



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MAGMATISMO BASÁLTICO NA SUCESSÃO
SEDIMENTAR DO GRUPO TUCURUÍ-CINTURÃO
ARAGUAIA, NORDESTE DO PARÁ**

Dissertação apresentada por:

ALESSANDRA DE CÁSSIA DOS SANTOS DUTRA

Orientador: Prof. Dr. PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB (UFPA)

**Belém
2012**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

D978m Dutra, Alessandra de Cassia dos Santos

Magmatismo basáltico na sucessão sedimentar do Grupo Tucuruí - Cinturão Araguaia, Nordeste do Pará / Alessandra de Cássia dos Santos Dutra; Orientador: Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb – 2012
xv, 96 f.: il.

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

1. Vulcanismo. 2. Ambiente Sedimentares. 3. Grupo Tucuruí. 4. Cinturão Araguaia. Neoproterozóico. I. Gorayeb, Paulo Sérgio de Sousa, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22º ed.: 551.21098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

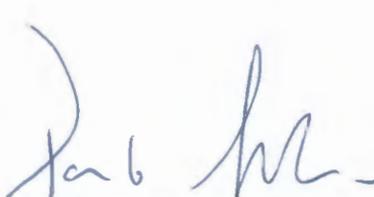
**MAGMATISMO BASÁLTICO NA SUCESSÃO
SEDIMENTAR DO GRUPO TUCURUÍ-CINTURÃO
ARAGUAIA, NORDESTE DO PARÁ**

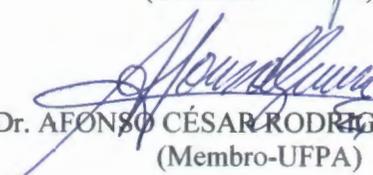
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
ALESSANDRA DE CÁSSIA DOS SANTOS DUTRA

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

Data de Aprovação: 09 / 04 / 2012

Banca Examinadora:


Prof. Dr. PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB
(Orientador-UFPA)


Prof. Dr. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA
(Membro-UFPA)


Dr. SÉRGIO DE CASTRO VALENTE
(Membro-UFRRJ)

Ao Senhor Jesus, porque Sua graça me bastou para chegar até aqui. Aos meus pais, Moisés e Sandra Dutra, meu irmão Moisés Jr., por toda dedicação, amor e cuidado destinados a mim durante toda minha vida e ao meu namorado Hélio Barros pelo amor, carinho e compreensão em minhas ausências durante este trabalho.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao Senhor Jesus, meu salvador que me dá graça e força todos os dias e me permitiu concluir este trabalho.

A minha família, Moisés e Sandra Dutra, meus pais e Moisés Jr., meu irmão, pelo amor, carinho, dedicação, cuidado e incentivo em todos os momentos de minha vida.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA, pelo aprimoramento científico pessoal e infraestrutura ofertada para a realização desta dissertação.

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

Ao Projeto Instituto de Geociências da Amazônia – GEOCIAM/INCT/CNPq/FAPESPA pelo suporte financeiro ao desenvolvimento dessa dissertação.

A Eletrobrás-Eletronorte pelo apoio durante as etapas de campo com a disponibilização de embarcação e profissional prático de navegação para levantamento de dados ao longo do reservatório da Usina Hidrelétrica de Tucuruí e também pelas cópias de perfis de sondagens cedidas.

Ao Prof. Paulo Gorayeb, meu orientador, que com sua disciplina e conhecimento me auxiliou em todas as etapas deste trabalho e também em outros estudos realizados em minhas atividades acadêmicas.

Aos Profs. Ronaldo Lemos, Afonso Nogueira, Sérgio Valente, Joelson Soares, e ao geólogo Isaac Rudnitzki pela contribuição nas discussões sobre as rochas estudadas.

Aos Profs. Rômulo Angélica e Cláudio Lamarão responsáveis pelos laboratórios de difração de raios-X e microscopia eletrônica de varredura da UFPA, respectivamente, durante a obtenção de dados mineralógicos.

Ao Hélio Barros pelo amor, compreensão, carinho e paciência durante os períodos de dedicação exclusiva a este trabalho, além dos amigos Luciana Pamplona, Bruno Leal, Gleicy Paixão, Juvenal Neto, Paulo Henrique, André Souza e o técnico da UFPA Afonso Quaresma que me ajudaram na realização deste trabalho.

“Antes que os montes nascessem, ou que tu formasses a terra e o mundo, mesmo de eternidade a eternidade, tu és Deus.” Salmos 90:2.

RESUMO

O objetivo principal do trabalho foi o estudo do magmatismo e ambientes sedimentares associados nas rochas do Grupo Tucuruí de idade neoproterozóica, além de discutir a sua contextualização na evolução do Cinturão Araguaia. A referida unidade aflora na região de Tucuruí, nordeste do Pará, ao longo da zona de transição entre o Cráton Amazônico e Cinturão Araguaia e é descrita como uma sucessão vulcano-sedimentar constituída por depósitos vulcânicos incluindo derrames basálticos, eventuais intrusões de diabásios e brechas basálticas intercaladas com depósitos siliciclásticos litorâneos constituídos por subarcóseos e siltitos amalgamados, cujas camadas orientam-se na direção NNE-SSW com mergulho baixo para SE. A Falha de Tucuruí, por cavalgamento projeta estes conjuntos rochosos para oeste resultando em fraturamento e percolação de fluidos nestas rochas. Os depósitos siliciclásticos mostram granocrescência e espessamento ascendente nos quais foram reconhecidas cinco fácies sedimentares reunidas em duas associações, sendo elas, depósitos de antepraia sendo constituída pela fácies subarcóseo com estratificação cruzada de baixo ângulo e tempestitos de face litorânea compostos pelas fácies subarcóseo com laminação planoparalela, siltito com laminação planoparalela, siltito com laminação truncada por onda e siltito com estratificação cruzada *hummocky*. Estas associações de fácies sugerem processos de transporte e sedimentação ligados a um ambiente marinho raso, seguindo da zona de *foreshore* até a zona de *shoreface*, sobre influência de onda de tempestade. A análise petrográfica de subarcóseos e siltitos a revela imaturidade textural e composicional destas rochas, indicando, sobretudo, área-fonte próxima composta de rochas ígneas de composição intermediária a máfica e/ou metamórficas, bem como também indica que a sequência sedimentar esteve submetida a condições eodiagenéticas a mesodiagenéticas. Os depósitos vulcânicos são compostos por rochas mesocráticas, hipocrystalinas, cuja mineralogia é constituída por labradorita (An_{53}), augita, minerais óxidos de Fe e Ti e acessoriamente sulfetos e apatita. Os derrames basálticos são afaníticos, compostos por basaltos amigdaloidais, situados na base e topo dos mesmos e basaltos maciço, localizados nas porções centrais dos derrames. No tipo amigdaloidal, as amígdalas são preenchidas por clorita, quartzo, zeólita e material criptocristalino verde e estão imersas em matriz intergranular ou intersertal, sendo estas duas últimas as tramas texturais principais dos basaltos maciços. Os *sills* de diabásio faneríticos e de granulação média possuem textura intergranular e eventualmente intercrescimento micrográfico. As brechas basálticas por sua vez, ocorrem entre os derrames e/ou no contato com a sequência

sedimentar, sendo constituídas de fragmentos de basaltos exibindo estruturas de fluidez envolvidos em matriz sedimentar de granulometria silte, localmente entremeadas com concentrações irregulares de zeólitas e epídoto, indicando desta forma a concomitância entre processos de sedimentação e vulcanismo. A análise geoquímica realizada em 14 amostras de rochas vulcânicas da região de estudo, utilizando espectrometria de plasma acoplado ao espectrômetro de massa (ICP-MS) revela concentrações de SiO_2 variando entre 46 a 48% e álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) entre 2-4% predominantemente. As concentrações de CaO , Fe_2O_3 e TiO_2 são elevadas e variam entre 8-128%, 12-16% e 2 -3% respectivamente, enquanto a concentração de MgO é moderada e varia entre 5-7%. Já os elementos traços tem valores de Cu, Cr e Co em concentração moderada entre 102-216ppm, 160-560 ppm, 44-52 ppm, já os valores de elementos como Ba, Rb e Sr variam entre 115-350 ppm, 5-34 ppm e 145-424 ppm respectivamente e as razões $(\text{La}/\text{Yb})_n$ entre 2 a 5. Este quadro composicional é compatível com basaltos de afinidade toleítica. O comportamento de elementos traços é típico de províncias de basaltos continentais, onde os elementos terras raras mostram fraco fracionamento. Anomalias são observadas, sendo elas negativas no caso do Eu e Sr, indicando fracionamento de plagioclásio e positiva no caso do Ti, indicando a semelhança com suítes de alto Ti. Quanto a possível fonte magmática, as razões La/Yb e La/Nb , ambas maiores que 1, permitem admitir a derivação de fontes mantélicas enriquecidas, com fusão parcial de um manto litosférico subcontinental. Desta forma, pode-se resumir que o Grupo Tucuruí representa a porção preservada de rochas de um segmento costeiro influenciado por ondas de tempestade em uma bacia do tipo rifte ou antepaís, com área fonte próxima composta de rochas ígneas e/ou metamórficas, topografia elevada e marcada por intemperismo físico predominante e que foi atingida durante sua formação por vulcanismo efusivo com assinaturas geoquímicas de afinidade toleítica e ambiência continental durante os estágios finais da evolução geológica do Cinturão Araguaia. Ademais, o fraturamento e percolação de fluidos hidrotermais observados a partir dos veios registrados nos conjuntos rochosos do GT, somado à discreta transformação mineralógica que ocorre nos basaltos são compreendidos como influência dos últimos estágios de deformação e metamorfismo regional da evolução geológica do Cinturão Araguaia.

Palavras-chave: Vulcanismo; Basaltos Toleíticos; Ambientes Sedimentares. Grupo Tucuruí; Cinturão Araguaia.

ABSTRACT

The main objective of this work was the study of magmatic and sedimentary environments associated to the rocks of the Neoproterozoic Tucuruí Group, and discusses their relation in the evolution of the Araguaia Belt. This unit is exposed in the region of Tucuruí, northeast state of Pará, northern Brazil, in transition zone between the Amazonian craton and Araguaia belt and is described as a volcano-sedimentary succession composed by basaltic volcanic deposits including occasional intrusions of diabase and basalt breccia intercalated with amalgamated arkosic arenite and siltstones interpreted as coastal deposits with layers oriented in the NNE-SSW dipping down to SE. The Tucuruí overthrusting fault affected this succession toward west, causing fracturing and fluid percolation. The siliciclastic deposits are organized and thickening succession that include two facies associations: 1) Shoreface formed by arkosic with low angle cross-stratification; and 2) Storm influenced shoreface the comprise the arkosic sandstones with parallel lamination, siltstone with lamination parallel, laminated siltstone truncated by wave and siltstone with hummocky cross-stratification. These associations suggest processes for easy transport and sedimentation connected to a shallow marine environment, following the foreshore-shoreface zones influenced by storms. The petrographic analysis of arkosic arenite and siltstones reveals compositional and textural immaturity of these rocks, suggesting proximity of source area composed of igneous mafic to intermediate igneous or metamorphic rocks. The sedimentary succession was submitted to eodiagenetic environment and mesodiagenetic conditions. The volcanic deposits are composed of mesocratics and hipocrystalline rocks, whose mineralogy consists of labradorite (An_{60}), augite, Fe and Ti oxides and sulfides and apatite accessory. The basalt flows are aphanitic composed of amygdaloidal basalts, located on the bottom and top of them and massive basalts, located in the central portions of the basaltic flows. In type amygdaloidal, the amygdales are filled by chlorite, quartz, zeolite and green cryptocrystalline material and are embedded in the matrix or intergranular intersertal, the latter being the main plots of textural massive basalts. The diabases of the sills are phaneritic and have coarse grained, intergranular texture and micrographic intergrowth. The basaltic breccias, occur between basaltic flows and / or in contact with the sedimentary sequence and is composed of fragments of basalt showing flow structures involved in matrix grain size of sediment silt, locally intercalated with irregular concentrations of zeolites and epidote, indicating thus the concomitant processes of sedimentation and volcanism.

The geochemical analysis carried out on 14 samples of volcanic rocks, using inductively coupled plasma spectrometry with mass spectrometry (ICP-MS) reveals concentrations of SiO_2 ranging from 46-48% and alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) between 2-4% predominantly. The concentrations of CaO , and TiO_2 Fe_2O_3 are high and ranges from 8-128%, 12-16%, 2-3% and respectively, while the concentration of MgO is moderate and will vary between 5-7%. As for the trace elements have values of Cu, Cr and Co in moderate concentration between 102-216ppm, 160-560 ppm, 44-52 ppm, since the values of elements such as Ba, Rb and Sr vary between 115-350 ppm, 5 -34 ppm and 145-424 ppm, respectively, and ratios $(\text{La}/\text{Yb})_n$ between 2-5. This framework is consistent with compositional affinity tholeiitic basalts. The behavior of trace elements is typical of continental basalt provinces, where the rare earth elements show weak fractionation. Anomalies are observed, which were negative in the case of Eu and Sr, indicating fractionation of plagioclase and positive in the case of Ti, indicating a high similarity with suites magmatic source, the reasons La/Yb and La/Nb , both greater than 1, allow us the derivation of enriched mantle sources, with a partial melting of subcontinental lithosphere mantle. Thus, can summarize that the Tucuruí group represents the portion preserved of coastal segment influenced by storm in a rift or foreland basin, with contribution for igneous or metamorphic rocks as source area marked for high topography and by physical weathering dominant that achieved during its formation by effusive volcanism with geochemical signatures of tholeiitic affinity and continental during the final stages of the geological evolution of the Araguaia Belt. Moreover, the fracturing and percolation of hydrothermal fluids from veins observed in clusters recorded rocky GT, coupled with the discrete mineralogical transformation that occurs in the basalts are understood to influence the later stages of deformation and regional metamorphism of the geological evolution of the Araguaia Belt.

Key words: Volcanism; Tholeitic Basalts, Sedimentary Environment; Tucuruí Group; Araguaia Belt, Neoproterozoic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Mapa de localização, com destaque para a área de estudo	3
Figura 2.1	Mapa geológico regional da porção setentrional da Província Tocantins	7
Figura 3.1	Mapa geológico da região de Tucuruí	18
Figura 3.2	Afloramento de gnaisses do Complexo Aruanã, na margem da Represa de Tucuruí	19
Figura 3.3	Exposição de gnaisses do Complexo Aruanã, na forma de blocos rolados	19
Figura 3.4	A e B) Exposição de derrames basálticos do Grupo Tucuruí.	22
Figura 3.5	Exposição de derrames basálticos com topo marcado por disjunção colunar em leito de rio	23
Figura 3.6	Exposição de espessas camadas de siltitos com estratificação cruzada de baixo-ângulo	23
Figura 3.7	Exposição de um <i>sill</i> de diabásio sustentando um morro na margem do reservatório da UHET	24
Figura 3.8	Brechas basálticas na base de derrame na interface com arenitos e siltitos expostas em lajedo na Eclusa 2 da UHET	24
Figura 3.9	Síntese dos perfis de sondagem analisados do Grupo Tucuruí	25
Figura 3.10	A e B) Remobilização de fluidos em zonas de deformação nas rochas do Grupo Tucuruí	26
Figura 4.1	Perfis litoestratigráficos representativos das rochas sedimentares do Grupo Tucuruí elaborados em exposições a jusante e montante da barragem da UHET	28
Figura 4.2	Quadro resumo das fácies, estruturas sedimentares e processos de geração dos arenitos do Grupo Tucuruí	29
Figura 4.3	Seção de corte na rampa de embarque próximo a montante da barragem mostrando subarcóseos do Grupo Tucuruí	31
Figura 4.4	Corte na parede do canal da eclusa de Tucuruí exibindo subarcóseos com laminação planoparalela	31

Figura 4.5	A-C) Afloramento de siltitos na margem do Rio Tocantins, exibindo laminação planoparalela	32
Figura 4.6	Afloramentos de siltitos, na margem do Rio Tocantins exibindo estratificação cruzada <i>hummocky</i>	33
Figura 4.7	Exposição de marcas onduladas assimétricas em siltitos	33
Figura 5.1	Detalhe da estrutura maciça, afanítica e homogênea dos basaltos maciços	39
Figura 5.2	Textura intergranular em basalto maciço com cristais ripiformes de labradorita entre cristais de augita.	39
Figura 5.3	A-C) Imagem de elétrons retroespalhados em MEV.	40
Figura 5.4	Imagem de elétrons retroespalhados em MEV.	41
Figura 5.5	Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativa em MEV	42
Figura 5.6	Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativa em MEV	43
Figura 5.7	Detalhe do aspecto amigdaloidal dos basaltos	45
Figura 5.8	Basalto amigdaloidal destacando amígdalas preenchidas por epídoto e zeólita imersas em matriz de textura intersertal, com porções irregulares de vidro em basalto	45
Figura 5.9	Fotomicrografia mostrando amígdalas coalescidas preenchidas por epídoto e zeólita englobadas pela matriz com textura intersertal em basalto	46
Figura 5.10	Detalhe de uma amígdala esferoidal com zoneamento mineralógico entre zeólitas (Zl) fibrorradiais na borda e epídoto (Ep) com zeólita no centro	46
Figura 5.11	Zoneamento composicional em amígdalas com clorita (Cl) e epídoto na porção interna e zeólitas fibrorradiais na porção externa	47
Figura 5.12	Fotomicrografia mostrando zoneamento composicional em amígdalas	47
Figura 5.13	A e B) Fotomicrografia mostrando preenchimento de amígdala com material microcristalino verde e imagem de elétrons retroespalhados	48
Figura 5.14	<i>Sill</i> de diabásio exposto em blocos abaulados na encosta de um morro na margem do reservatório da UHET	50

Figura 5.15	Textura intergranular em diabásio, com cristais ripiformes de plagioclásio (Pl) clinopiroxênios (Cpx) e minerais opacos nos interstícios. Notar sericitização do plagioclásio	50
Figura 5.16	Intercrescimento micrográfico entre quartzo e k-feldspato ocupando interstícios entre plagioclásio (Pl) e clinopiroxênio (Cpx) em diabásio	51
Figura 5.17	Fotomicrografia mostrando a uralitização em cristais de clinopiroxênio (Cpx), substituídos por hornblenda (Hbl) e biotita (Bt)	51
Figura 5.18	Exposição de brecha basáltica situada na interface com a sucessão sedimentar com matriz sedimentar composta por silte	53
Figura 5.19	Detalhe da foliação de fluxo em brecha situada na interface com a sucessão sedimentar	53
Figura 5.20	A e B) Aspecto geral de subarcóseo com laminação planoparalela	56
Figura 5.21	Fotomicrografia mostrando a ocorrência de anfibólio detrítico (Hbl), compondo a assembleia de minerais pesados em subarcóseo	57
Figura 5.22	Fotomicrografia mostrando a sericitização dos plagioclásios (Pl) em subarcóseo	57
Figura 5.23	Fotomicrografia mostrando o desenvolvimento de calcita poiquilotópica	58
Figura 5.24	Fotomicrografia mostrando grãos de plagioclásio com maclas encurvadas, como efeito de compactação mecânica	58
Figura 5.25	Fotomicrografia mostrando detalhe do contato côncavo-convexo entre grãos de plagioclásio, cujas bordas são ressaltadas por grânulos	59
Figura 5.26	Lamelas de muscovita encurvadas por efeito de compactação mecânica	59
Figura 5.27	Fotomicrografia de subarcóseo destacando fragmento de basalto hipovítreo oxidado	60
Figura 5.28	Fotomicrografia mostrando fragmento lítico de siltito em subarcóseo.	60
Figura 5.29	Detalhe da laminação planoparalela em siltito	62
Figura 5.30	Fotomicrografia mostrando abundância de muscovitas em siltito.	62
Figura 5.31	Subarcóseo com veios de quartzo de duas gerações	64
Figura 5.32	Fotomicrografia mostrando zoneamento composicional, em veio com quartzo e calcita na porção interna e epidoto na porção externa	64

Figura 5.33	Fotomicrografia mostrando veios descontínuos de quartzo em subarcóseo	65
Figura 5.34	Difratograma de raios-x mostrando os picos referentes ao quartzo e epídoto constituintes de veios em basaltos	65
Figura 5.35	Difratograma de raios-x mostrando os picos referentes ao quartzo constituinte de veios em subarcóseos	66
Figura 5.36	Fotomicrografia mostrando veio de quartzo e epídoto em basalto	66
Figura 5.37	Fotomicrografia mostrando veio de quartzo e epídoto em basalto	67
Figura 5.38	Fotomicrografia mostrando veio de quartzo em subarcóseos	67
Figura 5.39	Organização de fácies de depósitos vulcânicos subaéreos e efusivos segundo McPhie <i>et al.</i> (1993)	73
Figura 6.1	Diagrama TAS de classificação geoquímica SiO_2 versus álcalis.	78
Figura 6.2	Diagrama R1-R2	79
Figura 6.3	Diagrama discriminante SiO_2 versus Zr/TiO_2	79
Figura 6.4	Diagrama do tipo AFM com a curva divisória de Irvine e Baragar.	80
Figura 6.5	A-L) Diagramas de variação destacando o comportamento de óxidos em relação aos teores de MgO	81
Figura 6.6	Diagrama de multielementos	85
Figura 6.7	Diagrama de elementos terras raras	85
Figura 6.8	Diagrama discriminante Zr versus Zr/Y	86
Figura 6.9	Diagrama $\text{Ti}/100\text{-Zr-3 x Y}$	86
Figura 6.10	Diagrama discriminante $2 \text{ x Nb-Zr}/4\text{-Y}$	87

SUMÁRIO

	DEDICATÓRIA	iv
	AGRADECIMENTOS	v
	EPÍGRAFE	vi
	RESUMO	vii
	ABSTRACT	ix
	LISTA DE FIGURAS	xi
1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	OBJETIVOS	2
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE TRABALHO	2
1.4	ATIVIDADES E METODOLOGIA DO TRABALHO	4
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DO CINTURÃO ARAGUAIA	6
2.1	INTRODUÇÃO	6
2.2	LITOESTRATIGRAFIA	6
2.2.1	Unidades do embasamento	6
2.2.2	Supergrupo Baixo Araguaia	9
2.2.3	Grupo Tucuruí	10
2.3	CONHECIMENTO DO MAGMATISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DO CINTURÃO ARAGUAIA	10
2.4	CONHECIMENTO DO METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA	13
2.5	O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CINTURÃO ARAGUAIA	15
3	GEOLOGIA DA REGIÃO DE TUCURUÍ	17
3.1	INTRODUÇÃO	17
3.2	DOMÍNIO BACAJÁ	17
3.3	GRUPO TOCANTINS	20
3.4	GRUPO TUCURUÍ	20
4	ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES DO GRUPO TUCURUÍ	27
4.1	INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DO GRUPO TUCURUÍ	34
5	ANÁLISE PETROGRÁFICA DO GRUPO TUCURUÍ	36
5.1	PETROGRAFIA DAS ROCHAS MÁFICAS	36
5.2	PETROGRAFIA DAS ROCHAS SEDIMENTARES	53
5.3	A DEFORMAÇÃO E OS INDÍCIOS DE METAMORFISMO NO GRUPO TUCURUÍ	62
5.4	DISCUSSÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS DO GRUPO TUCURUÍ	67
6	GEOQUÍMICA DAS ROCHAS BÁSICAS DO GRUPO TUCURUÍ	73
6.1	INTRODUÇÃO	73
6.2	ANÁLISE DE DADOS	76
6.3	DISCUSSÃO DE DADOS GEOQUÍMICOS	87
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	89
	REFERÊNCIAS	91
	ANEXO	95
	ANEXO A - BANCO DE DADOS DAS AMOSTRAS DO GRUPO TUCURUÍ	96

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A presente dissertação está vinculada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). Esta investigação está vinculada ao grupo de pesquisa “Petrologia e Evolução Crustal (GPEC)” do IG/UFPA, cujos trabalhos concentram-se na porção norte do Cinturão Araguaia que representa uma importante unidade geotectônica do Neoproterozóico localizada no centro-norte do País.

O Cinturão Araguaia e suas diversas unidades constituintes apresentam um expressivo número de trabalhos publicados, em geral focados na geologia regional, arcabouço estrutural e geocronologia em vários domínios crustais incluindo seu embasamento, porém o conhecimento sobre as rochas que compõem o Grupo Tucuruí, que é o enfoque desta dissertação, ainda é limitado em todos os aspectos geológicos. Situado na região homônima, localizada no nordeste do estado do Pará, nas proximidades da Usina Hidrelétrica de Tucuruí (UHET), mais especificamente ao longo da zona de transição entre o Cráton Amazônico e domínio norte Cinturão Araguaia, o Grupo Tucuruí é compreendido como uma sucessão vulcanossedimentar, composta por derrames basálticos intercalados com arenitos anquimetamorfizados (Trouw *et al.* 1976, Matta 1982, Hasui *et al.* 1984). As principais informações acerca do referido grupo estão ligadas aos estudos preliminares executados na década de 70 quando da implantação da UHET (Trouw *et al.* 1976) e estudos posteriores de caráter restrito e assistemático, tornando imprecisas as informações a cerca do magmatismo e ambientes sedimentares desta unidade.

Desta forma, este trabalho apresenta um levantamento de dados a cerca do conhecimento já existente sobre o Grupo Tucuruí, bem como novos dados concernentes ao estudo do magmatismo e ambientes sedimentares associados do referido grupo, obtidos nas várias etapas desta pesquisa através estudos de análise de fácies sedimentares, além de análise petrográfica e geoquímica das rochas do Grupo Tucuruí e da produção de mapa geológico da região de Tucuruí, também se discute o posicionamento estratigráfico do Grupo Tucuruí, situando-o mesmo acima do Grupo Tocantins, em coerência com dados geocronológicos recentes (Moura *et al.* 2011).mostrando que o mesmo estaria ligado a evolução tardia do Cinturão Araguaia.

1.2 OBJETIVOS

Considerando o conhecimento pré-existente da litoestratigrafia da região de Tucuruí e que o Grupo Tucuruí representa uma unidade única e restrita a esta região, sem outros correlatos no Cinturão Araguaia, esta dissertação foi direcionada ao estudo do magmatismo basáltico e ambientes sedimentares associados. O objetivo foi caracterizar e ordenar os processos que levaram a formação das rochas do Grupo Tucuruí e discutir a sua contextualização na evolução geológica do Cinturão Araguaia.

Para isto foram realizados estudos petrográficos e geoquímicos para investigação da natureza dos processos magmáticos, estratigráficos e sedimentares que buscaram elucidar os eventos ligados ao ambiente deposicional da sequência sedimentar.

Desta forma, o objetivo principal do trabalho foi a compreensão dos processos magmáticos e sedimentares atuantes na região de estudo no contexto evolutivo do Cinturão Araguaia.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE TRABALHO

A área escolhida para este estudo está inserida na interface das folhas cartográficas SA-22-Z-C-VI e SB-22-X-A-III e localiza-se no nordeste do estado do Pará, abrangendo a cidade de Tucuruí e suas imediações tendo o eixo da UHET como referência e, segundo as coordenadas geográficas 50°00'W e 2°30'S, 49°00'W e 2°30'S, 50°00'W e 5°30'S e 49°00'W e 5°30'S que limitam a área de estudo, conforme indicado na Figura 1.1.

O acesso a cidade de Tucuruí a partir de Belém pode ser realizado pela rodovia BR-316 até a Alça Viária da metrópole Belém, ou a partir de balsa, saindo de Belém e direção ao Porto do Arapari. O trajeto segue pelas estradas PA-150 e PA-263 passando pelas cidades de Moju e Tailândia até Goianésia do Pará e Breu Branco, seguindo pela rodovia BR-422 até chegar a Tucuruí.

1.4 ATIVIDADES E MÉTODO DE TRABALHO

Os procedimentos metodológicos aplicados envolveram fundamentalmente pesquisa bibliográfica, trabalhos de campo e estudos laboratoriais, detalhados a seguir.

Inicialmente, foi realizada uma pesquisa bibliográfica que envolveu a leitura e síntese dos principais trabalhos sobre a geologia do Cinturão Araguaia incluindo relatórios técnicos cedidos pela Eletrobrás-Eletronorte, além de dissertações, teses e monografias que enfatizam a porção norte do Cinturão Araguaia na área de ocorrência do Grupo Tucuruí. Além disso, foram pesquisados artigos científicos e livros-texto específicos sobre magmatismo máfico e ambientes sedimentares associados. Foi realizado também o levantamento de todos os materiais e dados já existentes no acervo do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal, tais como mapas, amostras de mão, lâminas petrográficas, fotomicrografias e resultados analíticos de microscopia eletrônica de varredura. Nesta etapa, também foram elaboradas bases cartográficas preliminares a partir de imagens de satélite fornecidas pelo Sistema de Vigilância da Amazônia (SIVAM), de bases planialtimétricas pré-existentes e da compilação de mapas geológicos, utilizando os *softwares* gráficos e de geoprocessamento.

Posteriormente, campanhas de campo foram realizadas em dois períodos, a primeira de 13 a 16 de julho e a segunda de 28 de outubro a 02 de novembro, ambas no ano de 2010. Nestas expedições foram realizados levantamentos geológicos nas exposições das rochas do Grupo Tucuruí e de unidades do embasamento, com posicionamento geográfico dos afloramentos acessados utilizando *Global Position System* (GPS), utilizando o datum WGS 84. O trabalho de campo incluiu a análise de afloramentos ressaltando os tipos de corpos rochosos, relações de contato, caracterização dos litotipos e medidas das estruturas magmáticas e sedimentares das rochas observadas. A elaboração de perfis geológicos foi feita ao longo das melhores exposições, com levantamento de dados estruturais com o auxílio de bússola. Também foram obtidas imagens fotográficas digitais para registro dos aspectos gerais e de detalhe dos afloramentos, bem como a coleta de amostras para as análises petrográfica e geoquímica.

Em seguida, os estudos laboratoriais estiveram voltados ao estudo petrográfico e geoquímico. A análise petrográfica foi realizada a partir das informações de campo, descrição de amostras de rochas, testemunhos de sondagem (cedidos pela Eletrobrás-Eletronorte) e lâminas petrográficas, polidas ou delgadas. A descrição de lâminas foi realizada no Laboratório de Petrografia (LAPETRO) do PPGG, com o reconhecimento mineralógico,

textural e microestrutural e classificação dos litotipos. As propostas de Folk (1974) e Streckeisen (1975) foram utilizadas para a classificação das rochas sedimentares e magmáticas, respectivamente. A contagem de pontos (250 por amostra) nas rochas sedimentares foi feita no contador de pontos marca *Swift* do LAPETRO.

O estudo petrográfico também utilizou outros métodos analíticos, além da microscopia óptica, tais como microscopia eletrônica de varredura (MEV), realizada no Laboratório de MEV do Instituto de Geociências, no equipamento modelo LEO/ZEISS-1450 VP acoplado com um sistema de EDS (detector de energia dispersiva de raios-X). Análises mineralógicas por difração de raios-X (DRX). Foram realizadas no Laboratório de DRX do Instituto de Geociências, no difratômetro modelo X'Pert MPD-PRO Panalytical, sendo este munido de um ânodo de cobalto capaz de realizar varreduras no intervalo de exposição de 5° a 75° (2 θ), com dados processados pelos *softwares* X'Pert (coletor) e X'Pert High Score.

As análises de MEV foram realizadas em lâminas petrográficas polidas metalizadas com carbono e/ou platina e possibilitaram um refinamento da caracterização mineralógica, especialmente de minerais opacos, feldspatos e conteúdo de amígdalas e veios de basaltos.

A DRX, a partir do método do pó, também foi uma ferramenta de complementação da caracterização mineralógica das rochas analisadas, a partir da obtenção de difratogramas onde são discriminadas as principais fases mineralógicas, com a análise de rochas total, ou a partir de fragmentos de veios e amígdalas que concentram minerais específicos.

Quanto à análise litoquímica, seus principais objetivos foram a determinação de assinaturas geoquímicas de rochas básicas para a interpretação da natureza do magmatismo, utilizando os trabalhos de Rollinson (1993), Wilson (1989), Gill (2010) e de artigos específicos de classificação geoquímica de rochas basálticas. A preparação das amostras para esta análise foi realizada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) e no Laboratório de Sedimentologia do IG. Os processos envolvidos nesta preparação, bem como a análise de dados obtidos e sua interpretação estão descritos em detalhe no capítulo 6.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DO CINTURÃO ARAGUAIA

2.1 INTRODUÇÃO

O Cinturão Araguaia (CA) compõe o setor norte da Província Tocantins e tem sua evolução geológica ligada ao Neoproterozóico, possuindo cerca de 1200 km de extensão e 100 km de largura, além de uma estrutura regional na direção N-S.

