



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

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO – TCC

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS MÁFICAS DA REGIÃO DE
TANGARÁ DA SERRA – MT**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

ACACIO NUNES DE PINA NETO

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (IG/UFPA)

BELÉM – PA

2017



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

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS MÁFICAS DA REGIÃO DE TANGARÁ
DA SERRA - MT**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

ACACIO NUNES DE PINA NETO

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb (IG/UFPA)

BELÉM – PA

2017

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

Pina Neto, Acacio Nunes de 1993-

Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica das rochas máficas da região de Tangará da Serra - MT / Acacio Nunes de Pina Neto. – 2017.

xv, 62 f : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Paulo Sergio de Sousa Gorayeb

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

1. Petrologia - Serra, Tangará da (MT). 2. Formações (Geologia) - Tangará da Serra (MT). 3. Diabásio - Tangará da Serra (MT). 4. Basalto - Tangará da Serra (MT). I. Título.



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

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA E
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS MÁFICAS DA REGIÃO DE TANGARÁ
DA SERRA – MT**

Trabalho de conclusão de curso apresentado por:

ACACIO NUNES DE PINA NETO

Como requisito para à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia

Data da Aprovação: 22/09/2017

Banca Examinadora:

Prof. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb- Orientador
(Dr. em Geoquímica e Petrologia – UFPA)

Prof. Cândido Augusto Veloso Moura- Membro
(Dr. em Geoquímica e Petrologia - UFPA)

Sr. Hilton Tulio Costi- Membro
(Dr. em Geoquímica e Petrologia–MPEG)

À Roberto, Roseane, Sthefanny e Lorena
por todo amor, compreensão e apoio
durante todos esses anos.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho assim como a minha formação acadêmica foram possíveis devido à colaboração de diversas pessoas e instituições, às quais deixo aqui meus singelos agradecimentos.

À Deus por me erguer nos momentos de maior dificuldade.

À Universidade Federal do Pará, por intermédio da faculdade de Geologia do Instituto de Geociências, por proporcionar infraestrutura e suporte material para a realização deste trabalho.

Ao projeto Instituto de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) INCT-MCT-CNPq/FAPESPA, em nome do Prof. Dr. Roberto Dall’Agnol, pelo incentivo à pesquisa.

Aos professores da Faculdade de Geologia que contribuíram para a minha formação;

Ao Prof. Dr. Paulo Gorayeb pela oportunidade de pesquisa com a concessão de duas Bolsas de Iniciação Científica, PIBIC/FAPESPA no período de agosto de 2015 a julho de 2017, pelos ensinamentos acerca da geologia e da vida, pela dedicação e paciência, além, é claro, da orientação e incentivo dados em momentos cruciais.

À Taynara Martins, Izabelle Serrão e Natan Silva pela grande amizade, pelos momentos compartilhados, conselhos e palavras de incentivo. Obrigado por tudo, esta caminhada não teria sido a mesma sem vocês.

À Faixa 1 (Gabriel Salomão, João Paulo Lopes e Beatriz Pantoja), pois compartilhamos uma grande amizade, recente, mas que irá perdurar por muito tempo.

Aos amigos da turma Geologia 2013, mais conhecida como turma cobaia, que me receberam e acolheram tão bem após o meu retorno do estágio no exterior. Todos serão lembrados para sempre;

Aos amigos do grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) pela amizade e auxílio, seja direta ou indiretamente, durante o desenvolvimento deste trabalho, em especial à Bruna Nogueira, por ter dedicado tempo e paciência durante a preparação das amostras.

À Lorena Vasconcelos agradeço pelas palavras de conforto, amizade, carinho e compreensão, por saber me dividir com a Geologia e por estar sempre comigo. Amo você, meu amor.

À minha família, que é tudo para mim, pelo apoio emocional, pela motivação, carinho, confiança e dedicação durante toda a minha vida. Amo vocês.

RESUMO

As rochas máficas da região de Tangará da Serra, sudoeste do estado do Mato Grosso, distante cerca de 250 km de Cuiabá, compreendem derrames de basaltos de caráter fissural, *sills* e diques de olivina diabásio e diabásio associados a arenitos e rochas calcárias do Grupo Araras, Parecis e Alto Paraguai. As espessuras dessas rochas máficas variam de 15 a 310 m e são conhecidas na literatura como rochas vulcânicas basálticas da Formação Tapirapuã, posicionada no limite Jurássico-Triássico. Os levantamentos de campo e a análise petrográfica permitiram a descrição e caracterização das rochas máficas e suas encaixantes (arenitos e calcários), e foram caracterizados como basaltos e diabásios representados por derrames e *sills*, respectivamente, além de raros diques de diabásios. Os basaltos exibem granulação fina, cor cinza-chumbo com textura afanítica e isotrópica. Microscopicamente, exibem textura porfirítica com matriz intersertal e intergranular, além de amigdaloidal. São constituídos essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e ortopiroxênio (enstatita). Alguns fenocristais de plagioclásio euédricos e subédricos mostram-se zonados concentricamente enquanto outros, na matriz, exibem hábito acicular, esqueléticos e com terminações tipo “rabo de andorinha” associados com vidro, característico de resfriamento ultrarápido. Na matriz encontra-se um material criptocristalino de coloração esverdeada, minerais opacos e vidro que ocorrem intersticialmente às ripas de plagioclásio e piroxênio. Os olivina diabásios, com granulação média, exibem textura predominantemente intergranular e são constituídos essencialmente por plagioclásio, olivina e piroxênio. O plagioclásio é do tipo labradorita (An60), são ripiformes e mostram maclamento albita e albita-calrsbad. Dentre os piroxênios, reconhece-se a augita, em maior proporção modal e enstatita. Enquanto que os diabásios, sem olivina, são texturalmente semelhantes aos olivina diabásios e encontram-se bastante alterados. A caracterização de alguns minerais de difícil identificação por meios ópticos como os minerais opacos, e aqueles oriundos de alteração, bem como os materiais das amigdalas nos basaltos foi realizada por meio da análise em microscópio eletrônico de varredura. Com esta técnica foram imageados e caracterizados quimicamente minerais como plagioclásio, augita e titanomagnetita nos basaltos. Nos olivina diabásios foram identificados augita, plagioclásio, forsterita, biotita, ilmenita, pirita e badelleyita. Geoquimicamente, foi possível a identificação de três grupos composicionais distintos, condizentes com os dados petrográficos, são eles: olivina diabásios (caracterizados por baixa concentrações de SiO₂, alto MgO, Al₂O₃ e natureza subalcalina intermediária), basaltos (caracterizados por alta SiO₂, menor MgO, Al₂O₃ e natureza toleítica) e diabásios que, relativamente, são caracterizados

maiores concentrações de TiO_2 , baixa concentração de MgO , pela natureza toleítica e por estarem intemperizados. Essas rochas revelam natureza subalcalina e toleítica. A composição normativa CIPW permite classificar os olivina diabásios em olivina toleítos e os basaltos e diabásios em toleítos. Em relação aos elementos-traço, nota-se que os olivina diabásios e os basaltos são enriquecidos em elementos litófilos de raio iônico grande em relação aos elementos terras raras leves e aos elementos de elevado potencial iônico, enquanto os diabásios apresentam um comportamento anômalo dos demais. O comportamento dos ETR demonstrou um comportamento similar com padrão subhorizontal entre os litotipos estudados, com moderado fracionamento e enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos elementos terras raras pesados. Os olivina diabásios apresentam razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ entre 4,9 a 4,5, $(\text{Ce}/\text{Sm})_N$ de 1,8 a 1,7 e razões $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ entre 2,1 a 2,2, além de uma discreta anomalia positiva de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,28 - 1,34$). Enquanto os basaltos possuem razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ entre 2,2 a 2,4, $(\text{Ce}/\text{Sm})_N$ de 1,5 e razões $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ entre 1,4 a 1,5, além de uma discreta anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8 - 0,9$). O diabásio, por sua vez, apresenta-se mais enriquecido em elementos terras raras, menor razão $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$, $(\text{Ce}/\text{Sm})_N$ e uma discreta anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8$). Nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico, as amostras são comparáveis aquelas de ambiente intraplaca. A integração dos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e comparativos permitiu interpretar que as rochas máficas da região de Tangará da Serra representam um magmatismo toleítico continental que pode ser relacionada ao magmatismo basáltico de mesma idade, como os basaltos da Formação Mosquito, na Bacia do Parnaíba; à Formação Anari, na Bacia do Parecis; ao Magmatismo Penatecaua da Bacia do Amazonas; e aos basaltos das Guianas e Oeste Africano bem como ao feixe de Diques Cassiporé no Amapá. A sua ocorrência está ligada ao regime distensivo vigente durante o Jurássico e que viria a resultar na separação do Pangea e na formação do oceano Atlântico central.

