. O afloramento do ponto 2006/TU-04, está localizado na cidade de Tucuruí em um corte de estrada com aproximadamente 12 m de comprimento e 2 m de altura. E localmente os basaltos são seccionados por veios milimétricos de quartzo (Figura 7.6). O afloramento do ponto 2006/TU-09 é do tipo lajedo com aproximadamente 18 m localizado a norte da cidade de Tucuruí, no córrego que atravessa a localidade de Quatro Bocas (Figura 7.7).

Estes basaltos representam as rochas mais expressivas e ocorrem em diversas partes da área do Grupo Tucuruí. Petrograficamente os basaltos são afaníticos, de cor cinza esverdeada, homogênea e maciça e com fraturamento conchoidal. No geral apresenta textura intergranular e intersetal (Figura 7.8). A mineralogia essencial é composta de plagioclásio e clinopiroxênio, envolvidos por material vítreo e minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita (Figura 7.9).

Os cristais de plagioclásio apresentam uma quantidade estimada de 51%, são subédricos e em forma de ripas com cerca de 0,2 mm dispersos em toda racha. Observa-se neste plagioclásio o processo de saussuritização. Foram registrados em algumas porções da lâmina cristais alongados de plagioclásio com terminações e feições do tipo “rabo de andorinha” (Figura 7.8). O plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando os cristais no centro como oligoclásio e na borda como albita.

Os cristais clinopiroxênio do tipo augita apresentam uma quantidade estimada de 48%. São em geral aciculares, com dimensões de 0,1 a 0,12 mm dispersos em toda a rocha e moderadamente fraturados. Algumas porções de cristais com maclamento simples, com cristais preenchendo os espaços entre as ripas de plagioclásio. Seu ângulo de extinção tem de aproximadamente 40°, o que junto com outras propriedades revela tratar-se de augita (Figura 7.9).

Os cristais de clorita apresentam-se anédricos, cristais muito pequenos, com 0,01 mm, distribuídos na rocha, associado ou substituído do clinopiroxênio, apresentando formas esqueléticas (Figura 7.9).

Os cristais de epidoto são anédricos, cristais muito pequenos, com 0,02 mm, dispersos na rocha e como proveniente da alteração do plagioclásio, e possivelmente também da alteração do clinopiroxênio (Figuras 7.8 e 7.9).

Os minerais opacos (covelita) apresentam uma quantidade estima de 1%. Ocorrem como cristais anédricos, cristais pequenos, com 0,01 mm, geralmente concentrados e outras dispersas na rocha.

São bastante comuns nestes basaltos veios milimétricos preenchidos por quartzo, clorita e epidoto.



Figura 7.6 – Formas de ocorrência em Blocos deslocados do basalto maciço (Ponto 2006/TU-04).



Figura 7.7 – Camada de basalto maciço, formando cachoeira no Igarapé da localidade de Quatro Bocas (Ponto 2006/TU-09).

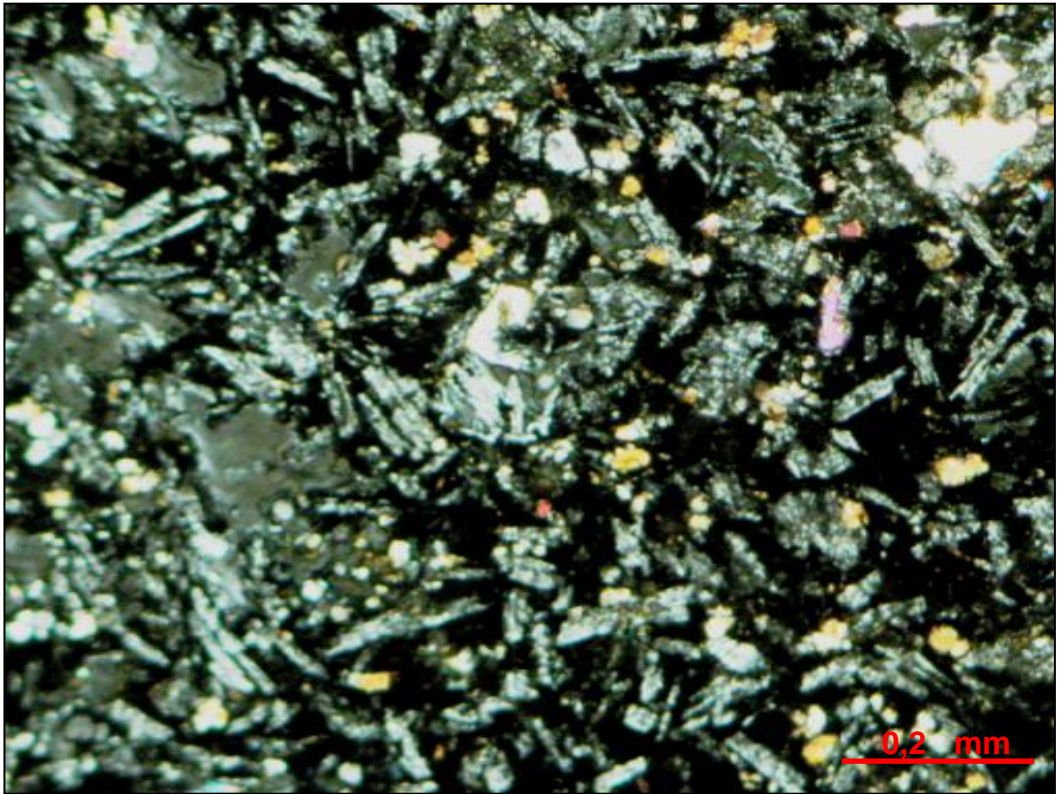


Figura 7.8 - Fotomicrografia mostrando aspecto geral da textura intergranular e intersetal do basalto maciço com ripas de plagioclásios e grânulos de clinopiroxênios e opacos (Amostra 06/TU-04).

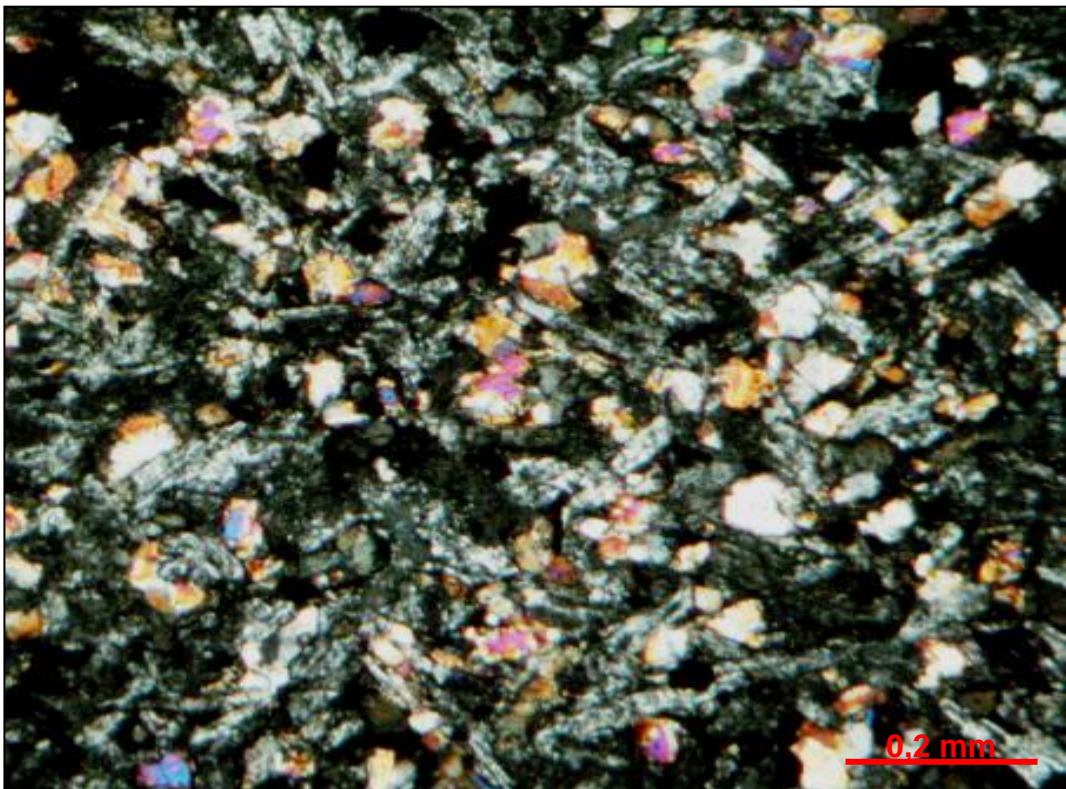


Figura 7.9 - Fotomicrografia mostrando em detalhe textura intergranular no basalto maciço (Amostra 06/TU-09).

### 7.3 BASALTO AMIGDALÓIDE

Os basaltos amigdalóides foram estudados no ponto 2006/TU-01. Localizado na vicinal que dá acesso a ETC–Eletronorte, tipo corte de estrada com aproximadamente 15 m de comprimento e cerca de 8 m de altura. No geral, em todo o topo do corpo aflorante encontram-se pequenos níveis de basaltos amigdaloidais. Logo acima, arenitos arcosianos de coloração marrom avermelhado (Figura 6.3.1).

Petrograficamente os basaltos amigdalóides tem cor cinza escura, heterogênea e maciça, afanítica, de granulação muito fina e fraturamento conchoidal. Pontualmente foram registrados em algumas porções da lâmina cristais alongados de plagioclásio com terminações e feições do tipo “rabo de andorinha”. Do ponto de vista textural esta rocha apresenta variação de tipos, destacando as texturas intergranular, intersetal e amigdaloidal. Na primeira, a mineralogia essencial composta de plagioclásio e clinopiroxênio, é envolvida por material vítreo, assim como os minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita (Figura 7.12.C). Na segunda, o clinopiroxênio preenche os espaços entre as ripas de plagioclásio, logo o arranjo se caracteriza como sendo de textura intergranular (Figura 7.12.A). Esta última, preferencialmente, demarca zonas superiores do derrame e caracteriza-se por apresentar amígdalas (Figura 7.12.A). Apresenta amígdalas com dimensões entre 2 a 7 mm (Figura 7.11).



Figura 7.10 - Camada subhorizontal de basalto maciço com ~ 8 m de espessura em afloramento tipo corte de estrada (Ponto 2006/TU-01).



Figura 7.11 - Detalhe do basalto maciço, com algumas amígdalas com dimensões aproximadamente 1 cm (Ponto 2006/TU-01).