O CA limita-se a oeste com o Cráton Amazônico, sobre o qual repousam discordantemente rochas anquimetamorfizadas ou não metamorfizadas, como as rochas dos Grupos Tocantins e Tucuruí. Por sua vez, o norte, nordeste e leste do CA são recobertos pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, enquanto a sul e sudeste limita-se com as unidades paleoproterozóicas do Maciço de Goiás.

As principais unidades litoestratigráficas que constituem o Cinturão Araguaia e seu embasamento (fig. 2.1), assim como os principais aspectos magmáticos, metamórficos e estruturais, com maior ênfase na porção norte, estão resumidamente descritos a seguir.

2.2 LITOESTRATIGRAFIA

2.2.1 Unidades do embasamento

O embasamento do CA em sua porção norte, é constituído, basicamente, pelas rochas do Cráton Amazônico, incluídos no Domínio Bacajá, representado pelas seguintes unidades conforme dados de CPRM (2008): Complexo Cajazeiras, Ortognaisse Pacajá, Ortogranulito Máfico Rio Preto, Complexo Aruanã, Ortognaisse Uruará, Paragnaisse Ipiaçava, Granulito Novolândia, Metatonalito Rio Bacajá, os quais são descritos a seguir.

Segundo CPRM (2008) o Complexo Cajazeiras é composto por granulitos fortemente reidratados, de composição tonalítica a granítica, além de milonitos, com trama característica de alta temperatura e elevada ductibilidade (*striped gneisses*). Gnaisses granodioríticos deste complexo foram datados pelo método de evaporação de Pb em zircão, fornecendo idade mínima para a cristalização do protólito de 2942 ± 4 Ma CPRM (2008). Posteriormente, obtiveram uma idade de cristalização de 2074 ± 8 Ma (Macambira *et al.* 2007) através do método U-Pb Shrimp sendo interpretada como idade do metamorfismo.

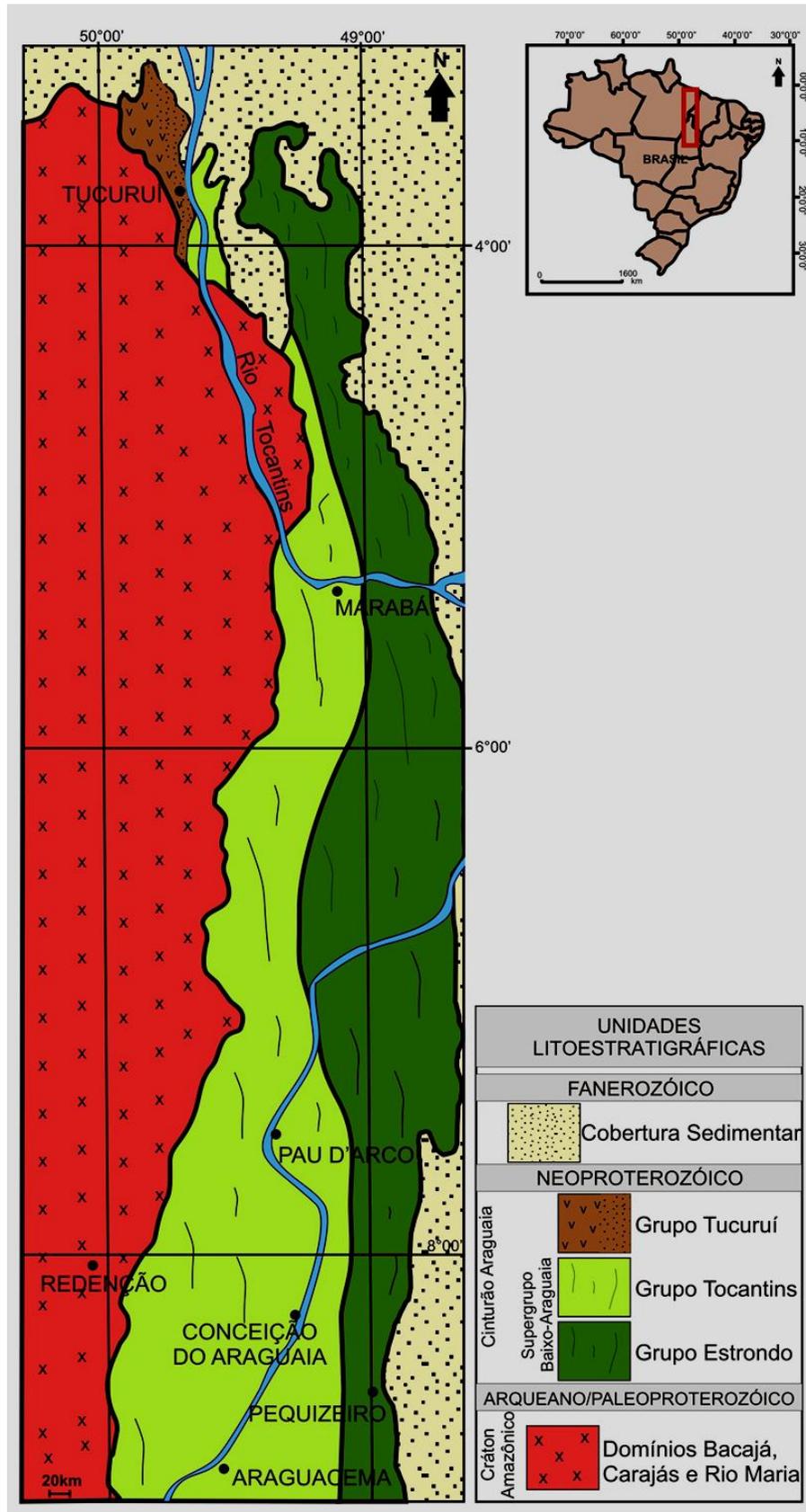


Figura 2.1 – Mapa geológico regional da porção setentrional da Província Tocantins, incluindo parte do Cinturão Araguaia e as unidades aflorantes na região de Tucuruí, modificado de Hasui *et al.* (1984).

O Ortognaisse Pacajá (CPRM 2008) compreende alguns corpos elípticos e/ou faixas reliquias, envolvidas por embasamento granulítico. É composto por ortognaisses migmatizados metamorfisados na fácies anfíbolito. A idade de cristalização do protólito, de 2671 ± 3 Ma, além de idade modelo TDM de 2,67 Ga.

O Ortogranulito Máfico Rio Preto ocorre como corpos alongados e estreitos, com *trend* WNW-ESE, em geral associadas ao Complexo Cajazeiras (CPRM 2008). Esta unidade é formada por rochas máficas maciças e granulitos máficos migmatizados sob média pressão. Os granulitos desta unidade têm afinidade cálcio-alcálica, podendo representar protólitos tais como de toleítos oceânicos de arco de ilhas. Alguns destes granulitos forneceram idade de 2628 ± 3 Ma, interpretada como idade mínima de cristalização do protólito ígneo e idade de 2072 ± 3 Ma, considerada a idade do evento regional de granulitização.

Segundo CPRM (2008) o Complexo Aruanã dispõe-se em uma faixa com orientação WNW-ESE, sendo constituído por ortognaisses tonalíticos a graníticos. Estas rochas foram datadas pelo método Pb-Pb em zircão, o qual forneceram idade de 2606 ± 4 Ma interpretada como a idade mínima de cristalização do protólito ígneo.

O Ortoganaisse Uruará é composto por metatonalitos e metagranodioritos com hornblenda e biotita e, subordinadamente metamonzogranitos e metaquartzo dioritos metamorfisados na fácies anfíbolito (CPRM 2008). Amostras desta unidade foram datadas pelo método U-Pb Shrimp em zircão, sendo obtida idade de 2503 ± 10 Ma, interpretada como idade de cristalização do protólito metatonalítico.

O Paragnaissse Ipiaçava ocorre como dois expressivos corpos com orientação NW-SE compostos por paragnaisses pelíticos a psamíticos, frequentemente migmatizados, com lentes de sillimanita-quartzitos e granulitos máficos. Datações U-Pb Shrimp e por evaporação de Pb em zircão destas rochas indicam derivação de fontes detríticas, com idades principalmente entre 3135 e 2474 Ma podendo ter alguma contribuição de fontes com cerca de 2303 Ma. Adicionalmente, datações U-Pb Shrimp em monazita e zircão registram um evento de migmatização a 2109 Ma e metamorfismo por volta de 2,07 Ga (Vasquez 2006).

O Granulito Novolândia (Ricci 2006) é composto por kinzigitos, granulitos máficos, paragnaisses arcoseanos, com ortopiroxênio, granada, cordierita e biotita e paragnaisses quartzosos, com cordierita, biotita e granada. Algumas monazitas de paragnaisses, através do método U-Pb SHRIMP, forneceram uma idade de 2064 ± 4 Ma, sendo esta interpretada como idade do metamorfismo regional (Macambira *et al.* 2007).

O Metatonalito Rio Bacajá (CPRM 2008) compreende metatonalitos a metamonzogranitos com biotita e hornblenda, que frequentemente contêm lentes de rochas máficas (quartzo dioríticas a tonalíticas) e xenólitos de rochas supracrustais migmatizadas com idade de cristalização por U-Pb SHRIMP em zircão de 2338 ± 5 Ma (Vasquez 2008).

Outras unidades que compõem o embasamento do Cinturão Araguaia e seu domínio leste são o Complexo Colmeia, composto por ortognaisses de composição tonalítica a trondhjemítica (Dall'Agnol *et al.* 1988, Moura 1992) com idade entre $2,855 \pm 0,012$ Ma a $2,867 \pm 0,012$ Ma (Moura & Gaudette 1999), o Granitoide Cantão, constituído por *augen*-granitos com idade de $1,858 \pm 0,068$ Ma (Moura & Gaudette 1999) e no domínio sudeste o Maciço Goiás que expõe rochas paleoproterozóicas na porção ocidental do CA, a mais antiga é o Grupo Rio do Coco, com idade de 2168 ± 14 Ma (Arcanjo *et al.* 2000) constituído por uma sequência de metapelitos, metavulcânicas dacíticas, metabasitos e metaultramafitos e o Complexo Rio dos Mangues, com idade entre 2,1-2,0 Ga (Moura & Souza 1996) constituído por rochas metassedimentares e metaígneas félsicas e máficas, metamorfisadas na fácies anfíbolito.

2.2.2 Supergrupo Baixo Araguaia

As rochas metassedimentares que constituem o CA foram reunidas no Supergrupo Baixo Araguaia englobando os grupos Estrondo e Tocantins.

O Grupo Estrondo é composto pelas formações Morro do Campo e Xambioá e situa-se na porção leste do CA. A Formação Morro do Campo é constituída por quartzitos micáceos, cianita quartzitos, magnetita quartzitos e metaconglomerados oligomíticos além de biotita xistos, quartzito mica xistos e xistos grafitosos metamorfisados na fácies xisto-verde e anfíbolito (Gorayeb *et al.* 2008). A Formação Xambioá por sua vez, é composta por muscovita-biotita xistos, calcita-muscovita-biotita xistos, mica-xistos ricos em estauroлита, cianita e granada (Dall'Agnol *et al.* 1988, Gorayeb *et al.* 2008).

O Grupo Tocantins, composto pelas Formações Pequizeiro e Couto Magalhães, situando-se na porção oeste do CA. 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 e talco xistos metamorfisadas na fácies xisto-verde (Silva 1980, Gorayeb 1981). A Formação Couto Magalhães compreende um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico, tais como

ardósias, filitos pelíticos e filitos grafitosos, metarcósios, metassiltitos e lentes de metacalcáreos, por vezes apresentado suas estruturas sedimentares preservadas. (Gorayeb 1981, Souza e Moreton 1995).

2.2.3 Grupo Tucuruí

Esta unidade foi inicialmente designada por Trouw *et al.* (1976) como Formação Tucuruí, reunindo metabasaltos e metagrauvas, aflorantes no nordeste do Pará as quais repousam discordantemente sobre o embasamento do Cinturão Araguaia e seccionadas por uma falha de empurrão, designada como Falha de Tucuruí.

Matta (1982) elevou a unidade à categoria de grupo, composta pelas formações Caraipé e Morrote. Segundo este autor, a Formação Caraipé é constituída em sua porção basal por arenitos de granulometria fina, sucedidos por derrames basálticos. Os derrames são compostos por rochas de cor cinza, com mineralogia essencial formada por augita e plagioclásio em um arranjo textural intergranular. As zonas de base e topo dos derrames individuais são marcadas pela presença de brechas basálticas. A Formação Morrote por sua vez é composta por grauvas finamente laminadas e faz contato, em sua porção inferior, com a Formação Caraipé através de uma zona de brecha. Ademais, afirma-se também que nas proximidades da zona de empurrão, ocorre intenso cisalhamento que oblitera as estruturas sedimentares, bem como a presença de vênulas de quartzo, epídoto e calcita.

Ademais, o Grupo Tucuruí, no contexto do Cinturão Araguaia representa uma unidade única e restrita a região homônima, não havendo outras unidades correlacionáveis ao referido grupo no Cinturão Araguaia. Inicialmente, foi sugerida a correlação do Grupo Tucuruí com unidades do Pré-Cambriano do Cráton Amazônico (Hasui *et al.* 1977) ou com unidades do Cinturão Araguaia (Hasui *et al.* 1984). Com os estudos geocronológicos mais recentes de proveniência em cristais de zircão em arenitos do Grupo Tucuruí, são apontadas indiretamente, idades do Neoproterozóico para estas rochas (Moura *et al.* 2011) e portanto confirmando a correlação com uma fase tardia da evolução geológica do Cinturão Araguaia.

2.3 O CONHECIMENTO DO MAGMATISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DO CINTURÃO ARAGUAIA

No Cinturão Araguaia (CA) ocorre vários corpos de rochas máficas e/ou ultramáficas de variadas dimensões e diferentes posicionamentos estratigráficos e o conhecimento a cerca

dos eventos magmáticos geradores das mesmas, ainda é limitado. No entanto, a partir de trabalhos mais recentes este panorama tem sido modificado permitindo individualizar dois grupos principais representados pelas suítes ofiolíticas e por suítes gabróicas intrusivas.

Gorayeb (1981) mostrou em seu trabalho na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia, no domínio oeste do CA, a ocorrência de dunitos e peridotitos serpentinizados e seus produtos metamórficos, actinolititos, talco-actinolita xistos, talco xistos, clorititos, além de metacherts hematíticos e filitos agrupados na Formação Couto Magalhães. Estas rochas foram interpretadas como evidências de pelo menos dois eventos magmáticos distintos. O primeiro de caráter ultramáfico (dunitos, peridotitos e cromititos serpentinizados) caracterizados como do tipo alpino sugerindo representar corpos ofiolíticos alojados por tectonismo nas rochas do Grupo Tocantins. A natureza destas rochas foi definida como peridotítica a dunítica, que após intensa transformação metamórfica-metassomática transformou-as em serpentinitos e em alguns casos gerando remobilização de sílica e ferro gerando em silexitos. O segundo evento por sua vez, está ligado às intrusões de piroxenitos, diques e *stocks* de diabásios e gabros em condições plataformais e que podem representar eventos do final do Neoproterozóico (Gorayeb 1981, 1989).

Assim, segundo Gorayeb (1981) a geração dos corpos máfico-ultramáficos foi discutida e uma hipótese considera-os como corpos intrusivos diferenciados a partir de magmas básicos de alojamento pré ou sin-tectônico e suas feições primárias teriam sido apagadas pelo metamorfismo e tectônica regional do CA. Outra hipótese considera que os mesmos representam corpos alóctones tais como lasca de antiga crosta oceânica ou manto superior, que foram embutidos tectonicamente nas unidades supracrustais constituindo os chamados ofiolitos, e a terceira hipótese de que seriam corpos ultramáficos provenientes do manto, colocados em níveis crustais relativamente profundos nas unidades basais ou no embasamento do CA, sendo metamorfisados, deformados e transportados tectonicamente para os níveis mais superiores, caracterizando também corpos alóctones. Uma hipótese mais coerente com os dados que se tinham, discutidos por Gorayeb (1981) considerou os corpos magmáticos essencialmente ultramáficos de derivação mantélica, alojados nos estágios iniciais da evolução do CA, situados em níveis crustais mais profundos, seja em rochas das unidades basais do CA, seja em seu substrato, que logo após seriam serpentinizadas em um primeiro estágio.

Kotschoubey *et al.* (2005) apresentaram um estudo sobre a natureza, ambiência tectônica e evolução geológica de peridotitos serpentinizados e *pillow* basaltos, que ocorrem nas serras do Tapa e do Quatipuru e também do Morro Grande, porção oeste do CA. Entre outras características geoquímicas, as rochas basálticas apresentaram moderado fracionamento de elementos terras raras (ETR) e os peridotitos, um enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL), bem como assinaturas geoquímicas de N-MORB, E-MORB a toleítos de arco de ilha. Esta caracterização, associada a fatores como a expressiva presença de rochas siliciclásticas, o restrito volume de rochas basálticas e a ausência de outras litologias de corpos ofiolíticos, levaram os autores a concluir que não haveria condições geotectônicas para o desenvolvimento de uma crosta oceânica normal e sugerir que a sequência de peridotitos e basaltos almofadados é produto do desenvolvimento de uma bacia proto-oceânica, semelhante ao que ocorre atualmente nas porções norte e central do Mar Vermelho, ou como nas bacias oceânicas pobremente evoluídas do tipo Alpino-Apenino. Além disso, Kotschoubey *et al.* (2005) consideram que após a inversão tectônica, com o dobramento, cisalhamento e obducção das sequências sedimentares e vulcânicas em direção ao Cráton Amazônico, os peridotitos foram empurrados para noroeste e submetidos a um intenso desmembramento, fazendo com que lascas de harzburgitos serpentinizados e dunitos fossem colocadas ao longo de falhas de baixo ângulo, enquanto que lascas de basaltos e rochas sedimentares formaram um complexo sistema de imbricamento. Ao final, todos os tipos litológicos foram submetidos a metamorfismo regional, atingindo condições da fácies xisto verde médio, na região centro-oeste do Cinturão Araguaia.

Paixão (2009) estudou o Complexo Quatipuru e Morro do Agostinho que relatou como uma associação de peridotitos serpentinizados e *pillow*-lavas basálticas, descrevendo como uma sequência mantélica desses corpos composta por um arranjo acamadado de harzburgitos e dunitos, aos quais estão associados a uma suíte de diques e *sills* piroxeníticos e gabróicos e *pods* de cromititos, que segundo o autor, são típicos de complexos ofiolíticos. Ele descreve também as relações litoestruturais entre os peridotitos mantélicos e a suíte de diques e os *pods* de cromititos que apontam para uma associação remanescente característica da zona de transição do Moho, registrando uma história de vários pulsos magmáticos e tectônicos que atuaram na edificação de litosfera oceânica durante o Neoproterozóico. Os estudos litogeoquímicos e de química mineral mostraram a natureza empobrecida e residual dos peridotitos, bem como sua similaridade com peridotitos do tipo MORB.

Os estudos isotópicos Sm-Nd, segundo Paixão (2009), confirmam o caráter MORB desta seqüência ofiolítica, dado por valores positivos de ϵ_{Nd} de basaltos (+5) e diques gabróicos (+ 6,7). Corpos gabróicos que truncam os peridotitos apresentaram idade isocrônica Sm-Nd de 757 ± 49 Ma, que foi interpretada como início da oceanização da Bacia Araguaia. Desta forma, o ambiente tectônico sugerido para a associação espacial de peridotitos mantélicos e *pillow-lavas* do Complexo Quatipuru-Morro do Agostinho é de uma zona de expansão oceânica próxima a uma zona de falha transformante.

Outro evento magmático diz respeito a uma série de plútons gabróicos que ocorrem na região de Xambioá-Araguanã (TO), que Gorayeb *et al.* (2004) denominaram Suíte Intrusiva Xambica, baseados em estudos cartográficos, petrográficos e geoquímicos. Datações preliminares Pb-Pb em zircão apontaram idade de 817 ± 5 Ma, sugerindo que esses corpos se instalaram nas rochas do Grupo Estrondo por ação de um plutonismo toleítico, anteriormente à fase de metamorfismo e tectonismo principal da evolução do CA no Neoproterozóico.

Barros *et al.* (2010) também estudou a Suíte Intrusiva Xambica e seus dados geocronológicos pelo método U-Pb em zircão revelaram três idades: 878 ± 22 Ma, 804 ± 35 Ma e 752 ± 23 Ma possibilitando a correlação cronológica das rochas dessa suíte com as do Arco Mágmatco de Goiás que tem intervalo de idade entre 804 e 890 Ma. Desta forma, considera-se que os corpos gabróicos da Suíte Xambica representam um evento de magmatismo basáltico toleítico ocorrido no Neoproterozóico, provavelmente relacionado à uma fase de tectônica extensional durante o estabelecimento da Bacia Araguaia.

As relações entre rochas basálticas do Grupo Tucuruí e outros eventos magmáticos registrados ao longo do CA ainda permanecem indefinidas e, de fato, são incipientes as informações sobre as rochas magmáticas destas unidades. Matta (1982) apresentou um breve estudo sobre o Grupo Tucuruí utilizando análises petrográficas e geoquímicas de elementos maiores, onde foram identificadas assinaturas geoquímicas típicas de magmatismo básico de afinidade toleítica.

2.4 O CONHECIMENTO DO METAMORFISMO DO CINTURÃO ARAGUAIA

Os estudos sobre o metamorfismo no Cinturão Araguaia (CA) são ainda restritos e necessitam ainda de estudos sistemáticos. Segundo Alvarenga *et al.* (2000) o metamorfismo é de caráter regional do tipo barroviano e aumenta gradualmente de incipiente no domínio oeste

até atingir a fácies anfibolito no leste, apresentando diferentes zonas metamórficas com orientação aproximadamente N-S.

Silva (1980) em trabalho de reconhecimento ao longo das seções Conceição do Araguaia-Guará e Xambioá-Vanderlândia, um zoneamento metamórfico regional de oeste para leste caracterizado pelas zonas metamórficas da sericita, clorita, biotita e granada. Também foi registrada a ocorrência de estauroлита e cianita caracterizando transformações metamórficas em condições de média a alta pressão.

Gorayeb (1981) em seu estudo na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia, situada no domínio de baixo grau metamórfico do CA, mais especificamente no Grupo Tocantins, distinguiu de oeste para leste, a ocorrência de quatro zonas metamórficas. A primeira zona é marcada pela preservação de aspectos sedimentares primários, a segunda zona pela ocorrência de sericita, a terceira pela ocorrência de clorita e a quarta pela presença da biotita.

Matta (1982) relatou os efeitos metamórficos da Formação Couto Magalhães, constituinte do Grupo Tocantins, na região de Tucuruí. Composta por filitos e quartzitos transformados em condições de metamorfismo na fácies xisto-verde, as rochas da Formação Couto Magalhães contrastam com as rochas do Grupo Tucuruí, pois, segundo este autor, nestas últimas não foram observadas evidências de metamorfismo. No entanto, ocorrem registros de foliações cataclásticas associadas à presença de carbonato, epidoto e clorita que são interpretados como produtos de alterações hidrotermais ligadas as discontinuidades geradas pela Falha de Tucuruí.

Gorayeb & Pamplona (2010) realizaram um estudo detalhado do metamorfismo de baixo grau da porção oeste do Cinturão Araguaia, mais precisamente no alvo São Martim e na região Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia e Serra do Tapa - Pontão. No extremo oeste do alvo São Martim, foi identificada uma sequência sedimentar composta por calcários, siltitos, arenitos, argilitos, diamictitos, brechas e argilitos carbonosos com estratificação planoparalela e laminação convoluta preservada. Os indícios de metamorfismo estão registrados apenas por uma foliação incipiente desenvolvida nos níveis argilosos com neoformação de sericita e clorita e pela presença de mobilizados de quartzo e calcita em vênulas. Em Araguacema, os indícios do metamorfismo foram mais evidentes e foi descrita a presença de ardósias e filitos, cujas associações minerais e reações metamórficas denotam

transformações metamórficas desde um domínio de transição de anquimetamorfismo a fácies xisto verde baixo.

Pamplona *et al.* (2010) em seu estudo das rochas do Grupo Estrondo, na região de Xambioá-Araguanã, extremo leste do Cinturão Araguaia, identificaram duas feições estruturais relativas a dois estágios cinemáticos com relação direta com pulsos metamórficos da evolução do Cinturão Araguaia. A primeira estrutura diz respeito a uma foliação definida como a xistosidade registrada por minerais micáceos, nos tipos pelíticos, por agregados de cristais de quartzo e por porfiroblastos de granada e estauroлита e cianita orientados. Nos anfíbolitos a foliação é definida por cristais de hornblenda e biotita orientados, e nos mármorees pelos grãos alongados de calcita ou dolomita e tremolita-actinolita orientada. A segunda estrutura refere-se à clivagem de crenulação ligada aos pulsos tardios da evolução tectônica do CA. Assim, considerando a presença de minerais índices do metamorfismo como a granada, estauroлита e cianita e bem como xistosidades e clivagem de crenulação, concluíram que o metamorfismo na região de Xambioá-Araguanã atingiu condições da fácies anfíbolito médio em seu pico metamórfico regional.

2.5 O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CINTURÃO ARAGUAIA

Segundo Abreu *et al.* (1994) a disposição geométrica do Cinturão Araguaia (CA) é caracterizada por uma mistura tectônica de rochas, imbricações e por napismos em diferentes intensidade e escalas, registrados com maior intensidade em sua porção leste.

O Cinturão Araguaia apresenta suas unidades dispostas em *trend* N-S, com variações nas direções NNW-SSE e NNE-SSW imposta tanto às rochas supracrustais quanto às do embasamento (Alvarenga *et al.* 2000). Algumas variações deste padrão são observadas nas proximidades de estruturas branquianticlinais onde as foliações seguem a configuração das estruturas presentes. Da mesma forma, nas imediações de zonas de cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil que atravessam o CA, a exemplo da porção sudeste que é afetada por zonas de cisalhamento transcorrente do Lineamento Transbrasiliano as foliações configuram a direção NNE-SSW. A partir de análise estrutural é reportado que as relações entre elementos planares e lineares são marcadas por altos valores de *rake* e sentido de mergulho predominantemente para o quadrante SE, caracterizando um transporte tectônico de SE para NW, indicando colisão oblíqua com o Cráton Amazônico (Abreu *et al.* 1994).

Matta (1982) apresentou um estudo sobre o arcabouço tectônico da região de Tucuruí e que definiu a evolução estrutural da área em quatro estágios de deformação. O primeiro estágio foi responsável pela geração de dobras nas rochas da Formação Couto Magalhães, com o desenvolvimento concomitante de uma xistosidade em posição plano-axial. O segundo estágio formou dobras desenhadas pela xistosidade, com eixos submeridianos e planos axiais subverticais, além de uma lineação mineral nos planos de xistosidade, paralela ao eixo das dobras. O terceiro estágio formou dobras desenhadas pela xistosidade, com eixos SSW e ENE caracterizando um dobramento cruzado. Por fim, o quarto estágio foi caracterizado pelo falhamento cavalgante da região (Falha de Tucuruí), segundo uma fase progressiva de deformação na qual as estruturas formadas foram modificadas a cada novo incremento de deformação. Nas rochas do Grupo Tucuruí, este estágio formou dobras isópacas com eixos NNE desenhadas pelo acamamento das rochas sedimentares, compatíveis com a direção de encurtamento produzida pela falha de cavalgamento, localmente os eixos podem estar orientados na direção NW-SE como resultado da reorientação da sinuosidade das falhas e também zonas de falha e juntas onde houve percolação de fluidos hidrotermais.

3 GEOLOGIA DA REGIÃO DE TUCURUÍ

3.1 INTRODUÇÃO

A área de estudo compreende a articulação de três unidades geotectônicas representadas pelo Cráton Amazônico, Cinturão Araguaia e Bacia do Parnaíba. Porém, aqui enfatizaremos apenas as unidades do Cráton Amazônico, essencialmente o Domínio Bacajá e da porção norte do Cinturão Araguaia devido a sua interação com estudo do Grupo Tucuruí.

As rochas do Grupo Tucuruí correspondem cerca de 30% da extensão areal da região de estudo e as rochas do Domínio Bacajá abrangem aproximam-se de 50% da área de trabalho apresentada na Figura 3.1. Ressalta-se que, devido às campanhas de campo terem se concentrado no entorno do reservatório de Tucuruí, os afloramentos, especialmente aqueles das rochas do Domínio Bacajá encontram-se intensamente afetados por intemperismo fato o que dificultou uma melhor caracterização petrográfica destas rochas.

3.2 DOMÍNIO BACAJÁ

Na região de estudo, o Domínio Bacajá é representado pelo Complexo Aruanã que ocorre ao longo da margem sudoeste do reservatório de Tucuruí conforme se observa no mapa geológico da área de estudo (Fig. 3.1). Trata-se de uma unidade aflorante ao longo em ilhas e morros constituída de ortognaisses tonalíticos a graníticos datados do Arqueano (2606 ± 4 Ma).

A rocha principal reconhecida na área estudada é representada por gnaisses migmatizados com bandamento gnáissico característico marcado pela alternância irregular de níveis félsicos, compostos de feldspatos e quartzo e níveis mais concentrados em biotita e anfibólio sendo estes de espessura milimétrica a centimétrica. Concordante a este bandamento são registrados veios e lentes quartzo-feldspáticas com espessura centimétrica a decimétrica. Espacialmente as estruturas são subhorizontais, mas são destacadas dobras abertas do bandamento gnáissico (Fig. 3.2). Outro tipo estudado compreende augen-gnaisses com texturas miloníticas destacando álcali-feldspatos ocelares (Fig. 3.3).

Além dos gnaisses, foram encontradas rochas graníticas na estrada de Novo Repartimento a Tucuruí, a menos de 3 km da entrada da cidade de Tucuruí, compreendendo álcali-feldspatos granitos. Esse conjunto de rochas compreende o embasamento do Grupo Tucuruí em toda a sua porção oeste e suas relações de contato se dão por discordâncias angulares ou falhas.

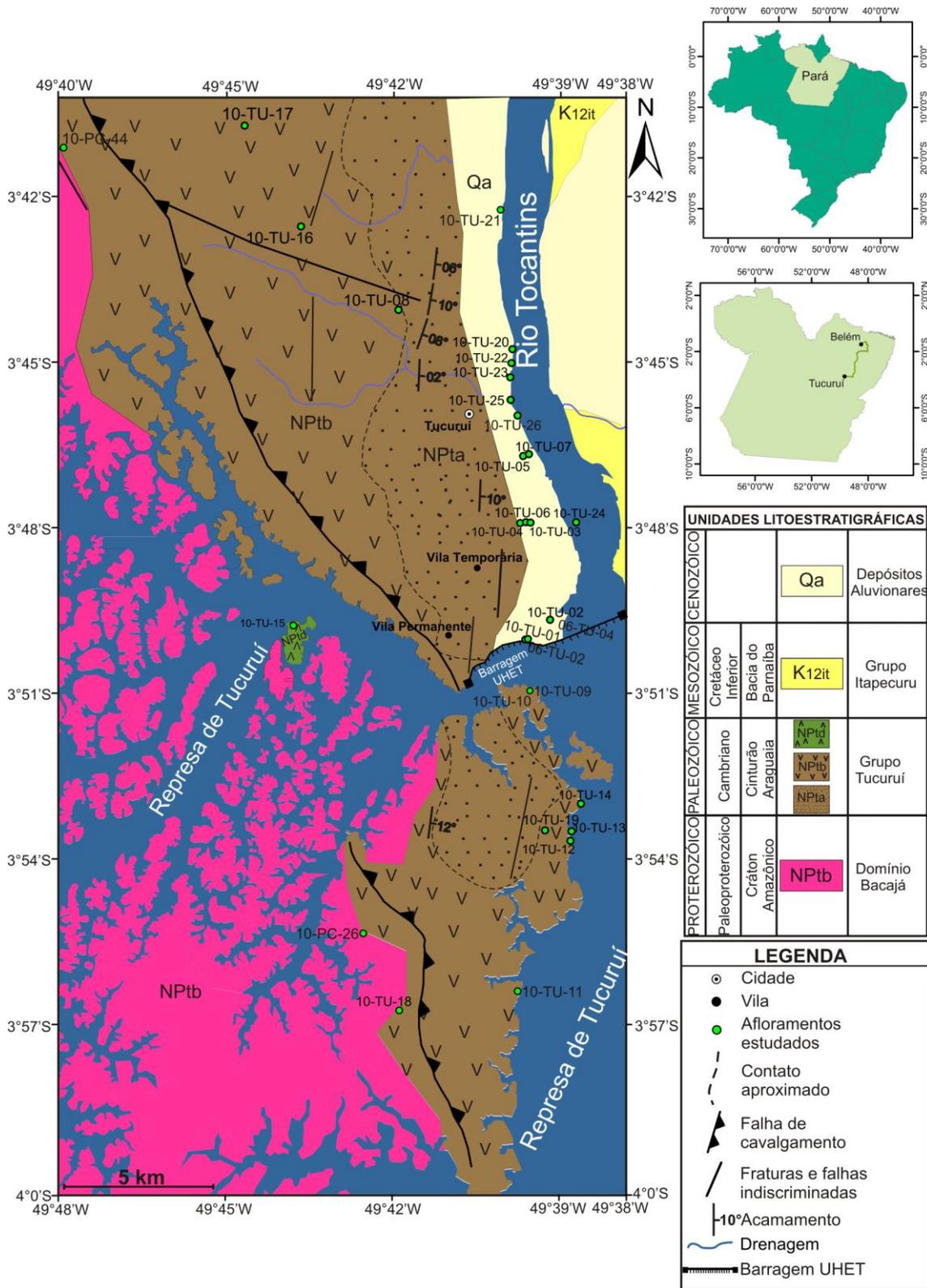


Figura 3.1 – Mapa geológico da região de Tucuruí elaborado a partir de Trouw *et al.*(1976), CPRM (2008) e dados deste trabalho.