Palavras-chave: Petrologia. Tapirapuã. Basalto. Diabásio. Tangará da Serra (MT).

ABSTRACT

The mafic rocks from the Tangará da Serra region, southwest of Mato Grosso State, distant about 250 km from Cuiabá, include basaltic flows of fissural character, sills and dikes of olivine diabase and diabase which are associated with sandstones and limestone from Araras, Parecis and Alto Paraguai Groups. The thicknesses of these mafic rocks range 15-310 m and are known in the literature as basaltic volcanic rocks from Tapirapuã Formation, located at the Jurassic-Triassic boundary. The fieldwork data and the petrographic analysis allowed the description and characterization of mafic and their wall rocks (sandstones and limestones), and were characterized as basalts and diabases in flows and sills, respectively, besides rare diabase dykes. The basalts are fine grained and exhibit gray-lead color with aphanitic and isotropic texture. Microscopically, they exhibit porphyritic texture with intersertal, intergranular and amygdaloidal textures in matrix. They consist essentially of plagioclase, clinopyroxene (augite) and orthopyroxene (enstatite). Some subhedral to euhedral plagioclase phenocrysts appear to be concentrically zoned while others, in matrix, exhibit quenching textures as acicular crystals and "swallowtail" texture in plagioclase terminations associated with volcanic glass. In matrix, occurs a greenish-colored cryptocrystalline material, opaque minerals and glass occur interstitially of the plagioclase slats and pyroxenes. The olivine diabases are medium grained and exhibit predominantly intergranular texture and consist essentially of plagioclase, olivine and pyroxene. The plagioclase is labradorite (An₆₀), are lath shaped and show albite and albite-calsbad twin laws. Among the pyroxenes, it is recognized the augite, in greater modal proportion, and enstatite. While the diabases, without olivine, are texturally similar to the previous one and they are quite altered. The characterization of some minerals difficult to identify through optical techniques such as opaque minerals, alteration minerals as well as the amygdala's material in the basalts was performed through scanning electron microscope analysis which imaged and chemically characterized the minerals such as plagioclase, augite and titanomagnetite in basalts. In the olivine diabases were identified augite, plagioclase, olivine, biotite, ilmenite, pyrite and baddeleyite. Geochemically, it was possible to identify three distinct compositional groups and compatible with the petrographic analysis: olivine diabases (characterized by low concentrations of SiO₂, high MgO, Al₂O₃ and intermediate subalkaline trend), basalts (characterized by high SiO₂, lower MgO, Al₂O₃ and tholeiitic trend) and diabases which are characterized by, relatively, higher amounts of TiO₂, low concentration of MgO and tholeiitic trend. These rocks reveal subalkaline and tholeiitic nature. The CIPW normative composition allows to classify the

olivine diabases in olivine tholeites and the basalts and diabases in tholeites. Regarding trace elements, it is possible to observe that the olivine diabases and the basalts are enriched in large ion lithophile elements in relation to the light rare-earth elements and high ionic potential elements, whereas the diabases show an anomalous pattern. The rare-earth elements showed similar and subhorizontal behavior among the studied samples, with moderate fractionation and enrichment in light rare-earth elements in relation to heavy rare-earth elements. Olivine diabases have $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ ratios between 4.9 to 4.5, $(\text{Ce}/\text{Sm})_N$ from 1.8 to 1.7 and ratios $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ between 2.1 to 2.2, in addition to a discrete positive anomaly of Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1.28-1.34$). Whereas the basalts have ratios $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ between 2.2 to 2.4, $(\text{Ce}/\text{Sm})_N$ of 1.5 and ratios $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ between 1.4 and 1.5, and a discrete negative anomaly of Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.8-0.9$). The diabase, in turn, is more enriched in rare-earth elements, lower ratio $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$, $(\text{Ce}/\text{Sm})_N$ and a discrete negative anomaly of Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.8$). In tectonic setting discrimination diagrams the samples exhibit within-plate basalts affinities. The integration of the fieldwork, petrographic, geochemical and comparative data allows the interpretation that the mafic rocks from the Tangará da Serra region represent a continental tholeiitic magmatism that can be related to basaltic magmatism of the same age as the basalts of the Mosquito Formation in the Parnaíba Basin; The Anari Formation in the Parecis Basin; to Penatecaua Magmatism of the Amazon Basin; and to the basalts of Guianas and West Africa as well as to the Cassiporé dykes swarms in Amapá. Its occurrence is linked to the distensive regime prevailing during the Jurassic and that would result in the separation of Pangea and the formation of the central Atlantic Ocean.

Keyword: Petrology. Tapirapuã. Basalt. Diabase. Tangará da Serra (MT).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso à área de estudo.....	2
Figura 2.1 - Mapa das províncias tectônicas do Cráton Amazônico.....	7
Figura 2.2 - Propostas de compartimentação do Cráton Amazônico.....	8
Figura 2.3 - Contexto geológico da região central da América do Sul durante a tectônica Pampeana-Araguaia de 550 – 500 Ma.....	9
Figura 2.4 - Seção esquemática do modelo de estruturação tectônica e litoestratigráfica para a Faixa Paraguai.....	10
Figura 2.5 - Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram ao longo da porção sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte.....	12
Figura 2.6 - Mapa de situação da Bacia dos Parecis.....	13
Figura 2.7 - Coluna litoestratigráfica das unidades mesozoicas aflorantes na Bacia dos Parecis.....	13
Figura 2.8 - Mapa ilustrando a Província Magmática Atlântico Central (CAMP) no Eojurássico.....	18
Figura 2.9 - Distribuição temporal dos registros magmáticos nas bacias sedimentares da Região Norte do Brasil.....	19
Figura 3.1 - Mapa geológico com a distribuição das unidades litoestratigráficas da área de estudo e indicações dos pontos de afloramento.....	22
Figura 3.2 - Representação macroscópica e fotomicrográfica do basalto.....	24
Figura 3.3 - Representação macroscópica e fotomicrográfica dos olivina diabásios.....	26
Figura 3.4 - Representação macroscópica e fotomicrográfica dos diabásios.....	28
Figura 3.5 - Representação macroscópica e fotomicrográfica das rochas encaixantes.....	31
Figura 4.1 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra TS-15 que evidencia a presença titanomagnetita, augita e plagioclásio em basalto.....	34
Figura 4.2 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra TS-16 que evidencia o preenchimento de um conjunto de minerais criptocristalinos que preenchem as amígdalas zonadas e halita em basaltos na amostra TS-16.....	35
Figura 4.3 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra TS-08 que evidencia a presença de augita em olivina diabásios.....	36

Figura 4.4 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra TS-08 que evidencia a presença de plagioclásio, olivina, titanomagnetita em olivina diabásios.....	38
Figura 4.5 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra TS-08 que evidencia a presença badelleyita e piritaem olivina diabásios.....	39
Figura 5.1 -Tetraedro basáltico desdobrado	45
Figura 5.2 - (A) Diagrama TAS (total de álcalis versus sílica) de classificação e, (B) Diagrama de variação composicionalZr/Ti vsNb/Y, para os basaltos, olivina diabásios e diabásio da região de Tangará da Serra/MT.....	46
Figura 5.3 - Diagrama catiônico ($Fe^{+2}+Fe^{+3}+Ti-Al-Mg$) exibindo o caráter toleítico dos basaltos e a tendência intermediária dos olivina diabásios.....	46
Figura 5.4 - Diagramas de variação com a concentração dos elementos maiores e menores (% em peso dos óxidos), à esquerda, e traços (em ppm) à direita <i>versus</i> Mg# ($Mg\#=100*[MgO/(FeO_T+MgO)]$, em relação molar) para os litotipos estudados.....	47
Figura 5.5 - Diagramamultielementar, normalizado pelo manto primitivo para as rochas máficas da região de Tangará da Serra/MT.....	49
Figura 5.6 - Diagrama com a distribuição dos elementos terras raras dos basaltos e diabásios da região de Tangará da Serra/MT.....	50
Figura 5.7 - Distribuição das rochas nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico....	51