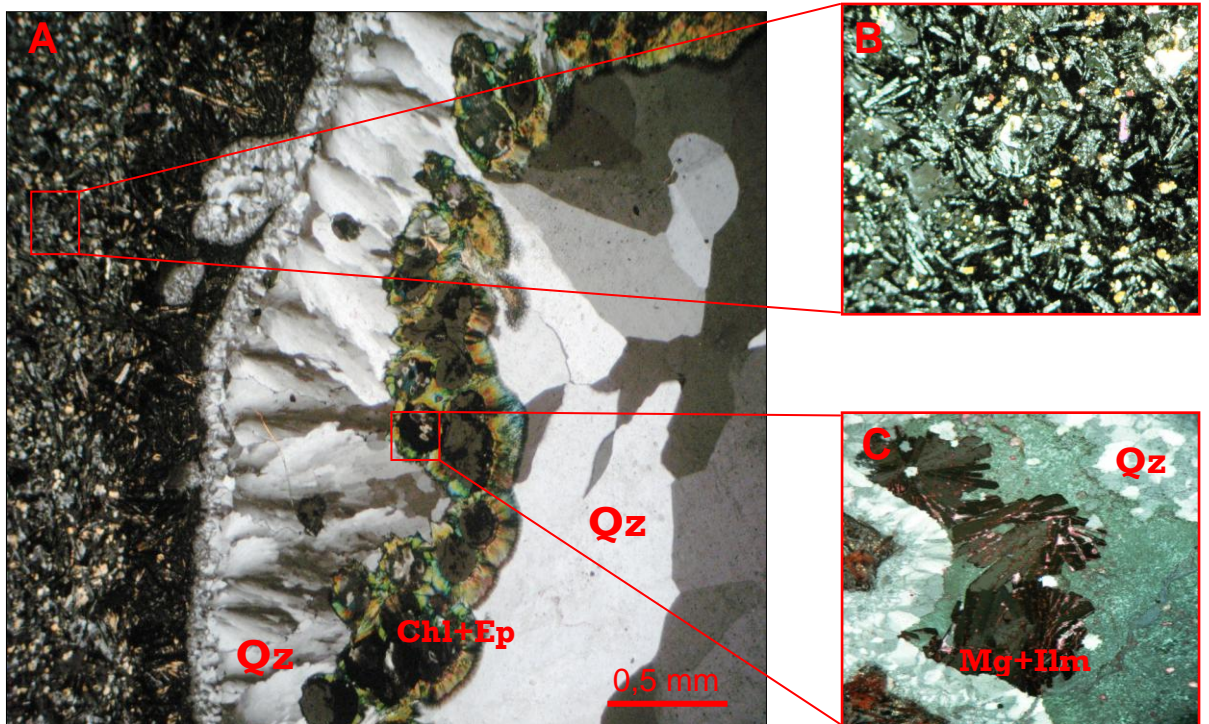


Figura 7.12 – Aspectos do basalto amigdalóide: A) Fotomicrografia do basalto amigdaloidal mostrando o contato com uma amígdala (observa-se um zoneamento: matriz do basalto maciço+matriz do basalto vítrea+cristais de quartzo+clorita+epidoto+quartzo). B) Fotomicrografia da matriz mostrando textura intergranular. C) Fotomicrografia (Luz refletida) de associação de concentração de cristais de magnetita subédricos, cristais de ilmenita anédricos (Amostra 06/TU-01).

A mineralogia essencial é composta de plagioclásio e o clinopiroxênio, minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita.

Os cristais de plagioclásio do tipo albita e do tipo oligoclásio apresentam uma quantidade estimada de 51%, são subédricos em forma de ripas, com cerca de 0,2 mm, dispersos em toda rocha. Observa-se neste plagioclásio processos de saussuritização (Figura 7.12.B). O plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando os cristais no centro como oligoclásio e na borda como albita.

Os cristais de clinopiroxênio apresentam uma quantidade estimada de 48%, são subédricos, tamanhos de até 0,1 a 2 mm dispersos em toda rocha, moderadamente fraturado. Algumas porções de cristais com maclamento simples. Os cristais de clinopiroxênio preenchem os espaços entre as ripas de plagioclásio. Seu ângulo de extinção tem de aproximadamente  $46^\circ$ , o que junto com outras propriedades revela tratar-se de augita (Figura 7.12.B).

Os cristais de clorita são anédricos, cristais muito pequenos, com 0,01 mm, dispersos na rocha e estão associados ao clinopiroxênio. Apresentando formas esqueletais.

Os cristais de epidoto são anédricos, cristais muito pequenos com 0,01 mm, dispersos na rocha e proveniente da alteração do plagioclásio, e possivelmente também da alteração do clinopiroxênio .

Os cristais opacos como magnetita, covelita e ilmenita apresentam uma quantidade estima de 1%, são anédricos, cristais com 0,01 mm. Geralmente concentrados e/ou dispersos em toda matriz do basalto e inclusos em algumas porções nas amígdalas (Figuras 7.12 B e C).

Nestes basaltos as amígdalas apresentam-se com formas subcirculares, não orientadas, bem como feições irregulares com dimensões que variam de 0,2 a 0,6 mm, preenchidas por minerais de baixa temperatura (clorita, quartzo e epidoto). Internamente as amígdalas são formadas por cristais granulares ou radiais, algumas vezes apresentando zoneamento composicional cujo núcleo contendo quartzo, é margeado por uma zona externa composta por clorita+epidoto (Figura 7.12.A).

## 8 ANÁLISES MINERALÓGICAS E MEV

Neste capítulo são apresentadas as principais fases minerais das rochas basálticas estudadas e identificadas sob microscopia de luz refletida (minerografia) e MEV. São mostradas imagens e composições químicas semi-quantitativa por EDS. As análises das composições químicas foram calculadas a partir do site webmineral.

De acordo com as imagens de elétrons retroespalhadas (Figuras 8.1 a 8.7) obtidas em três amostras (06/TU-01, 06/TU-02 e 06/TU-04) do basalto, e os dados apresentados na tabela 8.1, foi possível caracterizar seus principais constituintes mineralógicos, sendo eles plagioclásio, clinopiroxênio, óxidos e sulfetos.

Os cristais de plagioclásio, nas amostras analisadas, apresentam, aproximadamente, uma concentração de Al que varia de 9 a 11%, Si varia de 27 a 28 %, Na varia de 6 a 7% e  $Fe_{total}$  inferior a 1 %. Neste caso, a quantidade de Ca e K concentrados nos cristais de plagioclásio são inferiores a 1%. De acordo com os valores apresentados, particularmente os altos valores de Na e muito baixos de Ca e K, o plagioclásio foi classificado sendo do tipo albita. Em particular, os cristais de plagioclásio analisados nas amostras (06/TU-01 e 06/TU-04), apresentam, aproximadamente, uma concentração de Al de 13%, Si de 25%, Ca de 4%, Na de 4 a 5%, K de inferior a 1% e  $Fe_{total}$  inferior a 1 %. De acordo com os apresentados, os altos valores de Ca e Na, e muito baixos de K, este plagioclásio foi classificado como sendo do tipo oligoclásio.

Os cristais de clinopiroxênio apresentam pequena variação nas concentrações de Mg e Al, o primeiro varia de 7 a 9% e o segundo varia de 1 a 2%. Os valores de Si apresentam concentrações de 21 a 23%, enquanto o Ca varia de 9 a 10% e o  $Fe_{total}$  varia de 5 a 8%. Em relação ao Ti sua concentração é de 1%, enquanto que o Cr tem concentração inferior a 1%. O K tem concentrações insignificantes no clinopiroxênio. De acordo com os dados da petrografia convencional e das análises de MEV o clinopiroxênio foi classificado como sendo do tipo augita.

Os minerais opacos estão presentes em todas as amostras, no geral associados aos cristais de albita e augita. De acordo com as análises de MEV

(Tabela 01), foi possível identificar, pelo menos, três tipos de minerais opacos: magnetita e ilmenita (Figuras 8.2, 8.3, 8.6 e 7.7) e covelita (Figura 8.4).

A magnetita presente nas amostras (06/TU-01 e 06/TU-02), no geral encontra-se associada e bordejando os cristais de augita (Figura 8.3). Entretanto, foram observadas pequenas concentrações de magnetita inclusos nas amígdalas do basalto (Figura 8.7). Apresenta alta concentração de  $Fe_{total}$ , valores superiores a 60%, além de valores moderados de O de 39%. Os teores de Al e Cr são inferiores a 1% respectivamente.

A ilmenita foi identificada nas amostras (06/TU-01 e 06/TU-02), geralmente associada à magnetita (Figura 8.2). Por vezes, a ilmenita encontra-se na matriz do basalto entre as ripas de plagioclásio (Figura 8.6). Entretanto, foram observadas pequenas concentrações de ilmenita inclusos nas amígdalas do basalto (Figura 8.7). Apresenta alta concentração de  $Fe_{total}$  Ti, o primeiro apresenta 29% e o segundo varia de 23 a 24%. Os valores de Mn e Cr são inferiores a 1%.

O sulfeto identificado nesse tipo de rocha foi a covelita, encontrado nas amostras 06/TU-01 e 06/TU-04 (Figura 8.2). No geral apresenta-se na borda do plagioclásio do tipo oligoclásio (Figura 7.6). Têm altos valores na concentração de Cu e S, o primeiro varia de 68 a 72% e segundo varia de 26 a 29%. A concentração de  $Fe_{total}$  é de 1%, enquanto que o O, Si e Ca são inesistentes.

Nos basaltos foram encontrados minerais secundários como titanita, clorita e epidoto.

A titanita identificada na amostra 06/TU-04 (Figura 8.4) encontra-se como pequenas inclusões nos cristais de oligoclásio. Apresenta concentração de Ti de 15%, apresenta concentração de Si e Ca, o primeiro com 14% e o segundo com 15%. A concentração de  $Fe_{total}$  é de 2% respectivamente.

A clorita esta presente em todas as amostras analisadas. Associada ao clinopiroxênio (Figuras 8.1) e na borda das amígdalas do basalto (Figura 8.7). Apresenta concentração de  $Fe_{total}$  que varia de 12 a 14%, sendo que a concentração de Si varia de 14 a 20%. No geral o elemento Mg tem concentração variando entre 7 e 9%.

O epidoto foi identificado apenas em duas das três amostras (06/TU-01 e 06 TU-04). Associado ao plagioclásio (Figura 8.5) e bordejando os cristais de clorita nas amígdalas do Basalto (Figura 8.7). No caso do epidoto a concentração de Ca é próxima de 19%, no elemento Si a concentração varia de 16 a 17%, o Fe total apresenta concentração de 15 % respectivamente. Entretanto a concentração de Al é de aproximadamente 2%.