Figura 3.2- Afloramento de gnaiss do Complexo Aruanã, na margem da Represa de Tucuruí. Observar o bandamento gnáissico com feições de dobramento. Notar os veios lentiformes de quartzo-feldspáticos concordantes ao bandamento gnáissico. 2010-PC-26.



Figura 3.3- Exposição de gnaisses do Complexo Aruanã, na forma de blocos rolados. Destaque para augen-gnaisses milonitizados com álcali-feldspatos ocelares. 2010-PC-44.

3.3 GRUPO TOCANTINS

O Grupo Tocantins ocorre a leste da área de estudo estando fora da região estudada. No entanto Matta (1982) admite que na região de Tucuruí, o Grupo Tocantins é representado pela Formação Couto Magalhães. Esta unidade é constituída por rochas de baixo grau metamórfico, seguindo desde condições anquimetamórficas até a fácies xisto verde, sendo elas filitos, metassiltitos, lentes de quartzitos e metarcósios com estruturas sedimentares primárias preservadas.

3.4 GRUPO TUCURUÍ

Conforme foi relatado no capítulo 2, esta unidade foi originalmente definida por Trouw *et al.* (1976) como metabasaltos intercalados com metagrauvas em condições anquimetamórficas e posteriormente, foi elevada a categoria de grupo desdobrado nas Formações Caraipé e Morrote por Matta (1982).

O Grupo Tucuruí (GT) ocorre na porção centro-oeste da área de estudo, como mostra a Figura 3.1 e representa uma unidade de mais de 100 quilômetros de extensão na direção N-S, mas que atualmente têm boa parte de sua área submersa pelo reservatório da UHET. Considerando o período de estiagem na região, apenas 70 km de extensão afloram ao longo da margem do Rio Tocantins, entre os municípios de Tucuruí e Marabá, incluindo todo o entorno da UHET. As campanhas de campo se concentraram na margem oeste do Rio Tocantins e foram acessados afloramentos tanto a montante quanto a jusante da barragem do reservatório da UHET.

Neste trabalho não foi possível individualizar o quadro estratigráfico proposto por Matta (1982) e o GT é entendido como uma sucessão vulcano-sedimentar composta por derrames basálticos, intercalados à sequência sedimentar, além da presença de alguns *sills* de diabásio dispostos subconcordantemente ao acamamento sedimentar (figs. 3.4A e B, 3.5, 3.6 e 3.7). Brechas basálticas também são registradas (Fig. 3.8).

A análise de afloramentos nas campanhas de campo e a integração de perfis de sondagem das perfurações, até pouco mais de 100m de profundidade, dos arredores da UHET elaborados a partir de *logs* cedidos pela Eletronorte. Utilizando-se como referências os níveis amigdaloidais e de brechas é possível delimitar pelo menos cinco derrames basálticos conforme ilustra a Figura 3.9.

O GT é composto por derrames com espessura entre 10 a 20 m. De maneira geral, os derrames são compostos por basaltos afaníticos de cor cinza, granulação fina, equigranulares e aspecto maciço. A porção superior dos derrames basálticos é caracterizada pela ocorrência de amígdalas e disjunções colunares. A porção central dos derrames por sua vez, é marcada pela ocorrência de basaltos maciços, contudo, na base dos derrames basálticos também são registrados níveis amigdaloidais. Raros *sills* de diabásio também são registrados.

Também são registradas, especialmente na porção superior do grupo, camadas sedimentares com espessura entre 10 a 40m, já na porção inferior desta sucessão vulcanossedimentar os estratos possuem espessura inferior a 10m. Os depósitos sedimentares são compostos por siltitos e subarcóseos de cor marrom, localmente amarelado a arroxeadado, moderado a mal selecionado com grãos subarredondados a angulosos, cujas camadas têm orientação submeridiana com mergulho entre 2-10° para SE e mostram uma ampla variedade de estruturas sedimentares típicas de ambientes litorâneos.

As brechas basálticas registradas possuem espessura métrica e representam possivelmente as porções mais superficiais dos derrames basálticos e/ou zonas de contato com a sucessão sedimentar do GT. Analisando o posicionamento das brechas e níveis amigdaloidais foi possível definir a ocorrência de pelo menos cinco principais níveis de derrames basálticos na sucessão de rochas que compõe o GT.

Ademais, juntas e zonas de falha ocorrem ao longo de toda sucessão que compõe o GT, os quais são preenchidos por veios de quartzo, epídoto e carbonato (Figura 3.10A e B).



Figura 3.4- Exposição de derrames basálticos do Grupo Tucuruí: A) Topo de derrame no contato com subarcóseos no leito de rio do desaguadouro nas proximidades sumidouro da UHET, notar o suave mergulho dos derrames. Ponto 2010-TU-01. B) Corte na base do derrame no canal do sumidouro da UHET. Notar os planos de falhas subhorizontais e falhas subverticais. Ponto 2010-TU-03.



Figura 3.5 – Exposição do topo de derrames basálticos com disjunções colunares subverticais em leito de igarapé no Balneário do km 10. Ponto 10-TU-08.



Figura 3.6 – Exposição de espessas camadas de siltitos com estratificação cruzada de baixo-ângulo passando para estratos com estratificação plano-paralela no canal de navegação da Eclusa 1 da UHET. Ponto 10-TU-05.



Figura 3.7- Exposição de um *sill* de diabásio sustentando um morro na margem do reservatório da UHET. Ponto 10-TU-15.



Figura 3.8 – Brechas basálticas na base de derrame na interface com arenitos e siltitos expostas em lajedo na Eclusa 2 da UHET. Ponto 2006-TU-02.

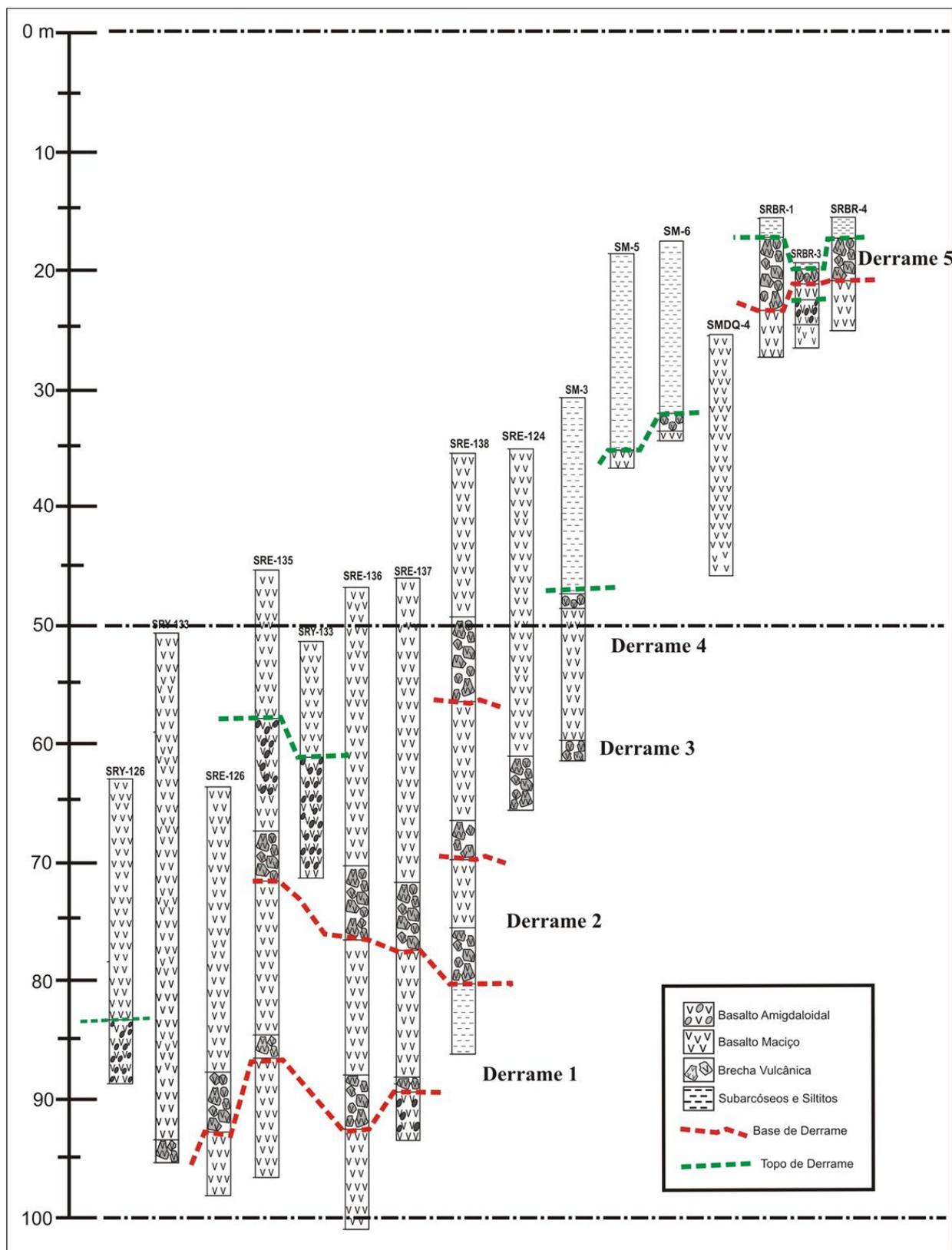


Figura 3.9 – Síntese dos perfis de sondagem analisados do Grupo Tucuruí. Observa-se no topo da sucessão vulcano-sedimentar ocorrências de pelo menos cinco derrames basálticos, delimitados pelas zonas de brechas basálticas, seguidos na porção superior e inferior da sucessão pelos depósitos sedimentares. Ressalta-se, que a correlação lateral nem sempre é contínua, devido os falhamentos observados nestas rochas.



Figura 3.10- Remobilização de fluidos em zonas de deformação nas rochas do Grupo Tucuruí: A) Recorte de vênulas ricas em epídoto e calcita em basaltos. Ponto 10-TU-05. B) Veios de quartzo, epídoto e calcita em siltito. Pontos 10-TU-07.

4 ANÁLISE DE FÁCIES SEDIMENTARES DO GRUPO TUCURUÍ

A sucessão sedimentar do Grupo Tucuruí tem suas melhores exposições ao longo da margem esquerda do Rio Tocantins, incluindo a cidade de Tucuruí e o complexo da UHET, tanto a montante quanto a jusante de sua barragem.

Na área estudada foram realizados perfis geológicos (Figura 4.1) na direção N-S. Foram registrados derrames basálticos e um *sill* de diabásio que se dispõem subconcordantemente ao acamamento das rochas sedimentares. Em geral, as camadas tem orientação NNE-SSW com baixos ângulos de mergulhos entre 2° a 10° para SE.

Em subsuperfície, foram registrados quatro níveis principais de derrames que se dispõem subconcordantemente à estratificação, intercalados aos subarcóseos e siltitos. Os levantamentos e os estudos de sondagem permitem estimar a espessura da sucessão vulcano-sedimentar superior a 50m de profundidade e dos depósitos sedimentares com espessuras até 30m. Estas rochas sedimentares apresentam-se amalgamados, compondo sucessões com granocrescência e espessamento ascendente nos quais foram reconhecidas duas associações de fácies que são descritas a seguir e sintetizadas na figura 4.2.

A) AF1- Depósitos de Antepraia (*foreshore*)

O depósito de antepraia (AF1) consiste de subarcóseos de granulometria fina os quais apresentam cor marrom-arroxeadada, cujas camadas apresentam geometria tabular e espessura variando de decimétrica a métrica. Internamente, apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo (tipo *swash*), com domínios de *foresets* de baixa inclinação (<10°) que migram lateralmente para estratos com estrutura planar (Figura 4.3). Estas estruturas são interpretadas como relacionadas à ação de fluxo e refluxo de ondas (*swash* e *back-swash*), sob condições de alta energia, em regime de fluxo oscilatório em águas rasas.

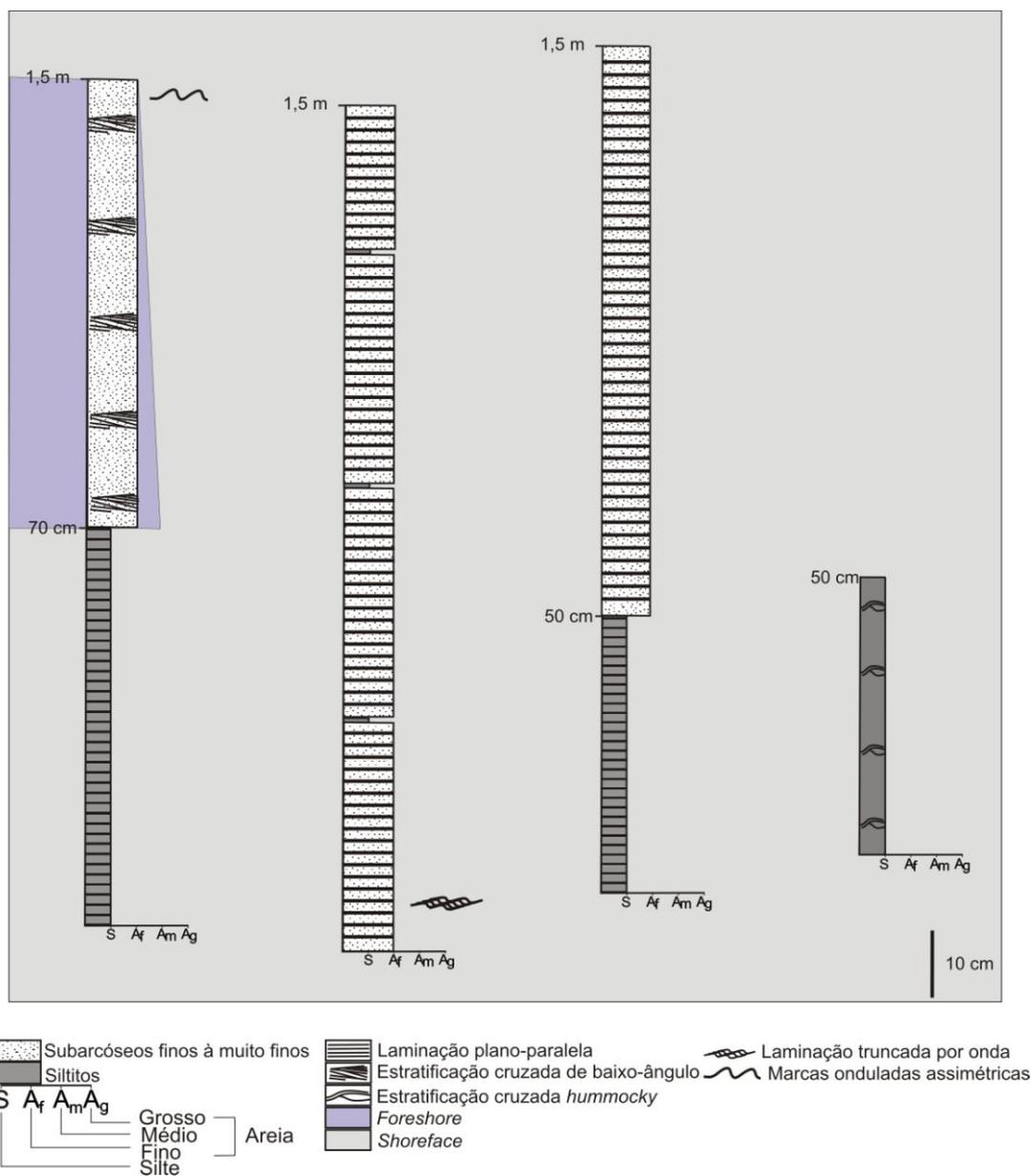


Figura 4.1- Perfis litoestratigráficos representativos das rochas sedimentares do Grupo Tucuruí elaborados em exposições a jusante e montante da barragem da UHET.

ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	FÁCIES	LITOTIPO	ESTRUTURAS	PROCESSOS
AF1	Subarcóseo com estratificação cruzada de baixo ângulo	Subarcóseo de granulometria fina	Estratificação cruzada de baixo ângulo	Ação de fluxo e refluxo de ondas, sob condições de alta energia
AF2	Subarcóseo com laminação plano-paralela	Subarcóseo de granulometria fina	Laminação plano-paralela	Ação de ondas, sob condições de fluxo oscilatório de alta energia
	Siltito com laminação plano-paralela	Siltito	Laminação plano-paralela	Ação de ondas, sob condições de fluxo oscilatório de alta energia
	Siltito com laminação truncada por onda	Siltito	Laminação truncada por onda	Ação de ondas, sob condições de fluxo oscilatório de alta energia
	Subarcóseo com estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Subarcóseo de granulometria fina	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Estruturas geradas por ação de onda de tempestade, devido a um fluxo combinado com componente oscilatória

Figura 4.2 – Quadro resumo das fácies, estruturas sedimentares e processos de geração dos arenitos do Grupo Tucuruí.

B) AF2- Face Litorânea influenciada por tempestade (*shoreface*)

Este segundo tipo de associação de fácies constitui-se de subarcóseos de granulometria fina a muito fina e siltitos de cor marrom-amarelada a marrom-arroxeadada e localmente podem apresentar tons esverdeados. As camadas apresentam geometria tabular a lenticular e espessura variando de centimétrica a métrica.

A geometria interna deste depósito é marcada por diversas estruturas sendo elas, laminação plano-paralela (Figura 4.4), laminação truncada por onda (Figura 4.5A, B e C), estratificação cruzada do tipo *hummocky* (Figura 4.6). Os estratos com laminação plano-paralela são os mais recorrentes na região estudada, são lateralmente contínuas por vários de metros e mostram discreta ondulação, com truncamentos de baixo ângulo, inferiores a 5°. Subordinadamente a fácies siltito com laminação plano-paralela ocorre a fácies siltito com laminação truncada por onda. Eventualmente, laminações convolutas também foram observadas nestes estratos. As camadas com estratificação cruzada *hummocky* são caracterizadas por estratificações cruzadas e suavemente encurvadas (>10°) em um arranjo superior convexo (que estão melhor preservadas nos estratos observados) e inferior côncavo. Semelhante às camadas com estratificação cruzada de baixo ângulo, elas também migram lateralmente para camadas com laminação plano-paralela o topo destes estratos exibe marcas onduladas de perfil assimétrico e comprimentos de onda centimétricos (fig. 4.7). As estruturas observadas nestes depósitos são interpretadas como influenciadas por ação de onda e devem estar associadas a um regime de fluxo superior de alta energia, porém as laminações plano-paralela e truncada por onda parecem ter sido geradas por fluxo oscilatório em ambiente de águas rasas, enquanto as feições em *hummocky* são mais compatíveis com fluxo combinado (onda e corrente), com componente oscilatória predominante.



Figura 4.3 - Seção de corte na rampa de embarque próximo a montante da barragem mostrando subarcóseos do Grupo Tucuruí com estratificação cruzada de baixo ângulo. Destacam-se as superfícies de cavalgamento. Ponto 10-TU-02.

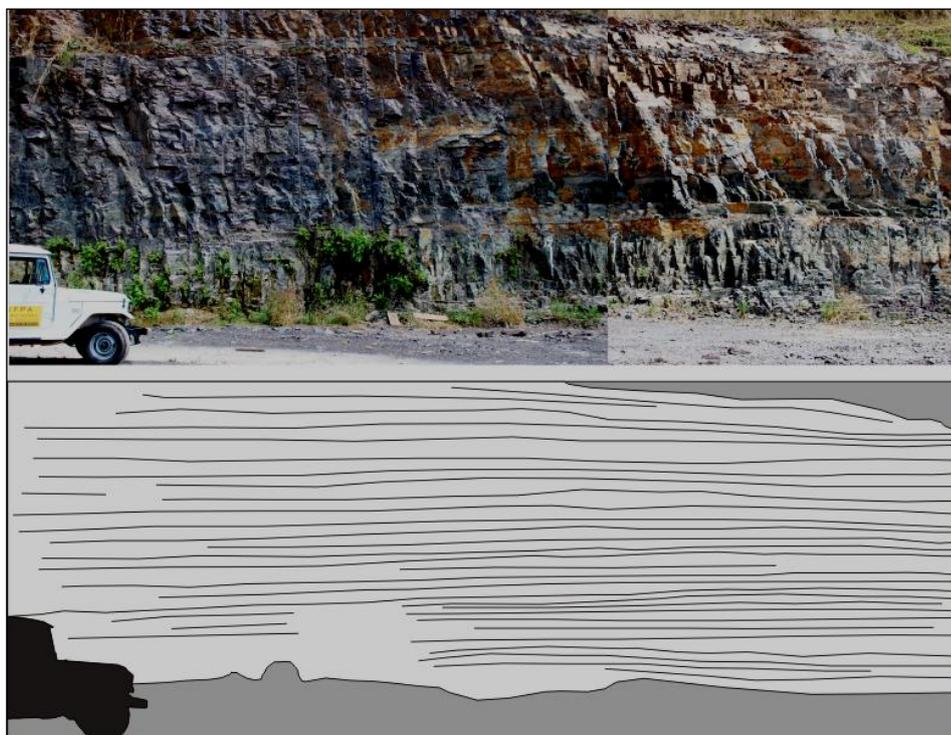


Figura 4.4 – Corte na parede do canal da eclusa de Tucuruí exibindo subarcóseos com laminação planoparalela. Ponto 10-TU-03.

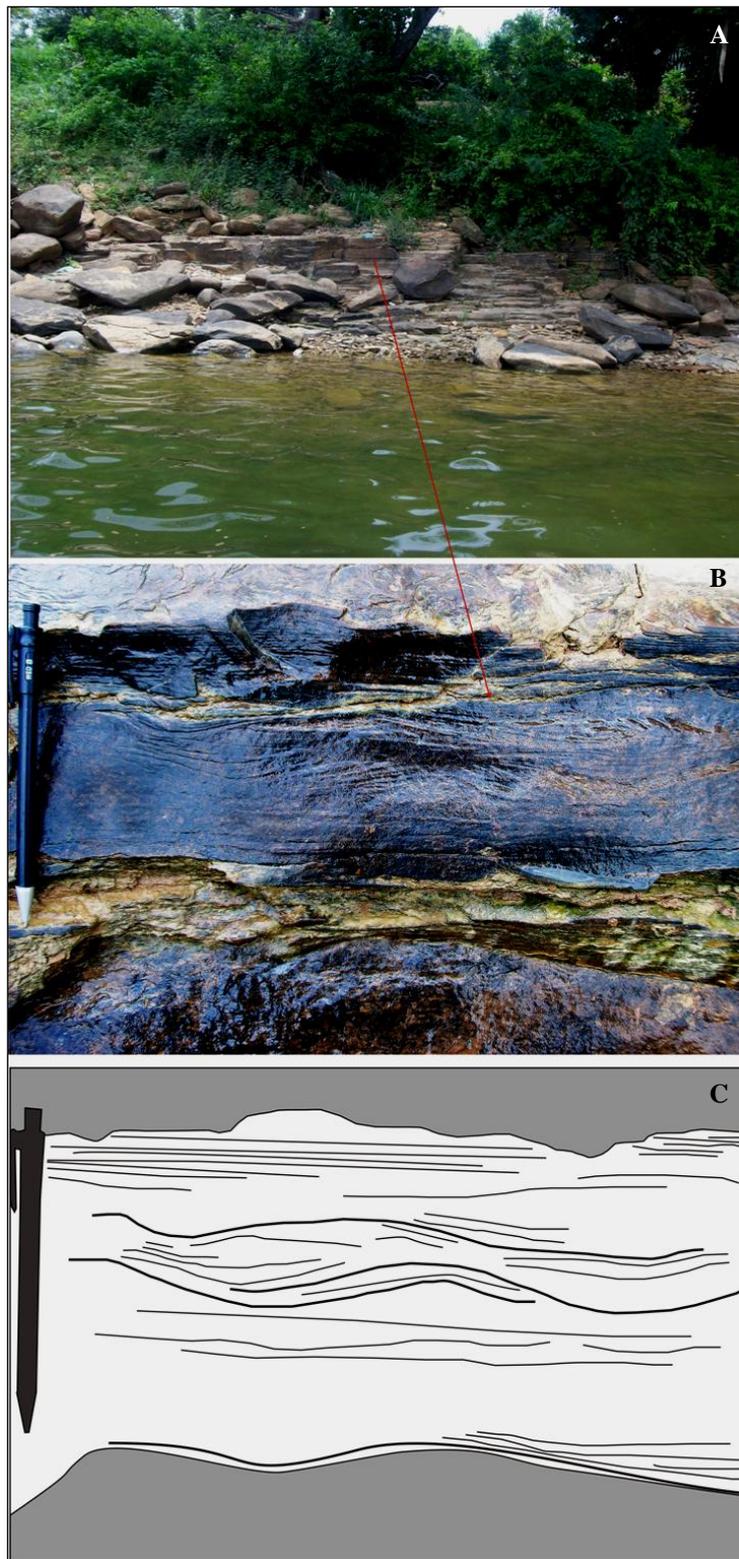


Figura 4.5A- Afloramento de siltitos na margem do Rio Tocantins, exibindo laminação planoparalela. B e C). Subordinadamente observa-se na base destes estratos siltitos com laminação truncada por onda. Ponto 10-TU-23.

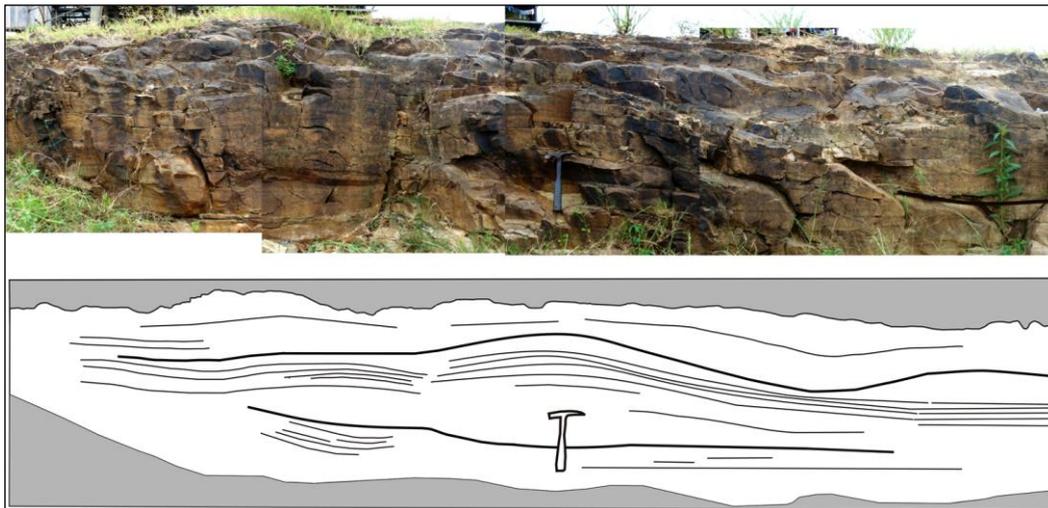


Figura 4.6- Afloramentos de siltitos, na margem do Rio Tocantins exibindo estratificação cruzada *hummocky*. Ponto 10-TU-26.

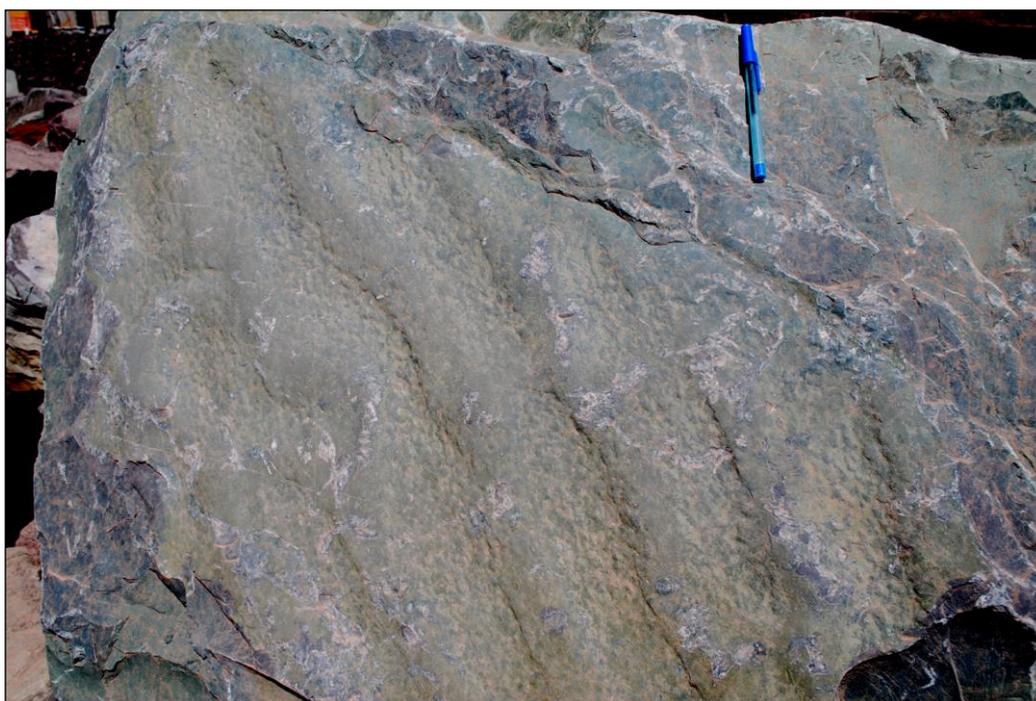


Figura 4.7- Exposição de marcas onduladas assimétricas em siltitos. Ponto 10-TU-05.

4.1 INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL DO GRUPO TUCURUÍ

As fácies sedimentares do Grupo Tucuruí estudadas neste trabalho sugerem processos de transporte e sedimentação ligados a um ambiente marinho raso, compreendendo desde a zona de *foreshore* até a zona de *shoreface*, sob influência de onda, incluindo ondas de tempestade.

O principal indicativo da correlação das fácies analisadas no Grupo Tucuruí a um ambiente de *foreshore* é o registro de camadas com estratificações cruzadas de baixo-ângulo. Esta estrutura reflete processos de espraiamento, uma vez que camadas com laminação plano-paralela são geradas segundo a orientação de onda vigente, quando material arenoso é depositado paralelo a zona de *foreshore*, mergulhando apenas alguns graus em direção ao mar, desta forma a ligeira variação da direção das ondas determina as distintas atitudes que compõem o conjunto com estratificações cruzadas de baixo-ângulo.

Algumas evidências associadas ao ambiente de *shoreface* é a ocorrência de estruturas como laminação plano-paralela, uma vez que estas são comuns nas porções mais rasas de plataformas continentais ou em mares epicontinentais, ao longo da zona de profundidade de ação de ondas, onde ocorre intenso retrabalhamento por ação de ondas (Nicols 2009). As marcas de ondas assimétricas preservadas nas rochas do grupo também são comuns neste ambiente, porém ao contrário das estruturas anteriores que estão mais próximas ao limite de base de onda de bom tempo, as marcas de onda estão associadas à porção mais inferior da zona de *shoreface*. As laminações truncadas por onda, por sua vez, podem estar relacionadas tanto as zonas de *shoreface* quanto a *foreshore* (neste caso, relacionada à linha de maré de baixa), contudo em ambos os casos estão ligadas ao retrabalhamento por ação de onda.

No entanto, a estrutura de maior relevância identificada nas rochas do Grupo Tucuruí é a estratificação cruzada do tipo *hummocky*, que demonstra a influência de evento de tempestade no ambiente deposicional das rochas. As tempestades propiciam condições para a geração de formas de leito e estruturas sedimentares exclusivas dos ambientes influenciados por elas (Dott & Bourgeois 1982, Cheel & Leckie 1993) e que em geral são gerados abaixo da linha base de onda de bom tempo, considerando que acima deste limite ocorre reformulação do sedimento em condições normais.