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Idades K/Ar e Ar/Ar da Formação Tapirapuã.....	16
Tabela 4.1 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual no plagioclásio em basalto nas amostras TS-15 e TS-16.....	33
Tabela 4.2 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual no piroxênio em basalto nas amostras TS-15 e TS-16.....	33
Tabela 4.3 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual na titanomagnetita em basalto nas amostras TS-15 e TS-16.....	34
Tabela 4.4 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual no agregado mineral nas amígdalas do basalto na amostra TS-16.....	35
Tabela 4.5 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual na augita em olivina diabásio da amostra TS-08.....	36
Tabela 4.6 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual no plagioclásio em olivina diabásio da amostra TS-08.....	37
Tabela 4.7 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual na olivina em olivina diabásio da amostra TS-08.....	37
Tabela 4.8 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual na ilmenita em olivina diabásio da amostra TS-08.....	38
Tabela 4.9 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual na pirita em olivina diabásio da amostra TS-08.....	39
Tabela 4.10 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV em análise pontual na badelleyita em olivina diabásio da amostra TS-08.....	40
Tabela 5.1 - Resultados das análises geoquímicas realizadas em amostras de olivina diabásio, diabásio e basalto da região de Tangará da Serra (MT).....	43
Tabela 5.2 - Composição normativa CIPW dos basaltos e diabásios da região de Tangará da Serra (MT).....	45

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	v
AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO.....	1
1.3 JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS DO TRABALHO.....	3
1.4 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E TÉCNICAS UTILIZADAS.....	4
1.4.1 Pesquisa bibliográfica	4
1.4.2 Elaboração da base cartográfica	4
1.4.3 Análises petrográficas e mineralógicas	5
1.4.4 Estudos litoquímicos	6
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1. PORÇÃO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	7
2.2. A FAIXA PARAGUAI.....	8
2.3. A BACIA DOS PARECIS.....	12
2.3.1 Formação Tapirapuã	15
2.4. O MAGMATISMO MESOZOICO.....	17
3 PETROGRAFIA	22
3.1. INTRODUÇÃO.....	22
3.2. BASALTOS.....	23
3.3. OLIVINA DIABÁSIOS.....	25
3.4. DIABÁSIOS.....	27
3.5. ROCHAS SEDIMENTARES ENCAIXANTES.....	28
4 ANÁLISES POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	32
4.1 BASALTOS.....	32
4.1.1 Plagioclásio	33
4.1.2 Clinopiroxênio	33
4.1.3 Titanomagnetita	33
4.1.4 Minerais das Amígdalas	34

4.2 OLIVINA DIABÁSIOS.....	36
4.2.1 Clinopiroxênio	36
4.2.2 Plagioclásio	37
4.2.3 Olivina	37
4.2.4 Ilmenita	37
4.2.5 Pirita	38
4.2.6 Badelleyita	39
4.3 DISCUSSÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS E MEV.....	40
5 LITOQUÍMICA	42
5.1 ASPECTOS GERAIS.....	42
5.2 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS.....	44
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	53
REFERÊNCIAS	55
ANEXO	60
ANEXO A – TABELA DE AMOSTRAGEM	61

1 INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O Cráton Amazônico, uma entidade geotectônica que se estabilizou antes do Neoproterozoico, é limitada a oeste pelo Sistema Orogênico Tocantins, a nordeste por uma pequena porção da Província Margem Continental Equatorial e no restante por Cobertura de Sedimentos Fanerozoicos periandinos (Hasui 2012). Na porção sul do Cráton Amazônico as rochas sedimentares fanerozoicas encontram-se reunidas principalmente na Bacia dos Parecis que é limitada a sul e sudeste pelo cinturão Paraguai, do Neoproterozoico.

Nesse contexto, a Bacia dos Parecis, especificamente durante o Mesozoico, experimentou um período extensional relacionado à fragmentação do *Pangea* e abertura do Oceano Atlântico, de acordo com a tectônica de placas, e que possibilitou a ocorrência de extensos derrames, oceânicos e continentais, e a colocação de diques máficos em várias partes do Brasil e região.

Este Trabalho de Conclusão de Curso (TCC), desenvolvido junto à Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Pará (UFPA), tem como objeto de estudo as rochas máficas que afloram na forma de extensos derrames e soleiras nas proximidades da cidade de Tangará da Serra, Mato Grosso. Essas rochas integram a Formação Tapirapuã e estão dispostas entre rochas da Bacia dos Parecis e do cinturão Paraguai. Portanto, este trabalho visa à caracterização geológica, petrográfica e geoquímica destas rochas máficas, e está vinculado ao grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC-IG/UFPA).

Do ponto de vista teórico, comumente os magmas basálticos são gerados a partir de fusão parcial de rochas mantélicas ultrabásicas, como os peridotitos. Muitos corpos basálticos podem guardar assinaturas de diversos eventos relacionados à sua formação, desta forma o estudo detalhado destes corpos pode significar a abertura de uma janela para o entendimento da evolução geológica de uma dada região (Gill 2014).

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na região de Tangará da Serra, no sudoeste do estado do Mato Grosso, a nordeste da Cidade de Mirassol D'Oeste e distante 240 km da capital Cuiabá. A área de interesse configura um retângulo com superfície aproximada de 22.000

km², é limitada pelos meridianos 56°0'0''W e 58°0'0''W, paralelos 14°20'0''S e 15°20'0''S e está contida na folha Tangará da Serra (SD.21-Y-B) (Fig. 1.1).

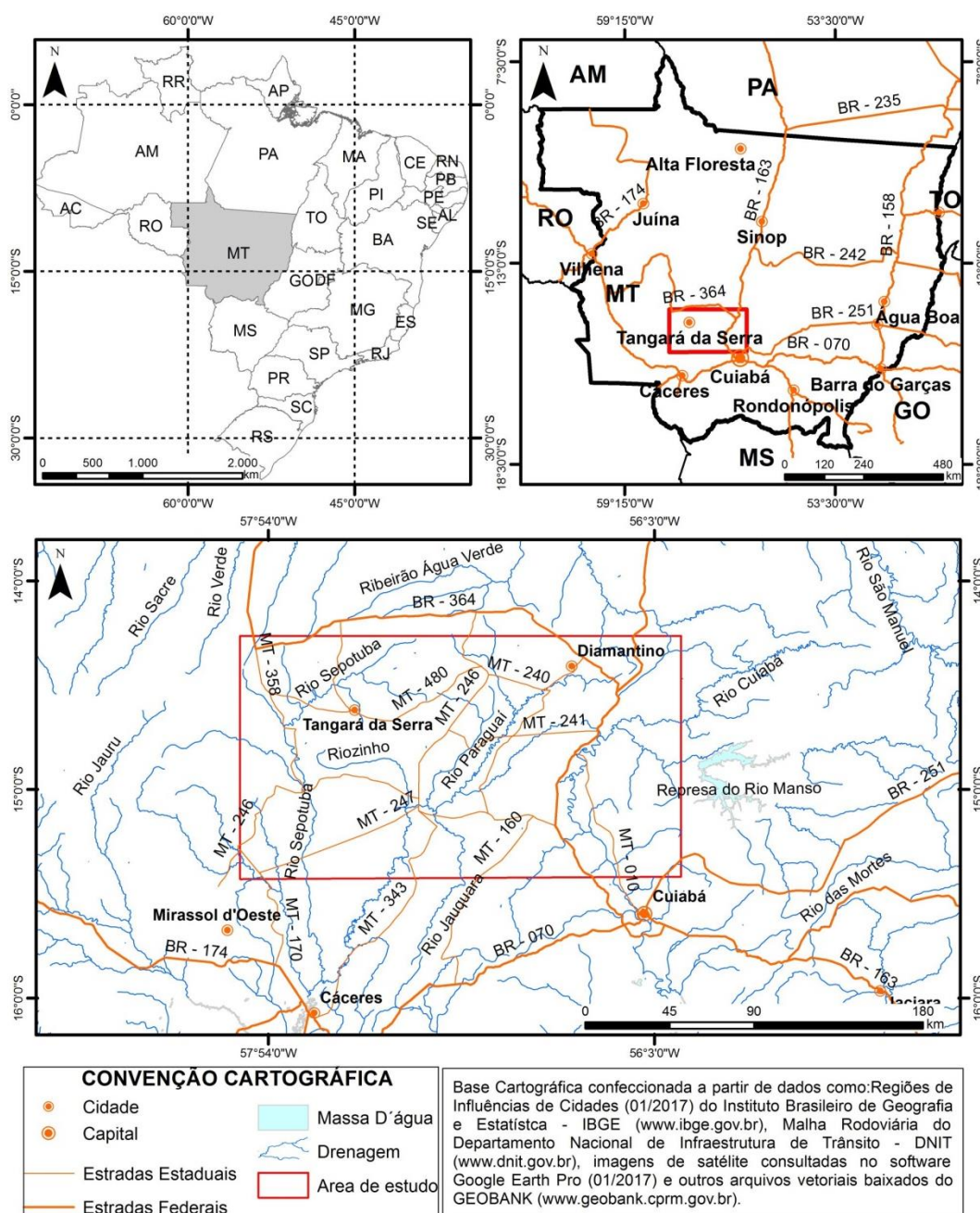


Figura 1.1- Mapa de localização e acesso à área de estudo.