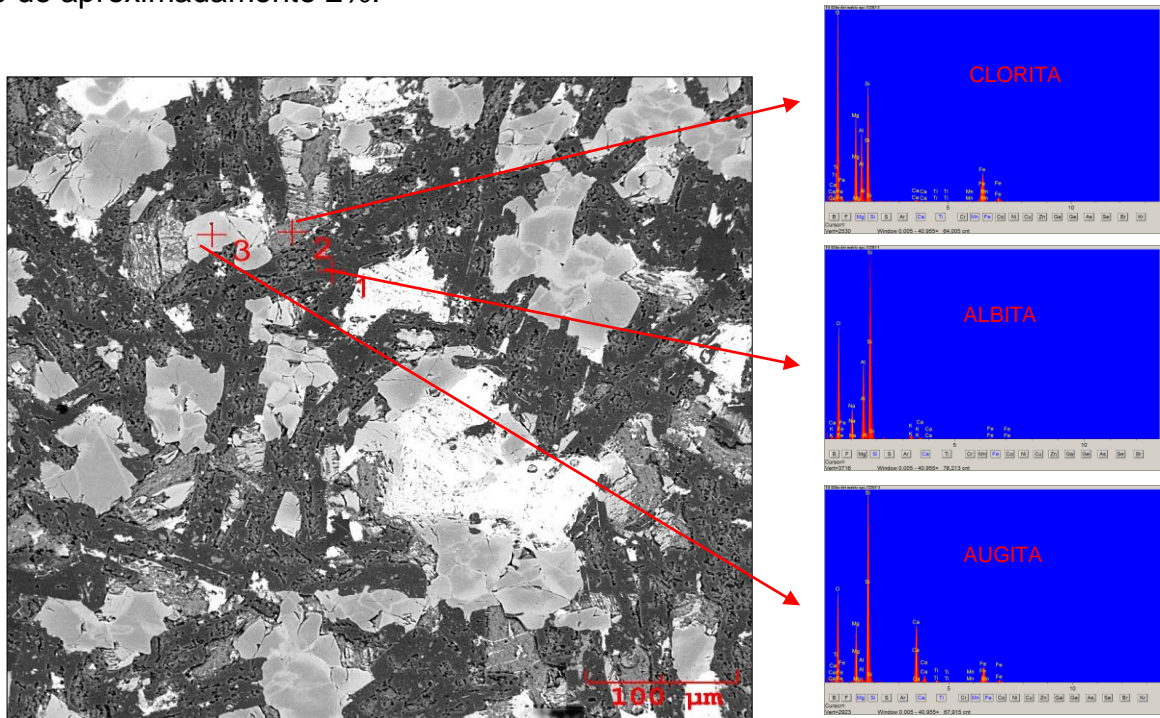


Figura 8.1 - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-02, caracterizando: (1) cristal de albita; (2) Cristal de clorita; e (3) Cristal de augita.

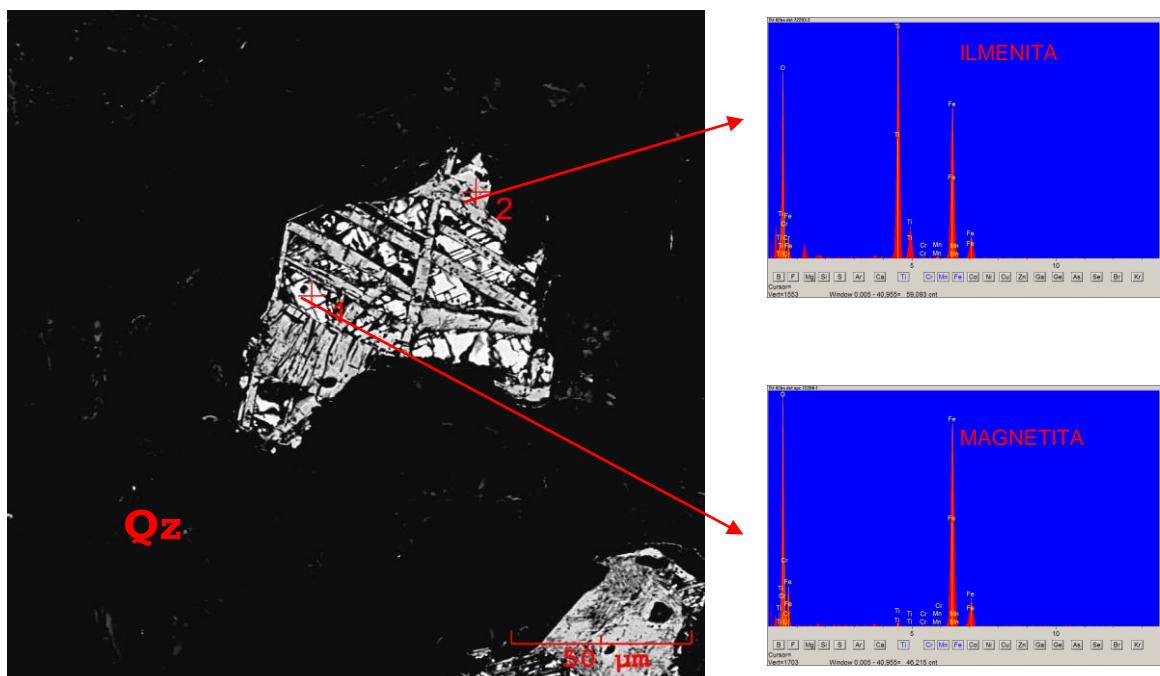


Figura 8.2 - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-02, mostrando associação de magnetita (1) e ilmenita (2) intercrescidos.

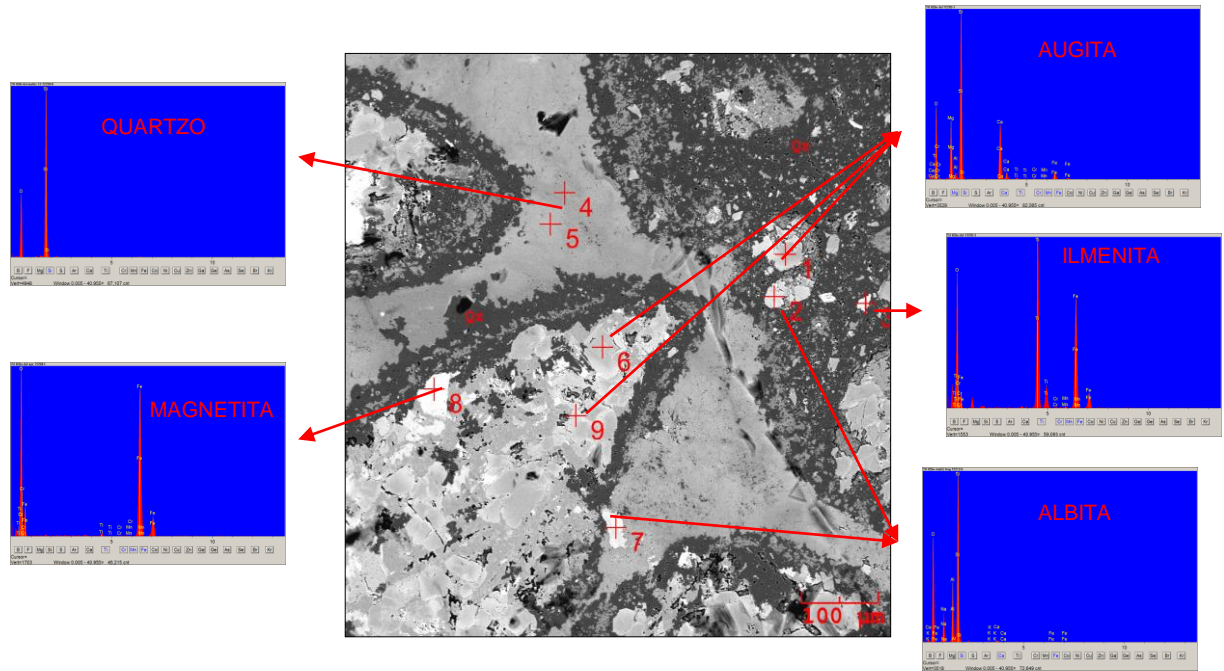


Figura 8.3 - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-02, mostrando fragmentos subangulosos de basaltos, imersos em uma massa composta por quartzo (4 e 5). Os fragmentos de basaltos compostos por cristais de augita (1, 6 e 9); albita (2 e 7); ilmenita (3); e magnetita (8). Todos os fragmentos imersos em uma massa composta por quartzo (4 e 5).

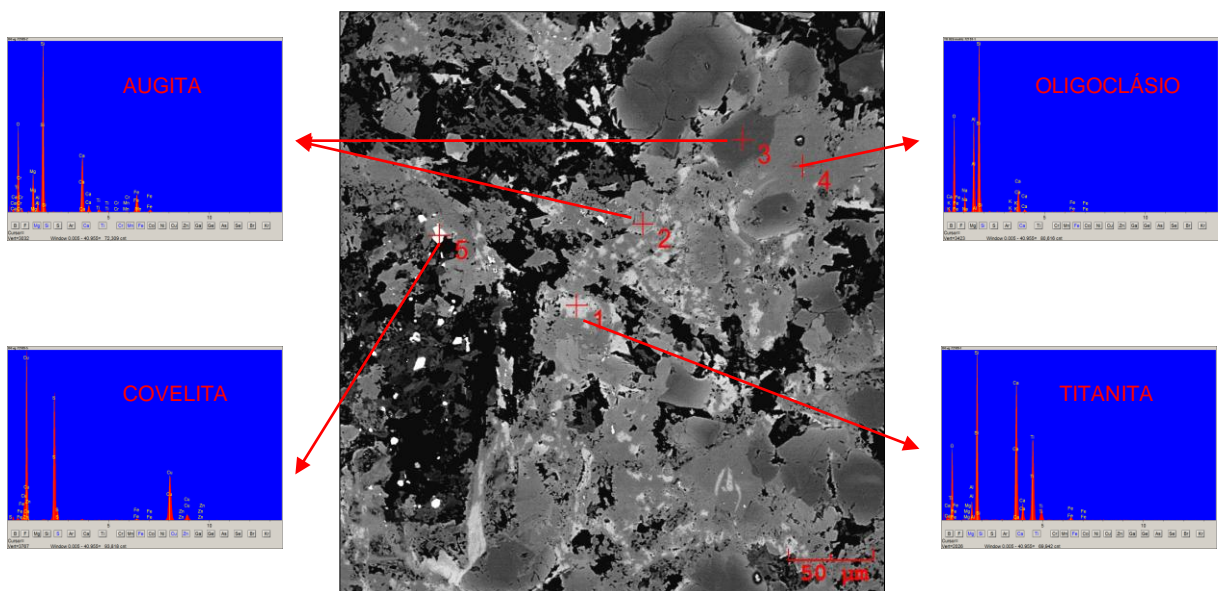


Figura 8.4 - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-04, mostrando cristais de (1) cristais de titanita; (2 e 3) augita; (4) oligoclásio; e (5) covelita.