Duke *et al.* (1991) sintetizam os principais processos que originam leitos com estruturas do tipo *hummocky*, onde inicialmente ondas de tempestade interagem com a porção mais oblíqua da região costeira, retrabalhando o substrato lamoso. Em seguida as areias transportadas por ação de fluxo combinado movem-se por suspensão ou carga de fundo e são levadas para porções mais profundas (próximo a zona de transição para a *offshore*). Estas

areias acumulam-se rapidamente e com o arrefecimento da tempestade uma laminação planar é originada, posteriormente ondulações métricas começam a se formar sobre o substrato e lenta migração a partir de estratos planares começa a gerar estratificação cruzada do tipo *hummocky* sob condições de fluxo combinado com componente oscilatória predominante. Em alguns casos, a porção convexa da estrutura em *hummocky* não é observada, estando apenas preservada sua parte côncava, gerando assim a estratificação cruzada do tipo *swaley*, que ocorre principalmente em águas mais rasas, considerando o limite de profundidade de atuação de tempestades entre 20 a 50 metros. Estruturas deste tipo não foram registradas na sucessão que compõe o Grupo Tucuruí.

Assim, considerando a ausência das estruturas do tipo *swaley* e a granulometria muito fina que constitui as camadas com *hummocky* é possível caracterizar os depósitos estudados como tempestitos distais, uma vez que tempestitos proximais estariam ligados a estruturas do tipo *swaley* e a estratos de granulometria mais grossa. A classificação entre proximal ou distal reflete o posicionamento destas duas estruturas geradas por ação de ondas de tempestade em uma sucessão completa nestes tipos de depósitos. Ademais, a imaturidade textural e composicional discutida no capítulo 5 não compromete estas interpretações ambientais, visto estes parâmetros também são influenciados por outros processos como proveniência e diagênese.

Desta forma, pode-se concluir resumidamente que os depósitos sedimentares que compõem o Grupo Tucuruí representam a porção preservada (uma vez que não existem similares destas rochas nas unidades vizinhas) de duas associações típicas de um segmento costeiro influenciado por ondas de tempestade, em uma bacia possivelmente, com área fonte próxima.

5 ANÁLISE PETROGRÁFICA DO GRUPO TUCURUÍ

O estudo petrográfico baseou-se em informações obtidas durante o trabalho de campo, descrições de amostras coletadas em aflora, oito testemunhos de sondagens, análises de microscopia ótica, complementadas por análises de microscopia eletrônica de varredura de 4 lâminas polidas e fragmentos de rochas, e difração de raios-X em seis amostras de rochas máficas.

Os aspectos enfatizados neste capítulo foram as principais relações de campo entre os conjuntos rochosos que compõem o Grupo Tucuruí e unidades geológicas vizinhas, identificação mineralógica, textural e microestrutural, assim como a investigação de possíveis evidências de metamorfismo para definição de processos sedimentares, magmáticos e estruturais associados à gênese e evolução geológica destas rochas, com base nos conceitos definidos nos trabalhos de Folk (1968), Deer *et al.* (1977), Streckeisen (1975), Cox *et al.* (1979), Mackenzie *et al.* (1982), Wilson (1989), McPhie *et al.* (1993), Rollinson (1993), Yardley (1994), Tucker (2001), Wernick (2003), Vernon (2004), Passchier & Trouw (2005) e Nichols (2009).

Ademais, ao fim da discussão de dados petrográficos da sucessão vulcano sedimentar que compõe o Grupo Tucuruí, tem-se uma breve discussão sobre os aspectos petrográficos de veios e vênulas registrados nas rochas do Grupo Tucuruí.

5.1 PETROGRAFIA DAS ROCHAS MÁFICAS

Considerando as distinções petrográficas descritas acima, as rochas máficas que compõem a sucessão magmáticossedimentar do Grupo Tucuruí foram individualizadas em quatro litotipos, descritos a seguir.

A) Basaltos Maciços

Este tipo litológico localiza-se nas porções centrais dos derrames. São afaníticos, de cor cinza, equigranulares, holocristalinos e de aspecto maciço (Fig. 5.1). O arranjo textural predominante é intergranular com grânulos de clinopiroxênios ocupando os espaços intergranulares entre plagioclásios ripiformes dispostos de forma randômica (Fig. 5.2). Eventualmente grânulos de epídoto, ou material vítreo também ocorrem entre as ripas de plagioclásio, caracterizando tipos hipovítreos, definindo um arranjo intersertal. A ocorrência em maior ou menor abundância de epídoto está ligada à proximidade de zonas de deformação,

uma vez que este mineral e, em menor frequência, calcita preenchem estas descontinuidades e tendem a cristalizar-se também em suas proximidades.

A mineralogia essencial é composta por plagioclásio (50-63%), clinopiroxênio (40-45%). Minerais opacos apresentam-se em menor quantidade (10-7%) e titanita ocorre como acessório.

Os clinopiroxênios são do tipo augita (Figs. 5.3A e B) e ocorrem em formas subédricas ou anédricas. Nas rochas hipovítreas são registradas também formas esqueléticas associadas a material desvitrificado, evidenciando resfriamento ultrarrápido nestes basaltos. Eventualmente, o vidro está transformado em epídoto ou clorita.

O plagioclásio é originalmente do tipo labradorita (An_{60}) embora em análise de meV tenham sido identificadas composições de albita, provavelmente relacionada à transformação metamórfica albita-labradorita (Figs. 5.3A, B e C e 5.4A, B e C). Os cristais de plagioclásio apresentam-se em forma subédrica, com hábito ripiforme, geminação do tipo albita ou albita-carlsbad. Transformações para sericita e epídoto são observadas em algumas amostras.

Os minerais opacos apresentam-se em formas anédricas, com hábito granular ou subédricos e com hábito acicular. Análises por MEV identificaram minerais opacos que são do tipo magnetita (Figura 5.5A e B), ocorrendo ainda ilmenita e, eventualmente covelita (Figs. 5.6A e B).



Figura 5.1- Detalhe da estrutura maciça, afanítica e homogênea dos basaltos maciços. Ponto 2010-TU-14.



Figura 5.2- Textura intergranular em basalto maciço com cristais ripiformes de labradorita (Pl) entre cristais de augita (Cpx). LP (Luz Polarizada). Amostra 2010-TU-14.

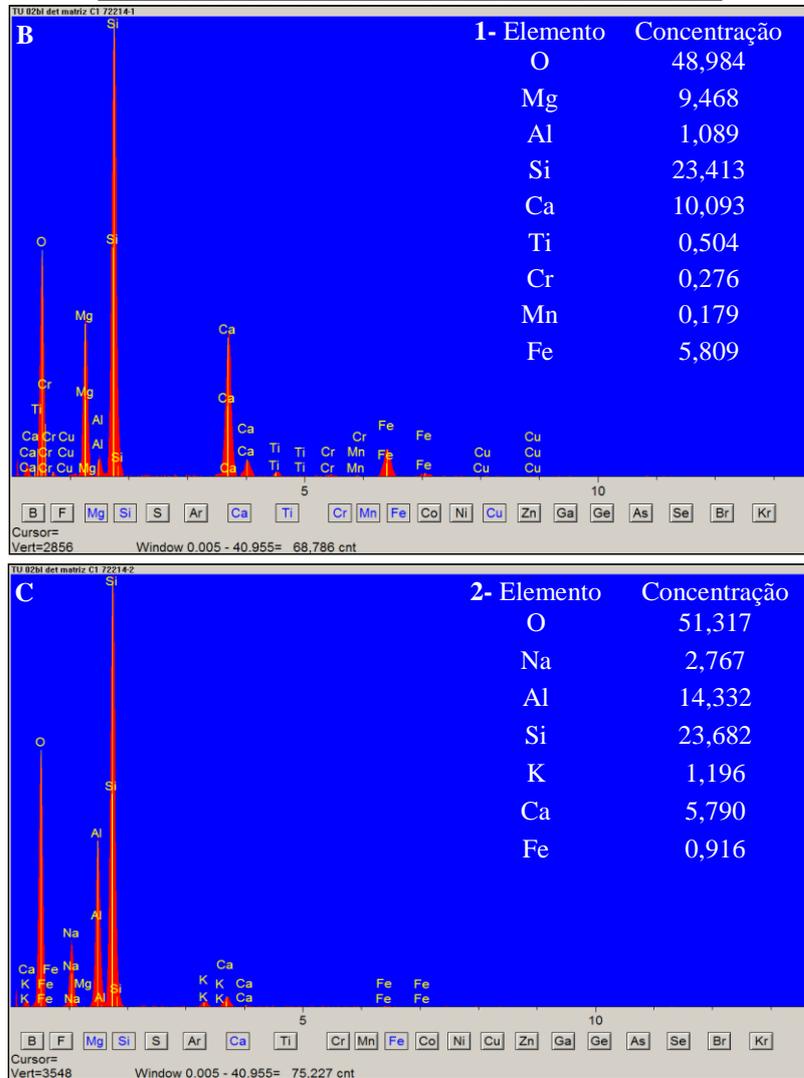
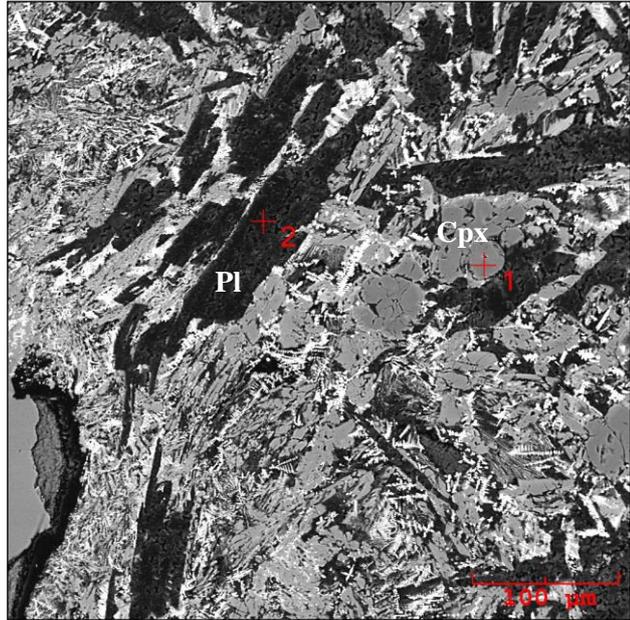


Figura 5.3- Imagem de elétrons retroespalhados (A) e análises semiquantitativas, de augita (B) e labradorita (C) de fragmento de basalto maciço em MEV. Amostra 2006/TU-02.

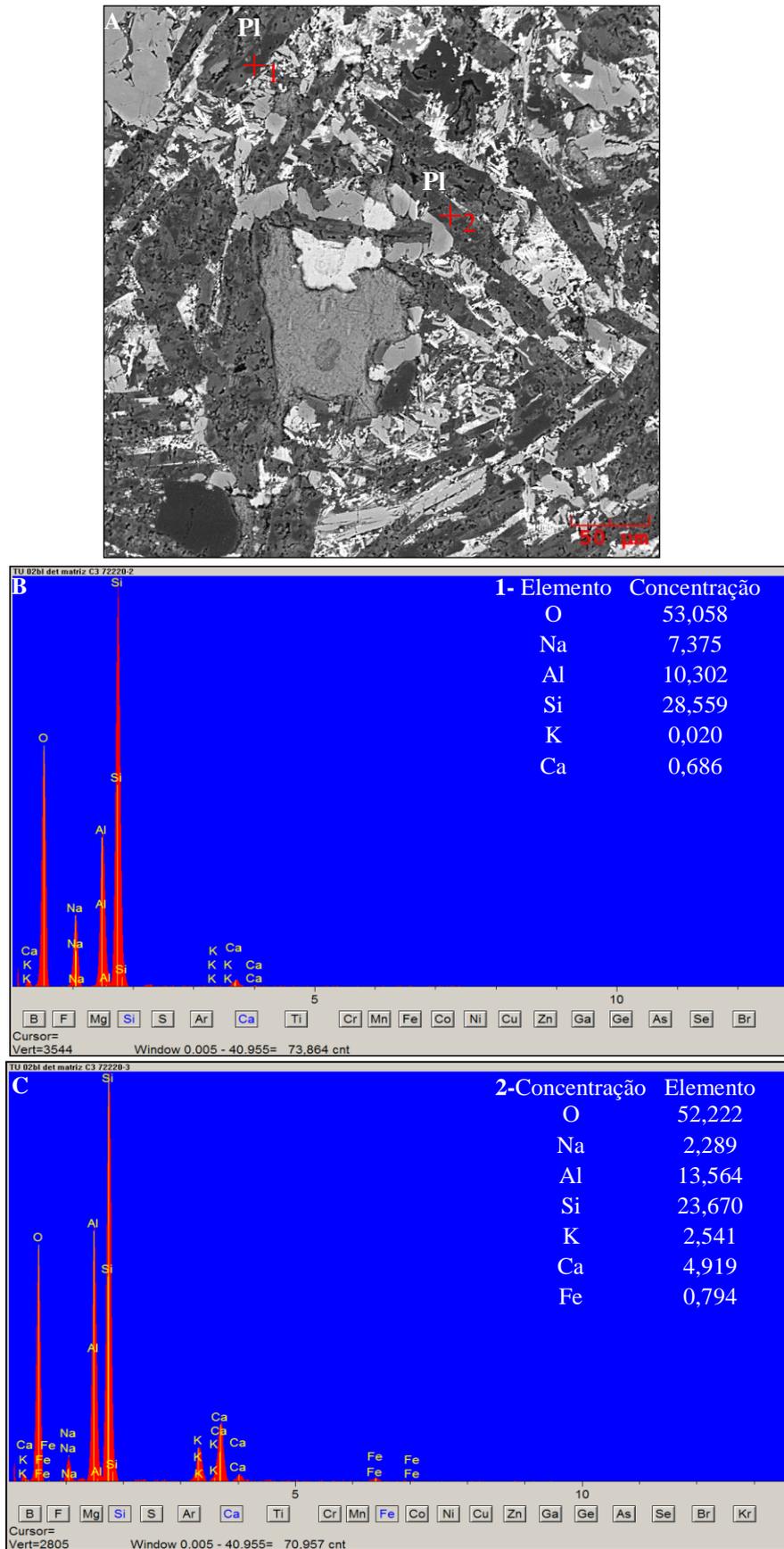


Figura 5.4- Imagem de elétrons retroespalhados (A) e análises semiquantitativas de albita (B) e labradorita sendo transformada para albita (C) de fragmento de basalto maciço em MEV. Amostra 2006/TU-02.

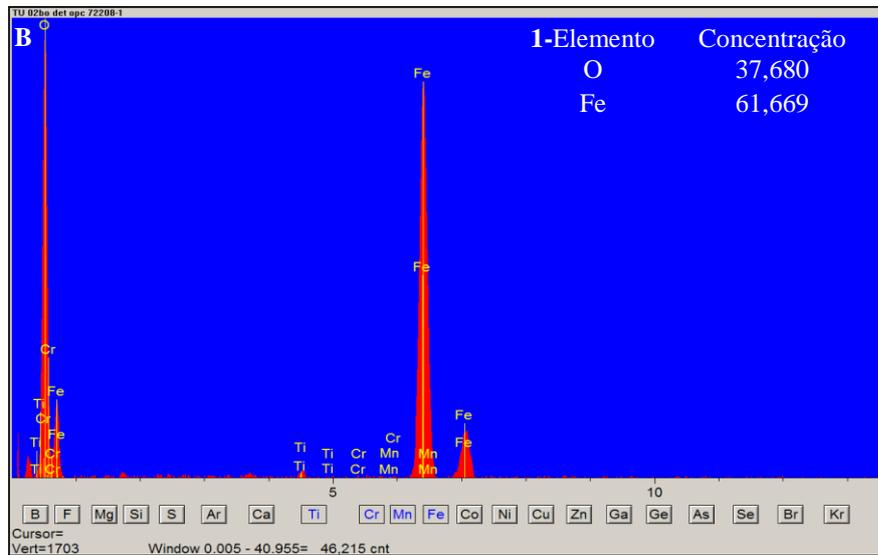
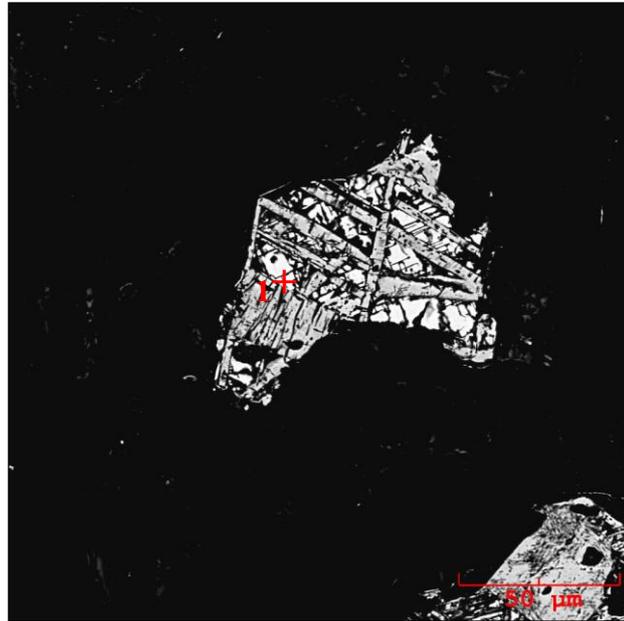


Figura 5.5- Imagem de elétrons retroespalhados (A) e análises semiquantitativa de minerais opacos, destacando a ocorrência de magnetita (B) em fragmento de basalto maciço em MEV. Amostra 2006/TU-02.

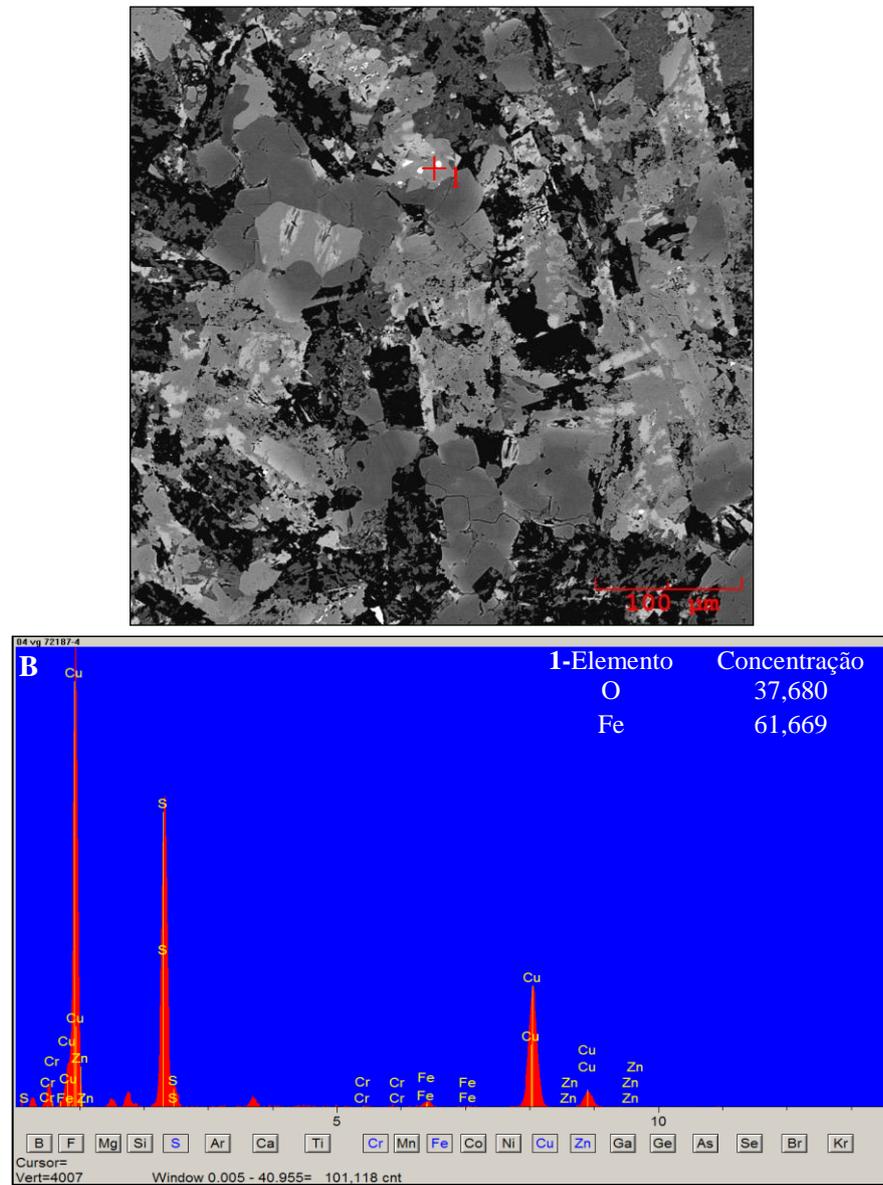


Figura 5.6- Imagem de elétrons retroespalhados (A) e análises semiquantitativa de minerais opacos, caracterizando a ocorrência de covelita (B) em fragmento de basalto maciço em MEV. Amostra 2006/TU-04.

B) Basaltos Amigdaloidais

Estes basaltos constituem principalmente níveis superiores ou mais raramente níveis basais dos derrames basálticos que compõem a sucessão vulcano-sedimentar do Grupo Tucuruí (Figs. 5.7 e 5.8). As amígdalas concentram-se nas porções do topo dos derrames e frequentemente estão coalescidas entre si (Fig. 5.9).

O conteúdo mineralógico e as transformações indicativas de processos metamórficos, bem como grande parte das características texturais dos basaltos amigdaloidais são semelhantes as dos basaltos maciços. Apenas o conteúdo de material vítreo é mais abundante, não acarretando, porém, mudança do aspecto hipocristalino dos basaltos amigdaloidais. Sendo assim, a trama textural, aqui traduzida na presença de amígdalas, é o principal aspecto distintivo entre os dois litotipos.

Desta forma, predomina no litotipo amigdaloidal, uma matriz com textura intergranular com grânulos de clinopiroxênios entre os plagioclásios ripiformes e localmente textura intersertal com grânulos de epídoto e vidro escuro entre as ripas de plagioclásio e piroxênios, na qual estão imersas amígdalas que apresentam formas irregulares, circulares a subcirculares preenchidas por epídoto e clinocloro com hábito granular e zeólitas com hábito fibro-radial. Registrou-se ainda um zoneamento composicional nas amígdalas, caracterizado por um núcleo de epídoto e borda de zeólita (Fig. 5.10), ou núcleos com clinocloro margeados por zeólita (fig.5.11) ou ainda núcleos com clinocloro margeados por epídoto (Fig. 5.12). Contudo também são observados preenchimentos com material microcristalino de coloração marrom-esverdeada identificada por mev como misturas de epídoto e clorita (Fig. 5.13).

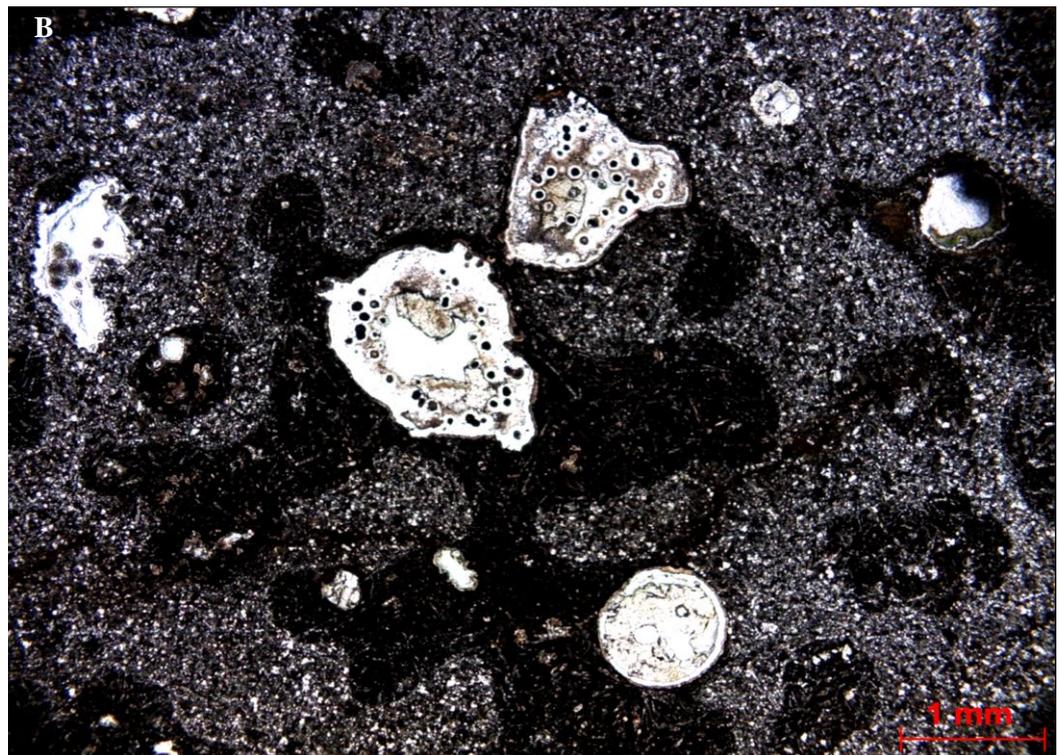
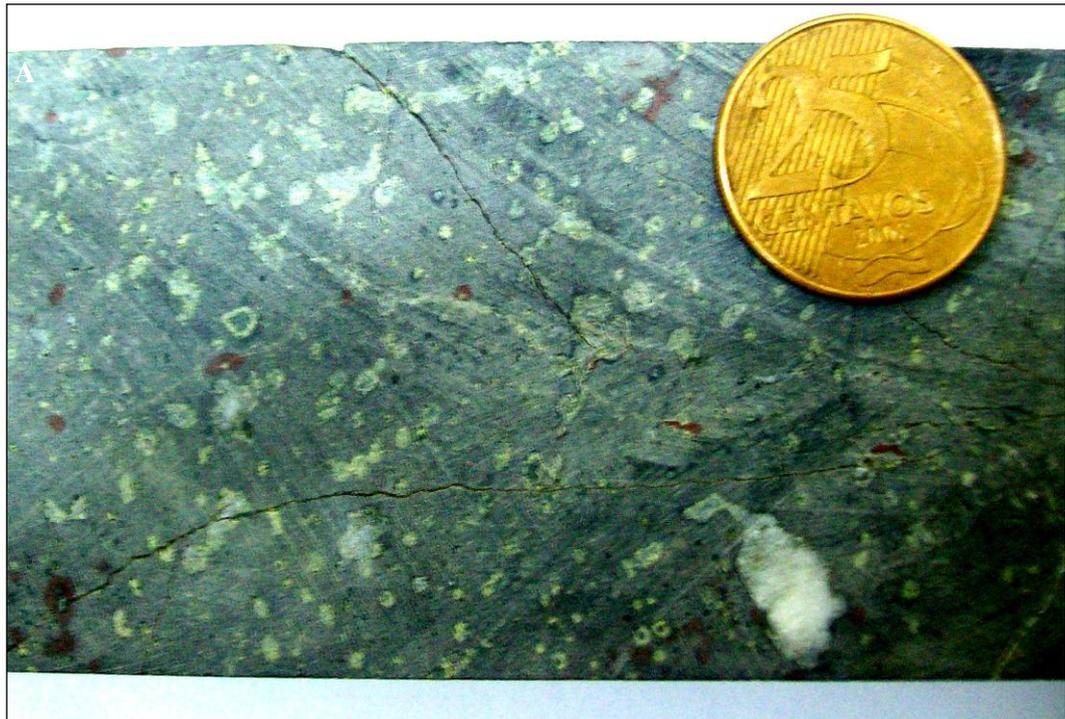


Figura 5.8- Basalto amigdaloidal destacando amígdalas preenchidas por epídoto e zeólita imersas em matriz de textura intersertal, com porções irregulares de vidro em basalto. LN (Luz Natural). Amostra SRBR-3.



Figura 5.9- Fotomicrografia mostrando amígdalas coalescidas preenchidas por epídoto e zeólita englobadas pela matriz com textura intersertal em basalto. LN. Amostra SRBR-3.

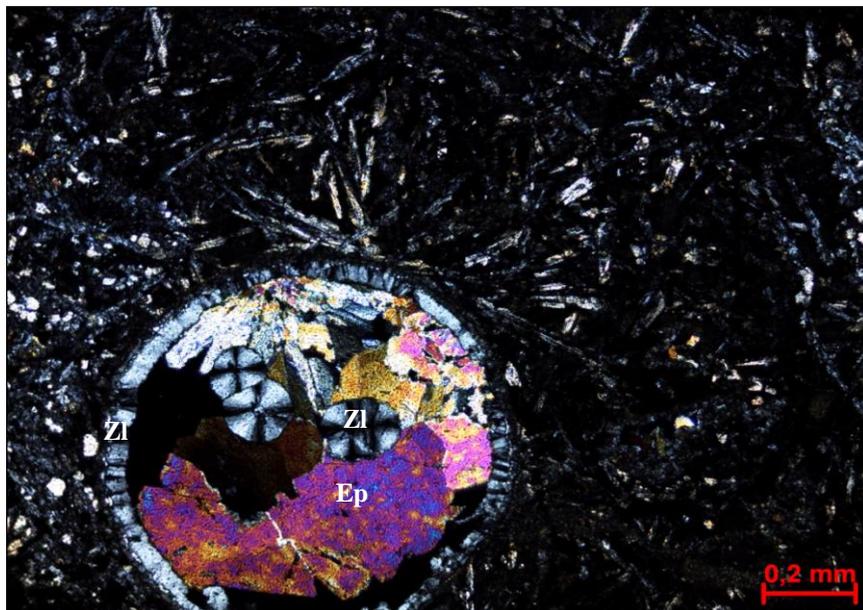


Figura 5.10- Detalhe de uma amígdala esferoidal com zoneamento mineralógico entre zeólitas (Zl) fibrorradiais na borda e epídoto (Ep) com zeólita no centro. Notar na matriz cristais aciculares e esqueletais de plagioclásio evidenciando resfriamento ultrarápido. LP. Amostra 2010/TU-03A.

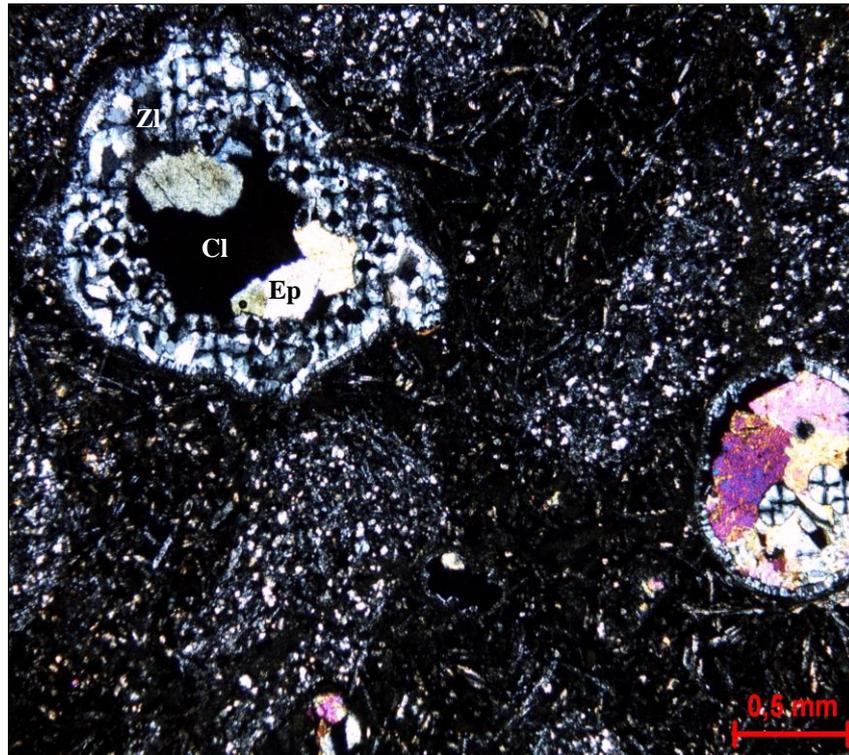


Figura 5.11- Zoneamento composicional em amígdalas com clorita (Cl) e epídoto na porção interna e zeólitas fibrorradiais na porção externa. LP. Amostra SRBR-3.



Figura 5.12- Fotomicrografia mostrando zoneamento composicional em amígdalas com clorita (Cl) e epídoto (Ep) na porção interna e zeólita nas zonas externas LP. Amostra 2010/TU-03A.