O acesso via rodoviária à área de estudo, partindo de Cuiabá, se dá pelas rodovias BR-163, BR-364, MT-246 e MT-480, atravessando os municípios de Diamantino e Barra dos Bugres. A cidade de Tangará da Serra está situada entre as serras de Tapirapuã e dos Parecis, que delimitam dois ecossistemas importantes no território brasileiro: o Pantanal Matogrossense, ao sul, e o Chapadão dos Parecis, ao norte.

1.3. JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS DO TRABALHO

No desenvolvimento do projeto “*Estudo geoquímico da ocorrência de hidrocarbonetos em carbonatos do Neoproterozoico do sudeste do Cráton Amazônico e norte da Faixa Paraguai*” financiado pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), foram executados trabalhos de campo em junho de 2011 e realizados perfis geológicos na região de Tangará da Serra, no sudoeste de Mato Grosso, com abordagem sobre ocorrência de hidrocarbonetos em rochas neoproterozoicas do Grupo Araras. Um dos objetivos do projeto foi o de investigar os efeitos da termicidade das rochas máficas na maturação dos hidrocarbonetos, e foram coletadas amostras de basaltos e diabásios da unidade denominada informalmente de “Basaltos Tapirapuã” do Triássico-Jurássico. No entanto, neste projeto não foi dada continuidade no estudo dessas rochas magmáticas, até então pouco conhecidas. Sendo assim, o presente estudo envolve a caracterização petrográfica e geoquímica dessas rochas, além de discutir os processos de formação e contribuir para o conhecimento do magmatismo na evolução geológica da região.

A justificativa deste trabalho se baseia principalmente na carência de uma análise petrográfica detalhada e na existência limitada de dados geoquímicos associados a essas rochas máficas.

Este estudo utilizou as amostras disponibilizadas do acervo do grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) do Instituto de Geociências/UFPA, previamente coletadas em 2011 e tem, como principal objetivo, entender o papel e o contexto das rochas máficas no quadro evolutivo regional.

Para o pleno desenvolvimento do trabalho, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- 1) Caracterizar macroscopicamente e definir através de microscopia ótica os tipos petrográficos e as associações minerais que constituem as rochas máficas e aquelas associadas;
- 2) Caracterizar as fases minerais que não puderam ser identificadas por meio ótico através de técnicas de microscopia eletrônica de varredura (MEV);
- 3) Realizar o estudo geoquímico dessas rochas e definir as sérias magmáticas;
- 4) Realizar estudos comparativos com dados disponíveis na literatura sobre rochas semelhantes e possíveis de serem correlacionadas;
- 5) Caracterizar os processos que levaram a formação dessas rochas e discutir a sua evolução no contexto geológico da região.

1.4. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E TÉCNICAS UTILIZADAS

O desenvolvimento deste TCC, no que diz respeito aos métodos e técnicas propostas para a efetuação deste trabalho consistiu, nos seguintes procedimentos: pesquisa bibliográfica, elaboração de base cartográfica e estudos laboratoriais, que serão detalhados a seguir:

1.4.1. Pesquisa bibliográfica

A abordagem deste item envolveu o levantamento do acervo de dados geológicos disponíveis na literatura sobre a região, tais como, artigos científicos em periódicos e em eventos, relatórios técnicos, dissertações, teses, mapas, etc. A pesquisa bibliográfica possibilitou o levantamento de informações disponíveis na literatura sobre a geologia da região sudoeste do Mato Grosso, bem como o “estado da arte” do conhecimento das rochas máficas da região, especificamente aqueles estudos voltados a Formação Tapirapuã e o produto disto resultou em uma síntese com todos os dados importantes obtidos por estas pesquisas.

Outras leituras foram feitas em livros textos e artigos relacionados à petrologia e formação de derrames basálticos e soleiras de diabásios, a fim de consolidar o conhecimento do discente na aplicação dos conceitos e compreensão dos processos magmáticos.

1.4.2. Elaboração da base cartográfica

O posicionamento das amostras previamente coletadas demandou a confecção de uma base cartográfica a partir de mapas geológicos pré-existentes, bases de dados digitais e da fotointerpretação de imagens obtidas por sensoriamento remoto. A folha geológica onde se situa a área deste trabalho é a folha Tangará da Serra (SD.21-Y-B) na escala de 1:250.000, disponibilizada no *geobank* da Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais (CPRM). Os shapefiles de estradas e cidades foram obtidos nos sites do Departamento Nacional de Infraestrutura (DNIT) e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), respectivamente, e os produtos de sensores remotos utilizados para fotointerpretação, foram imagens de satélites obtidas pelo sensor *GeoEye* consultadas no software *Google Earth Pro*.

Para a manipulação de cartas, imagens e vetores, e a confecção de mapas de localização (Fig.1.1) e geológico com pontos de amostragem (Fig. 3.1) foram utilizados os softwares *ArcGis 10.3*, *Global Mapper 12.0*, *Google Earth Pro* e *Corel Draw*, disponibilizados no

Laboratório de Análises de Imagens do Trópico Úmido (LAIT) – do Instituto de Geociências da UFPA.

1.4.3. Análises petrográficas e mineralógicas

Durante o trabalho de campo realizado em 2011, foram coletadas 15 amostras de mão para serem encaminhadas para o Laboratório de Laminação (LAMIN) do IG-UFPA para a elaboração de seções polidas. Os equipamentos utilizados para análise petrográfica foram o microscópio petrográfico *ZEISS* de luz polarizada do Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia da UFPA e Microscópio petrográfico *LEICA* acoplado com sistema de captura de imagem com *software LAS-EZ* do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (LAPETRO) para aquisição de fotomicrografias.

A quantificação mineralógica (análises modais) foi realizada com auxílio de um contador automático de pontos da marca *SWIFT*, do laboratório de Petrografia do PPGG/IG-UFPA para a classificação das rochas vulcânicas de acordo com a IUGS, segundo autores como Streckeisen (1976), Le Maitre *et al.* (2002) e Gill (2014).

Na descrição petrográfica buscou-se, basicamente, a identificação dos minerais e suas relações de contato em suas adjacências, análise textural das feições formadas durante os processos magmáticos e quantificação do conteúdo mineralógico.

Os estudos petrográficos foram complementados por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) no Laboratório de Mineralogia, Geoquímica e Aplicações (LaMiGA) do Instituto de Geociências/UFPA, utilizando-se um equipamento de bancada modelo Hitachi TM3000 acoplado com um sistema de EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) modelo SwiftED 3000, que permitiu a obtenção de imagens retroespalhadas e análises semiquantitativas de fases minerais de elementos químicos. Foram analisadas 2 lâminas polidas representativas dos basaltos e 1 lâmina de olivina diabásio e as abreviaturas dos minerais adotadas neste trabalho são baseadas em Fettes & Desmons (2008).

1.4.4. Estudos litoquímicos

Das amostras descritas foram selecionadas 6 amostras de rochas máficas para estudos geoquímicos. As amostras selecionadas foram fragmentadas no Britador de Mandíbulas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG/UFPA, moídas em *shatterbox* (moinho de cilindro) tipo *Spex sample prep* modelo 8515=115 do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal

(GPEC/IG-UFGA) e pulverizadas em Moinho de almofariz *Retsch*, modelo RM 200 do Grupo de Geologia Sedimentar (GSED). Posteriormente, foram homogeneizadas, quarteadas e encaminhadas para o laboratório ALS GLOBAL para determinação dos elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , BaO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Cr_2O_3) por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy*), enquanto os elementos traços (Sn, Ta, Th, Tl, W, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ga, Sc, Th, U, V) incluindo os Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) foram determinados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectroscopy*). As análises foram custeadas pelo projeto Instituto de Geociências da Amazônia (GEOCIAM) INCT-MCT-CNPq/FAPESPA.