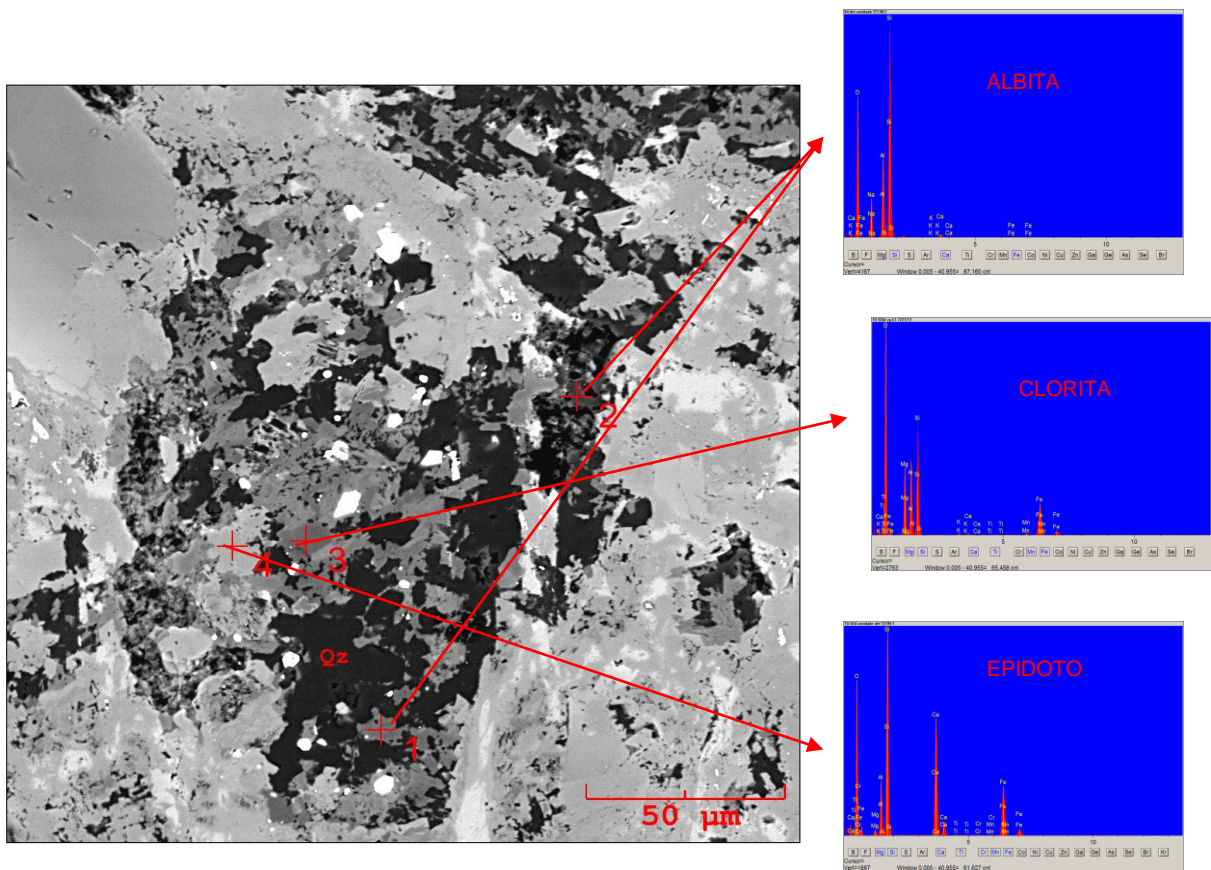


Figura 8.5 - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06/TU-04, mostrando cristais de (1 e 2) albita; (3) clorita e (4) epidoto.

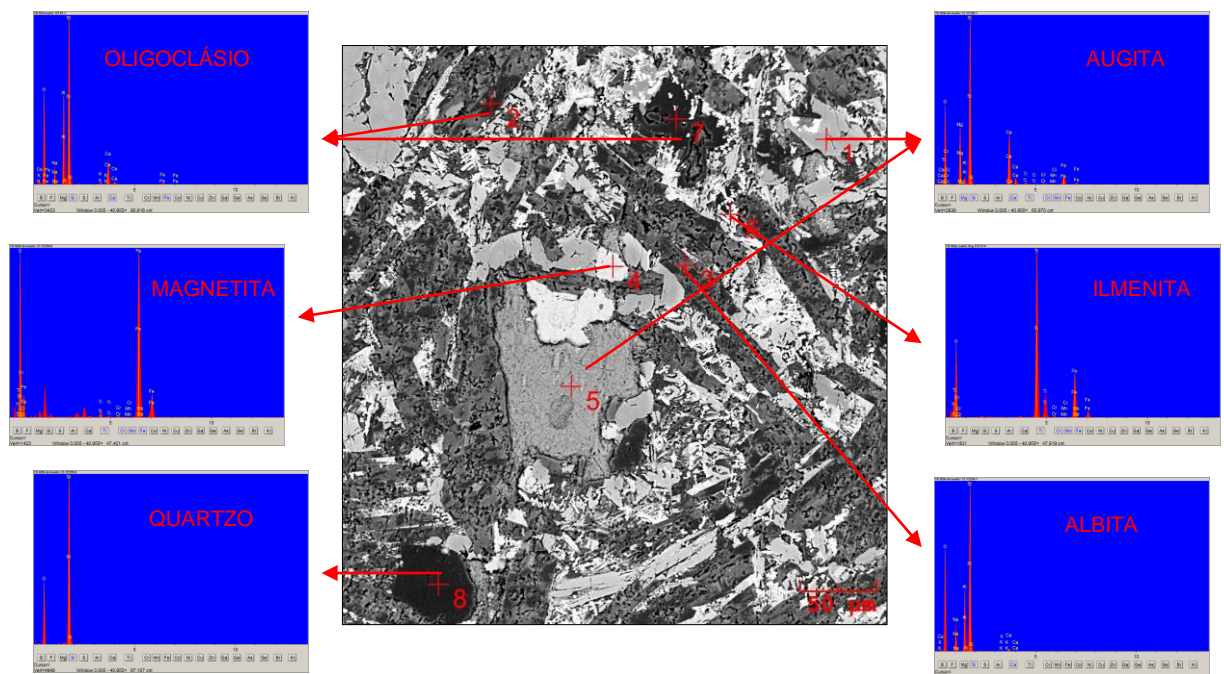


Figura 8.6 - Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional de minerais da amostra 06-TU-01, mostrando cristais de (1 e 5) augita; (2 e 7) oligoclásio; (3) albita; associação de magnetita (4) e ilmenita (6); e (8) quartzo.

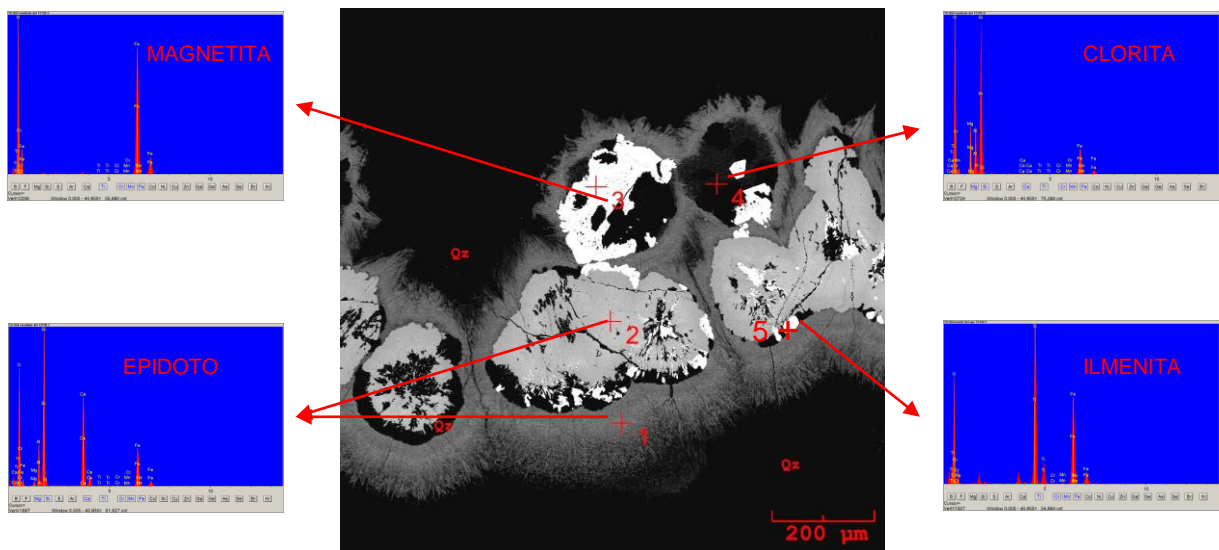


Figura 8.7: Imagens de elétrons retroespalhados e espectro composicional em amígdalas da amostra 06-TU-01, mostrando as porções central e borda preenchida por quartzo; (1 e 2) cristal de epidoto; (4) cristal de clorita; e associação de cristal de magnetita (3) e cristal de Ilmenita (5).

Tabela 8.1 - Valores de concentrações de elementos químicos nos minerais obtidos por MEV nos basaltos.

Grupo	Amostra	Mineral	CONCENTRAÇÃO DE ELEMENTOS (%)														
			O	Mg	Mn	Al	Si	C	Ca	Na	K	Fe	Ti	S	Cr	Cu	Zn
BASALTO	Basalto Amigdalóide (2006/TU-01)	Albita	52,42	0,01	—	11,18	28,07	—	0,99	6,57	0,52	0,24	—	—	—	—	—
		Oligoclásio	51,22	—	—	13,03	25,93	—	4,7	4,16	0,35	0,61	—	—	—	—	—
		Augita	47,73	7,33	0,22	2,63	21,72	—	9,67	—	—	8,96	1,64	—	0,1	—	—
		Quartzo	58,75	—	—	—	41,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Magnetita	39,22	—	0,06	—	—	—	—	—	—	60,58	0,05	—	0,09	—	—
	Basalto Amigdalóide (2006/TU-02)	Ilmenita	45,49	—	0,23	—	—	—	—	—	—	29,63	24,58	—	0,07	—	—
		Covelita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,81	—	26,35	—	72,58	0,26
		Clorita	52,01	7,53	0,26	6,68	20,59	—	0,14	—	—	12,68	0,07	—	0,04	—	—
		Epidoto	46,12	0,1	0,08	1,14	16,93	—	19,62	—	—	15,87	0,06	—	0,08	—	—
		Albita	52,95	—	—	10,19	28,66	—	0,46	7,22	0,21	0,31	—	—	—	—	—
	Brecha de derrame (2006/TU-04)	Augita	48,9	9,27	0,18	1,21	23,42	—	10,12	—	—	6,05	0,52	—	0,33	—	—
		Quartzo	58,15	—	—	—	41,85	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Magnetita	39,98	—	0,1	0,28	0,68	—	—	—	—	57,85	0,8	—	0,09	0,22	—
		Ilmenita	46,76	—	0,25	—	—	—	—	—	—	29,44	23,4	—	0,15	—	—
		Clorita	52,23	8,84	0,32	9,19	14,65	—	0,57	0,18	0,34	13,51	0,12	—	0,05	—	—
Basalto Maciço (2006/TU-04)	Albita	53,65	—	—	9,92	27,9	—	0,54	7,5	0,24	0,25	—	—	—	—	—	
	Oligoclásio	50,98	—	—	13,6	25,43	—	4,2	5,02	0,23	0,54	—	—	—	—	—	
	Augita	49,11	9,34	0,17	1,41	23,29	—	10,55	0,2	0,03	5,08	0,47	—	0,35	—	—	
	Titanita	50,31	0,39	—	1,67	14,98	—	15,9	—	—	1,5	15,13	—	0,12	—	—	
	Covelita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,21	—	29,92	0,2	68,57	0,1	
Basalto Maciço (2006/TU-04)	Clorita	52,18	9,76	0,39	8,69	14,25	—	0,26	—	0,15	14,21	0,08	—	0,03	—	—	
	Epidoto	45,37	0,04	1,09	1,26	17,07	—	19,64	—	—	15,39	0,05	—	0,09	—	—	

## 9 CONCLUSÕES

Nos estudos realizados nas rochas da área de trabalho, foram analisados os basaltos da Formação Caraipé que compõem o Grupo Tucuruí. Os basaltos estudados constituem pelo menos duas sucessão de derrames bem expostos de espessuras superiores a 12 m. São em geral basaltos de cor cinza esverdeada, afaníticos, granulação fina, e apresentando fraturamento conchoidal, e texturas intergranulares, intersetal e amigaloidal. Observam-se níveis de amígdalas com diâmetros de dimensões entre 2 a 7 mm preenchidos por minerais de baixa temperatura (clorita, quartzo e epidoto). e veios milimétricos preenchidos por quartzo.