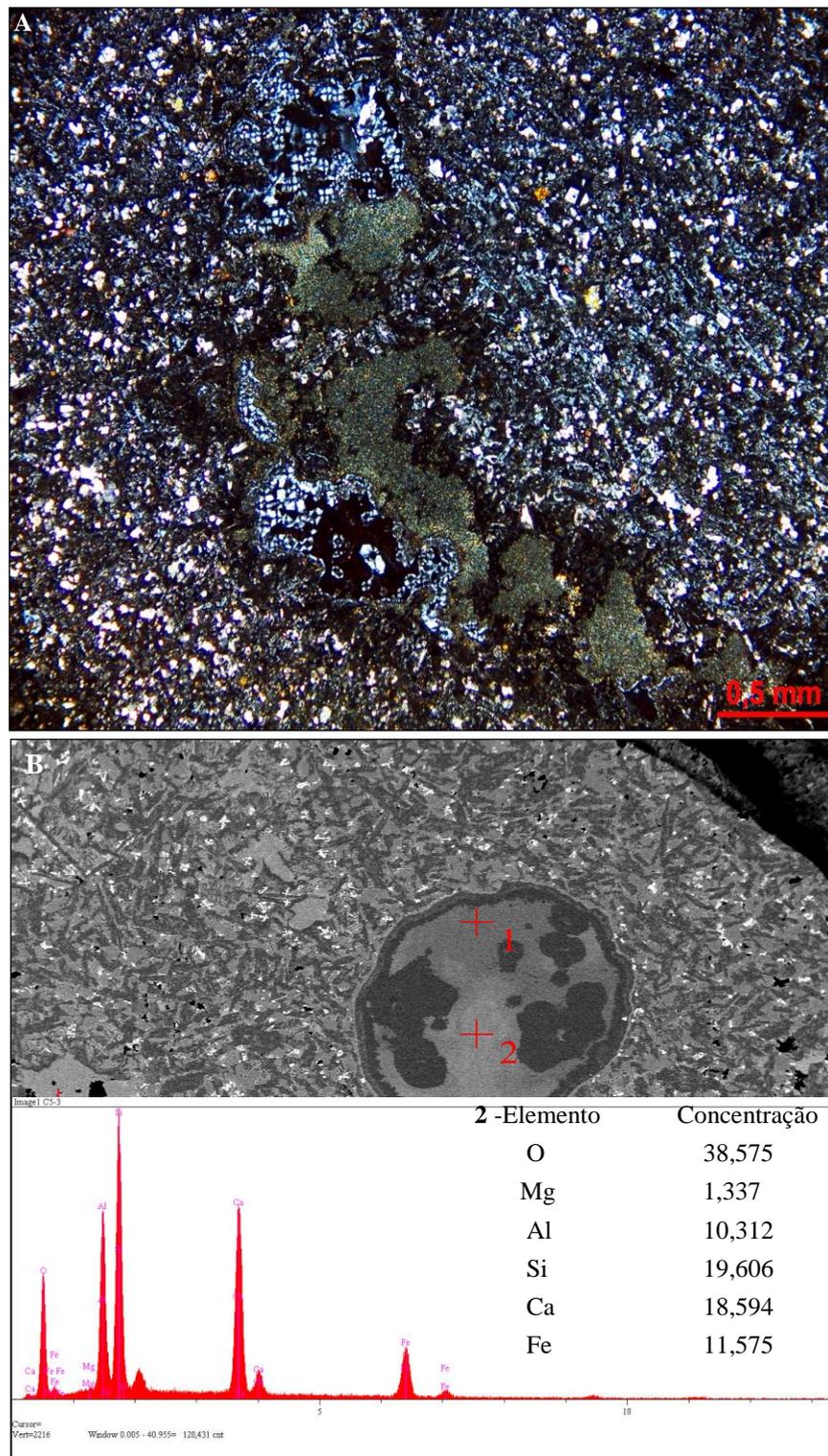


Figura 5.13– A) Fotomicrografia mostrando preenchimento de amígdala com material microcristalino verde. LP. B) Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas caracterizando a composição de material microcristalino verde da amígdala como uma mistura de clorita e epídoto. Amostra 2010/TU-03A.

C) Diabásios

Os *sills* de diabásios são raramente encontrados e alojados na sucessão vulcano-sedimentar do Grupo Tucuruí. O *sill* mais espesso (em torno de 10 metros) foi localizado no ponto 2010/TU-15 sustentando um morro com grandes blocos abaulados as margens da UHET a oeste da cidade de Tucuruí (fig. 5.14).

Em geral, os diabásios têm cor cinza, são faneríticos, de granulação média, holocristalinos, com índice de cor mesocrático e equigranulares. O arranjo textural predominante é intergranular com cristais de clinopiroxênios entre plagioclásios ripiformes dispostos de forma randômica (fig.5.15). Contudo localmente é observado intercrescimento granofírico entre quartzo e alcalifeldspato (fig.. 5.16).

O conteúdo mineralógico é semelhante ao dos basaltos, sendo composto essencialmente por plagioclásio (50-63%) e clinopiroxênio (40-45%). Minerais opacos apresentam-se como varietais (10-7%) e apatita ocorre como acessório.

Os clinopiroxênios observados são do tipo augita. Ocorre como cristais subédricos ou anédricos. Eventualmente mostram evidências de uralitização (Fig. 5.17).

O plagioclásio é do tipo labradorita (An_{60}). Apresenta-se de forma subédrica, com hábito ripiforme e com geminação do tipo albita ou albita-carlsbad. O processo de sericitização deste mineral é mais intenso e distribuído do que nos basaltos de forma que se encontram parcialmente a totalmente transformados para sericita.

Os minerais opacos, por sua vez, mostram formas subédricas a anédricas, enquanto a apatita é acicular.



Figura 5.14- *Sill* de diabásio exposto em blocos abaulados na encosta de um morro na margem do reservatório da UHET. Ponto 2010/TU-15.



Figura 5.15- Textura intergranular em diabásio, com cristais ripiformes de plagioclásio (Pl) clinopiroxênio (Cpx) e minerais opacos nos interstícios. Notar sericitização do plagioclásio. LP. Amostra 2010/TU-15.

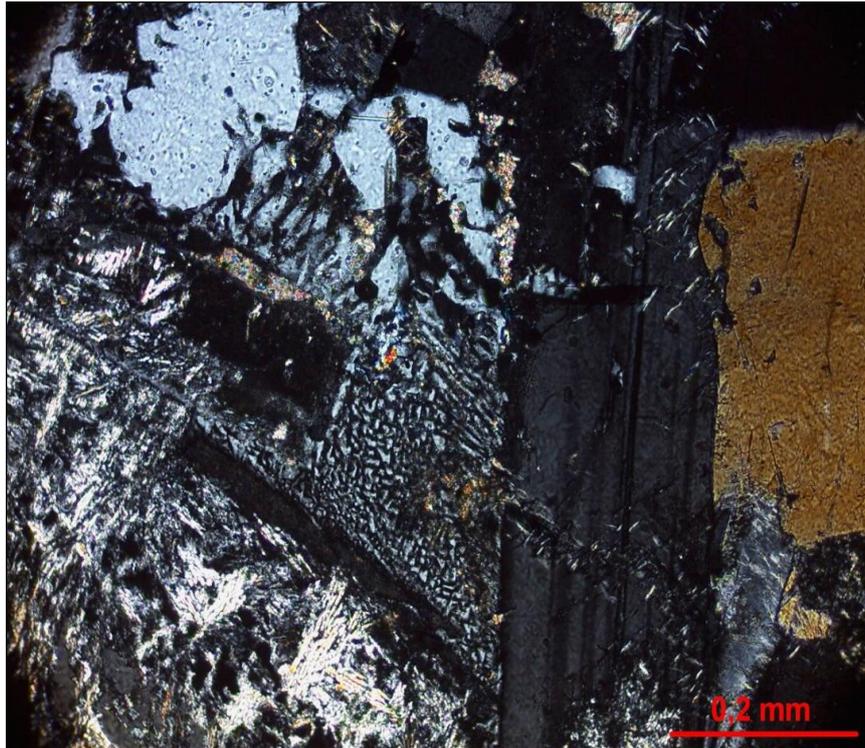


Figura 5.16- Intercrescimento micrográfico entre quartzo e alcalifeldspato ocupando interstícios entre plagioclásio (Pl) e clinopiroxênio (Cpx) em diabásio. Notar, no canto inferior à esquerda, a sericitização do plagioclásio. LP. Amostra 2010/TU-15.

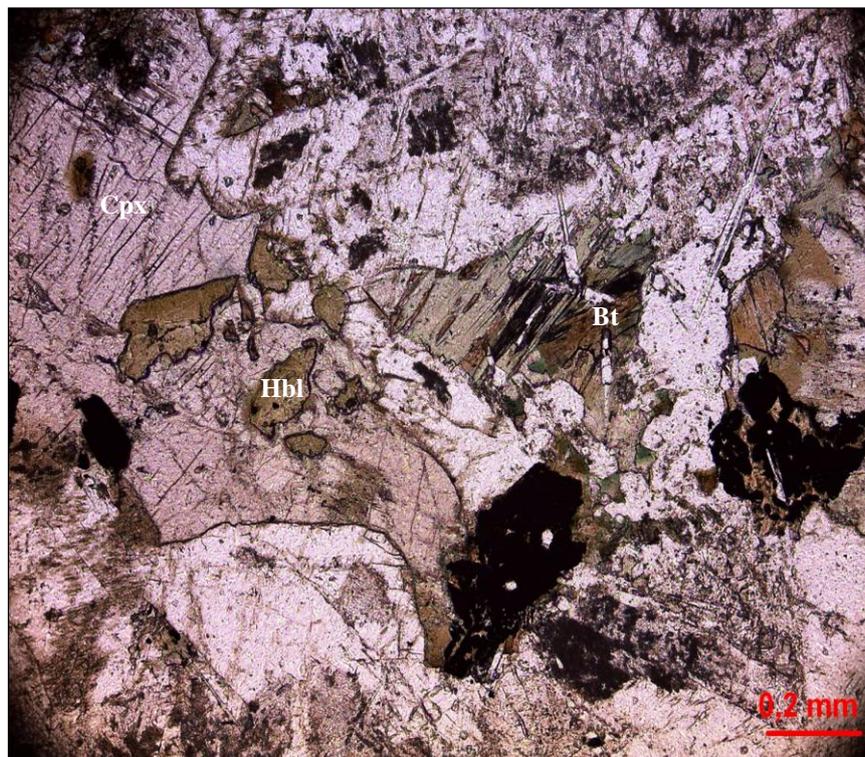


Figura 5.17- Fotomicrografia mostrando a uralitização em cristais de clinopiroxênio (Cpx), substituídos por hornblenda (Hbl) e biotita (Bt). LN. Amostra 2010/TU-15.

D) Brechas basálticas

Este tipo de rocha ocorre principalmente na base dos derrames basálticos, mas também nas zonas superficiais dos mesmos e nas interfaces com a sucessão sedimentar. Um dos melhores representantes deste litotipo foi observado no ponto 2006/TU-02 (fig. 5.18).

As brechas basálticas são do tipo monomíticas sendo compostas essencialmente por basaltos maciços ou amigdaloidais e o arcabouço das mesmas é sustentado por clastos que mostram formas angulosas a subarredondadas e tamanho milimétrico a centimétrico. Por vezes é registrada a presença de matriz nestas rochas. Contudo o teor da mesma é sempre inferior a 5% do arcabouço da rocha. Em geral, é composta de material sedimentar de granulometria silte, mas frequentemente ocorrem mistura deste material com aglomerados de minerais como epídoto, carbonato e quartzo.

Nos casos de brechas compostas de clastos de basaltos amigdaloidais, as amígdalas mostram-se alongadas e por vezes orientadas e frequentemente estão associadas a fragmentos de basaltos hipovítreos, o que pode ser compreendido como fragmentação e leve afundamento de fragmentos de basaltos hipovítreos gerados em condições de resfriamento ultrarrápido na superfície de derrames basálticos, onde também se concentram amígdalas.

Ademais, também são observadas brechas cujas bordas possuem reentrâncias e o contato com a matriz sedimentar é irregular, configurando uma foliação de fluxo magmático nestas rochas (fig.5.19). Esta feição de fluxo associada às amígdalas alongadas presentes nos clastos de basaltos amigdaloidais evidenciam o fluxo magmático associado aos derrames basálticos que compõem a sucessão vulcanossedimentar do Grupo Tucuruí.



Figura 5.18- Exposição de brecha basáltica situada na interface com a sucessão sedimentar com matriz sedimentar composta por silte. Destaque para angulosidade dos clastos de basaltos amigdaloidais.

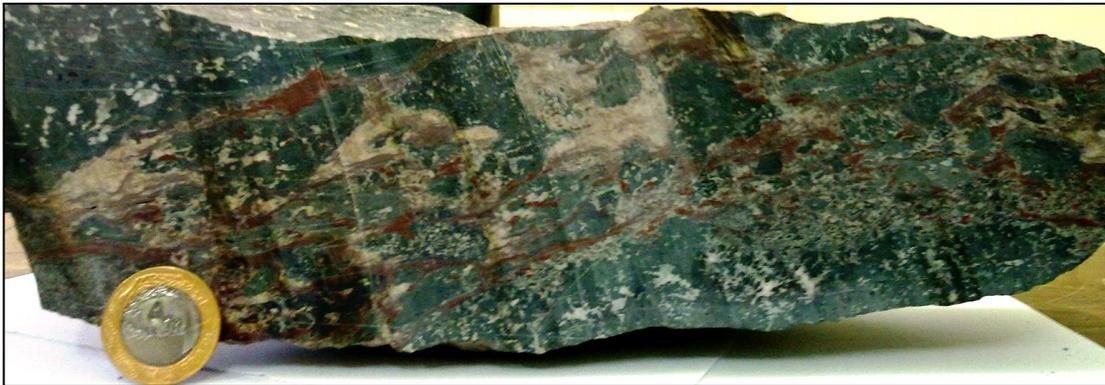


Figura 5.19- Detalhe da foliação de fluxo em brecha situada na interface com a sucessão sedimentar definida pelos clastos de basaltos maciços e amigdaloidais e matriz sedimentar composta por silte, localmente misturada com aglomerados de calcita. Ponto 06-TU-02.

5.2 PETROGRAFIA DAS ROCHAS SEDIMENTARES

Os depósitos sedimentares constituem as maiores espessuras de rocha do Grupo Tucuruí. Na área estudada as camadas são subjacentes aos derrames basálticos que compõem o grupo, embora níveis intertrapeanos (interderrames) também ocorram, bem como a interação entre material sedimentar e magmático registrada nos níveis de brechas magmáticas.

Os tipos litológicos que compõem a sucessão sedimentares do Grupo Tucuruí apresentam sutis diferenças entre si que permitiram definir dois litotipos petrograficamente distintos. A análise petrográfica foi facilitada com a quantificação mineralógica em escala microscópica com auxílio do contador de pontos para análise modal. A identificação mineralógica, por sua vez, foi auxiliada por DRX. A descrição dos referidos litotipos segue abaixo.

A) Subarcóseos

Os subarcóseos são rochas de cor marrom arroxeadas a amareladas, podendo em certos casos apresentar coloração esverdeada. Sua granulometria pode variar de areia fina a muito fina, com grãos são subarredondados a angulosos, com grau de seleção moderado a mal selecionado (fig. 5.20 A e B). Embora ocorra matriz, o arcabouço é sustentado por grãos. A análise do empacotamento baseado no método de Kahn (1956) aponta para característica normal, onde **P** (empacotamento) situa-se entre 40 e 55 ($P=100 \times q/n$, onde **q** é o número de contatos grão-grão e **n** é o número total de contatos).

O arcabouço dos subarcóseos é constituído por quartzo (75-80%), feldspatos (13-15%) com predominância do plagioclásio em relação ao microclínio, além de matriz (2%) e eventuais fragmentos líticos (siltitos e rochas vulcânicas) com cerca de 1% dos grãos de arcabouço. Muscovita e minerais pesados com titanita, zircão, apatita, epídoto minerais opacos e anfibólio perfazem aproximadamente 2%. Entretanto, em alguns casos a concentração de minerais opacos e anfibólio pode chegar até 5% (fig. 5.21).

Os grãos de feldspatos são angulosos e mostram-se fortemente alterados para sericita (fig. 5.22) e calcita (fig. 5.23). Alguns grãos destes minerais encontram-se encurvados (fig. 5.24) e seus contatos com os cristais de quartzo em geral é pontual, mas também podem ser côncavo-convexos, eventualmente (fig.5.25).

Os grãos de quartzo são angulosos a subarredondados, predominantemente são límpidos e monocristalinos apresentando extinção ondulante. Raramente têm-se grãos policristalinos, caracterizados por agregados de vários cristais menores que possuem contatos suturados e extinção ondulante.

Os grãos lamelares de muscovita se dispõem orientados subparalelamente à laminação planar das rochas e em alguns casos apresentam-se encurvadas (fig. 5.26). Os clastos líticos identificados são representados por basaltos, *cherts* e siltitos (figs. 5.27 e 4.28). A matriz deposicional ocorre entre grãos como uma massa irregular de cor marrom de essencialmente argilosa, ou ocasionalmente formada por calcita poiquilotópica. Em alguns casos torna-se esverdeada na presença de epídoto.

Em geral, o contato entre os grãos destes subarcóseos é pontual e a disposição dos cristais não tem uma orientação preferencial, com exceção apenas das lamelas de muscovita, que se mostram subparalelas à laminação planar da rocha.



Figura 5.20- A) Aspecto geral de subarcóseo com laminação planoparalela. 10-TU-05. B) Destaque na fotomicrografia, para a angulosidade dos grãos denotando sua imaturidade textural. LN. Amostra 10-TU-05 A.

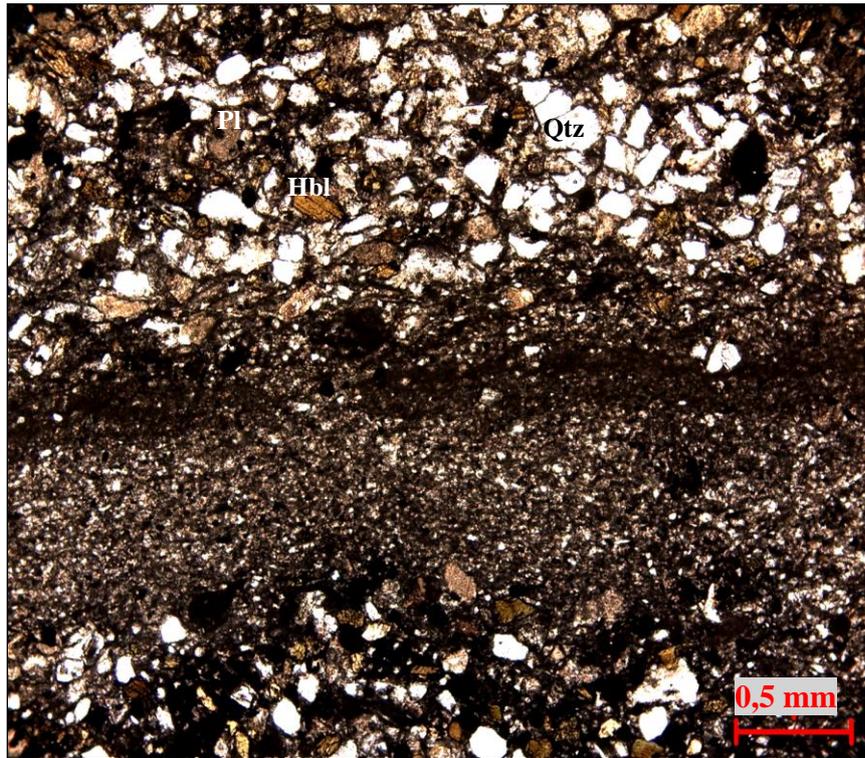


Figura 5.21- Fotomicrografia mostrando a ocorrência de anfibólio detrítico (Hbl), compondo a assembleia de minerais pesados em subarcóseo. LN. Destaca-se também a ocorrência de níveis de granulometria silte intercalados nos subarcóseos. Amostra 07-TU-05.

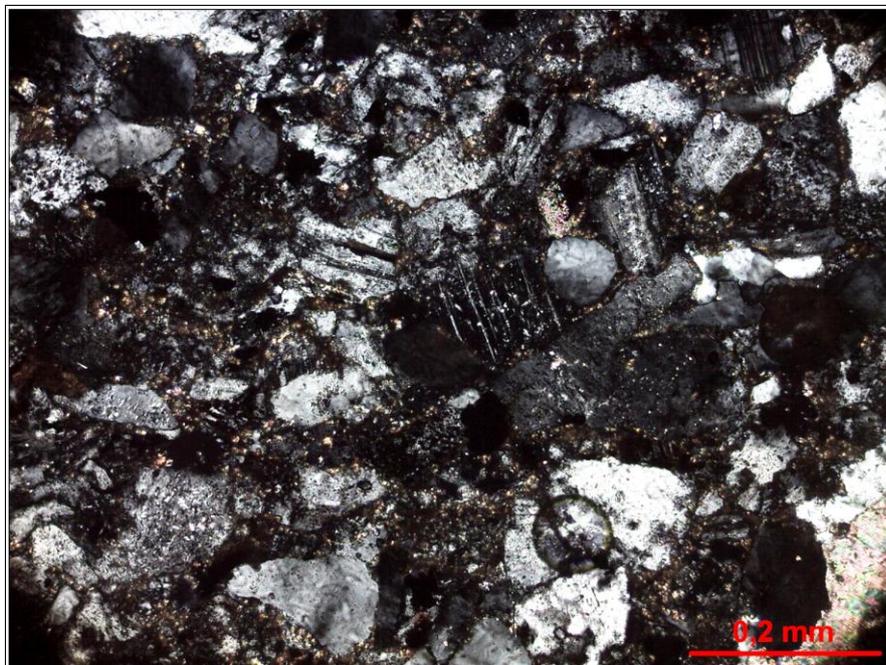


Figura 5.22- Fotomicrografia mostrando a sericitização dos plagioclásios (Pl) em subarcóseo. LP. Amostra 10-TU-05 A.

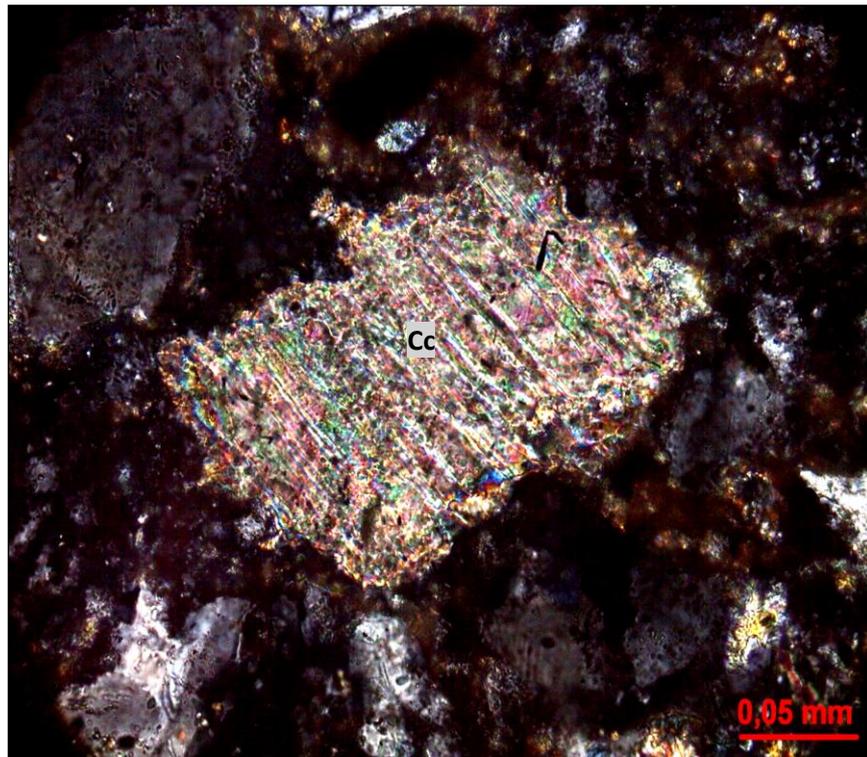


Figura 5.23- Fotomicrografia mostrando o desenvolvimento de calcita (Cc) poiquilotópica a partir da transformação total de cristal de plagioclásio. LP. Amostra 10-TU-05 B.

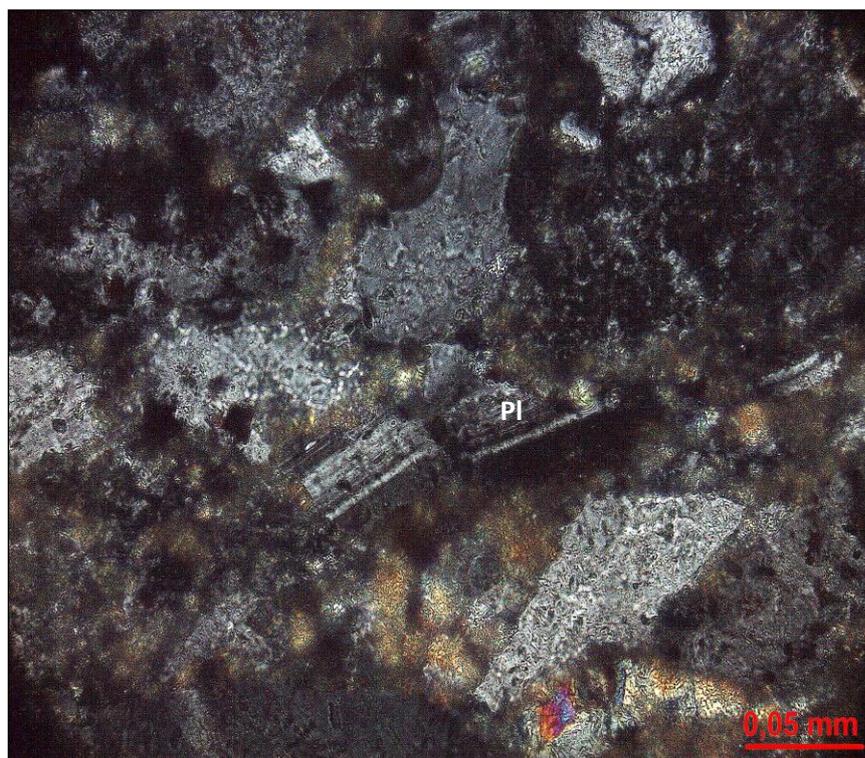


Figura 5.24- Fotomicrografia mostrando grãos de plagioclásio com maclas encurvadas, como efeito de compactação mecânica. LP. Amostra 10-TU-05 B.

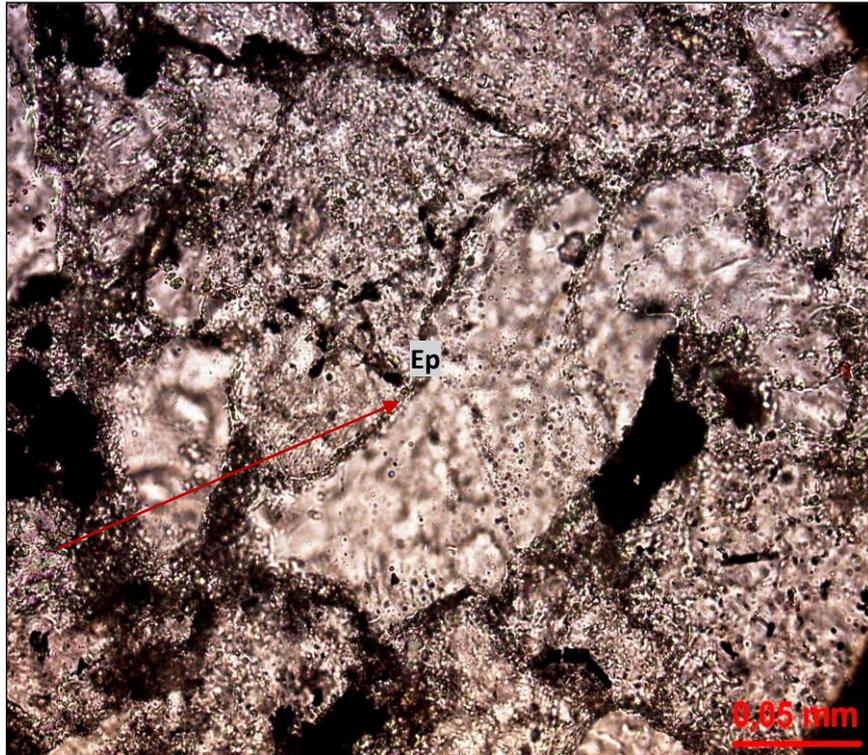


Figura 5.25- Fotomicrografia mostrando detalhe do contato côncavo-convexo entre grãos de plagioclásio, cujas bordas são ressaltadas por grânulos de epídoto (Ep). LN. Amostra 10-TU-05 B.



Figura 5.26- Lamelas de muscovita (Ms) encurvadas por efeito de compactação mecânica. LP. Amostra 10-TU-02C.



Figura 5.27- Fotomicrografia de subarcóseo destacando fragmento de basalto hipovítico oxidado. LN. Amostra 10-TU-02C.

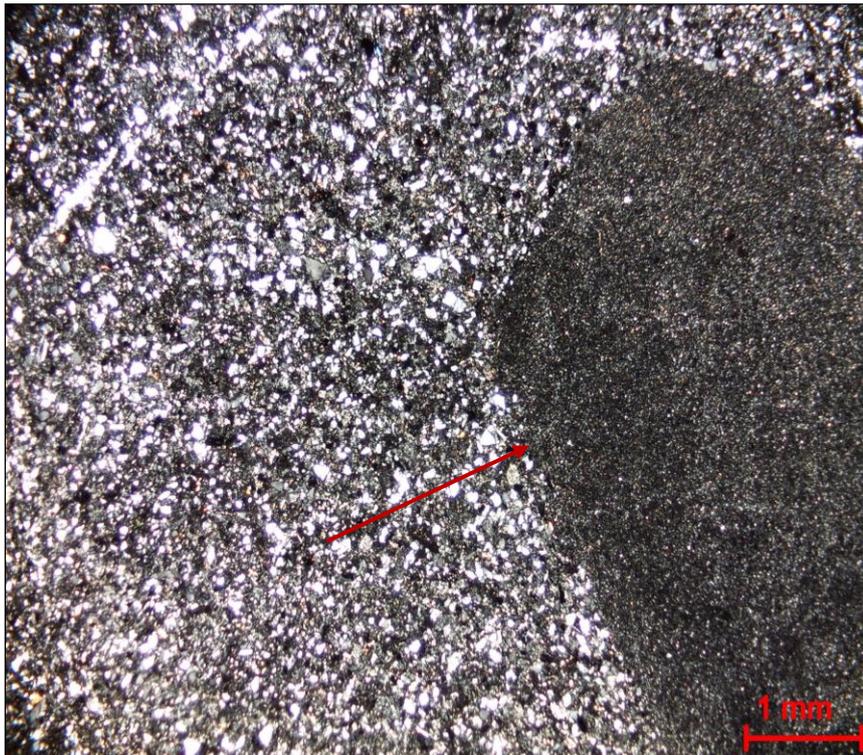


Figura 5.28- Fotomicrografia mostrando fragmento lítico de siltito em subarcóseo. LN. Amostra 10-TU-02B.

B) Siltitos

Estas camadas encontram-se amalgamadas ou intercaladas conforme foi descrito no capítulo 4. A laminação planoparalela é bem mais evidente neste litotipo que nos subarcóseos (fig.5.29).

A granulometria destas rochas é silte, contudo, as demais características texturais deste litotipo são semelhantes as dos subarcóseos, de forma que a cor é marrom arroxeadada por vezes esverdeada, os grãos são subarredondados a angulosos, com grau de seleção moderado e arcabouço sustentado por grãos. A análise do empacotamento, também baseada no método de Kahn (1956), aponta para valores similares aos dos subarcóseos (P= 40 a 55).

O arcabouço dos siltitos é constituído por quartzo (75-80%), feldspatos (13-15%) com predominância de plagioclásios em relação à microclínios, além de matriz deposicional (2%). Muscovitas são relativamente mais abundantes neste litotipo e podem chegar até 5% dos grãos de arcabouço. Além destes minerais estão presentes apatita, titanita, epídoto, zircão e minerais opacos.

Os grãos de feldspatos e quartzo também são semelhantes ao descrito nos subarcóseos. Assim, os grãos de feldspato são angulosos a subarredondados, o plagioclásio está alterado para sericita, enquanto os grãos de quartzo são angulosos a subarredondados, predominantemente límpidos, monocristalinos com extinção ondulante e quando ocorrem em grãos policristalinos são caracterizados por um agregado de cristais menores com contatos suturados e extinção ondulante. Tanto os grãos de feldspato quanto de quartzo, por vezes apresentam-se com geminações levemente encurvadas e extinção ondulante fraca.

A matriz e os grãos de muscovita dos siltitos também são semelhantes ao dos subarcóseos. A matriz dos siltitos é essencialmente sericítica ou eventualmente calcítica e apresenta cor marrom, por vezes com tonalidade avermelhada, devido à oxidação. As lamelas de muscovitas mostram-se encurvadas e são mais abundantes nos siltitos que nos subarcóseos, de forma que a orientação subparalela destes grãos em relação à laminação planar da rocha é mais evidente que nos subarcóseos (fig. 5.30). Com exceção da orientação das muscovitas, não há orientação preferencial entre os demais grãos de arcabouço e o contato entre eles é pontual.