De posse das análises químicas estas foram plotadas, utilizando-se o *software Geochemical Data Toolkit (GCDkit)* versão 3.0 (disponível em <http://www.gcdkit.org/download>), em diagramas de caracterização geoquímica e de ambiente tectônico de acordo com as recomendações Wilson (1989), Rollinson (1993) e Gill (2014). A caracterização geoquímica destas rochas teve como base os princípios gerais discutidos por Rollinson (1993) e baseou-se na confecção de diagramas de variação, classificação e tipologia (Pearce 1996, Cox *et al.* 1979, Jensen 1976) a partir da avaliação dos elementos maiores e menores; na confecção de diagramas de variação e discriminantes de ambiente geotectônicos (Pearce 1982, Meschede 1986, Pearce & Gale 1977) e avaliação de possíveis processos magmáticos a partir de elementos-traço; e possíveis fases fracionadas durante a geração, fracionamento e cristalização do magma a partir dos elementos terras raras.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. PORÇÃO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Hasui (2012) define o Cráton Amazônico como uma unidade geotectônica que se estabilizou durante o Neoproterozoico, é limitada a oeste pelo Sistema Orogênico do Tocantins, a nordeste por uma pequena porção da Província Margem Continental Equatorial e no restante por Cobertura de Sedimentos Fanerozoicos periandinos. O Cráton expõe seu embasamento nas Províncias Tapajós e Rio Branco, separadas pela Província do Amazonas (Fig 2.1).

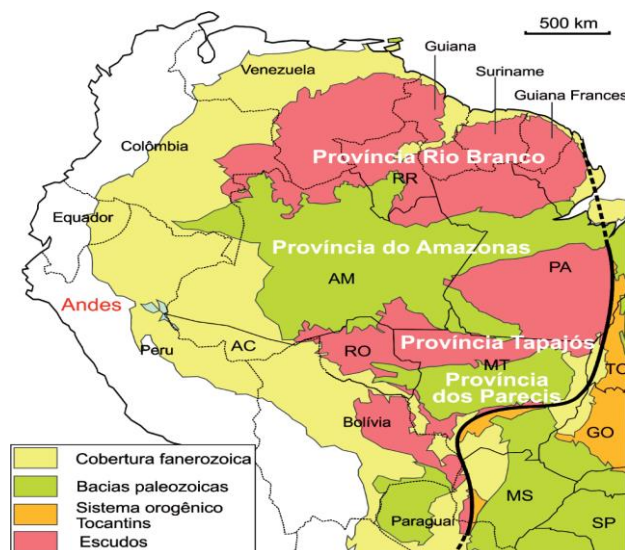


Figura 2.1 – Mapa das províncias tectônicas do Cráton Amazônico, com delimitação a leste. Fonte: Segundo Hasui (2012).

O Cráton Amazônico é a maior região cratônica da Placa Sul-Americana, com uma área de 4,4 milhões de km² somente no território brasileiro e começou a se formar no início do Proterozoico, resultado de sucessivas aglutinações de pequenos núcleos arqueanos movidos por uma intensa e importante atividade tectonomagmática que se estendeu até o final do Proterozoico (Cordani & Sato 1999, Soares 2008).

Existem diversas propostas de compartimentação do Cráton Amazônico. Entretanto, o modelo mais aceito adotado atualmente é o de Santos *et al.* (2008), adotado inclusive pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, o qual distingue 7 faixas de direção geral em torno de NW e mais uma de direção NE (Fig 2.2). Todas são referidas como províncias estruturais definidas com base em idades radiométricas, padrões estruturais, litologia e evidências geofísicas (Hasui 2012).

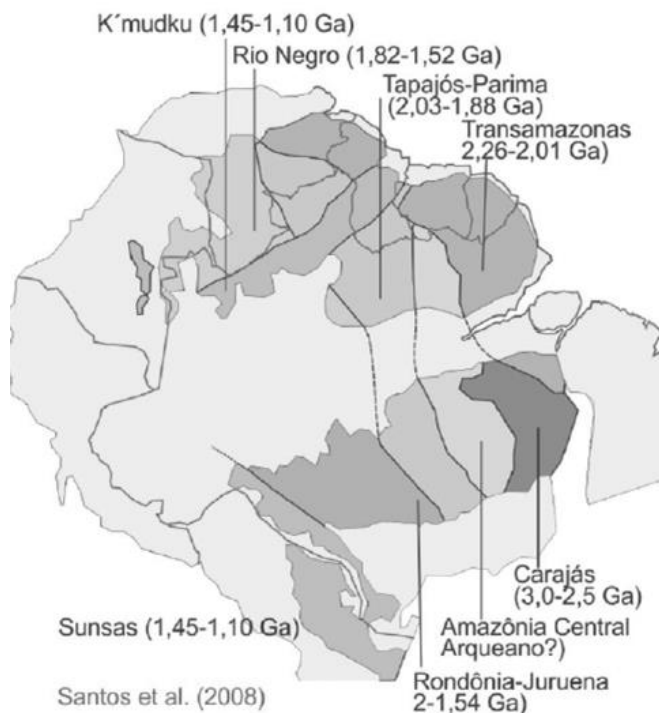


Figura 2.2- Propostas de compartimentação do Cráton Amazônico.
Fonte: Santos *et al.* (2008).

Segundo Silva Jr. *et al.* (2007), as rochas sedimentares ao Sul do Cráton Amazônico ocorrem descontinuamente margeando as partes sul e sudeste do Cráton, entre Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, com mergulhos sub-horizontais assentados sobre granitos, gnaisses e rochas metassedimentares do Grupo Aguapeí, de idade esteniana (1,2 – 2 Ga). Essas rochas sedimentares são reunidas nos Grupos Alto Paraguai e Cuiabá e compõem o cinturão Paraguai.

2.2. A FAIXA PARAGUAI

Localizada na borda sudeste do Cráton Amazônico, a Faixa Paraguai é reconhecida como uma zona colisional do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano que marcou o Neoproterozoico brasileiro. Pioneiramente denominada por Almeida (1964) como Faixa de Dobramentos Paraguai, com aproximadamente 1.200 km de comprimento, está inserida na parte oeste e noroeste da Província Tocantins e parte sul da Província Tapajós (Boggiani & Alvarenga 2004, Soares 2008).

Interpretada por Hasui *et al.* (1992) como uma sutura de colisão do tipo himalaiano, a Faixa Paraguai foi consequência da colisão entre três blocos continentais: Amazônia (oeste),

São Francisco-Congo (leste) e Rio de La Plata ou Paranapanema (sul), durante o final da tectônica Brasiliana/Pan-Africana ou da tectônica Pampeana-Araguaia, há aproximadamente 500 a 550 Ma. (Trompette 2000, Alkmin *et al.* 2001, Trindade *et al.* 2006). Segundo Alkmin *et al.* (2001), tais colisões levaram ao fechamento gradativo do Oceano *Brazilides*, também chamado de *Clymene* (Tohver *et al.* 2010) (Fig 2.3). Nesse contexto, a Faixa Paraguai é considerada como a mais jovem orogênese ocorrida durante a formação do Gondwana na América do Sul (Bandeira *et al.* 2012).