Os resultados dos estudos petrográficos revelaram a existência de três grupos de rochas distintos relacionados aos processos vulcânicos, incluindo, basalto maciço, basalto amigdaloidal e brecha de derrame. Dentro de cada grupo há diversidades petrográfica devido às variações mineralógicas e/ou texturais. Os estudos petrográficos e de microscopia eletrônica de varredura permitiram avançar nas seguintes conclusões a respeito dos três grupos de basaltos.

Os basaltos maciços representam as rochas mais expressivas e ocorrem em diversas partes da área do Grupo Tucuruí. Petrograficamente os basaltos são afaníticos, de cor cinza esverdeada, homogênea e maciça e com fraturamento conchoidal. No geral apresenta textura intergranular e intersetal. A mineralogia essencial é composta de plagioclásio e clinopiroxênio, envolvidos por material vítreo e minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita.

Os basaltos amigdaloidais são de cor cinza escura, heterogênea, maciça, afanítica, de granulação muito fina e fratura conchoidal. Do ponto de vista textural esta rocha apresenta variação de tipos, destacando as texturas intergranular, intersetal e amigdaloidal. Na primeira, a mineralogia essencial composta de plagioclásio e clinopiroxênio, é envolvida por material vítreo, assim como os minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita. Na segunda, o clinopiroxênio preenche os espaços entre as ripas de plagioclásio, logo o arranjo se caracteriza como sendo de textura intergranular. Esta última, preferencialmente, demarca zonas superiores do derrame e caracteriza-se por apresentar amígdalas

com diâmetros de dimensões entre 2 a 7 mm preenchidas por minerais de baixa temperatura (clorita, quartzo e epidoto).

Os fragmentos constituintes desta brecha magmática são de arenitos e basaltos com dimensões que variam de 1 a 10 cm. Eles são bastante irregulares, onde os fragmentos angulosos do arenito estão englobados pelo basalto. Os fragmentos de arenitos são de cor cinza avermelhado escuro, granulação muito fina e fortemente brechados com veios de quartzo de dimensões milimétricas. As porções basálticas da brecha têm cor cinza escuro, afanítica, homogêneo, maciço, apresentando textura intergranular. A mineralogia essencial é composta de plagioclásio, clinopiroxênio e subordinadamente minerais opacos.

Para três grupos de rochas distintos relacionados aos processos vulcânicos, certamente o plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando os cristais no centro como oligoclásio e na borda como albita. Os cristais de epidoto como proveniente da alteração do plagioclásio, e possivelmente também da alteração do clinopiroxênio

Nos basaltos em geral os dados de MEV por EDS, permitiram análises semiquantitativas dos minerais e revelaram que a quantidade de Ca e K concentrados nos cristais de plagioclásio são inferiores a 1%, e particularmente os altos valores de Na (6,57%), que permite classificar os plagioclásios como do tipo albita. Particularmente, o basalto maciço e o basalto amigdalóide de acordo com os altos valores de Ca (4%) e de Na (5%), e muito baixos de K, este plagioclásio foi classificado como sendo do tipo oligoclásio. As análises nos clinopiroxênios apresentam pequenas variações nas concentrações de Mg e Al, respectivamente 7 a 9% e 1 a 2%; o  $Fe_{total}$  varia de 5 a 8%, permitindo classificá-los como sendo do tipo augita.

Os estudos nos minerais opacos em MEV revelou a presença de magnetita, ilmenita e sulfeto. A magnetita apresenta  $Fe_{total}$  superior a 60% e encontra-se associada e bordejando os cristais de augita ou nas amígdalas do basalto. A ilmenita geralmente associada à magnetita, também encontra-se na matriz do basalto em grânulos entre as ripas de plagioclásio e também em pequenas concentrações de ilmenita inclusos nas amígdalas do basalto e apresenta alta concentração de  $Fe_{total}$  e

Ti, respectivamente 29% e 24%. O sulfeto identificado foi a covelita que apresenta-se associada a borda do plagioclásio e possui altos valores na concentração de Cu e S, respectivamente 68 a 72% e 26 a 29%.

As sucessões de rochas máficas estudadas representam em evento de vulcanismo de natureza basáltica, provavelmente toleítica, acontecido no final de Neoproterozóico relacionado aos estágios finais de estruturação do Cinturão Araguaia, e não tem correlação com os basaltos de fundo oceânico reconhecidos nos domínios mais a sul desta região.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, F.A.M. **Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia**. 1978. 90 f. Dissertação (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1978.
- ABREU, F .A. M. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1979, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 2, p. 539-545.
- ABREU, F .A. M. Evolução estrutural do Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1981, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 1, p. 257-269.
- ABREU, F. A. M. GORAYEB, P.S.S.; HASUY, Y. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. 1994, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 1994.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 2., 1977, Campina Grande. Atas... Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29. 1981.
- ALVARENGA, C .J. S. et al. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, U.G. et al. (Ed.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31. Internacional Geological Congress, 2000. p. 183-193.
- BRITO NEVES, B .B.; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America During the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, p. 23-40. 1991.
- CAMPBELL, D. F. et al. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. **Boletim do Conselho Nacional do Petróleo**, Rio de Janeiro, n. 1, 1949. 160 p.
- CORDANI, U. G. et al. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. **Ciências da Terra**, v. 9, p. 6-11. 1984.
- COUTINHO, J. M. V. **Geologia e petrografia na região do eixo de montante da Barragem em Tucuruí**. Consórcio Engevix S.A., Themag Ltda, 1975. (Relatório Interno).
- COX, K. G., BELL, J. D., PANKHURST, P. J. **The Interpretation of igneous rocks**, London, 1979. Cap. 7.
- CUNHA, P. R. C. et al. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 47-55. 1994.

DALL'AGNOL, R. et al. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da faixa Araguaia – GO – Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA. 7., 1988, Belém. **Anais...Belém: SBG-Núcleo Norte**, 1988. v. 1, p. 1-9.

DEAMON, R. F. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 2, p. 78-84, 1975.

DEAMON, R. F.; CONTEIROS, C. S. A. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...São Paulo: SBG**, 1971. v 3, p. 29-92.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. **Minerais Constituintes de Rochas: Uma Introdução**. London, 558 p. 1996.

**Departamento Nacional de Infraestrutura de Transporte – DNIT**. Disponível em: <<http://www.dnit.gov.br>>. Acesso em 14 maio 2010.

FARACO, M. T. L. et al. Levantamento geológico da região ao norte da Província Carajás. In: Souza, V.; Horbe, A.C. (Coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia. Manaus: SBG – Núcleo Norte**, 2005. V. 4, p. 32-44.

FARIAS, E. S. et al. **Estágio de Campo III: relatório final**. Área Belém – Outeiro. Belém: Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará, 1992. 247 p.

FIGUEIREDO, A. J. A.; SOUZA, J. O.; OLIVATTI, O. Conceição do Araguaia – Folha SC. 22-X-B – Estado do Tocantins/Pará. Escala 1:250.000. Textos explicativos. Brasília: CPRM, 1994. 113 p. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**.

GÓES, A. M. **Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no Nordeste do Pará e Nordeste do Maranhão**. Belém: UFPA, 1981. 55 f. Tese (Mestrado em Ciências na área de Geologia) – Universidade Federal do Pará – UFPA.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 57-67, jan/mar. 1994.

GORAYEB, P. S. S. **Evolução geológica da região de Arguacema Pequizeiro-Goiás-Brasil**. 1981. 100 f. Dissertação (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981.

GORAYEB, P. S. S. et al. Geologia do Parque Andorinhas e Região Adjacente. In: GORAYEB, P. S. S. (Ed.). **Parque Martírios e Andorinhas: Conhecimento, História e Preservação**. Belém: Edufpa, 2008. p.57-80.

HEBELEHRNER, H. Considerações sobre a Geologia da Região de Tucuruí. **Relatório**: TUC-10-4001-EF-Eletronorte – São Paulo – 22p. 1975.

HASUI, Y. Estruturas Geológicas na Área da Barragem de Tucuruí: **Relatório Interno, Consórcio Engevix S.A. Themag Ltda**, 1975.

HASUI, Y. et al. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. **Boletim** do Instituto de Geociências, São Paulo, v. 8, p. 107-118, 1977.

HASUI, Y. et al. Província Tocantins. Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgar Blucher, 1984b. p. 187-204.

JORGE JOÃO, X. S. et al. Altamira: folha SA.22-Y-D, Estado do Pará. Texto explicativo, escala 1: 250.000. Brasília: DNPM/CPRM, 1987. 31 p., il. **Programa Levantamentos Geológicos básicos do Brasil (PLGB)**.

LAFON, J. M. et al. **Age archéen de la granodiorite Cumaru (Serra dos Gradaús, Pará, Brésil)**. C.R. Acad. Sci. Paris, v. 310, p. 1653-1641, 1990.

MACAMBIRA, J. B. **Geologia e ocorrências minerais do branquianticlinal do Lontra (GO)**. 1983. 108 f. Dissertação (Mestrado em Ciências/Geologia) – curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas, Geológicas – Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.

MACAMBIRA, M. J. B. et al. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos expandidos...** Belém: SBG, 2001a. 1 CD-ROM.

MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H.; GUILFORD, C. **Atlas of igneous rocks and their textures**. London. Longman Scientific & Technical, 148 p. 1982.

MATTA, M. A. S. **Evolução geológica da região de Tucuruí – Pará**. 1982. 109 f. Tese (Mestrado) Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1982, 109 p.

MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. **An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of south America**. Episodes, v. 22, n. 3, p. 199-205, 1999.

**Mineralogy Database**. Disponível em: <<http://webmineral.com>>. Acesso em 10 Agosto 2009.

MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E. Evidence of Brasiliano/Pan African Deformation in the Araguaia belt: Implication for Gondwana evolution. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 2, p. 117-123, 1993.

MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. Actas. **XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia**. Salvador 6. 31-34. 1996.

MORAES REGO, L. F. Notas Geográficas e Geológicas sobre o Rio Tocantins. **Boletim Paraense Emílio Goeldi, Belém**, v. 9, p. 271-288, 1933.

PAMPLONA, L. J. P. ; GORAYEB, P. S. S. ; [NASCIMENTO, R. S.](#) . O METAMORFISMO NO EXTREMO LESTE DO CINTURÃO ARAGUAIA, REGIÃO DE XAMBIOÁ-ARAGUANÃ. In: 45 Congresso Brasileiro de Geologia, 2010, Belém. **Anais 45 Congresso Brasileiro de Geologia. Belém** : SBG-NO, 2010. v. 1. p. 1336.

ROSA-COSTA, L. T. et al. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. **Gondwana Research**, v. 10, n. 3/4, p. 277-300, 2006.

ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terceário (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeld**, n. 9, p. 29-41, 1997. (Série Ciências da Terra).

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. Geologia. In: ROSSETTI, D. F; GÓES, A. M; TRUCKENBRODT, W. (Ed). O neógeno na Amazônia Oriental. Belém: **Museu Paraense Emílio Goeld**, 2004. p. 13-52. (Coleção Fiedrich Katzer).