Figura 5.29 - Detalhe da laminação planoparalela em siltito. Ponto 2010-TU-05.



Figura 5.30- Fotomicrografia mostrando abundância de muscovitas em siltito bem como sua orientação incipiente subparalela à orientação planar do mesmo. LP. Amostra 10-TU-05B.

5.3 A DEFORMAÇÃO E OS INDÍCIOS DE METAMORFISMO NO GRUPO TUCURUÍ

Na área estudada são registrados veios seccionando indiscriminadamente os diferentes tipos litológicos ali ocorrentes. Nos locais de maior abundância eles estão relacionados à zonas de deformação principalmente a proximidades de superfícies de cavalgamento com remobilização de sílica e componentes voláteis com hidrotermalismo associado.

A deformação está relacionada principalmente à tectônica de cavalgamento conhecida na região (Falha de Tucuruí) que gerou um sistema ramificado de cisalhamento em várias escalas, ocasionando a formação de juntas e rede de veios de espessura milimétrica a centimétrica preenchidos por quartzo, epídoto e calcita, por vezes, em mais de uma geração evidenciando também a ação de falhas após a implantação dos mesmos (fig. 5.31).

Em geral, os veios são caracterizados por um zoneamento mineralógico, onde a porção central é preenchida por quartzo e calcita com bordas com epídoto (fig. 5.32). Contudo, foram registrados veios compostos de quartzo e epídoto, ou ainda exclusivamente de quartzo (fig.5.33). Além da análise petrográfica, o conteúdo mineralógico foi elucidado por análises de DRX (figs. 5.34 e 5.35).

O quartzo dos veios ocorre na forma de agregados de grãos, cujos cristais mostram formas anédricas, contatos do tipo reto definindo junções tríplexes (fig.5.36), extinções ondulantes (fig. 5.37) e desenvolvimento de subgrãos (fig.5.38).

O epídoto dos veios ocorre como cristais de cor amarela pálida e apresentam forma anédrica ou subédrica. Neste segundo tipo mostra um hábito prismático e possui cor de interferência alta. A calcita por sua vez, ocorre como cristais incolores e apresenta formas subédricas com direções de clivagem bem definidas.

A ocorrência de veios nos diferentes grupos rochosos do Grupo Tucuruí é interpretada como indícios de transformações metamórficas localizadas, associadas ao cisalhamento de cavalgamento com deformação de caráter frágil-dúctil, que ocasionou a remobilização de fluidos (H_2O e CO_2) ricos em elementos como Si, Ca, Mg e Fe. Este evento de deformação, por sua vez, está ligado possivelmente, os estágios finais de deformação e metamorfismo regional associados a evolução geológica do Cinturão Araguaia.



Figura 5.31 – Subarcóseo com veios de quartzo de duas gerações. Destaque para pequenas falhas preenchidas por sílica. Notar a segunda geração de quartzo ao longo de falhas que deslocam veios de quartzo da primeira geração. 2010-TU-21.

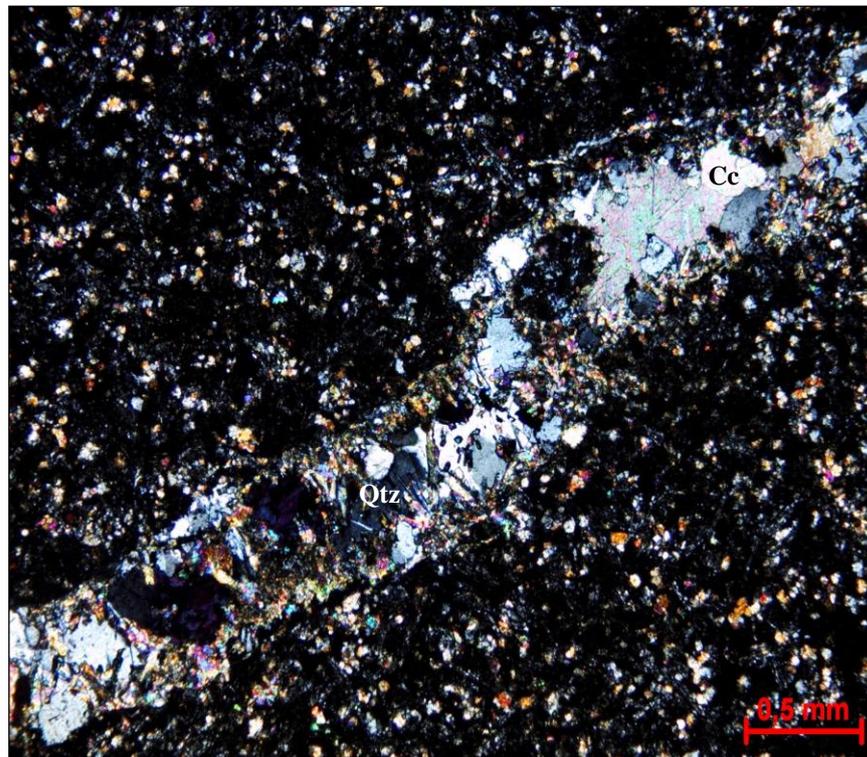


Figura 5.32 - Fotomicrografia mostrando zoneamento composicional, em veio com quartzo e calcita na porção interna e epidoto na porção externa. LP. Qtz: Quartzo, Cc: Calcita. Amostra 10-TU-04A.

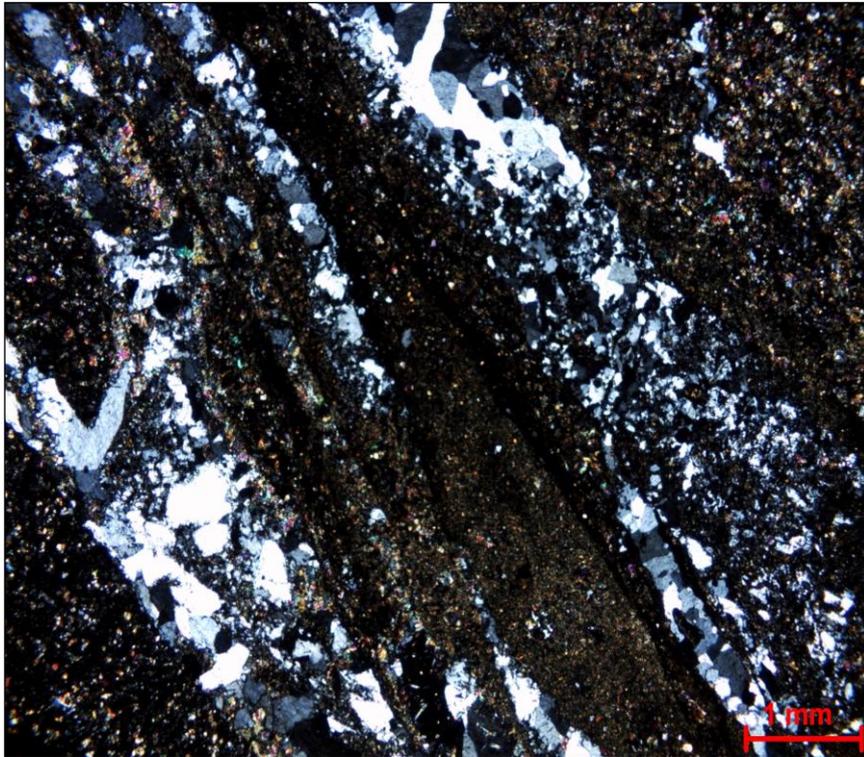


Figura 5.33 – Fotomicrografia mostrando veios descontínuos de quartzo em subarcóseo. LP. Amostra 10-TU-20A.

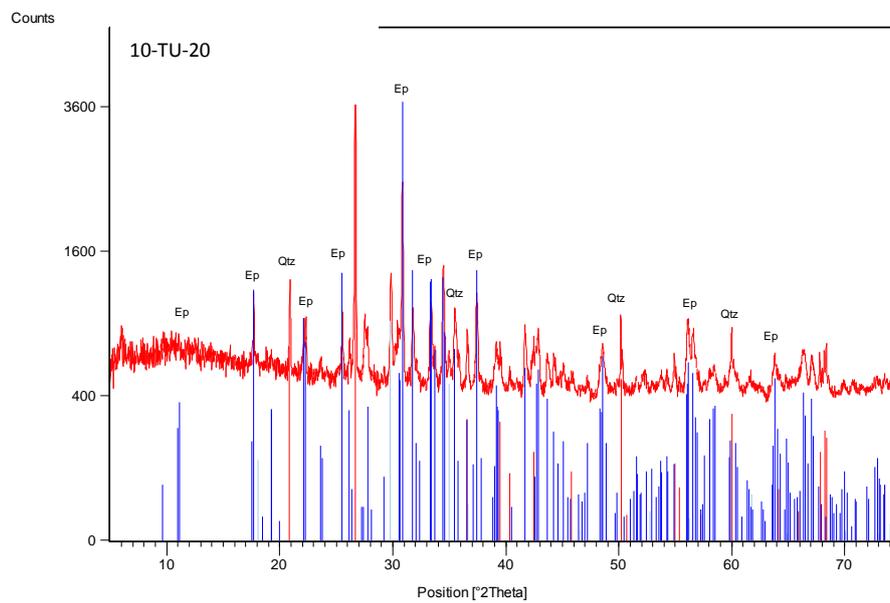


Figura 5.34 – Difratograma de raios-x mostrando os picos referentes ao quartzo e epidoto constituintes de veios em basaltos.

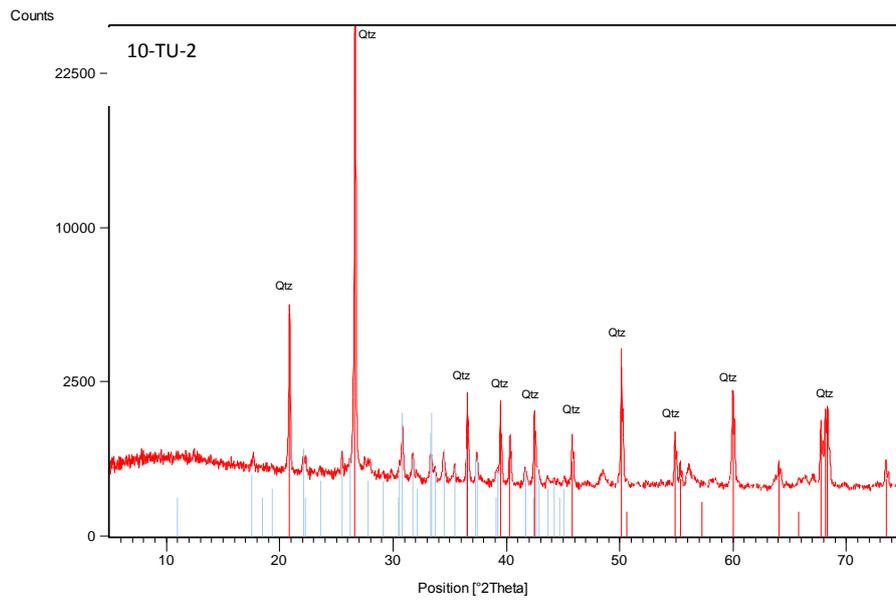


Figura 5.35 – Difratoograma de raios-x mostrando os picos referentes ao quartzo constituinte de veios em subarcóseos.

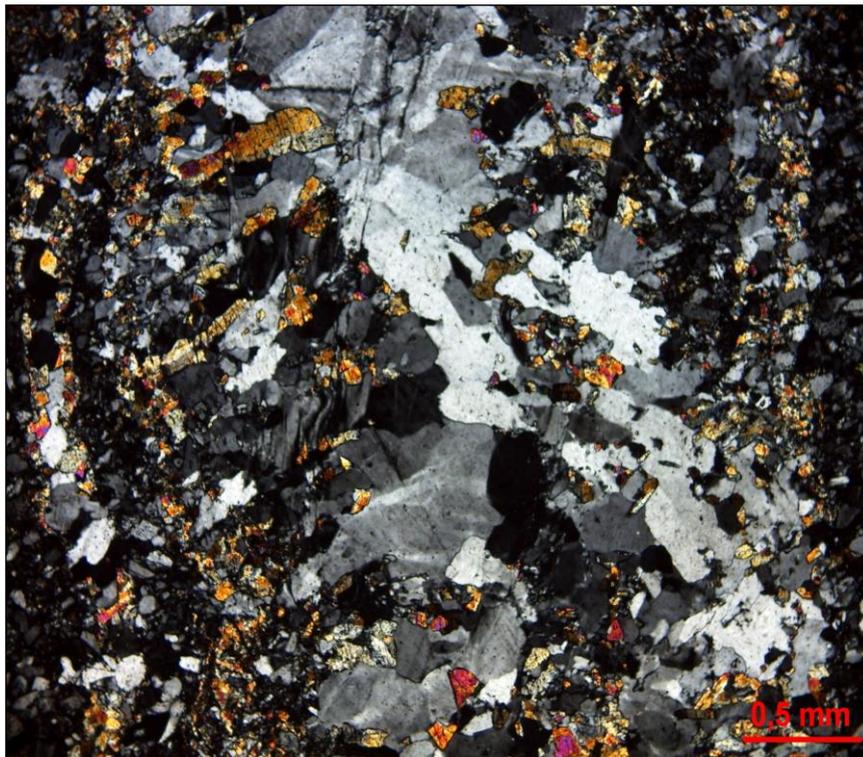


Figura 5.36 – Fotomicrografia mostrando veio de quartzo e epídoto em basalto. Destaque para as junções tríplices entre cristais de quartzo e a extinção ondulante dos mesmos. LP. Amostra 10-TU-02A.



Figura 5.37 – Fotomicrografia mostrando veio de quartzo e epidoto em basalto. Destaque para a extinção ondulante observada em cristais de quartzo. LP. Amostra 10-TU-04A.

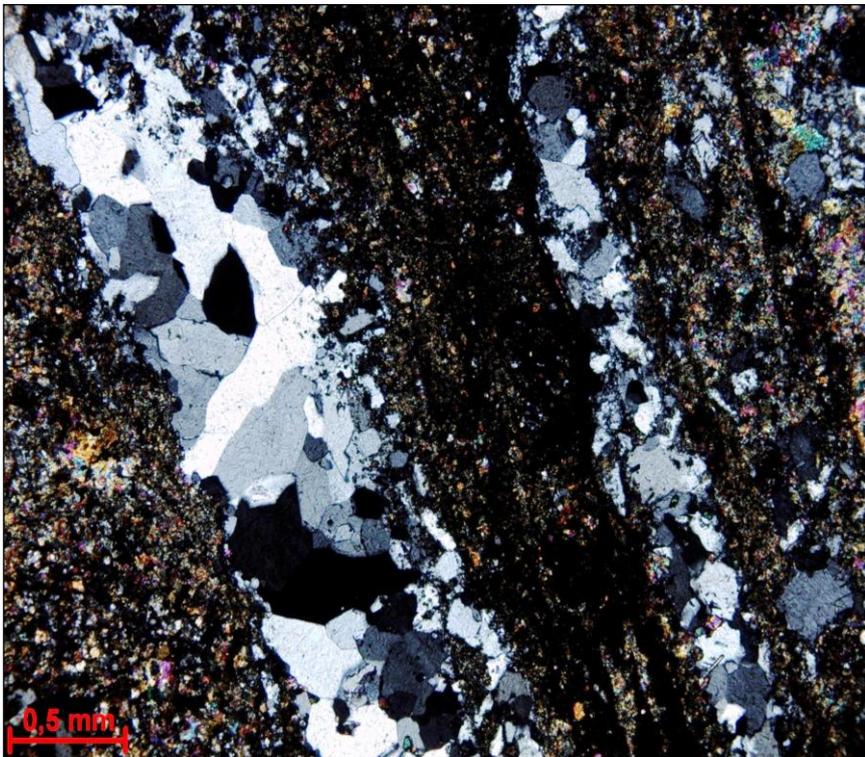


Figura 5.38– Fotomicrografia mostrando veio de quartzo em subarcóseos. Destaque para o desenvolvimento de subgrãos de quartzo. LP. Amostra 10-TU-04A.

5.4 DISCUSSÕES DE DADOS PETROGRÁFICOS DO GRUPO TUCURUÍ

Inicialmente, considerando a natureza basáltica das rochas vulcânicas do Grupo Tucuruí, os dados da literatura e aqueles obtidos nesta dissertação, os baixos teores de sílica, baixa viscosidade e pouco conteúdo de voláteis, além da ausência de evidências de processos explosivos são indicativos que permitem interpretar que o vulcanismo atuante na região de estudo foi essencialmente efusivo e fissural, isto é, com extravasamento associado a sistemas de fraturas relacionados a uma tectônica extensional o que possibilitou grandes acumulações de lava (MacPhie *et al.* 1993).

Estas características, somadas à superfície plana ou levemente ondulada observada nos derrames basálticos, possibilitam definir que os derrames do Grupo Tucuruí possivelmente foram gerados a partir de lavas, cujas principais características são a baixa viscosidade e elevada temperatura, gerando fluxos subaéreos de lava fluidos, cujas superfícies são lisas, ou levemente onduladas, podendo vir a ser dobradas e ter cavidades preenchidas inicialmente por gases (MacPhie *et al.* 1993).

Contudo, as rochas vulcânicas do grupo não são representadas apenas por derrames basálticos. O evento vulcânico atuante na região também originou raros *sills* de diabásio e brechas basálticas (no caso destas últimas, em concomitância com processos sedimentares). Os três tipos rochosos apresentam feições típicas de depósitos vulcânicos em diferentes escalas de observação. Em escala de afloramento, estão registradas disjunções colunares, cavidades e amígdalas, enquanto em escala microscópica observam-se os arranjos texturais indicativos de resfriamento ultrarrápido.

As disjunções colunares e cavidades registradas nos derrames basálticos do Grupo Tucuruí foram observadas nas superfícies de derrames. As disjunções colunares são caracterizadas por fraturas e articulações, que visualizadas em planta (seção horizontal), possuem forma hexagonal. Estas estruturas são geradas pela contração das lavas na superfície dos derrames, devido à redução da temperatura e aumento da viscosidade. As cavidades por sua vez, podem ser entendidas como porções inicialmente preenchidas por voláteis, posteriormente exauridas após resfriamento e solidificação (MacPhie *et al.* 1993).

As amígdalas observadas nos derrames do Grupo Tucuruí permitiram a individualização dos litotipos basaltos maciços e basaltos amigdaloidais. As amígdalas estão registradas tanto no topo quanto na base dos derrames basálticos, embora sejam mais frequentes e abundantes no topo dos mesmos. Em geral, estão coalescidas entre si devido ao

resfriamento e solidificação das lavas. As amígdalas são geradas a partir de voláteis exsolvidos nos magmas que nos estágios mais avançados de cristalização por decompressão separam-se do magma.

Texturas de resfriamento ultrarrápido são observadas tanto nos basaltos maciços quanto nos basaltos amigdaloidais do Grupo Tucuruí. No caso destes últimos, ao longo de sua matriz. São caracterizadas pela presença de minerais opacos aciculares e clinopiroxênios esqueléticos. Estas feições são entendidas como resultantes de uma breve etapa de cristalização de magmas submetidos a resfriamento ultrarrápido. Eventualmente, nos interstícios entre o arranjo textural originalmente intergranular de clinopiroxênios e plagioclásios, é possível observar vidro, definindo assim a textura intersertal, sendo este conteúdo de vidro interpretado como líquidos residuais da cristalização desses magmas também resultantes de condições de resfriamento ultrarrápido (Cox *et al.* 1979).

A textura intergranular também observada nos basaltos é resultante de resfriamento rápido em ambiente vulcânico. No caso da textura intergranular, tem-se que a mesma é resultante da abundante nucleação de diversas fases cristalinas, tais como os clinopiroxênios, plagioclásios e óxidos registrados no Grupo Tucuruí, combinada a uma taxa de crescimento suficientemente intensa para o consumo de todo líquido magmático em questão, condicionadas por intenso subresfriamento (Wernick 2003).

Ademais, os depósitos vulcânicos do Grupo Tucuruí podem ser comparados aos depósitos vulcânicos do modelo de (MacPhie *et al.* 1993), representado na figura 5.39, para a classificação genética de erupções efusivas. As rochas vulcânicas estudadas são semelhantes às descritas na categoria fluxos de lava e intrusões sin-vulcânicas, composta pela fácies coerente, que reúne os derrames basálticos e *sills* de diabásio estudados e também pela fácies autoclástica, que corresponde às brechas basálticas, podendo esta fácies ser desdobrada na fácies designada como autobrechas, sendo esta classificação mais adequada para as brechas do Grupo Tucuruí.

Os processos que envolvem a gênese das autobrechas basálticas têm grande relevância na compreensão da arquitetura da sucessão vulcanossedimentar que compõe o Grupo Tucuruí, pois permitiram identificar as superfícies dos derrames e individualizar os mesmos, sendo possível estimar o número de derrames que compõem o grupo. Além disso, as autobrechas estudadas também são importantes evidências da contemporaneidade de processos vulcânicos e sedimentares.

Originalmente, as autobrechas são formadas a partir da fragmentação não explosiva de fluxos de lava, ao longo das superfícies externas (topo, base e laterais) de um derrame basáltico. Ao longo das superfícies, a lava possui temperatura reduzida, viscosidade elevada e estão mais propícias a processos de deformação (MacPhie *et al.* 1999). Nas autobrechas registradas ao longo das zonas de contato com a sequência sedimentar do Grupo Tucuruí, é desenvolvida em seu arcabouço uma matriz sedimentar, de granulometria silte. Esta matriz, em conjunto com clastos das brechas desenvolve uma foliação de fluxo indicativa de erupção efusiva em contato com sedimentos em formação e ainda úmidos, isto é, evidenciam a ação de processos vulcânicos e deposicionais em contemporaneidade.

Por sua vez, a sequência sedimentar do Grupo Tucuruí possui raras evidências da influência de processos vulcanogênicos, restritas apenas a fragmentos líticos de basaltos maciços contidos nos subarcóseos estudados. Contudo a partir das análises de fácies sedimentares e aspectos petrográficos, pode-se definir os ambientes sedimentares associados ao vulcanismo atuante na área de estudo.

A sequência sedimentar do Grupo Tucuruí é composta por subarcóseos e siltitos amalgamados, cujos estratos mostram granocrescência ascendente e espessamento ascendente. As fácies sedimentares estudadas indicam processos de transporte e deposição em ambiente marinho raso, compreendendo as zonas de *foreshore* e de *shoreface*, sob influência ondas de tempestade.

Em termos petrográficos, os subarcóseos e siltitos estudados são distinguidos essencialmente quanto à sua granulometria, de areia fina a muito fina e silte respectivamente, sendo estas distinções coerentes com as condições de energia durante a deposição dos estratos, de forma que subarcóseos são mais abundantes nas zonas de *foreshore* e *shoreface* médio, enquanto siltitos são mais expressivos na zona de *shoreface* superior até próximo do limite de transição *shoreface-offshore*.

Quanto aos demais aspectos petrográficos, a sequência sedimentar do Grupo Tucuruí mostra características incomuns àquelas normalmente observadas em ambientes litorâneos, tendo como principais contrastes, os tipos litológicos e a imaturidade textural e composicional registradas nas rochas estudadas. Estes aspectos ressaltam a importância de parâmetros petrológicos como a proximidade da área-fonte e composição da rocha matriz. A análise petrográfica elucidada também os processos diagenéticos aos quais a sequência sedimentar estudada foi submetida.

A imaturidade textural, caracterizada pela presença de grãos subarredondados a angulosos, com grau de seleção moderado a mal selecionado, além de matriz argilosa, indica uma área fonte próxima à bacia de deposição. A curta abrasão dos grãos de arcabouço, somada ao grau de seleção de grãos, bem como a presença de matriz deposicional sugere breve transporte dos detritos, até que os mesmos fossem incorporados aos processos que geraram os subarcóseos e siltitos (Tucker 2001).

A imaturidade composicional, observada através mineralogia dos grãos de arcabouço, sugere uma proveniência de rochas ígneas, de composição intermediária a máfica e/ou metamórficas, devido ao conteúdo de feldspatos, especialmente de plagioclásios, que por vezes preservam seus maclamentos, além da presença de grãos de quartzo com extinção ondulante reforçando a provável origem ígnea das rochas estudadas.

Quanto aos minerais acessórios registrados na sequência sedimentar do Grupo Tucuruí, destacam-se as muscovitas, pois também remetem a uma provável proveniência de rochas ígneas e/ou metamórficas. A ocorrência eventual de anfibólios nos subarcóseos também confirma uma proveniência de rochas ígneas, de composição intermediária a máfica e/ou metamórficas (Tucker 2001).

Considerando a contribuição de rochas ígneas de composição intermediária a máfica, associada ou não a rochas metamórficas para as rochas que geraram a sequência sedimentar do Grupo Tucuruí, é possível inferir uma origem relacionada a terrenos como crostas oceânicas soerguidas e/ou arcos de ilha (Tucker 2001). A presença de fragmentos líticos de basaltos e *cherts* reforçam ambas as hipóteses.

Ademais, a mineralogia constituinte, bem como as transformações mineralógicas observadas nos subarcóseos e siltitos permite caracterizar condições diagenéticas atuantes sobre sequência sedimentar do Grupo Tucuruí. A dissolução dos feldspatos, especialmente plagioclásios e substituição por sericita e carbonato, além da dissolução de outros minerais instáveis que ocorrem como acessórios, a exemplo do anfibólio, são indicativos de transformações em nível de eodiagênese. A albitização dos feldspatos e deformação por compactação mecânica de muscovitas e feldspatos e a ocorrência de contatos do tipo côncavo-convexos entre os grãos são indicativos de condições mesodiagenéticas. Entretanto, outros processos sugestivos comuns da mesodiagênese tais como, crescimento secundário de quartzo e feldspato representando cimentos não foram registrados, possivelmente devido à presença da matriz deposicional. A presença de matriz argilosa, possivelmente gerada por deformação

e esmagamento de fragmentos líticos vulcânicos, feldspatos e muscovitas (De Ros & De Cesero 1986) também são indicativos de transformações em nível eodiagenético a mesodiagenético.

Por fim, considerando as informações aqui discutidas, podem-se resumir os processos vulcânicos e sedimentares envolvidos na origem da sucessão vulcanossedimentar que compõe o Grupo Tucuruí da seguinte forma: a) A sequência sedimentar do grupo representa o segmento costeiro de uma bacia marinha, influenciado por ondas de tempestade; b) A área fonte era próxima, associada a crostas oceânicas soerguidas e/ou arcos magmáticos; c) Durante as etapas de formação dos depósitos sedimentares, esta bacia foi atingida por vulcanismo subaéreo efusivo e fissural com fluxos de lava, que originaram uma sucessão de derrames basálticos, eventuais intrusões e zonas de brechas intercaladas à sequência sedimentar.

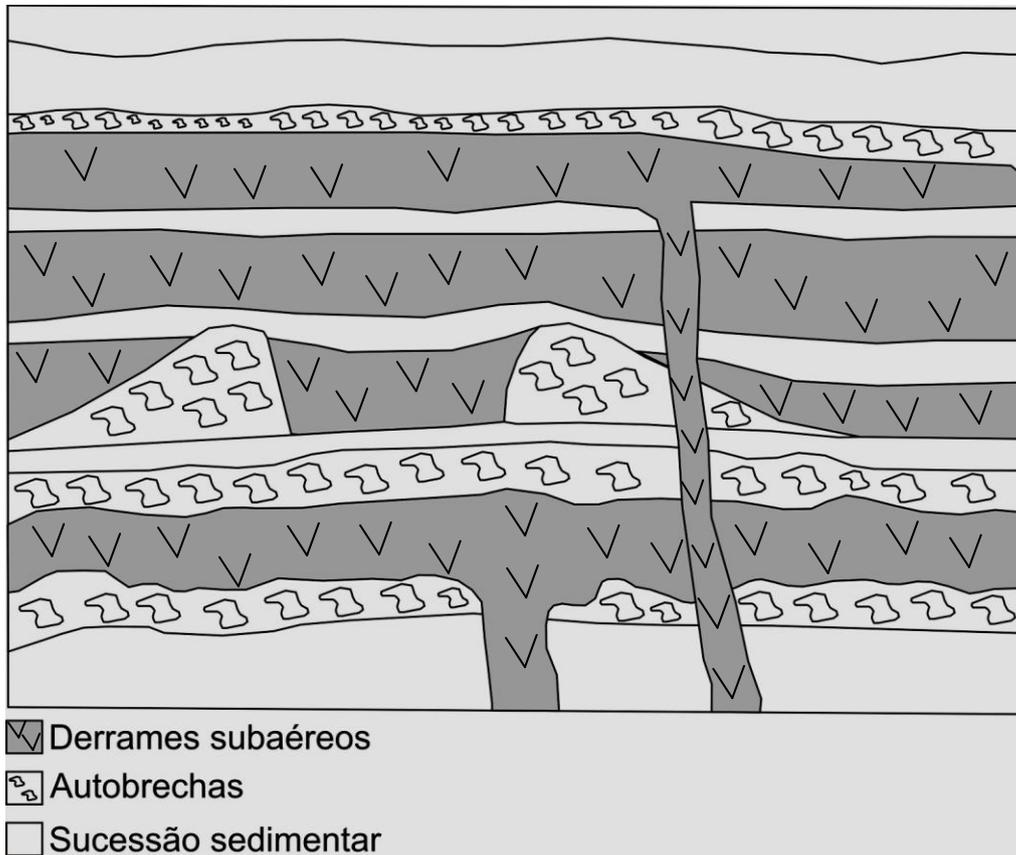


Figura 5.39- Organização de fácies de depósitos vulcânicos subaéreos e efusivos segundo McPhie *et al.* (1993) com discriminação das fácies coerente (derrames subaéreos) e fácies autoclástica (autobrechas) comparável com o que é encontrado no Grupo Tucuruí.

6 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS MÁFICAS DO GRUPO TUCURUÍ

6.1 INTRODUÇÃO

A amostragem voltada ao estudo geoquímico foi obtida durante as campanhas de campo realizadas em julho e outubro de 2010, ao longo de diferentes pontos da área de trabalho. Nestas etapas do trabalho foi realizada a coleta sistemática de 2 kg de cada afloramento de rochas vulcânicas maciças e livres de alterações intempéricas ou zonas de alteração de veios, fragmentadas em tamanho de 3 a 6 cm, que foram armazenadas em sacos plásticos identificados conforme a sigla padronizada. Posteriormente, o material coletado equivalente a 13 basaltos e 1 diabásio passou pelo processo de preparação de amostras realizado na Oficina de Preparação de Amostras (OPA/UFPA). Inicialmente houve a britagem das amostras utilizando britador de mandíbula móvel, seguido de quarteamento do material, pulverização das amostras utilizando o *sheatter box* e uma nova etapa de quarteamento. A fração final das amostras foi pulverizada em moinho de ágata do Laboratório de Sedimentologia do IG/UFPA.

Após este processo foi obtida análise química completa de elementos maiores e traços, incluindo terras raras (Tab. 1), realizada no laboratório comercial Acme Analytical Laboratories Ltd (Vancouver) em abril de 2011, através de *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry* (ICP-ES) para elementos maiores cujo limite de detecção é de 0,01% em peso e *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS) para elementos traços e terras raras (ETRs). Os diagramas utilizados no estudo geoquímico foram elaborados utilizando os softwares GCDKit 2.3 e Microsoft Excel 2007. A partir dos resultados verifica-se que somatório de óxidos aproxima-se de 100%, o que indica boa qualidade analítica. Para utilização de diagramas geoquímicos os valores foram recalculados utilizando o fator de conversão para correção de voláteis indicados por Gill (2010), evidenciados nos valores de perda ao fogo (PF) de aproximadamente 1% a 3%. A interpretação das análises geoquímicas seguiu a metodologia descrita por Rollison (1993), Wilson (1989) e informações discutidas no curso “Modelamento geoquímico quantitativo simples aplicado à petrogênese de rochas magmáticas”, realizado pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/UFPA e ministrado pelo Prof. Sérgio Castro Valente da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ).

Tabela 1. Análises químicas dos elementos maiores, menores e traços das rochas máficas do Grupo Tucuruí. Elementos maiores em % de peso e traços em ppm. $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$ é ferro total sob a forma de ferro férrico. P.F é a perda ao fogo.