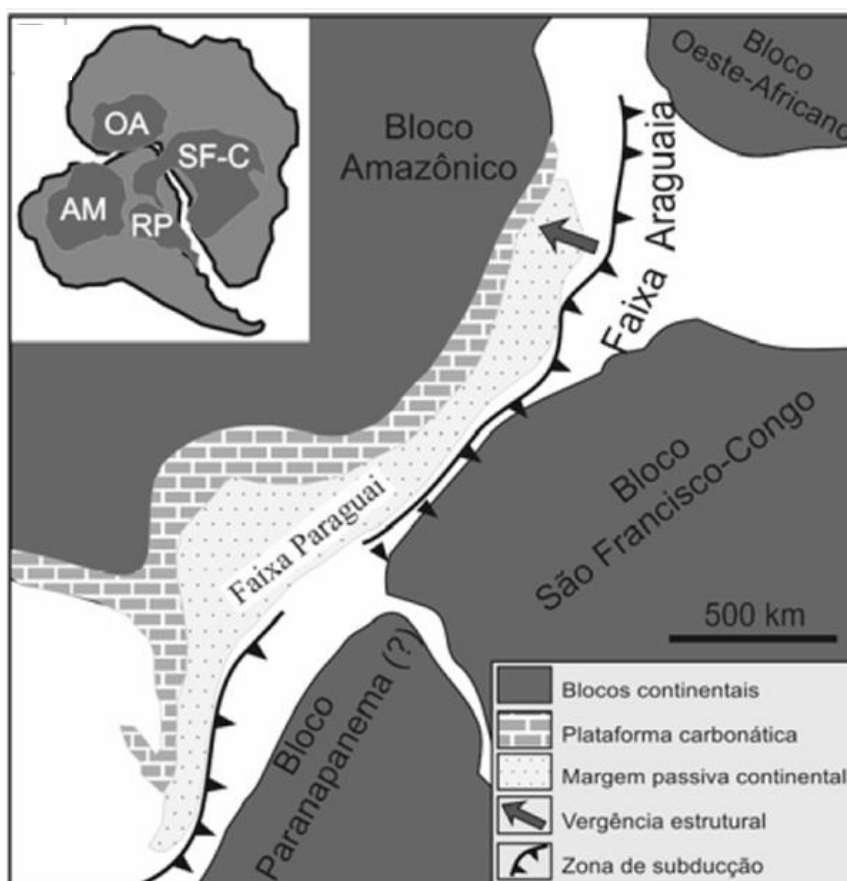


Figura 2.3 - Contexto geológico da região central da América do Sul, relacionado à colisão dos blocos continentais Amazônia, São Francisco-Congo e Rio de La Plata durante a tectônica Pampeana-Araguaia de 550 – 500 Ma.

Fonte: (Modificado de Nogueira 2003).

Almeida (1964) dividiu a Faixa de Dobramentos Paraguai em três províncias tectônicas individualizadas com base nas suas características tectônicas (Fig 2.4). De SE para NW, elas são:

- a) Baixada do Alto Paraguai - Contém camadas com mergulho muito baixo;
- b) Província Serrana - Contém dobras simétricas e assimétricas, com planos axiais de alto ângulo e inclinação preferencial para E/SE, além de falhas inversas de alto ângulo; e

c) Baixada Cuiabana - Contém rochas com metamorfismo na fácies xisto verde, foliação plano-axial orientada para NE e mergulhos para SE.

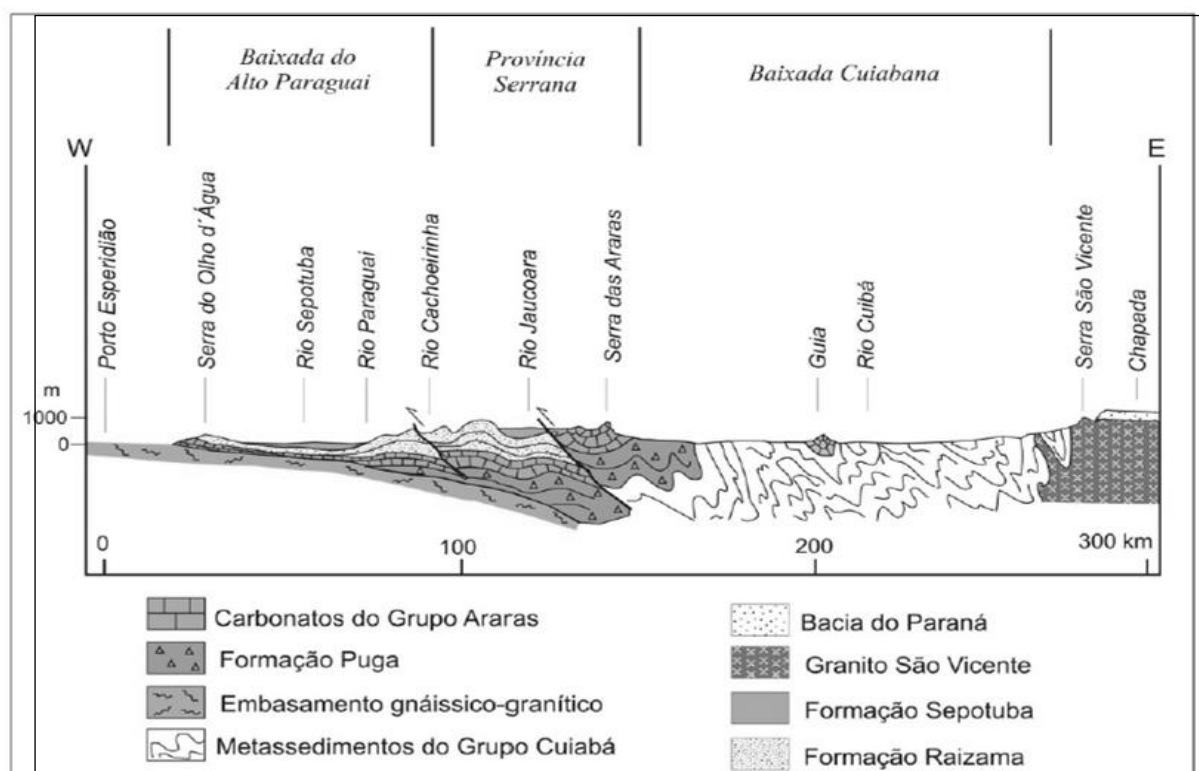


Figura 2.4 - Seção esquemática do modelo de estruturação tectônica e litoestratigráfica para a Faixa Paraguai.

Fonte: (Modificado Almeida 1964).

Litoestratigraficamente, as unidades que compõem a Faixa Paraguai estão localizadas principalmente na porção dobrada e na parte sul do Cráton Amazônico (Almeida 1984, Nogueira 2003, Nogueira & Riccomini 2006). O embasamento é representado por rochas metassedimentares da fácies xisto verde do Grupo Cuiabá. Este aflora sobre uma vasta área nas porções sul e sudeste da Faixa Paraguai e está sobreposto ou lateralmente equivalente aos diamictitos glaciogênicos descontínuos da Formação Puga, depositados durante a glaciação global do final do Criogeniano, de 635 Ma (Nogueira 2003, Alvarenga *et al.* 2004).

Recobrendo a sequência anterior ocorrem depósitos carbonáticos de até 700 m de espessura do Grupo Araras. Tais depósitos são interpretados por Nogueira (2003) e Nogueira *et al.* (2007) como produtos de eventos pós-glaciação Marinoana do final do Neoproterozoico e guardam o registro de mudanças das condições climáticas glaciais para as de efeito estufa, no contexto da hipótese de *Snowball/Slushball Earth* (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira 2003, Silva Jr. *et al.* 2007).

A definição do Grupo Araras foi feita por Almeida (1964), entretanto, foi somente mais tarde, com base em análises de fácies e estratigrafia, que Nogueira & Riccomini (2006) e Nogueira *et al.* (2007) subdividiram o Grupo Araras nas formações Mirassol d'Oeste (estromatólito dolomítico basal interpretado como depósito plataformar), Guia (calcários e folhelhos de plataforma profunda e talude), Serra do Quilombo (sucessões dolomíticas de plataforma marinha rasa à profunda e talude) e Nobres (dolomitos arenosos, microbialitos, pelitos e arenitos). A Formação Mirassol d'Oeste e a porção basal da Formação Guia são interpretadas como capas carbonáticas por Nogueira (2003) e Nogueira *et al.* (2007). Babinsky *et al.* (2006) obtiveram a idade de $627 \text{ Ma} \pm 30$ (Pb/Pb) para deposição dos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, base do Grupo Araras.

Ao norte da Faixa Paraguai ocorrem horizontes de diamictitos e folhelhos acima do Grupo Araras identificados e nomeados por Alvarenga *et al.* (2007) de Formação Serra Azul. Esses autores concluíram que tal formação representa um importante registro de 580 Ma da Glaciação Gaskiers (Bowring *et al.* 2003, Knoll *et al.* 2004, *apud* Bandeira *et al.* 2012).

Sobrepostas aos depósitos carbonáticos ocorrem de forma discordante (contato erosivo) rochas do Grupo Alto Paraguai, compreendendo predominantemente rochas siliciclásticas, cuja gênese está relacionada com as colisões que resultaram no fechamento da bacia de antepaís às margens do Cráton Amazônico no Ediacarano-Cambriano (Silva Jr. *et al.* 2007, Soares 2008, Bandeira *et al.* 2012). O Grupo Alto Paraguai é constituído pelas formações Raizama (arenitos e pelitos), com aproximadamente 1600 m de espessura, Sepotuba (folhelhos e arenitos), com aproximadamente 900 m, e Diamantino (ritmitos vermelhos, arenitos finos a conglomerados), com 600 m (Almeida 1964).