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: Texto, mapas e SIG. Brasília, CPRM, 2003. p. 5-54.

SANTOS, J. O. S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.). **geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: SPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2003. p. 169-226, il.

SILVA, J. M. R. **Metamorfismo das rochas pelíticas da Faixa de dobramento Paraguai-Araguaia**. 1980. 48 f. Dissertação (Mestrado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1980.

SIAL, A. N., McREATH, I. Petrologia Ígnea, volume 1. **Os Fundamentos e as ferramentas de estudo**, SBG; CNPq. Salvador- BA. 1984.

SOUZA, V. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; KOTSCHOUBEY, B. Idade de zircão do garimpo Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Resumos expandidos...**Manaus: SBG, 2003.1 CD0ROM.

STRECKSEIN, A. Classification e nomenclature of volcanic rock, lamprophyros, carbonatites and melilitic rock. Classification and nomenclature recommended by the Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks (IUGS). **Neues Jarbuch fur Mineralogy**, Abhandlungen. 134, p. 1-14. 1975.

TANCREDI, A. C. F. N. S. **Recursos hídricos subterrâneos de Santarém**. 1996. 153 f. Tese (Doutorado) – Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.

TATUMI, S. H. et al. Datação de sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil por luminescência opticamente estimulada (LOE). In: CONGRESSO DA ABEQUA, 21., 2007, Belém. **Resumos...**Belém, 2007. 1 CD-ROM.

TROUW, R. A. J. et al. Geologia da região de Tucuruí – Baixo Tocantins. Pará: In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1978, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976. v. 2, p. 137-148.

VASQUEZ, M. L. **Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá**: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico. 2006. 212 f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

VASQUEZ, M. L. ; ROSA-COSTA, L. T. da (org.). **Geologia e recursos Minerais do Estado do Pará**: sistema de informações geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. 328 p. Belém: CPRM, 2008.

VASQUEZ, M. L.; MACAMBIRA, M. J. B.; GALAZA, M. A. Granitóides transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Pará – Novos dados geológicos e geocronológicos. In: HORBE, A. M. C.; SOUZA, V. S. (Coord.) **Contribuições à geologia da Amazônia**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 2005. v. 4, p. 16-31.

## **ANEXOS**

## ANEXO A: FICHAS PETROGRÁFICAS


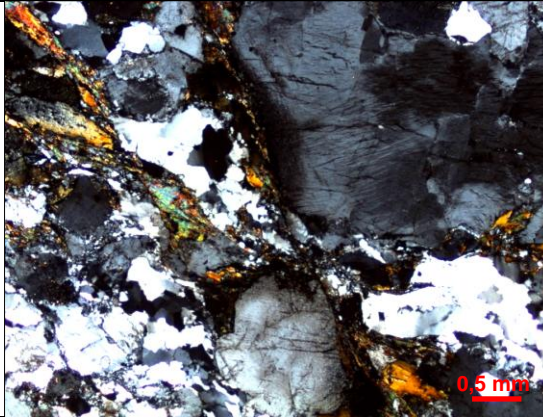
<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 01		<b>COORDENADAS:</b> 648720 N / 9577125 E	
<b>IMAGENS</b>			
AMOSTRA DE MÃO		FOTOMICROGRAFIA	
			
<b>ASPÉCTOS MACRSCÓPICOS</b>			
<p>Os basaltos amigdalóides tem cor cinza escura, heterogênea e maciça, afanítica, de granulação muito fina e fraturamento conchoidal. Do ponto de vista textural esta rocha apresenta variação de tipos, destacando as texturas intergranular, intersetal e amigdaloidal. Na primeira, a mineralogia essencial composta de plagioclásio e clinopiroxênio, é envolvida por material vítreo, assim como os minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita. Na segunda, o clinopiroxênio preenche os espaços entre as ripas de plagioclásio, logo o arranjo se caracteriza como sendo de textura intergranular. Esta última, preferencialmente, demarca zonas superiores do derrame e caracteriza-se por apresentar amígdalas. Apresenta amígdalas com dimensões entre 2 a 10 mm.</p>			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
<p>A mineralogia essencial é composta de plagioclásio e o clinopiroxênio, minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita. Os cristais de plagioclásio são subédricos em forma de ripas, com cerca de 0,2 mm, dispersos em toda rocha. Observa-se neste plagioclásio processos de saussuritização. Os cristais de clinopiroxênio são subédricos, tamanhos de até 0,1 a 2 mm dispersos em toda rocha, moderadamente fraturado. Algumas porções de cristais com maclamento simples. Os cristais de clinopiroxênio preenchem os espaços entre as ripas de plagioclásio. Seu ângulo de extinção tem de aproximadamente 46°, o que junto com outras propriedades revela tratar-se de augita. Os cristais de clorita são anédricos, cristais muito pequenos, com 0,01 mm, dispersos na rocha e estão associados ao clinopiroxênio. Apresentando formas esqueléticas. O plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando os cristais no centro como oligoclásio e na borda como albita. Os cristais de epidoto são anédricos, cristais muito pequenos com 0,01 mm, dispersos na rocha e proveniente da alteração do plagioclásio e possivelmente também da alteração do clinopiroxênio. Os cristais opacos como magnetita, covelita e ilmenita são anédricos, cristais com 0,01 mm. Geralmente concentrados e/ou dispersos em toda matriz do basalto e nas amígdalas. Nestes basaltos as amígdalas apresentam-se com formas subcirculares, não orientadas, bem como feições irregulares com dimensões que variam de 0,2 a 0,6 mm, preenchidas por minerais de baixa temperatura (clorita, quartzo e epidoto). Internamente as amígdalas são formadas por cristais granulares ou radiais, algumas vezes apresentando zoneamento composicional cujo núcleo contendo quartzo, é margeado por uma zona externa composta por clorita+epidoto. Os opacos como estão magnetita e ilmenita estão inclusos em algumas porções das amígdalas.</p>			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>		<b>TEXTURA:</b> INTERGRANULAR / AMIGDALOIDAL	
<u>ESSENCIAS</u>	%	<u>ACESSÓRIOS</u>	<u>SECUNDÁRIOS</u>
Albita+Oligoclásio	51	Titanita	Epidoto
Augita	48	Magnetita	Clorita
		Covelita	
		Ilmenita	
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Ígnea	<b>CLASSE:</b> Vulcânica	<b>NOME:</b> Basalto Amigdaóide	

<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 02		<b>COORDENADAS:</b> 649552 N / 9576421 E	
<b>IMAGENS</b>			
<b>AMOSTRA DE MÃO</b>		<b>FOTOMICROGRAFIA</b>	
			
<b>ASPÉCTOS MACRSCÓPICOS</b>			
<p>Os fragmentos constituintes desta brecha magmática são de arenitos e basaltos com dimensões que variam de 1 a 10 cm. Eles são bastante irregulares, onde os fragmentos angulosos do arenito estão englobados pelo basalto. Os fragmentos de arenitos são de cor cinza avermelhado escuro, granulação muito fina e fortemente brechados com veios de quartzo de dimensões milimétricas. As porções basálticas da brecha têm cor cinza escuro, afanítica, homogêneo, maciço, apresentando textura intergranular</p>			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
<p>A mineralogia essencial é composta de plagioclásio, clinopiroxênio e subordinadamente minerais opacos. Sob observação microscópica os basaltos apresentam cristais de plagioclásio são subédricos em forma de ripas, tamanhos de até 0,2 mm, dispersos em toda rocha. Os espaços entre as ripas são preenchidos por cristais de clinopiroxênio caracterizando a textura intergranular. Foram registrados em algumas porções da lâmina cristais alongados de plagioclásio com terminações e feições do tipo “rabo de andorinha”. Os cristais de plagioclásio apresentam localizadamente uma leve orientação preferencial de suas ripas possivelmente relacionada ao fluxo magmático. O plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando como albita. Os cristais de clinopiroxênio ocorrem em geral como cristais pequenos, com 0,1 a 0,2 mm, aciculares e moderadamente fraturados. Algumas porções de cristais com maclamento simples, dispersos em toda rocha, preenchendo os espaços entre as ripas de plagioclásio. Seu ângulo de extinção tem de aproximadamente 38°, o que junto com outras propriedades revela tratar-se de augita. Os cristais de clorita são anédricos de dimensões de 0,05 mm, distribuídos na rocha, associado ou substituído do clinopiroxênio. Os minerais opacos (magnetita e ilmenita) apresentam-se como cristais anédricos de dimensões de 0,1 a 0,2 mm. No geral apresentam-se concentrados e outros dispersos na rocha.</p>			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>			<b>TEXTURA:</b> INTERGRANULAR
<u>ESSENCIAS</u>	%	<u>ACESSÓRIOS</u>	<u>SECUNDÁRIOS</u>
Albita	50	Magnetita	Clorita
Augita	48	Ilmenita	
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Ígnea	<b>CLASSE:</b> Vulcânica	<b>NOME:</b> Brecha de derrame	

<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 03		<b>COORDENADAS:</b> 650985 N / 9576402 E	
<b>IMAGENS</b>			
<b>AMOSTRA DE MÃO</b>		<b>FOTOMICROGRAFIA</b>	
			
<b>ASPECTOS MACROSCÓPICOS</b>			
<p>Rocha de coloração avermelhada, maciça, granulometria muito fina, textura maciça, bastante compacta. Alternados na sucessão aparecem lâminas centimétricas de arenito muito compacto de tonalidade esverdeada, nas quais encontram-se estruturas primárias, com laminação planoparalela. Apresentando pequenos veios preenchidos por provavelmente quartzo.</p>			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
<p>Mineralogicamente a rocha é composta por minerais essenciais como quartzo, feldspato e microclina e acessórios em menores quantidades como titanita e apatita, minerais secundários como clorita e muscovita, e presença de minerais opacos. Os grãos de quartzo são subarredondados e subangulosos, moderadamente selecionados e contatos irregulares. Apresentando extinção ondulante em alguns grãos. Os grãos de feldspato são angulosos e com contatos irregulares. Apresenta em alguns casos alteração para carbonato e argilomineral. Os minerais de titanita e a apatita apresentam-se subangulosos. A Titanita apresenta-se dispersa ou em pequenas concentrações e inclusos em outros minerais. Os minerais de muscovita e de clorita com dispõem-se em cristais contornando os grãos dos outros minerais exibindo contato côncavo-convexo. Provavelmente essas micas são de origem detrítica. Os minerais opacos apresentam-se, geralmente, dispersos ou em pequenas concentrações na rocha.</p>			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>		<b>TEXTURA:</b> MACIÇA	
<u>ESSENCIAS</u>	%	<u>ACESSÓRIOS</u>	<u>SECUNDÁRIOS</u>
Quartzo	50	Apatita	Clorita
Feldspato	48	Titanita	Muscovita
Opacos	2		
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Sedimentar		<b>CLASSE:</b> Arenito	<b>NOME:</b> Arenito arcossiano

<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 04		<b>COORDENADAS:</b> 647196 N / 9576402 E	
<b>IMAGENS</b>			
<b>AMOSTRA DE MÃO</b>		<b>FOTOMICROGRAFIA</b>	
			