(continua)

	1	2	3	4	5	6	7
	2006/TU-01	2006/TU-02A	2006/TU-04	SM	2010/TU-01	2010/TU-03	2010/TU-04A
SiO ₂	46,99	47,47	46,7	46,34	47,4	47,73	46,43
TiO ₂	2,42	2,34	2,41	2,41	2,4	2,43	2,44
Al ₂ O ₃	14,4	13,98	14,21	14,63	14	14,27	14,3
Fe ₂ O ₃ [†]	12,22	11,89	12,07	12,14	11,88	12,41	12,22
MnO	0,18	0,17	0,17	0,2	0,17	0,2	0,18
MgO	7,01	7,3	6,97	7,13	7,64	7,14	6,94
CaO	11,29	10,65	11,33	9,79	9,65	7,57	10,14
Na ₂ O	2,14	2,43	2,16	3,19	2,64	3,92	3,23
K ₂ O	0,39	0,34	0,17	0,4	0,57	0,78	0,23
P ₂ O ₅	0,26	0,25	0,25	0,27	0,27	0,28	0,27
PF	2,40	2,90	3,20	3,20	3,10	2,90	3,30
Total	99,74	99,76	99,68	99,74	99,76	99,74	99,72
Sc	37	36	37	37	36	37	37
V	372	356	377	353	338	344	348
Ba	154	145	115	188	198	350	116
Sr	317	382	424	212	294	145	231
Y	25	25	32	24	25	25	25
Zr	153	152	158	144	150	150	150
Cr	560	340	340	160	520	520	500
Co	49	47	49	46	45	48	45
Ni	79	85	94	97	81	94	91
Cu	102	105	126	161	80	152	150
Zn	66	78	80	84	72	78	79
Ga	20	20	20	20	20	19	20
Rb	10	8	5	10	12	23	6
Nb	15	15	15	15	15	15	15
Cs	0,6	0,3	0,1	0,3	0,3	0,7	0,3
La	16,00	16,00	17,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Ce	41,00	39,00	40,00	37,00	40,00	41,00	40,00
Pr	6,00	6,00	6,00	5,00	6,00	6,00	6,00
Nd	26,00	25,00	28,00	25,00	27,00	26,00	27,00
Sm	6,00	6,00	7,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Eu	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Gd	6,00	6,00	7,00	6,00	6,00	7,00	6,00
Tb	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Dy	5,00	5,00	6,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ho	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Er	3,00	2,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Tm	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
Yb	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Lu	0,30	0,30	0,40	0,30	0,30	0,40	0,40
Hf	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Ta	1,00	1,00	1,00	SD	1,00	1,00	1,00
W	2,00	1,00	5,00	6,00	2,00	1,00	1,00
Pb	1,00	1,00	0,40	1,00	2,00	3,00	1,00
Th	1,00	1,00	2,00	1,00	2,00	1,00	1,00
U	0,30	0,40	0,30	0,30	0,40	0,40	0,40
Na ₂ O+K ₂ O	2,50	2,80	2,33	3,59	3,21	4,70	3,50
La/Y	7,3	7,2	7,2	7,4	7,2	7,2	7,2
La/Nb	1,1	1	1,2	1,1	1,06	1,1	1,1
Σ _{ETR}	116	111	121	110	114	117	115

01-13: Basaltos; **14:** Diabásio

(conclusão)

	8	9	10	11	12	13	14
	2010/TU-04B	2010/TU-06	2010/TU-08	2010/TU-11	2010/TU-13	2010/TU-19	2010/TU-15
SiO ₂	46,54	47,23	47,45	46,93	47,98	47,25	47,74
TiO ₂	2,42	2,38	2,38	2,41	3,31	3,24	3,21
Al ₂ O ₃	14,34	14,17	14,1	14,57	13,2	12,81	12,91
Fe ₂ O ₃ [†]	12,27	12,1	11,97	12,33	14,55	14,45	16,38
MnO	0,18	0,18	0,17	0,18	0,2	0,19	0,24
MgO	6,91	7,19	7,03	6,91	6,25	6,24	5,36
CaO	10,15	9,54	11,91	10,37	9,61	8,81	9,52
Na ₂ O	3,21	3,33	1,63	2,92	2,19	2,73	2,36
K ₂ O	0,23	0,5	0,27	0,51	0,67	0,64	0,88
P ₂ O ₅	0,27	0,27	0,26	0,29	0,37	0,35	0,37
PF	3,20	2,80	2,50	2,20	1,30	2,70	0,80
Soma	99,76	99,73	99,71	99,66	99,66	99,45	99,8
Sc	37	36	36	37	35	35	45
V	362	338	346	345	397	441	457
Ba	118	192	135	209	260	229	238
Sr	239	248	298	320	353	280	187
Y	25	24	25	24	32	34	60
Zr	153	152	152	153	217	218	253
Cr	500	540	520	520	520	520	500
Co	48	46	44	48	47	52	46
Ni	95	82	84	83	54	71	30
Cu	161	108	112	155	136	107	214
Zn	80	77	71	67	68	97	88
Ga	20	19	19	20	21	22	21
Rb	6	17	6	14	11	15	34
Nb	15	15	15	15	20	20	16
Mo	0,8	0,5	0,7	0,8	0,6	0,4	0,8
Sn	1	1	1	2	2	2	3
Cs	0,3	0,7	0,3	0,3	0,2	0,3	2
La	17,00	16,00	17,00	17,00	20,00	21,00	22,00
Ce	42,00	41,00	42,00	42,00	50,00	52,00	51,00
Pr	6,00	6,00	6,00	6,00	7,00	7,00	7,00
Nd	25,00	26,00	26,00	26,00	34,00	34,00	32,00
Sm	6,00	6,00	6,00	6,00	8,00	8,00	8,00
Eu	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	3,00	2,00
Gd	6,00	6,00	6,00	6,00	8,00	8,00	10,00
Tb	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00
Dy	5,00	5,00	5,00	5,00	7,00	7,00	11,00
Ho	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00
Er	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	7,00
Tm	0,40	0,40	0,40	0,40	0,50	0,50	1,00
Yb	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	3,00	6,00
Lu	0,40	0,30	0,30	0,40	0,40	0,40	1,00
Hf	4,00	2,00	4,00	4,00	6,00	6,00	7,00
Ta	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
W	3,00	2,00	3,00	1,00	1,00	1,00	2,00
Pb	0,50	1,00	0,40	1,00	1,00	1,00	3,00
Th	1,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	4,00
U	0,40	0,40	0,40	0,40	0,50	0,50	1,00
Na ₂ O+K ₂ O	3,40	3,80	2,00	3,41	2,86	3,37	3,20
La/Y	7,3	7,4	7,1	7,5	6,7	7,3	3,5
La/Nb	1,2	1,1	1,1	1,1	1,0	1,1	1,4
Σ _{ETR}	117	115	118	117	146	150	163

01-13: Basaltos; 14: Diabásio

6.2 ANÁLISE DOS DADOS

Os teores de elementos maiores nos dois litotipos estudados apresentam concentrações de SiO₂ entre 46% a 48% e álcalis (Na₂O+K₂O) entre 2% e 4%. A razão Na₂O/K₂O com valor maior que 1 por sua vez, indica o baixo teor de K₂O nessas rochas. As concentrações de CaO, Fe₂O_{3total} e TiO₂ são elevadas e variam entre 8% e 128%, 12% e 16%, 2% e 3% respectivamente, enquanto a concentração de MgO varia entre 5% e 7%. Quanto aos elementos traços Cu, Cr e Co mostram concentrações nos intervalos 102-216 ppm, 160-560ppm e 44-52 ppm. Já os valores de elementos como Ba, Rb e Sr variam nos seguintes intervalos: 115-350 ppm, 5-34 ppm e 145-424 ppm, respectivamente. As razões (La/Yb)_n variam entre 2 e 5.

Em síntese, especialmente quanto aos elementos maiores, ocorre uma marcante homogeneidade composicional devido os valores muito próximos dos elementos em todas as amostras analisadas. Estes teores remetem essas rochas à série de basaltos toleíticos continentais. As concentrações de Fe₂O₃[†] e TiO₂, além de CaO e MgO caracterizam toleítos ricos em Fe e com alto teor de TiO₂, o que é corroborado pelos valores de Ni, Cu, Cr e Co, conforme as comparações com análises compiladas (Le Maitre 1968).

Estas composições pertencentes à série de basaltos toleíticos podem ser visualizadas no diagrama de classificação do tipo TAS e no diagrama SiO₂ versus Zr/TiO₂ onde as amostras concentram-se no campo de basaltos subalcalinos (figs. 6.1 e 6.2). No caso diagrama R1-R2 (fig. 6.3) as amostras situam-se no campo de basaltos, com grande concentração no campo de toleítos e na transição para basaltos intermediários. Contudo, a afinidade toleítica é bem definida no diagrama AFM (fig. 6.4), onde todas as amostras concentram-se acima da curva de Irvine & Baragar (1971), isto é no campo toleítico. Os cálculos normativos CIPW apresentados na Tabela 2 mostram hiperstênio e ilmenita na maioria das amostras, mostram baixos teores de olivina e quartzo e ausência de nefelina. Isto vem reafirmar o caráter toleítico dos basaltos e diabásio estudados.

Diagramas de variação utilizando MgO como índice de diferenciação (fig. 6.5) foram gerados em relação a outros óxidos (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, CaO e Fe₂O₃[†]) e também para elementos traços (Ni, Cr, Co, Zr, Rb e Sr). Também foram gerados diagramas multielementares de elementos traços, tanto para as análises de elementos terras raras quanto elementos litófilos de grande raio iônico, ambos normalizados ao condrito (figs. 6.7 e 6.8).

Ademais, os diagramas de discriminação de ambientes geotectônicos com base em elementos maiores e traços indicam tipo intraplaca (figs. 6.9, 6., 6.9 e 6.10), que somada à característica de alto Ti, mostram similaridade com rochas de províncias de basaltos continentais (CFB-*Continental Flood Basalts*)

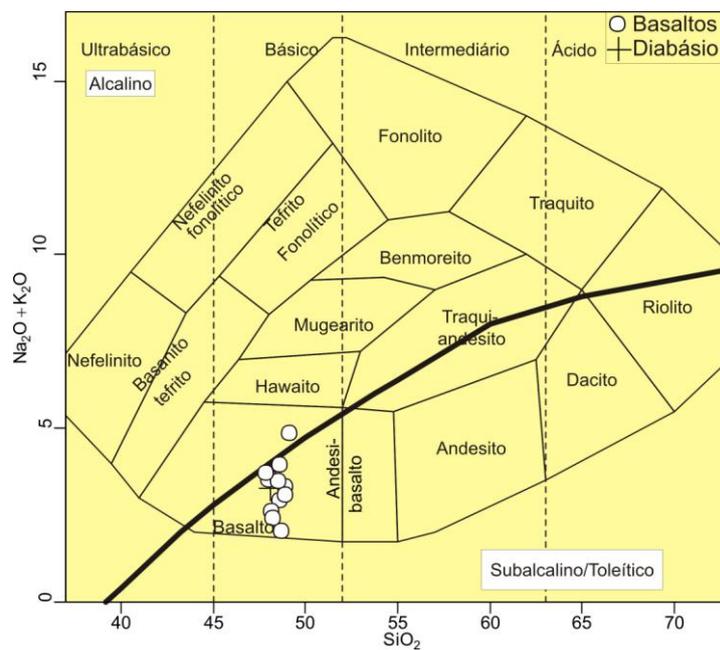


Figura 6.1- Diagrama TAS (SiO_2 versus álcalis) de classificação geoquímica com a curva divisória dos campos subalcalino e alcalino de Le Bas *et.al.* (1986).

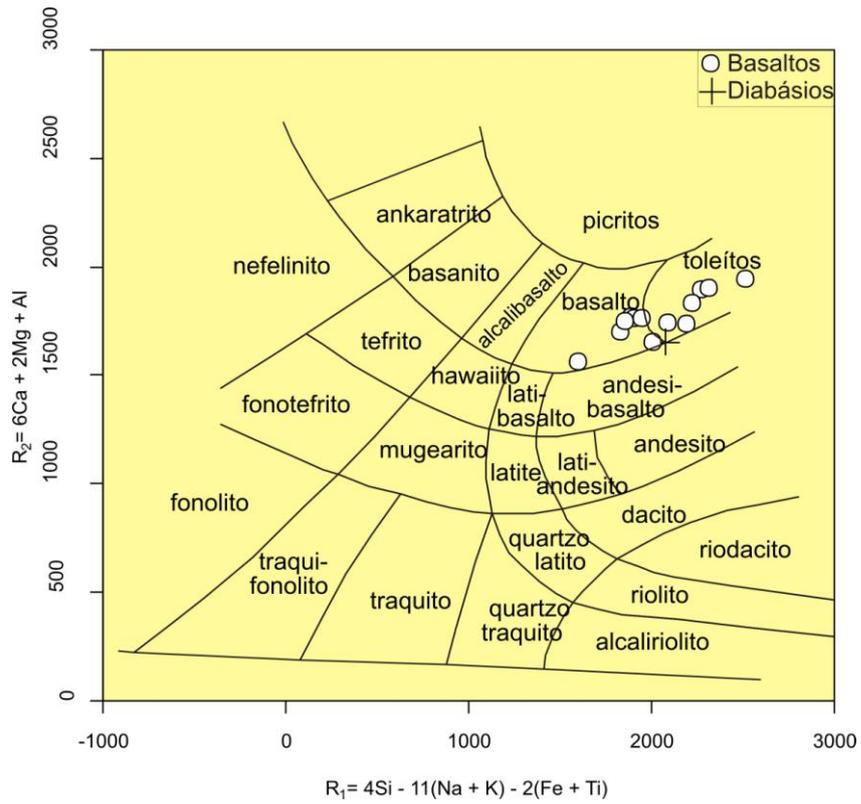


Figura 6.2- Diagrama R1-R2 (De La Roche *et al.* 1980), com o posicionamento das rochas máficas estudadas.

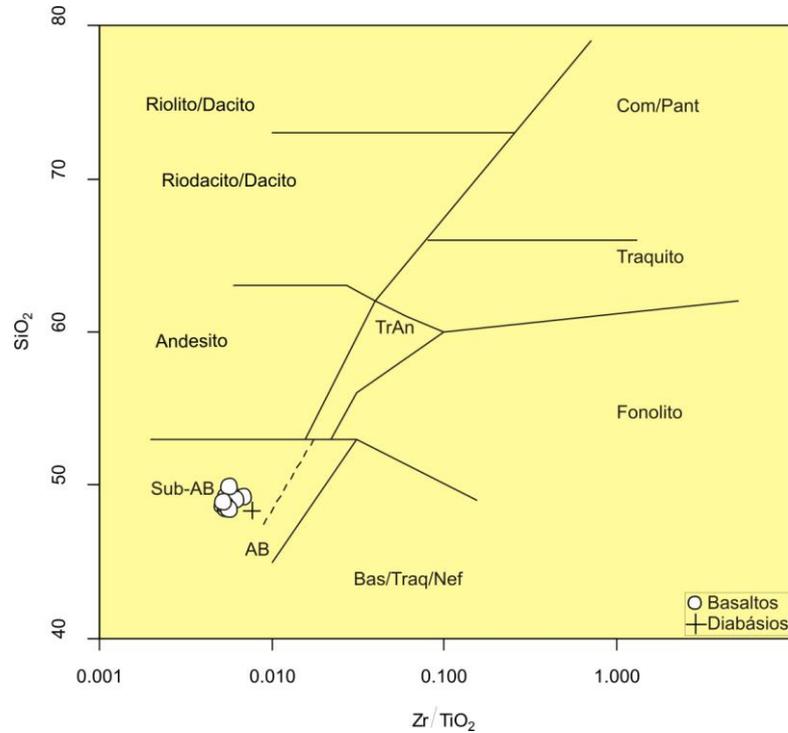


Figura 6.3 - Diagrama discriminante SiO_2 versus Zr/TiO_2 para as rochas estudadas (Winchester & Floyd, 1977).

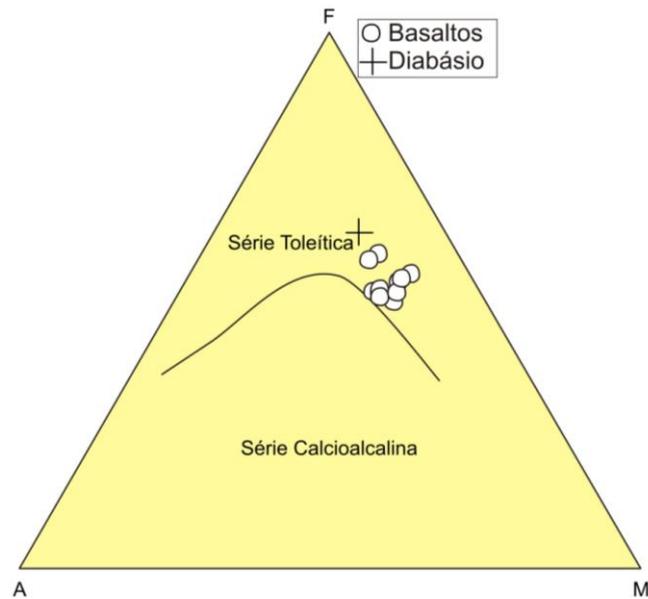


Figura 6.4 - Diagrama AFM com a curva divisória de Irvine e Baragar (1971), com o posicionamento das rochas máficas estudadas. A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F: $\text{FeO}+0,8998\text{Fe}_2\text{O}_3$; M: MgO .

Tabela 02: Dados normativos CIPW dos basaltos e diabásio da tabela 01. (continua)

	2006/TU-01	2006/TU-02A	2006/TU-04	SM	2010/TU-01	2010/TU-03	2010/TU-04A
Q	1,9	1,9	2,6	0,0	0,7	0,0	0,0
Or	2,3	2	1	2,4	3,5	5	1
Ab	18,5	21	19	27,8	23	34	28
An	29,3	27	29,5	25,2	25	20	25
Di	21,4	20	21,5	18,5	18	14	20,4
Hy	14	14,8	13,5	6,6	17	6	7,2
Ol	0,0	0,0	0,0	6,4	0,0	9	6
Il	4,7	4,5	4,7	4,7	5	5	4,8
Ap	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7
Total	93	92	92	92	93	94	93

(conclusão)

	2010/TU-04B	2010/TU-06	2010/TU-08	2010/TU-11	2010/TU-13	2010/TU-15	2010/TU-19
Q	0,0	0,0	5	0,0	5	0,7	3,3
Or	1,4	3	1,6	3	4	5,2	3,8
Ab	28	29	14	25,2	18,7	20	23,7
Na	25	23	31,14	25,7	24,5	22	22
Di	20	19	22	19,6	17,7	19	16,3
Hy	8	7,8	13	10,5	14	12,5	14,5
Ol	4,2	5,3	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0
Il	4,8	4,7	4,6	4,6	6,4	6	6,3
Ap	0,7	0,7	0,6	0,7	1	1	0,85
Total	93	93	92	92	91	86,4	91

Q- Quartzo, or-Ortoclásio, ab-Albita, an-Anortita, di-Dipsídio, hy-Hiperstênio, ol-Olivina, il-Ilmenita, ap-Apatita.

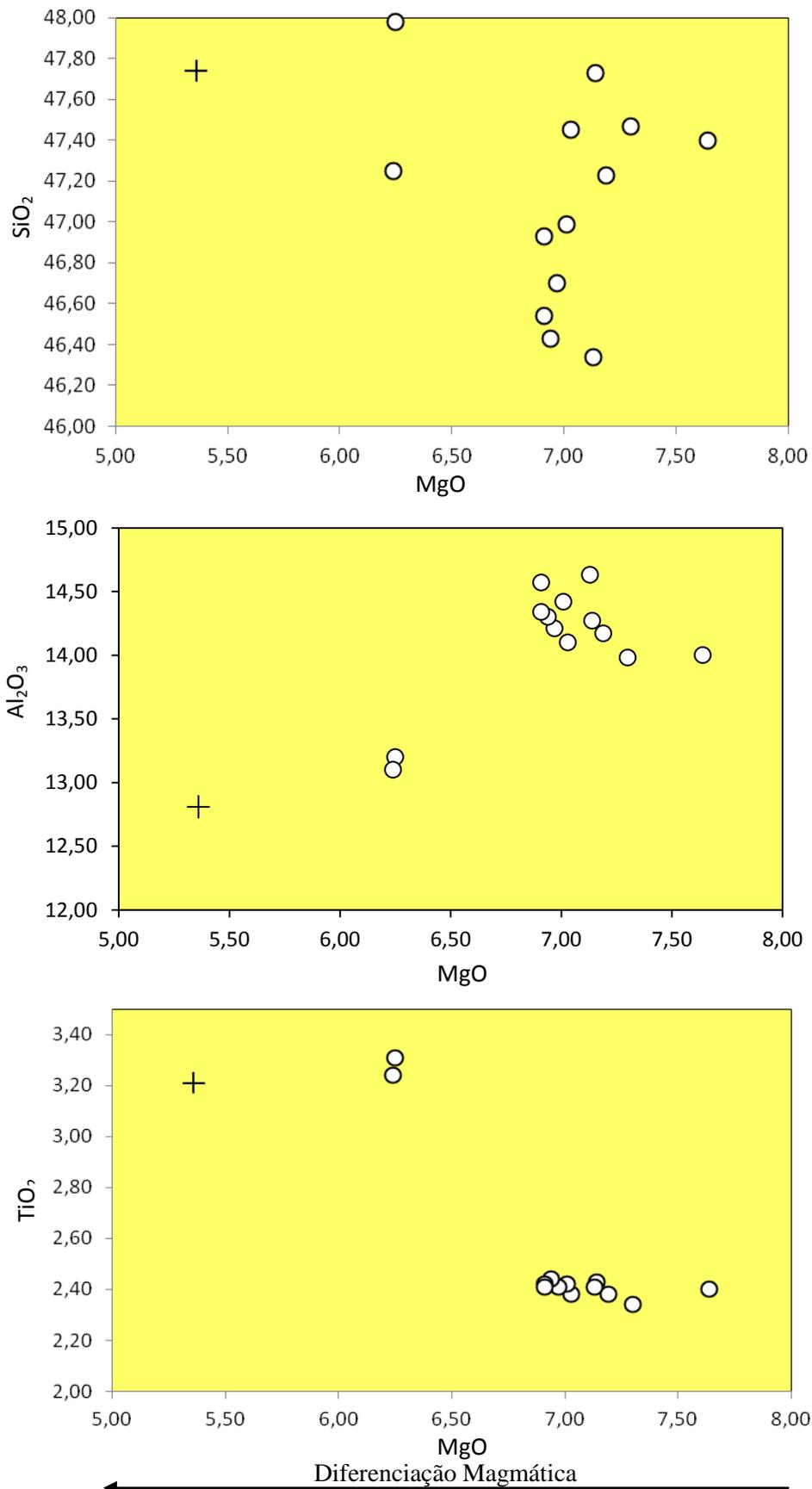


Figura 6.5A-C- Diagramas de variação destacando o comportamento de óxidos em relação aos teores de MgO. As setas indicam o controle de possíveis fases fracionantes.

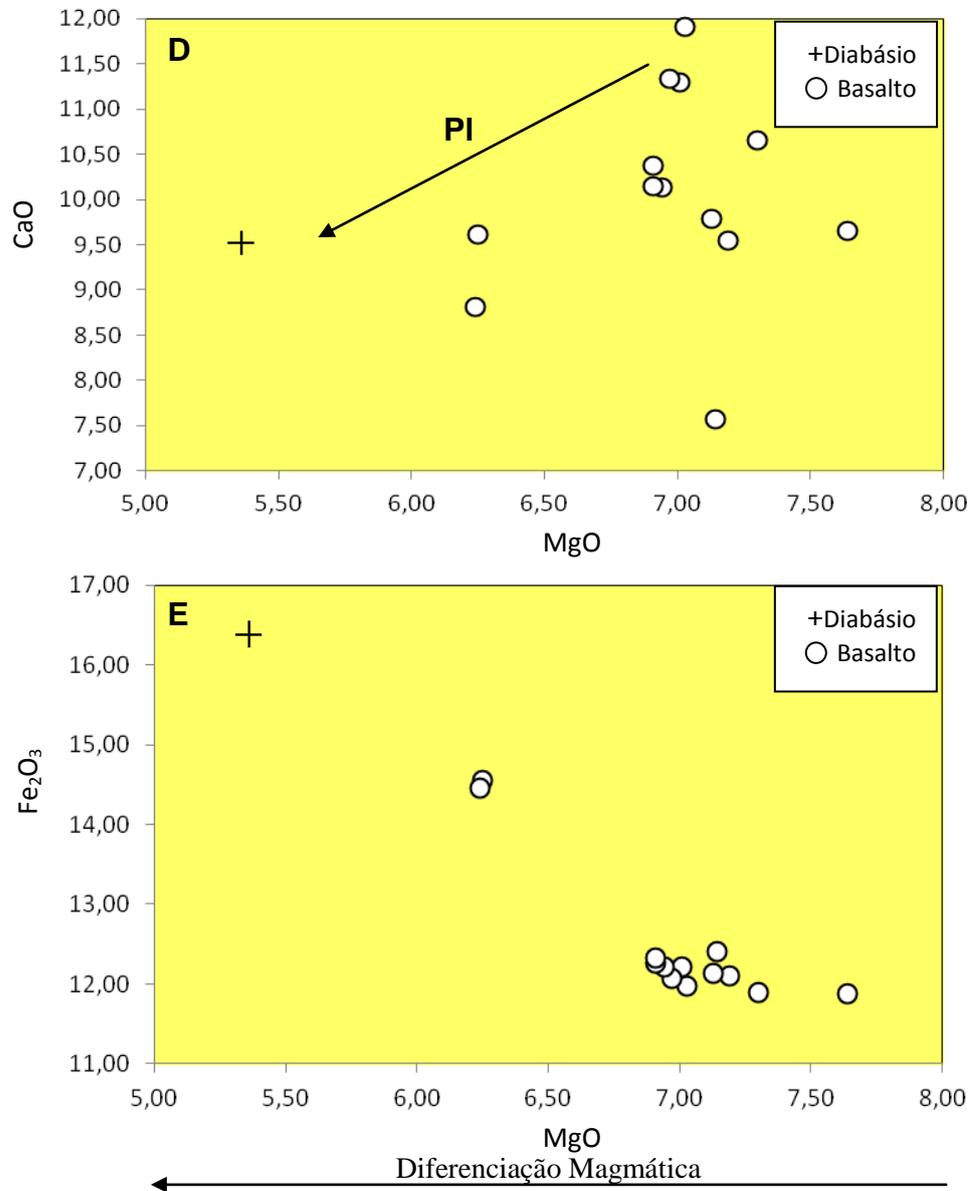


Figura 6.5D-E - Diagramas de variação destacando o comportamento de óxidos em relação aos teores de MgO. As setas indicam o controle de possíveis fases fracionantes.

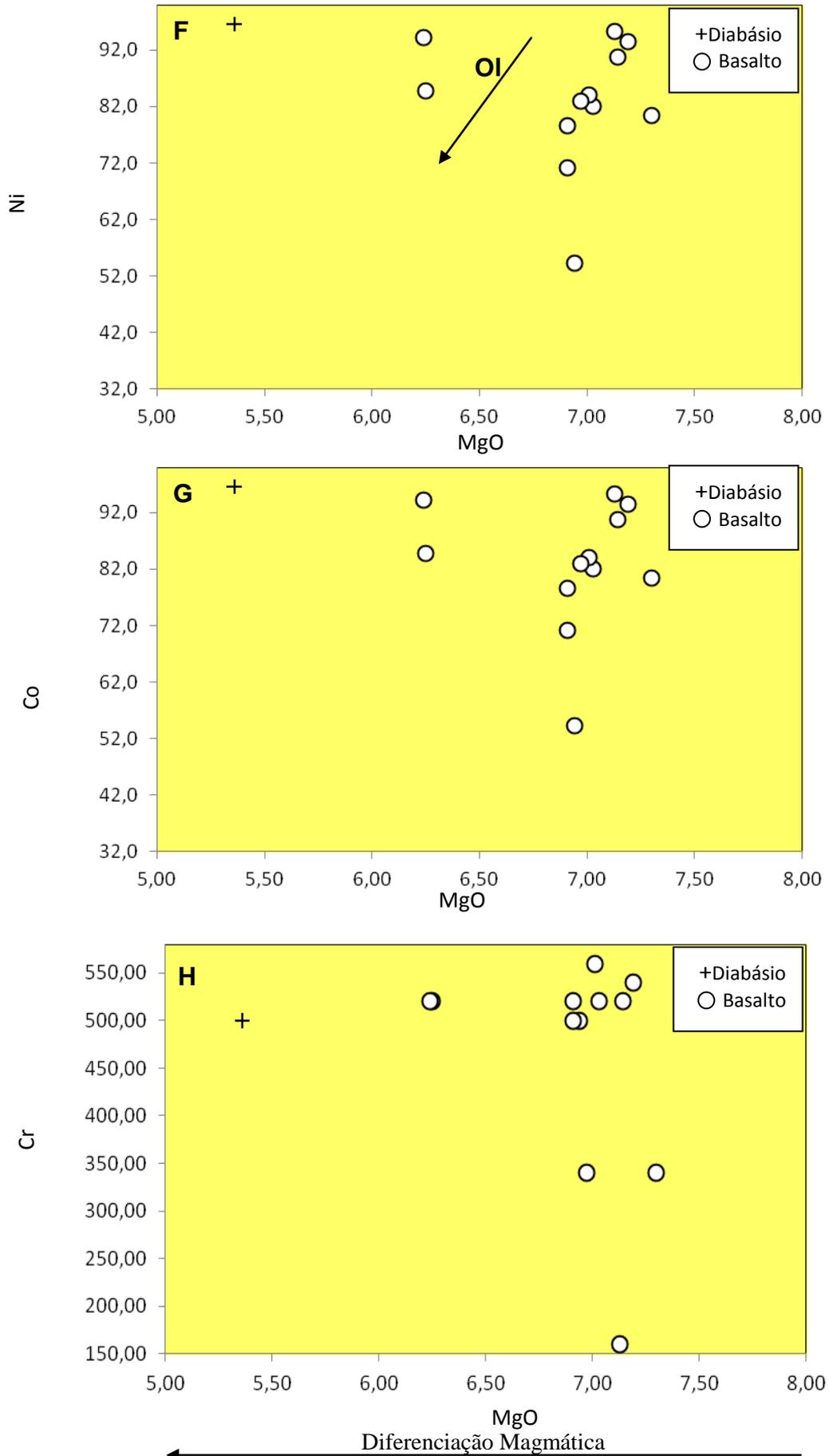


Figura 6.5F-H - Diagramas de variação destacando o comportamento de elementos traços em relação aos teores de MgO. As setas indicam o controle de fases fracionantes.

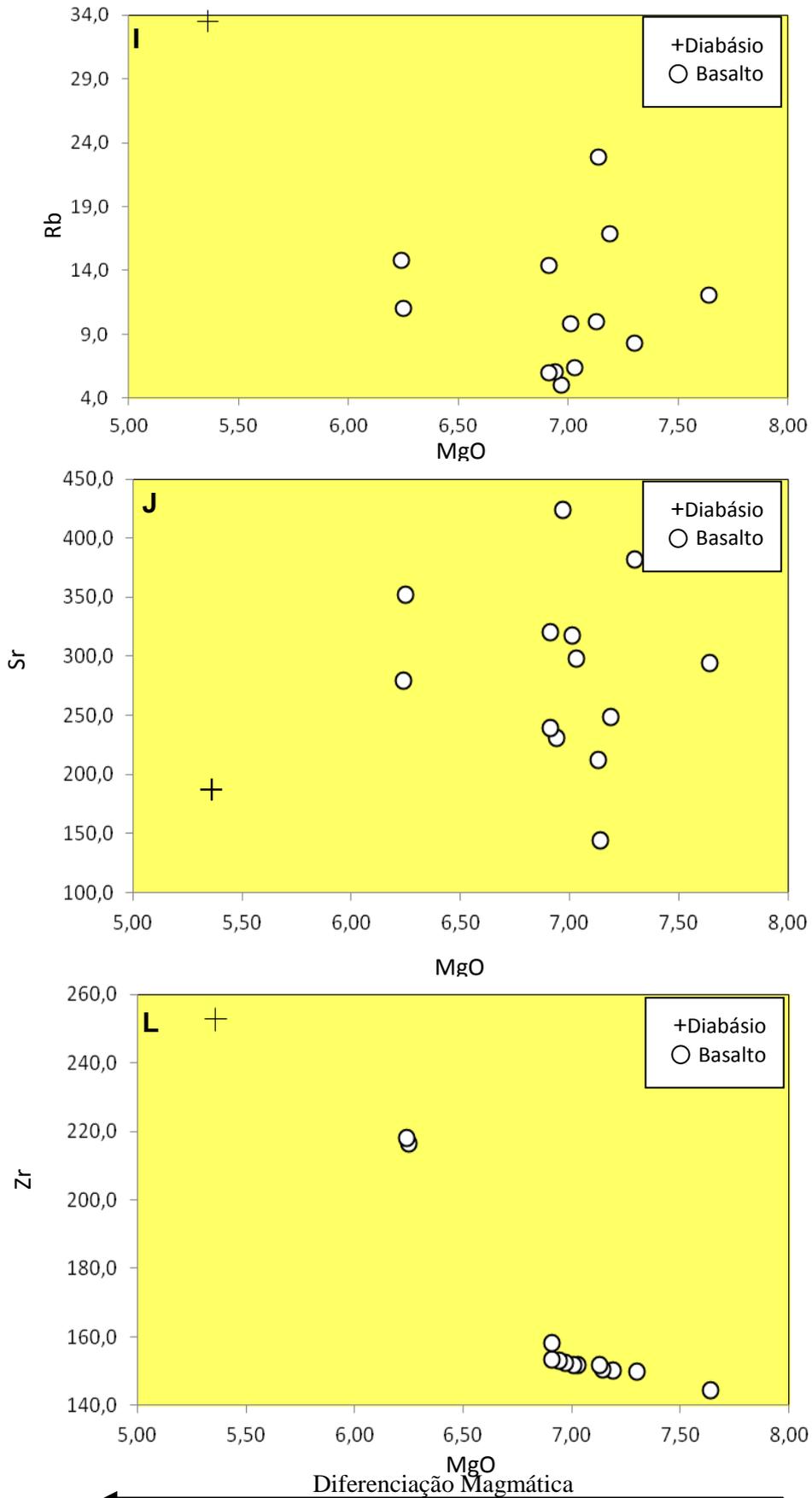


Figura 6.5D-E - Diagramas de variação destacando o comportamento de óxidos em relação aos teores de MgO. As setas indicam o controle de fases fracionantes.