Os ambientes deposicionais interpretados incluem sistemas glácio-marinhos, plataformas carbonáticas e siliciclástica, mar restrito, lago e delta e a Formação Sepotuba representa o último depósito marinho da Faixa Paraguai (Silva Jr. *et al.* 2007, Bandeira *et al.* 2012). Datações pelo método U-Pb em zircões detríticos da Formação Diamantino realizadas por Bandeira *et al.* (2012) sugerem idade máxima de deposição de 541 ± 7 Ma, indicando que a sedimentação do Grupo Alto Paraguai se estendeu até o Cambriano Inferior.

A coluna litoestratigráfica com as unidades aflorantes da porção sul do Cráton amazônico e Faixa Paraguai norte pode ser vista na Figura 2.5.

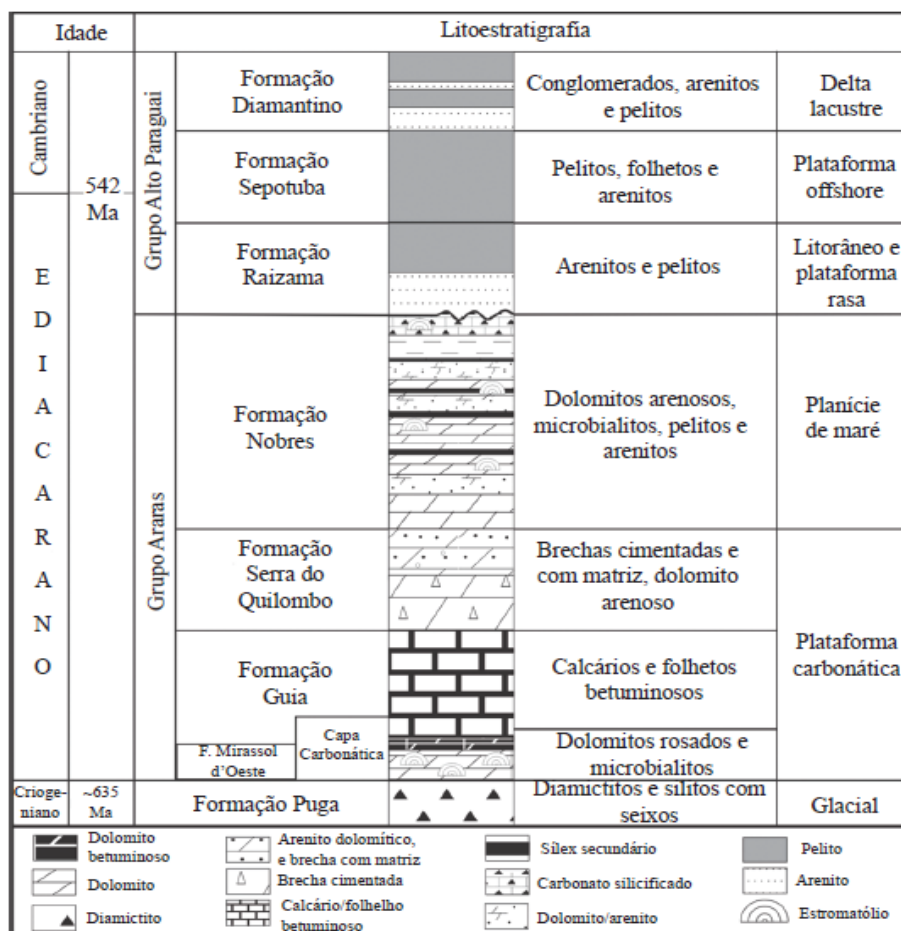


Figura 2.5 - Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram ao longo da porção sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte.
Fonte: Segundo Nogueira & Riccomini (2006).

2.3. BACIA DOS PARECIS

A Bacia dos Parecis cobre uma área de 500.000 km² entre os estados de Rondônia e Mato Grosso. Acumula mais de 6000 m de rochas sedimentares, essencialmente siliciclásticas, distribuídas entre o Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico. Localizada na região centro-oeste do território brasileiro, na porção sudoeste do Cráton Amazônico entre as bacias do Solimões, Alto Tapajós e Paraná, na região “foreland” da cordilheira andina (Fig 2.6). A Bacia dos Parecis esta limitada entre os cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé. Os limites sudeste e nordeste são os arcos do Xingu (Almeida 1983) e Rio Guaporé, respectivamente (Bahia *et al.* 2006).



Figura 2.6 - Mapa de situação da Bacia dos Parecis.
Fonte: Segundo Bahia *et al.* (2006).

Segundo Bahia *et al.* (2006) e Bahia (2007) a Bacia é dividida nos seguintes domínios tectonossedimentares, de oeste para leste: depressão tectônica (extremo oeste), baixo gravimétrico (porção central) e uma bacia interior tipo “*sag*” (extremo leste).

O Mesozoico da Bacia dos Parecis (Fig. 2.7) foi de fundamental importância para a reestruturação desta. Mais especificamente entre a orogênese Gonduanide e a Tectônica Juruá (237 a 160 Ma), a região Amazônica foi fortemente afetada por eventos extensionais que geraram, na área da Bacia dos Parecis, uma subsidência compensada por derrames basálticos (Formação Anari/Tapirapuã), correspondentes à Província CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) de Marzoli *et al.* (1999, Batezelli *et al.* 2014).

Período	Epoca	Litoestratigrafia			
		Grupo	Formação	N	S
Cretáceo	Neo	Parecis	Utariiti		
			Salto das Nuvens		
Jurássico	Neo		Rio Ávila		
	Eo		Tapirapuã		

Figura 2.7 - Coluna litoestratigráfica das unidades mesozoicas aflorantes da Bacia dos Parecis e suas relações de contato.

Fonte: Segundo Bahia *et al.* (2006).

Em seguida, durante o Jurássico Tardio houve a deposição dos sedimentos eólicos da Formação Rio Ávila, um amplo e árido deserto gondwânico. A Formação Rio Ávila

(Neojurássico/Eocretáceo) descrita em Bizzi (2003), aflora a norte da cidade de General Carneiro, no vale do rio Culuene e a noroeste de Vilhena, onde se encontra sua seção-tipo. É caracterizada por arenitos rosados à avermelhados, com grãos arredondados e moderadamente selecionados, granulometria fina à média, com expressiva bimodalidade. Ocorrem acamamentos cruzados cuneiformes com até 20 m no *foreset*.

Após essa deposição, a Bacia dos Parecis foi submetida a uma nova reestruturação tectônica que, desta vez, gerou uma discordância regional após a erosão dos depósitos da Formação Rio Ávila e exposição de parte dos basaltos da Formação Tapirapuã. Foi acima desta discordância que, durante o Cretáceo Tardio, assentaram-se os depósitos conglomeráticos do Grupo Parecis (Batezelli *et al.* 2014).

O Grupo Parecis foi inicialmente nomeado e descrito como Formação Parecis por Oliveira (1915), referente aos depósitos cretáceos da região centro-oeste do Mato Grosso. Foi somente elevado à categoria de grupo por Barros *et al.* (1982), que formalizaram as formações Salto das Nuvens e Utiariti (Batezelli *et al.* 2014). Diversos autores, como Silva *et al.* (2003) e Bahia *et al.* (2006), atribuem idade ao Grupo Parecis que variam de 120 a 82 Ma com base nas relações de contato com as rochas vulcânicas das formações Anari e Tapirapuã (Jurássico Tardio), e correlações com rochas fossilíferas do Grupo Bauru na Chapada dos Guimarães (Batezelli *et al.* 2014).

Barros *et al.* (1982) criaram a Formação Salto das Nuvens para se referir aos arenitos bimodais com estratificação cruzada de grande porte e aos conglomerados polimíticos, mal selecionados, com clastos de gnaisses, quartzito, arenito, folhelho e ardósia (Bahia *et al.* 2006) intercalados com lentes de arenito vermelho interpretados como ambiente de leque aluvial e canal fluvial com contribuição eólica (Bahia *et al.* 2006). A seção-tipo da Formação Salto das Nuvens encontra-se na cachoeira Salto das Nuvens no Rio Sepotuba, localizada a oeste de Tangará da Serra no km 21 da rodovia MT-358, em direção a Campo Novo dos Parecis. (Barros *et al.* 1982). Seu contato basal se dá com rochas vulcânicas da Formação Tapirapuã (Batezelli *et al.* 2014).