<b>ASPECTOS MACROSCÓPICOS</b>			
Petrograficamente os basaltos são afaníticos, de cor cinza esverdeada, homogênea e maciça e com fraturamento conchoidal. No geral apresenta textura intergranular e intersetal.			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
<p>A mineralogia essencial é composta de plagioclásio e clinopiroxênio, envolvidos por material vítreo e minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita. Os cristais de plagioclásio são subédricos e em forma de ripas com cerca de 0,2 mm dispersos em toda racha. Observa-se neste plagioclásio o processo de saussuritização. Foram registrados em algumas porções da lâmina cristais alongados de plagioclásio com terminações e feições do tipo “rabo de andorinha”. O plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando os cristais no centro como oligoclásio e na borda como albita. Os cristais clinopiroxênio são em geral aciculares, com dimensões de 0,1 a 0,12 mm dispersos em toda a rocha e moderadamente fraturados. Algumas porções de cristais com maclamento simples, com cristais preenchendo os espaços entre as ripas de plagioclásio. Seu ângulo de extinção tem de aproximadamente 40°, o que junto com outras propriedades revela tratar-se de augita. Os cristais de clorita apresentam-se anédricos, cristais muito pequenos, com 0,01 mm, distribuídos na rocha, associado ou substituído do clinopiroxênio, apresentando formas esqueletais. Os cristais de epidoto são anédricos, cristais muito pequenos, com 0,02 mm, dispersos na rocha e como proveniente da alteração do plagioclásio e possivelmente também da alteração do clinopiroxênio. Os minerais opacos (covelita) ocorrem como cristais anédricos, cristais pequenos, com 0,01 mm, geralmente concentrados e outras dispersas na rocha. São bastante comuns nestes basaltos veios milimétricos preenchidos por quartzo, clorita e epidoto.</p>			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>		<b>TEXTURA:</b> INTERGRANULAR	
<u>ESSENCIAS</u>	%	<u>ACESSÓRIOS</u>	<u>SECUNDÁRIOS</u>
Albita+Oligoclásio	51	Titanita	Clorita
Augita	48	Covelita	Epidoto
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Ígnea	<b>CLASSE:</b> Vulcânica	<b>NOME:</b> Basalto Maciço	


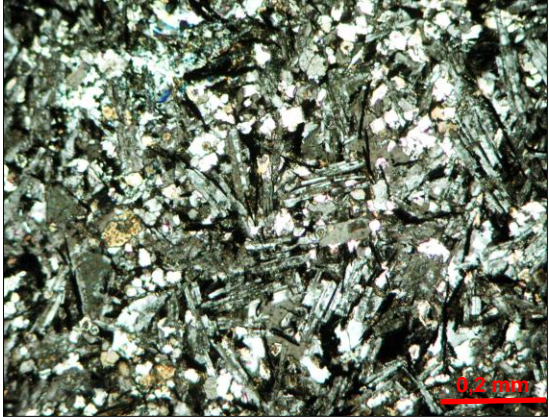
<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 05		<b>COORDENADAS:</b> 649902 N / 9576986 E	
<b>IMAGENS</b>			
<b>AMOSTRA DE MÃO</b>		<b>FOTOMICROGRAFIA</b>	
			
<b>ASPÉCTOS MACRSCÓPICOS</b>			
<p>Rocha de coloração marrom avermelhado, bastante fraturado. Sua granulometria é muito fina e bastante compacta. Apresenta uma textura maciça com pequenos veios milimétricos a centimétricos de quartzo.</p>			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
<p>Mineralogicamente a rocha é composta por minerais essenciais como quartzo, feldspato e microclina e acessórios em menores quantidades como titanita, zircão e apatita, minerais secundários como clorita e muscovita, e presença de minerais opacos. Os grãos de quartzo são subarredondados e subangulosos, moderadamente selecionados e contatos irregulares. Apresentando extinção ondulante em alguns grãos. Os grãos de feldspato são angulosos e com contatos irregulares. Apresenta em alguns casos alteração para carbonato e argilomineral. Os minerais de titanita, apatita e zircão apresentam-se subangulosos. A titanita e o zircão apresentam-se dispersos ou em pequenas concentrações e inclusos em outros minerais. Os minerais de muscovita com e de clorita dispõem-se em cristais contornando os grãos dos outros minerais exibindo contato côncavo-convexo. Provavelmente essas micas são de origem detrítica. Os minerais opacos apresentam-se, geralmente, dispersos ou em pequenas concentrações na rocha. Próximos as zonas de falhas, há intenso cisalhamento, modificando o acamamento, com abundancia de falhas centimétricas a métricas associadas à densa rede de juntas.</p>			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>		<b>TEXTURA:</b> MACIÇA	
<u>ESSENCIAS</u>	%	<u>ACESSÓRIOS</u>	<u>SECUNDÁRIOS</u>
Quartzo	50	Apatita	Clorita
Feldspato	49	Titanita	Muscovita
Opacos	1	Zircão	
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Sedimentar		<b>CLASSE:</b> Arenito	<b>NOME:</b> Arenito arcossiano

<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 06		<b>COORDENADAS:</b> 644851 N / 9570282 E	
<b>IMAGENS</b>			
<b>AMOSTRA DE MÃO</b>		<b>FOTOMICROGRAFIA</b>	
			
<b>ASPÉCTOS MACRSCÓPICOS</b>			
Rocha de granulação grossa, coloração rosada, fanerítica, textura predominantemente granular, localmente micropertita e granofidica.			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
Mineralogicamente a rocha é composta por K-feldspato, quartzo e plagioclásio. Como acessório primário tem-se biotita, hornblenda, zircão, apatita. Clorita, titanita, epidoto e opacos representam os minerais secundários. Os cristais de K-feldspato apresentam-se como uma microclina inequigranular, de granulação médio a grosso (2,2 a >3,6 mm), de habito granular. O contato com o quartzo é predominantemente irregular e localmente retilíneo. Encontra-se moderadamente alterado para argilo-mineral e levemente para sericita. Apresenta inclusão de plagioclásio e quartzo. Os cristais de quartzo são inequigranulares, de granulação que varia entre fino a grosso (1,4 a 4,2 mm), subédrico e de habito granular. O contato com o plagioclásio é irregular e localmente retilíneo. Apresenta extinção ondulante. Encontra-se inclusão de K-feldspato e epidoto. Os cristais de plagioclásio são inequigranulares, com a granulação de fina a média (1 a 2,6 mm), de habito granular e de composição An <sub>30</sub> . Apresenta-se alterado moderadamente para argilo-mineral e levemente para sericita. Encontra-se inclusão de zircão e quartzo. Os cristais da biotita são inequigranulares, de granulação entre fina a média (0,12 a 1,6 mm) e de habito lamelar. Encontra-se moderadamente alterada para clorita e corroída nas bordas. Está associado a opacos. Exibe pleocroísmo castanho-claro-esverdeado a castanho-escuro e uma leve orientação preferencial da biotita. O epidoto ocorre como cristais de forma anédrica. A hornblenda e encontra-se com as bordas corroídas. Está associada à biotita, titanita e epidoto. A titanita ocorre como finos agregados de cristais anédricos proveniente da alteração do anfibólio e biotita. A apatita forma cristais subédrico a anédricos, às vezes fraturados. Os cristais opacos (<1%) apresentam-se dispersos em toda a rocha.			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>		<b>TEXTURA:</b> Granular hipidiomórfia	
<b>ESSENCIAS</b>	<b>%</b>	<b>ACESSÓRIOS</b>	<b>SECUNDÁRIOS</b>
K-feldspato	44	Hornblenda	Clorita
Quartzo	34	Zircão	Epidoto
Plagioclásio	18	Apatita	
Biotita	3	Titanita	
		Opacos	
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Ígnea		<b>CLASSE:</b> Plutônica	<b>NOME:</b> Sienogranito

<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 07		<b>COORDENADAS:</b> 649212 N / 9582015 E	
<b>IMAGENS</b>			
<b>AMOSTRA DE MÃO</b>		<b>FOTOMICROGRAFIA</b>	
			
<b>ASPÉCTOS MACRSCÓPICOS</b>			
<p>Rocha maciça, de coloração avermelhada, granulometria muito fina, textura maciça, bastante compacta e aflora fresco. Alternados na sucessão aparecem lâminas centimétricas de arenito muito compacto de tonalidade esverdeada.</p>			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
<p>Mineralogicamente a rocha é composta por minerais essenciais como quartzo, feldspato e microclina, e acessórios como titanita, apatita e zircão e minerais opacos, e minerais secundários como clorita e muscovita. Os grãos de quartzo são subarredondados e subangulosos, moderadamente selecionados e contatos irregulares. Apresentando extinção ondulante em alguns grãos. Os grãos de feldspato são angulosos e com contatos irregulares. Apresenta em alguns casos alteração para carbonato e argilomineral. Os minerais de titanita, apatita e zircão apresentam-se subangulosos. A Titanita e o zircão apresentam-se dispersos ou em pequenas concentrações e inclusos em outros minerais. Os minerais de muscovita e de clorita dispõem-se em cristais contornando os grãos dos outros minerais exibindo contato côncavo-convexo. Provavelmente essas micas são de origem detrítica. Os minerais opacos apresentam-se dispersos ou em pequenas concentrações na rocha. Próximos as zonas de falhas, há intenso cisalhamento, modificando o acamamento, com abundância de falhas centimétricas a métricas associadas à densa rede de juntas.</p>			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>			<b>TEXTURA:</b> MACIÇA
<u>ESSENCIAS</u>	%	<u>ACESSÓRIOS</u>	<u>SECUNDÁRIOS</u>
Quartzo	50	Titanita	Clorita
Feldspato	48	Apatita	Muscovita
Opacos	2	Zircão	
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Sedimentar		<b>CLASSE:</b> Arenito	<b>NOME:</b> Arenito arcossiano

<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 08		<b>COORDENADAS:</b> 645991 N / 9585686 E	
<b>IMAGENS</b>			
<b>AMOSTRA DE MÃO</b>		<b>FOTOMICROGRAFIA</b>	
			
<b>ASPECTOS MACRSCÓPICOS</b>			
Rocha afanítica, de cor cinza esverdeada, homogênea, maciça e fratura conchoidal. No geral apresenta textura intergranular.			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
Os minerais essenciais desta rocha são plagioclásio e clinopiroxênio, subordinadamente tem-se a clorita, epidoto, titanita e minerais opacos como magnetita. Os cristais de plagioclásio são subédricos e em forma de ripas, com cerca de 0,15 mm dispersos em toda racha. Os espaços entre uma ripa e outra é preenchido por cristais de augita caracterizando uma textura intergranular. Observa-se neste plagioclásio moderados processos de saussuritização. O plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando como oligoclásio. Os cristais clinopiroxênio do tipo augita ocorrem, em geral, aciculares e pequenos com 0,1 a 0,2 mm dispersos em toda a rocha. Moderadamente algumas porções de cristais fraturados e com maclamento simples. Observou-se alguns cristais preenchendo os espaços entre as ripas de plagioclásio. Sua extinção tem um ângulo de aproximadamente 42°, o que junto com outras propriedades revela tratar-se de augita. Os cristais de clorita apresentam-se anédricos, cristais muito pequenos, com 0,02 mm, distribuídos na rocha, associado ao clinopiroxênio, apresentando formas esqueletais. Os cristais de epidoto são anédricos, cristais muito pequenos, com 0,05 mm, dispersos na rocha e como proveniente da alteração do plagioclásio e possivelmente também da alteração do clinopiroxênio. Os cristais de titanita ocorrem como cristais anédricos, cristais pequenos, com 0,01 mm. Geralmente concentrados ou dispersos na rocha. Os cristais opacos como magnetita ocorrem como cristais anédricos geralmente concentrados e/ou dispersos em toda rocha.			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>		<b>TEXTURA:</b> INTERGRANULAR	
<u>ESSENCIAS</u>	%	<u>ACESSÓRIOS</u>	<u>SECUNDÁRIOS</u>
Oligoclásio	50	Titanita	Clorita
Augita	47	Magnetita	Epidoto
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Ígnea		<b>CLASSE:</b> Vulcânica	<b>NOME:</b> Basalto maciço