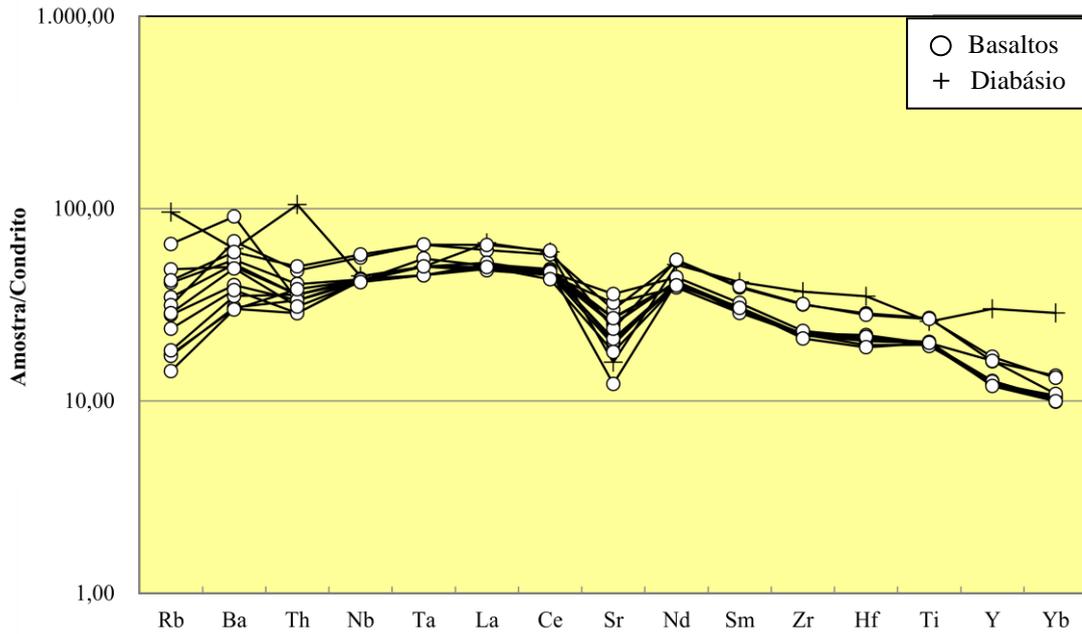


Figura 6.6- Diagrama de multielementos, normalizados ao condrito, segundo Thompson (1982).

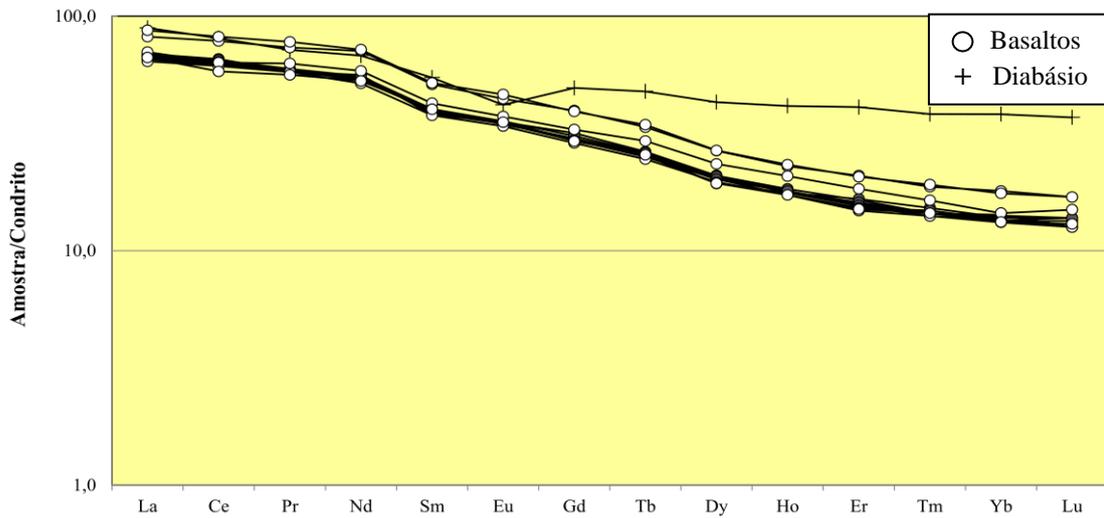


Figura 6.7- Diagrama de elementos terras raras, normalizados ao condrito, segundo Evensen *et.al.* (1978).

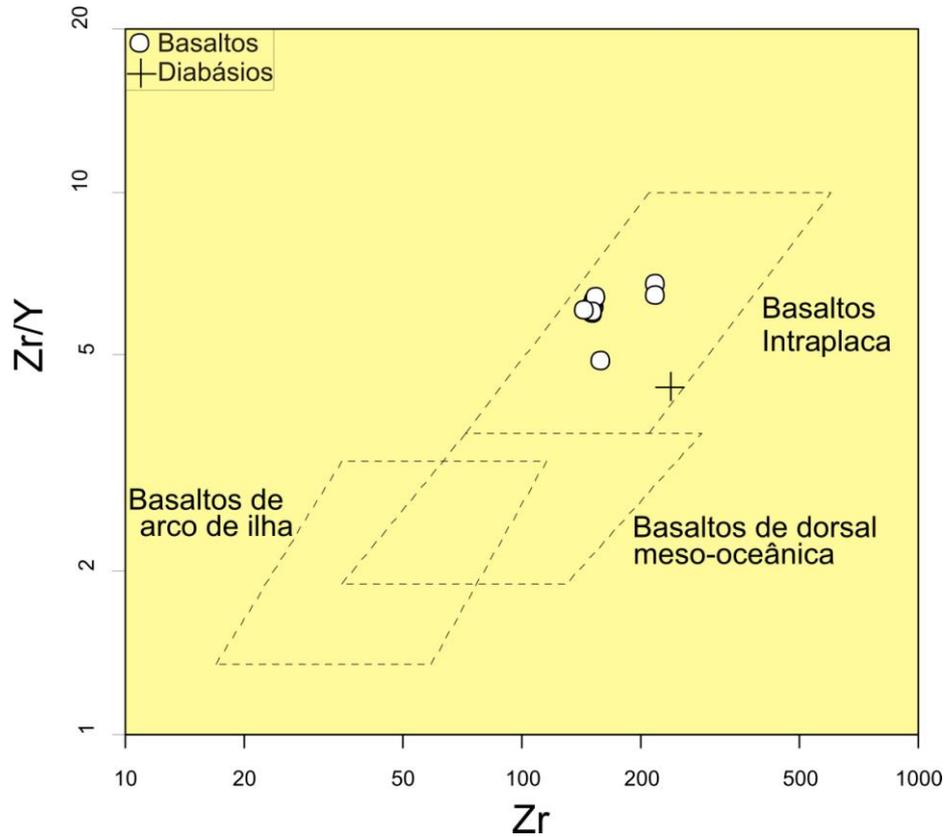


Figura 6.8- Diagrama discriminante Zr versus Zr/Y para as rochas estudadas (Pearce & Norry 1979).

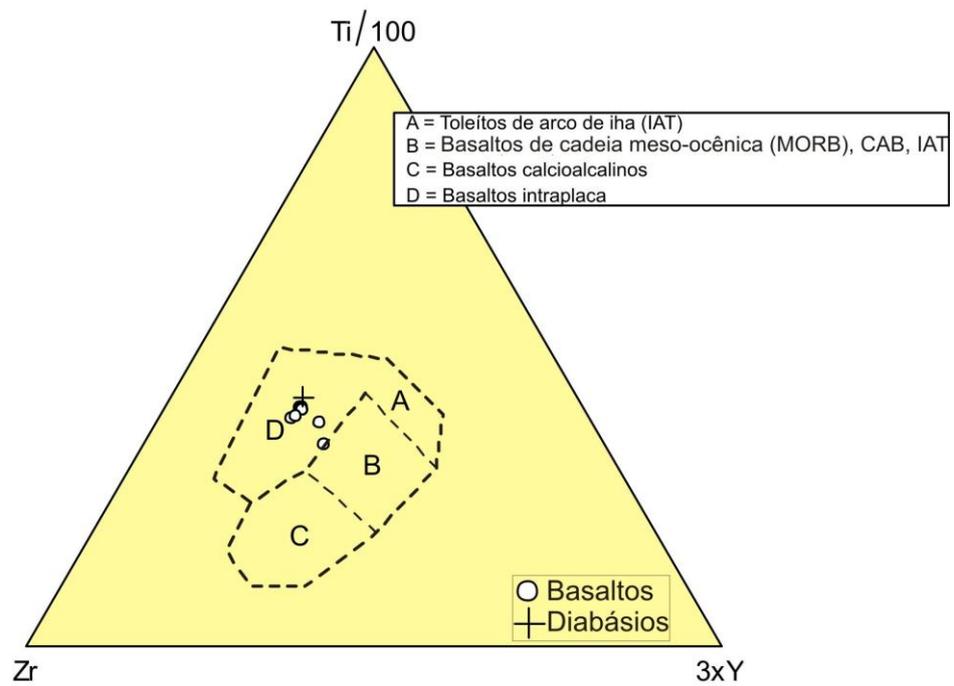


Figura 6.9 - Diagrama Ti/100-Zr-3xY para as rochas estudadas (Pearce & Cann 1973).

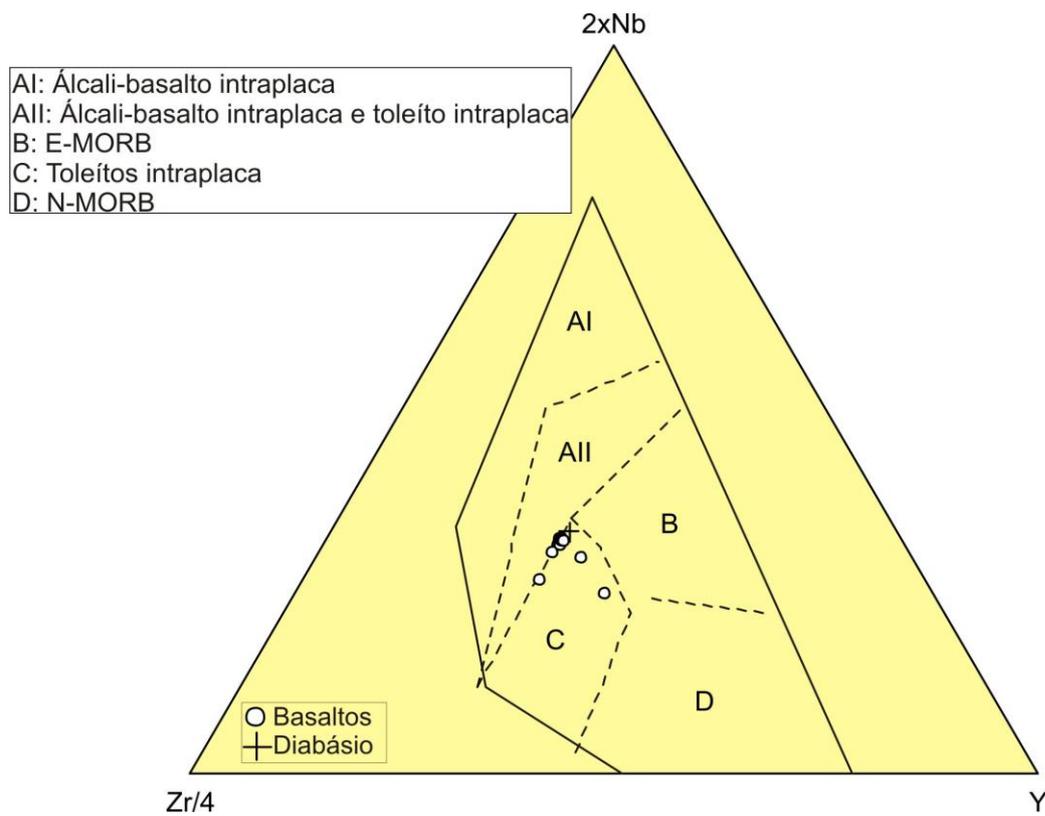


Figura 6.10 - Diagrama discriminante 2xNb-Zr/4-Y para as rochas estudadas (Meschede 1986).

6.3 DISCUSSÕES SOBRE OS DADOS GEOQUÍMICOS

Conforme relatado no capítulo 4, os depósitos vulcânicos estudados evidenciam a atuação de um evento de vulcanismo subaéreo com caráter efusivo e fissural que aconteceu em eventos de sucessivos fluxos de lava de baixa viscosidade e eventuais intrusões sin-vulcânicas, correspondentes aos derrames basálticos e *sills* de diabásio. A análise petrográfica das rochas máficas estudadas individualizou quatro tipos litológicos utilizando critérios mineralógicos e aspectos texturais/microestruturais: basaltos maciços, basaltos amigdaloidais, diabásios e brechas basálticas.

A análise das composições químicas é compatível com as informações de ordem petrográfica. A presença de clinopiroxênio (augita), plagioclásio (labradorita) e titanomagnetita e os cálculos normativos CIPW com a presença de hiperstênio (Hy), ilmenita (Il), quartzo (Q) e ausência de nefelina (Ne) é compatível as características de rochas básicas da série toleítica de ambiente intraplaca continental. Desta forma, estas características petrológicas modais e normativas e as assinaturas geoquímicas, definem a natureza basáltica de afinidade toleítica para o magmatismo do Grupo Tucuruí.

Em relação à natureza original do magma, observando-se o comportamento das razões La/Yb e La/Nb ambas maiores que 1 e variações dos teores de MgO, CaO, Al₂O₃, Ni, Cr e Co, pode-se admitir que as rochas máficas do Grupo Tucuruí estão relacionadas com provável fracionamento de olivina e piroxênio. A natureza enriquecida dos magmas indica geração a partir da fusão parcial de um manto litosférico subcontinental, não podendo descartar-se, também, uma possível contribuição de componente tipo pluma mantélica (Wilson 1989, Gill 2010).

Considerando a hipótese de cristalização fracionada como principal processo evolutivo para o magma gerador das rochas vulcânicas do Grupo Tucuruí, conforme foi discutido no capítulo 5, somada aos padrões de compatibilidade observados nos diagramas de variação, é possível inferir a assembleia fracionante, bem como a possível ordem de cristalização do referido magma. O padrão de compatibilidade observado nos diagramas MgO *versus* Al₂O₃, CaO, Ni, Cr e Co é típico de magmas básicos com afinidade toleítica e, especialmente em relação aos padrões nos diagramas com Al₂O₃ e CaO é evidenciada a cristalização de plagioclásio e olivina. Já a incompatibilidade observada nos diagramas de MgO *versus* SiO₂, TiO₂ e Fe₂O₃ sugere que a assembleia fracionante não teria cristalizado inicialmente silicatos e óxidos de Fe e Ti, como piroxênios magnetita e ilmenita. Sugere-se ainda, a partir gráfico

MgO *versus* TiO₂, uma assinatura geoquímica típica de suítes magmáticas de alto Ti (TiO₂=2,4% a 3,3%). A incompatibilidade dos elementos traços Rb, Sr e Zr ,também é comum em magmas básicos com afinidade toleítica, uma vez que estes elementos tendem a se enriquecer nas fases mais evoluídas deste tipo magma.

Quanto aos elementos traços, diagrama de elementos terras raras mostra um discreto fracionamento dos elementos terras raras leves em relação aos pesados. Destaca-se o valor das razões (La/Yb)_n entre 2,3 e 5 para diabásio e basalto respectivamente, indicando a não cogeneticidade entre estes dois grupos rochosos. Pequenas anomalias de Eu no diagrama de elementos terras raras e Sr no diagrama multielementar são condizentes com o fracionamento de plagioclásio ou retenção desta fase durante a fusão parcial de plagioclásio peridotito. A fraca anomalia positiva de Ti, confirmando a classificação como suíte de alto Ti. O comportamento de elementos traços observado nas rochas estudadas é típico de suítes de alto teor de Ti em províncias de basaltos continentais (CFB). O que é confirmado quando os dados são lançados nos diagramas de paleoambiência geotectônica, com base em elementos traços e Ti, de maneira que nos três diagramas apresentados as amostras concentram-se no campo de ambiente intraplaca continental.

Para finalizar, o entendimento dos parâmetros geoquímicos aqui discutidos não possibilita apenas o entendimento acerca da gênese das rochas vulcânicas do Grupo Tucuruí, mas permite também uma melhor definição da paleoambiência da área de estudo, especialmente quanto ao provável tipo de bacia sedimentar na região. Considerando a assinatura geoquímica continental das rochas estudadas, o vulcanismo de natureza efusiva e fissural marcado por extensos fluxos de lava que originaram uma sucessão de derrames basálticos, eventuais intrusões e raras zonas de brechas que atingiu o segmento costeiro influenciado por ondas de tempestade de uma provável bacia em formação do tipo rifte, ou ainda uma bacia de antepaís, sendo estas duas hipóteses de bacias compatíveis com um estágio tardio na evolução do Cinturão Araguaia, considerando uma tectônica extensional na transição Neoproterozóico/Eopaleozóico.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Grupo Tucuruí, situado na zona de transição entre o Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia, é entendido como a porção preservada de uma bacia limitada por falhas normais, em uma possível estrutura de gráben. O grupo constitui uma sucessão vulcanossedimentar formada por depósitos vulcânicos compostos por derrames basálticos, zonas de brechas basálticas e intrusões de diabásio, intercalados com depósitos siliciclásticos litorâneos constituídos por subarcóseos e siltitos amalgamados, cujas camadas orientam-se na direção NNE-SSW com mergulho baixo para SE. O conjunto de falhas de cavalgamento que atinge as rochas estudadas, tendo como principal a Falha de Tucuruí, ocasionou cisalhamentos localizados, além de remobilização de SiO₂ e Ca, com percolação de fluidos hidrotermais.

Assim, pode-se resumir que os conjuntos rochosos que constituem o Grupo Tucuruí são característicos de eventos vulcânicos associados a um ambiente sedimentar continental e litorâneo, os quais, embora originados por processos genéticos distintos, registram evidências de concomitância dos mesmos. Ressalta-se ainda, que os diferentes tipos rochosos que compõem o Grupo Tucuruí, estiveram submetidos aos mesmos eventos geológicos, ligados a evolução tardia do Cinturão Araguaia, gerando feições comuns tanto às rochas vulcânicas quanto às sedimentares.

A sequência sedimentar é composta por estratos de subarcóseos e siltitos, em geral amalgamados, individualizados nas associações de fácies depósitos de antepraia e tempestitos de face litorânea que são típicos de processos de transporte e deposição em ambiente marinho raso, compreendendo as zonas de *foreshore* e *shoreface*, com influência ondas de tempestade. O estudo petrográfico, por sua vez, revelou a imaturidade textural e composicional da sequência sedimentar, incomum em depósitos litorâneos, indicando assim área-fonte próxima, com contribuição de rochas ígneas de composição intermediária a máfica, possivelmente originadas em terrenos como crostas oceânicas soerguidas e/ou arcos magmáticos, bem como mostra também que a sucessão vulcano-sedimentar esteve submetida a condições eodiagenéticas a mesodiagenéticas.

Sobre os depósitos vulcânicos do Grupo Tucuruí, são classificados na categoria fluxos de lava e intrusões sin-vulcânicas, em que os derrames basálticos e *sills* de diabásio correspondem à fácies coerente e as brechas basálticas correspondem fácies autoclástica (McPhie *et al.* 1993). As estruturas e texturas observadas associadas aos parâmetros geoquímicos (teor de sílica, viscosidade e conteúdo de voláteis) permitiram definir um

vulcanismo do tipo efusivo e fissural extravasado ao longo de sistemas de falhas extensionais, à semelhança de platôs continentais (Gill 2010).

O estudo geoquímico das rochas vulcânicas do Grupo Tucuruí, em concordância com dados petrográficos determinou a natureza basáltica e afinidade toleítica com assinatura geoquímica típica de suítes magmáticas de alto Ti das mesmas, bem como permitiu inferir como principal processo evolutivo do magma gerador a cristalização fracionada de plagioclásio e olivina. As classificações obtidas através dos diagramas de paleoambiência tectônica confirmam um ambiente intraplaca continental para as rochas estudadas. Ademais, admite-se como provável fonte o manto litosférico subcontinental, com possível contribuição de pluma mantélica.

Desta forma, pode-se resumir quanto à evolução dos processos que originaram os conjuntos rochosos do Grupo Tucuruí e sua atual arquitetura, que ao final do Neoproterozóico/início de Paleozóico, durante a evolução geológica tardia do Cinturão Araguaia, a região de Tucuruí estava incluída no contexto de uma bacia do tipo rifte ou antepaís, cuja área fonte situava-se próxima e constituída de rochas típicas de crostas oceânicas soergidas e/ou arcos magmáticos. A região em questão representa um paleosegmento continental litorâneo, influenciado por ondas de tempestade, em franco processo de formação, que foi atingido por vulcanismo subaéreo efusivo e fissural, sendo a natureza deste vulcanismo essencialmente básica e toleítica com alto teor de Ti, comparável às províncias de basaltos toleíticos continentais (*CFB-Continental Flood Basalts*), com provável fonte mantélica enriquecida, ligada à fusão parcial de um manto litosférico subcontinental. Por fim, a tectônica cavalgante que gerou um sistema de cisalhamento registrado por zonas e superfícies de deformação de baixo ângulo em condições de temperatura relativamente baixas, que permitiram a deformação em condições frágil-dúctil, transformações minerais localizadas, e remobilização de sílica e cálcio além de transformações hidrotermais em condições da sub-fácies xisto-verde.

REFERÊNCIAS

- Abreu F. A. M., Gorayeb P. S. S., Hasui Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. *In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Resumos Expandidos*, Belém, Atas, p.1-4.
- Alvarenga C. J. S., Moura C. A. V., Gorayeb P. S. S., Abreu, F. A. M. 2000. Paraguai and Araguaia belts. *In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (eds.) Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. 31° International Geological Congress, p.183-193.
- Arcanjo H.S.H., Moura C.A.V., Abreu F.A.M., Gorayeb, P.S.S. 2000. Rio do Coco Group: a exotic terrain in the Paleoproterozoic Tocantins Shear Belt, Central Brasil. *In: Internacional Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Anais*, CD ROM.
- Barros G.S., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Nascimento R.S. 2010. Petrologia e geocronologia dos escapolita metagabros e anfíbolitos do Cinturão Araguaia na região de Xambioá-Araguanã. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, Anais*, CD-ROM.
- Cheel, R.J. & Leckie, D.A. 1993. *Sedimentology Review* 1. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 139pp.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst, R.J. (eds.). 1979. *The interpretation of igneous rocks*. G. Allen & Unwin, London, 450pp.
- COMPANHIA DE PESQUISA E RECURSOS MINERAIS (CPRM) 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Pará*. Texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará. Belém, CPRM. 2008, p.149-153.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Macambira J.B., Kotschoubey B., Gorayeb P.S.S., Santos M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramento Araguaia, GO-Brasil. *In: SBG-NO, Congresso Latino Americano de Geologia, 7, Belém, Anais*, p.1-19.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1977. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman. New York.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandelaude P. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-210.
- De Ros, L.F, Cesero, P.1986. Argila em arenitos – Bases para a interpretação petrogenética. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais*, p.1663-1671.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE INFRAESTRUTURA DE TRANSPORTES (DNIT) 2002. *Mapa Rodoviário do Pará*. Gerencia de projetos assistência de planejamento rodoviário e instituto de pesquisas rodoviárias divisão de apoio tecnológico. Brasília, DNIT. 2002.
- Dott R.H. Jr & Bourgeois J. 1982. Hummocky cross stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, **93**:663–680.
- Duke W.L., Arnott R.W.C., Cheel R.J. 1991. Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new evidence on a stormy debate. *Geology*, **19**:625–628.
- Evesen N.M., Hamilton P.J. O'Nions, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**:1199-1212.
- Folk R. L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX: Hemphill, 182pp.
- Gill R. 2010. *Igneous rocks and process: a practical guide*. University of London, 428pp.

- Gorayeb P. S. S. 1981. Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro, GO. Belém, Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará. 100p.
- Gorayeb P.S.S. 1989. Corpos serpentiniticos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:51-62.
- Gorayeb P.S.S., Moura, C.A.V., Calado W.M. 2004. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico Neoproterozóico Pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, *Resumos expandidos*, CD-ROM.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2008. Geologia do Parque Andorinhas e região adjacente. In: Gorayeb, P.S.S (ed.). *Parque Martírios e Andorinhas: Conhecimento, História e Preservação*. Edufpa, p.57-80.
- Gorayeb P.S.S., Pamplona L.J.P. 2010. O metamorfismo de baú grau da porção oeste do Cinturão Araguaia: Região de Araguacema-Conceição do Araguaia e Serra do Tapa. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém. *Anais*, CD-ROM.
- Hasui Y., Abreu F.A.M., Silva J.M.R. 1977. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências*, **8**:107-118.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins. Setor setentrional. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p.137-204.
- Kahn J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments. On the measurement of packing in sandstones. *Journal of Geology*, **64**:385-395.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Journal of Earth Sciences*, **8**:523-546.
- Kotschoubey, B., Hieronymus, B., Albuquerque, C.A. 2005. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt (northern Brazil): remnants of a poorly involved crust? *Journal of the South American Earth Sciences*, **20**:211-230.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Steckeisen A., Zanettin B. 1986. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jorn. Petrol.*, **27**:745-750.
- Le Maitre, R.W. 1968. Chemical variation within and between volcanic rock series – a statistical approach. *F. Petrol.*, **9**:220-252.
- Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho. *Anais*, CD-ROM.
- Mackenzie S. W., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. John Wiley & Sons, 148pp.
- Matta, M.A.S. 1982. Evolução geológica da região de Tucuruí-Pará. Belém, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 110p.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies University of Tasmania, 191pp.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **16**:207-218.
- Moura C.A.V. 1992. Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brazil. Doctor of Philosophy Thesis, University of New Hampshire, Durham, 236f.
- Moura C. A. V., Souza S. H. P. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Atas*, p.31-34.

- Moura C.A.V., Gaudette H. E. 1999. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of Araguaia Belt, Brazil. *In: A. K. Sinha (ed.), Basement tectonic 13*, Kluwer Academic Publishers, p.155-178.
- Moura C.A.V., De Pina A.C.M., Gorayeb P.S.S., Chemale Jr F. 2011. Estudo e proveniência de arenitos do Grupo Tucuruí com base em idades-modelo Sm-Nd e datação de zircão. *In: SBG-NO, Contribuições à Geologia da Amazônia*, **8**:25-34.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 411pp.
- Paixão M.A.P. 2009. Complexo Ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil. Belém, Tese de doutorado. Universidade de Brasília, 300p.
- Pamplona, L.J.P., Gorayeb, P.S.S.2010. O metamorfismo no extremo leste do Cinturão Araguaia, região de Xambioá-Araguanã. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45. Belém, *Anais*, CD-ROM.
- Passchier C. W., Trouw R. A. J (eds.). 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 353pp.
- Pearce, J.A., Cann, J.R.1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*,**19**:290-300.
- Pearce J.A., Norry M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions in Mineralogy and Petrology*, **69**:33-47.
- Ricci, P.S.F. 2006. Most of the “Xingu Complex” previously mapped in the Bacajá High-Grade Block (Pará) comprises retrograded granulites as yet unsuspected from a petrological standpoint. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 43, Aracajú. *Boletim de resumos*, CD-ROM.
- Rollinson H. (Ed.) 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, New York, 352 pp.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus., R.M. Vidoti, J.H. Gonçalves (eds.) Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília*, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p.169-226.
- Silva J.M.R. 1980. *Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia*. Belém, Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará, 50p.
- Souza E.C; Angélica R.S. 1994. Geoquímica. *In: Oliveira J.R.; Silva Neto C.S.S.; Costa, E.J.S. (eds.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB) Serra Pelada, Folha SB.22-X-C, Estado do Pará*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 220pp.
- Souza J.O., Moreton L.C. 1995. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Xambioá, folha SB.22-Z-B: Estados do Pará e Tocantins, Escala 1:250.000. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 84pp.
- Streckseis A.1975. Classification e nomenclature of volcanic rock, lamprophyros, carbonatites and melilitic rock. Classification and nomenclature recommended by the Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks (IUGS). *Neues jarbuch fur mineralogy. Abhandlungen.*, **134**:1-14.
- Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Province. *Scott Journ Geol.*, **18**:49-107.
- Trouw R.A.J., Vaz L.F., Slongo T.T., Nakasato N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, Anais*, p.20-31.
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Science Ltd.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da Região Iriri-Xingu, Pará - Novos dados geológicos e geocronológicos. *In: Horbe A.M.C., Souza V.S. (eds). SBG-NO, Contribuições à geologia da Amazônia*. **4**:16-31.

- Vasquez M.L. 2006. *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*. Belém, Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, 212p.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2008. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian Craton, Brazil: neoproterozoic to orogenic evolution. *Precambrian Research*, **161**:279-302.
- Vernon H.R. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press.
- Wernick E. 2003. *Rochas Magmáticas-Conceitos, Classificação Modal, Química, Termodinâmica e Tectônica*. UNESP.
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, London.
- Winchester J.A., Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.
- Yardley B.W.D. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. Ed. Universidade de Brasília.

ANEXO

ANEXO A - BANCO DE DADOS DAS AMOSTRAS DO GRUPO TUCURUÍ

Siglas	Coordenadas UTM (WGS 84)	Classificação	Petrografia	MEV	DRX	Geoquímica
2010/TU-01	648729/9576197	Basalto Maciço	X	---	--	X
2010/TU-02	649548/9576688	Subarcóseo	X	X	X	-
2010/TU-03	648918/9580031	Basalto Amigdaloidal e Subarcóseo	X	---	---	X
2010/TU-04	648764/9580048	Basaltos Maciço e Amigdaloidal	X	X	X	X
2010/TU-05	648995/9582240	Basalto, Siltito e Subarcóseo	X	---	---	---
2010/TU-06	648574/9580017	Basaltos Maciço e Amigdaloidal	X	---	---	X
2010/TU-07	648887/9582218	Subarcóseo	X	---	---	--
2010/TU-08	645320/9586736	Basaltos Maciço e Amigdaloidal	X	---	---	X
2010/TU-09	649798/9575520	Basalto Maciço	X	---	---	---
2010/TU-10	648793/9574622	Basalto Amigdaloidal	X	---	---	X
2010/TU-11	648399/9563659	Basaltos Maciço e Amigdaloidal	X	---	---	X
2010/TU-12	650605/9569602	Gnaisse	---	---	---	---
2010/TU-13	650248/9569408	Basaltos Maciço e Amigdaloidal	X	---	---	X
2010/TU-14	650594/9570650	Basalto Maciço	X	---	---	---
2010/TU-15	640148/9575818	Diabásio	X	---	---	X
2010/TU-16	641283/9589921	Basalto Maciço	---	---	---	---
2010/TU-17	639412/9593284	Basalto Maciço	---	---	---	---
2010/TU-18	645311/9554665	Gnaisse	---	---	---	---
2010/TU-19	649401/9569762	Basalto Maciço	X	---	---	X
2010/TU-20	648314/9585823	Siltito	X	---	---	---
2010/TU-21	647996/9590701	Siltito	X	---	---	---
2010/TU-22	649153/9588199	Siltito	X	---	---	---
2010/TU-23	648245/9584881	Siltito e Subarcóseo	X	---	---	---
2010/TU-24	650437/9580042	Subarcóseo	---	---	---	---
2010/TU-25	650552/9579503	Subarcóseo	---	--	---	---
2010/TU-26	656186/9579473	Siltito	X	---	---	-
2006/TU-01	644271/9563804	Basalto Maciço	X	---	---	X
2006/TU-02	648726/9576191	Brecha Basáltica e Basalto Maciço	X	X	---	X
2006/TU-04	644271/9563804	Basalto Maciço	X	X	---	X