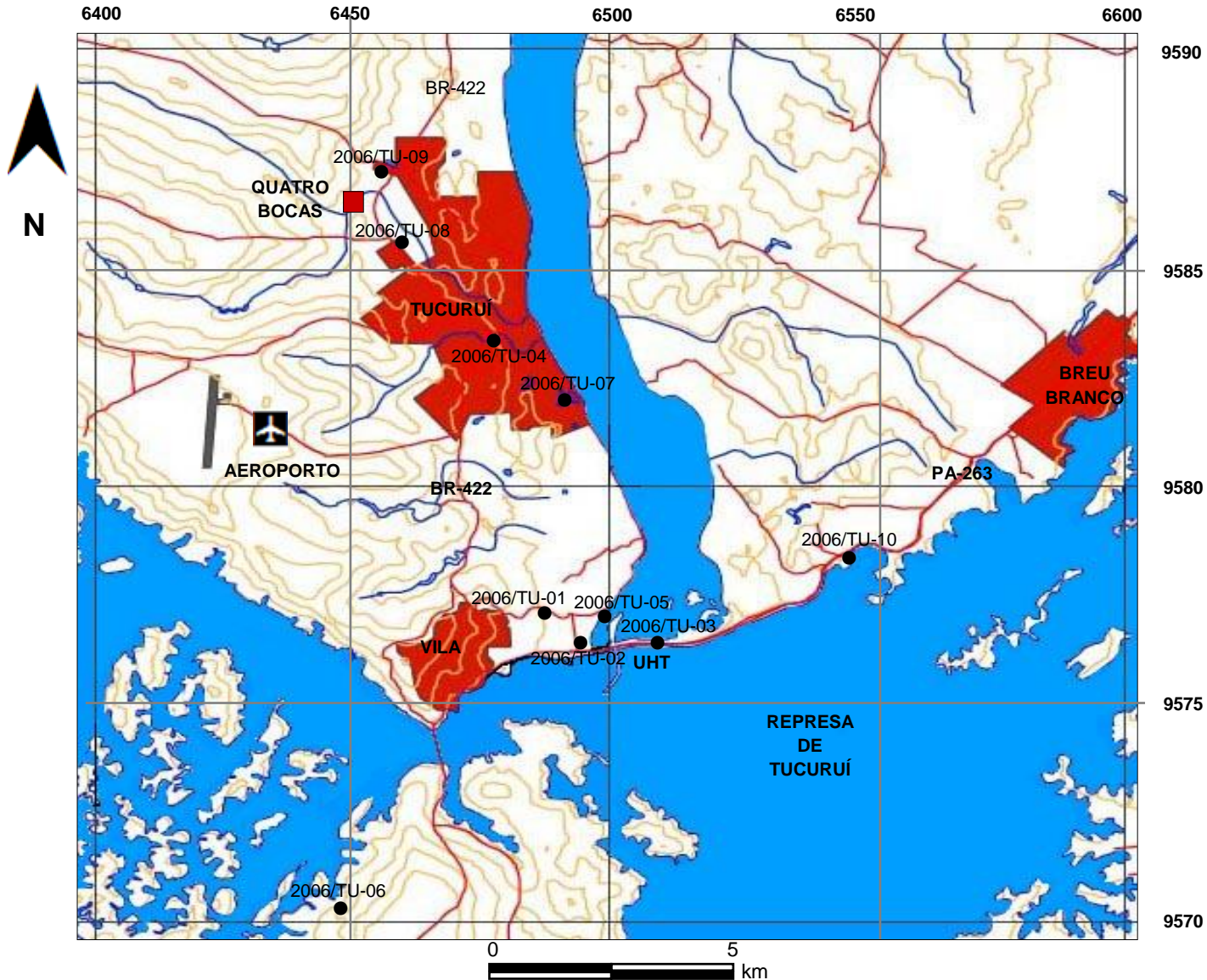
<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 09		<b>COORDENADAS:</b> 645658 N / 9587342 E	
<b>IMAGENS</b>			
<b>AMOSTRA DE MÃO</b>		<b>FOTOMICROGRAFIA</b>	
			
<b>ASPÉCTOS MACRSCÓPICOS</b>			
Petrograficamente os basaltos são afaníticos, de cor cinza esverdeada, homogênea e maciça e com fraturamento conchoidal. No geral apresenta textura intergranular e intersetal.			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
<p>A mineralogia essencial é composta de plagioclásio e clinopiroxênio, envolvidos por material vítreo e minerais opacos como acessórios e, secundariamente, epidoto e clorita. Os cristais de plagioclásio são subédricos e em forma de ripas com cerca de 0,2 mm dispersos em toda racha. Observa-se neste plagioclásio o processo de saussuritização. Foram registrados em algumas porções da lâmina cristais alongados de plagioclásio com terminações e feições do tipo “rabo de andorinha”. O plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando os cristais no centro como oligoclásio e na borda como albita. Os cristais clinopiroxênio são em geral aciculares, com dimensões de 0,1 a 0,12 mm dispersos em toda a rocha e moderadamente fraturados. Algumas porções de cristais com maclamento simples, com cristais preenchendo os espaços entre as ripas de plagioclásio. Seu ângulo de extinção tem de aproximadamente 40°, o que junto com outras propriedades revela tratar-se de augita. Os cristais de clorita apresentam-se anédricos, cristais muito pequenos, com 0,01 mm, distribuídos na rocha, associado ou substituído do clinopiroxênio, apresentando formas esqueléticas. Os cristais de epidoto são anédricos, cristais muito pequenos, com 0,02 mm, dispersos na rocha e como proveniente da alteração do plagioclásio e possivelmente também da alteração do clinopiroxênio. Os minerais opacos (covelita) ocorrem como cristais anédricos, cristais pequenos, com 0,01 mm, geralmente concentrados e outras dispersos na rocha. São bastante comuns nestes basaltos veios milimétricos preenchidos por quartzo, clorita e epidoto.</p>			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>		<b>TEXTURA:</b> INTERGRANULAR	
<b>ESSENCIAS</b>	<b>%</b>	<b>ACESSÓRIOS</b>	<b>SECUNDÁRIOS</b>
Albita+Oligoclásio	51	Titanita	Clorita
Augita	48	Covelita	Epidoto
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Ígnea	<b>CLASSE:</b> Vulcânica	<b>NOME:</b> Basalto maciço	

<b>SIGLA:</b> 2006/TU - 10		<b>COORDENADAS:</b> 654426 N / 9578212 E	
<b>IMAGENS</b>			
<b>AMOSTRA DE MÃO</b>		<b>FOTOMICROGRAFIA</b>	
			
<b>ASPÉCTOS MACROSCÓPICOS</b>			
Rocha vulcânica afanítica, de cor cinza esverdeada, homogênea, maciça e fratura conchoidal. Apresenta textura intergranular.			
<b>ASPECTOS MICROSCÓPICOS</b>			
<p>A mineralogia é composta de plagioclásio e clinopiroxênio, subordinadamente clorita além de minerais opacos como magnetita. Os cristais de plagioclásio são subédricos e em forma de ripas com cerca de 0,17 mm, dispersos em toda racha. Os espaços entre uma ripa e outra é preenchido por cristais de augita caracterizando uma textura intergranular. Observa-se neste plagioclásio moderados processos saussuritização. O plagioclásio original deve ter sido mais rico na molécula de An (Labradorita) que é de maior temperatura e instável, portanto, as transformações metamórficas levaram a perda do cálcio recristalizando como albita. Os cristais clinopiroxênio do tipo augita ocorrem em geral cristais aciculares e pequenos com 0,1 a 0,14 mm dispersos em toda a rocha e moderadamente fraturado. Algumas porções de cristais com maclamento simples. Observou-se alguns cristais preenchendo os espaços entre as ripas de plagioclásio. Sua extinção tem um ângulo de aproximadamente 42°, o que junto com outras propriedades revela tratar-se de augita. Os cristais de clorita apresentam-se anédricos, cristais muito pequenos com 0,02 mm e distribuídos na rocha. Estes cristais estão associados ao clinopiroxênio. No geral apresentando formas esqueletais. Os cristais opacos como magnetita ocorrem como cristais anédricos e pequenos com 0,01 mm. Geralmente concentrados e outras dispersos na rocha. São bastante comuns nestes basaltos veios de cor verde acinzentado, milimétricos a centimétricos, preenchidos por quartzo.</p>			
<b>CONTEÚDO MINERALÓGICO</b>		<b>TEXTURA:</b> INTERGRANULAR	
<b>ESSENCIAS</b>	<b>%</b>	<b>ACESSÓRIOS</b>	<b>SECUNDÁRIOS</b>
Albita	50	Magnetita	Clorita
Augita	48		
<b>CLASSIFICAÇÃO</b>			
<b>TIPO DE ROCHA:</b> Ígnea	<b>CLASSE:</b> Vulcânica	<b>NOME:</b> Basalto maciço	

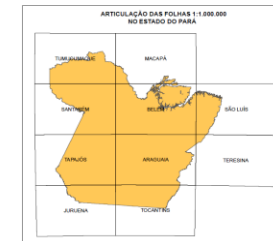
## ANEXO B: BANCO DE DADOS DE AMOSTRAGEM

<b>SIGLA</b>	<b>COORDENADAS</b>	<b>CLASSIFICAÇÃO</b>
2006/TU-01	648720 N / 9577125 E	Basalto Amigdalóide
2006/TU-02	649552 N / 9576421 E	Brecha de derrame
2006/TU-03	650985 N / 9576402 E	Arenito arcossiano
2006/TU-04	647196 N / 9583574 E	Basalto Maciço
2006/TU-05	649902 N / 9576986 E	Arenito arcossiano
2006/TU-06	644851 N / 9570282 E	Sienogranito
2006/TU-07	649212 N / 9582015 E	Arenito arcossiano
2006/TU-08	645991 N / 9585686 E	Basalto Maciço
2006/TU-09	645658 N / 9587342 E	Basalto Maciço
2006/TU-10	654426 N / 9578212 E	Basalto Maciço

# Anexo C



CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS	
	CIDADES
	RODOVIAS
	AEROPORTO
	PONTOS DE AMOSTRAGEM
	DRENAGEM
	CURVAS DE NÍVEL



Anexo C - Mapa de amostragem da região de estudo.  
 Fonte: Modificado DNPM (2000).