Silva *et al.* (2003) posicionaram a Formação Salto das Nuvens no Cretáceo Médio a Superior com base na ocorrência de fósseis de répteis crocódilomorfos *Mesosuchidae* (*Notosuchidae*), comum também em rochas sedimentares do Cretáceo de toda América do Sul.

A Formação Utiariti, descrita por Barros *et al.* (1982), corresponde à porção superior do Grupo Parecis. Sua seção-tipo foi descrita na cachoeira de nome homônimo no Rio Papagaio (Reserva indígena Utiariti à 50 km a oeste de Campo Novo dos Parecis) e sustenta um relevo

de escarpas que constituem a Chapada dos Parecis. O contato basal se dá de forma gradativa e concordante com a Formação Salto das Nuvens (Batezelli *et al.* 2014).

De modo geral, os depósitos da Formação Utiariti estão relacionados à lagos rasos e planícies de areia com seixos provenientes de áreas interdunas onde numerosos canais preenchidos por conglomerados são interpretados como depósitos de *lag* depositados por correntes efêmeras. Em algumas porções esses lagos interdunas são repetidamente preenchidos pela migração de dunas, representadas pelas camadas com *foreset* cruzados de grande porte (Bahia *et al.* 2006).

2.3.1. Formação Tapirapuã

A Formação Tapirapuã foi inicialmente reconhecida por Corrêa & Couto (1972) como uma série de derrames vulcânicos básicos, de caráter fissural (Barros *et al.* 2006). São representados por basaltos toleíticos, com melhores exposições em Arenópolis, na Serra Tapirapuã, nas proximidades de Tangará da Serra/MT (Bahia *et al.* 2006). Também ocorrem exposições já descritas nos municípios de Barra do Bugres, Nortelândia e Alto Paraguai (Almeida *et al.* 1972); nas cabeceiras dos rios Arinos (Figueiredo *et al.* 1974), Jatobá (Padilha *et al.* 1974); Angelim e Cachoeira Salto das Nuvens, no rio Sepotuba (Figueiredo & Oliatti 1974), além do Balneário Primavera (Barros *et al.* 2006).

Evans (1894 *apud* Almeida 1964) foi quem primeiro citou no seu trabalho as ocorrências dessas rochas, em que estimou a espessura desses basaltos em 310 m. Entretanto, sabe-se hoje que essa espessura pode variar de 15 a 310 m (Lacerda Filho *et al.* 2004). Figueiredo & Oliatti (1974) reconheceram o gradativo espessamento do derrame de oeste para leste enquanto Montes-Lauar *et al.* (1994) encontraram diferenças no sentido sul (310 m) para norte (35 m) que, segundo Barros *et al.* (2006) devem-se ao surgimento tardio de sistemas *rifts* nos quais depositaram-se os sedimentos do Grupo Parecis.

A Formação Tapirapuã é constituída por derrames de basaltos isotrópicos de cor cinza-chumbo nas bordas, e por diabásios finos a médios de composição toleítica no centro. Os basaltos exibem amígdalas, disjunções colunares e esfoliações esferoidais. Podem apresentar aspecto brechóide, pois são afetadas por discretos falhamentos gravitacionais e intenso diaclasamento (Barros *et al.* 1982, 2006, Lacerda Filho *et al.* 2004, Bahia *et al.* 2006). Lacerda Filho *et al.* (2004) acrescentam que, microscopicamente, os diabásios exibem granulação fina e textura ofítica.

No Balneário Primavera, cerca de três quilômetros de Tangará da Serra, Barros *et al.* (2006) identificaram a ocorrência de apenas um derrame, possuindo amígdalas no topo, disjunções colunares na porção média e estrutura maciça na base. Microscopicamente, esses autores caracterizaram a Formação Tapirapuã como rochas que exibem textura subofítica, hipocristalina e hipidiomórfica. São constituídas por plagioclásio (An_{60-70}), clinopiroxênios anédricos (augita e pigeonita) e olivina. Os cristais de plagioclásio apresentam hábito ripiforme, maclados segundo a lei Albita e Albita-Carsbad, alguns podem apresentar-se zonados e são englobados total ou parcialmente por cristais de clinopiroxênios. A olivina ocorre em menor proporção e alterada para argilominerais marrom-avermelhados. As vesículas são comumente preenchidas por minerais pós-magmáticos como carbonato, quartzo, zeólitas e agregados de argilominerais.

De acordo com Barros *et al.* (1982) o topo da Formação Tapirapuã também possui relação com a base do Grupo Parecis, haja vista que estes autores encontraram intercalações destes basaltos com conglomerados e arenitos feldspáticos nas proximidades do Rio Sepotuba. Enquanto que na base do derrame o contato se dá de maneira discordante com os diamictitos flúvio-glacial da Formação Pimenta Bueno.

A Formação Tapirapuã foi datada por alguns autores, conforme pode ser visto na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 - Idades K/Ar e Ar/Ar da Formação Tapirapuã

Idades (Ma)	Método	Período	Referência
112 ± 3	K/Ar em rocha total	Cretáceo	Minioli <i>et al.</i> 1971
198 ± 8	Ar/Ar em plagioclásio	Jurássico	Marzoli <i>et al.</i> 1999
206 ± 6	Ar/Ar em plagioclásio	Triássico/Jurássico	Barros <i>et al.</i> 2006

Com base nessas datações, Bahia *et al.* (2006) correlacionam a Formação Tapirapuã com outros eventos, como por exemplo ao magmatismo Penatecaua da Bacia do Solimões e aos basaltos toleíticos da Formação Mosquito, na Bacia do Parnaíba. Barros *et al.* (2006) estabeleceram correlação com a Formação Anari, em Rondônia; com os basaltos das Guianas (196 Ma), Oeste Africano (200 Ma) e com o enxame de diques máficos do Cassiporé, no Amapá e norte do Pará.

Esses eventos têm sido associados à abertura do Oceano Atlântico Norte e antecedem o início do magmatismo da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná, datada por Renne *et al.*

(1992) em 133 ± 1 Ma (Barros *et al.* 2006), confirmando a incompatibilidade da correlação feita por Pinto Filho *et al.* (1977 *apud* Bahia *et al.* 2006) entre a Formação Tapirapuã com a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

Análises geoquímicas e isotópicas (Sr, Nd) realizadas nos basaltos da região de Tangará da Serra por Barros *et al.* (2006) sugerem que essas rochas possuem composições básicas de ambiente intraplaca continental e com natureza toleítica. Essas rochas seriam originadas a partir de fontes mistas (Manto enriquecido + Manto astenosférico), no qual a fonte enriquecida para esses basaltos provavelmente esteja relacionada com a pluma de Tristão da Cunha, que esteve ativa durante o período de 200 Ma atrás (Barros *et al.* 2006).

2.4. O MAGMATISMO MESOZOICO

Segundo Marzoli *et al.* (1999), o magmatismo mesozoico foi marcado por uma intensa atividade vulcânica caracterizada por *sills*, diques e extensos derrames toleíticos que ultrapassam os 7 milhões de quilômetros quadrados e que afloram em porções da África, Europa, América do Norte e América do Sul, incluindo as regiões centrais e setentrionais do Brasil. Esse magmatismo Mesozoico, associado à fragmentação do *Pangea* e abertura do oceano Atlântico Central, é reunido por diversos autores (Marzoli *et al.* 1999, Hames *et al.* 2002, McHone 2000, 2006) na Província Magmática do Atlântico Central (*Central Atlantic Magmatic Province - CAMP*) (Fig. 2.8).

A Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) teve seu pico de vulcanismo por volta de 200 Ma e que coincidiu com o evento de extinção em massa da vida durante o Triássico-Jurássico (Marzoli *et al.* 1999). É classificada como uma Grande Província Ígnea (*Large Igneous Province - LIP*), definida por Gill (2014) como uma província ígnea de grande volume, incluindo seu enxame de diques alimentadores hipoabissais, que testemunha a erupção na superfície, em um período relativamente curto, sobretudo de magmas basálticos com mais de 1×10^6 km³ em volume. A maioria dessas províncias estão conectadas a pontos quentes do manto. Entretanto, no caso da Província do Atlântico Central, essa premissa não é verdadeira.



Figura 2.8 – Mapa ilustrando a Província Magmática Atlântico Central (CAMP) no EoJurássico.

Fonte: (Soares Jr. 2007, modificado de McHone 2000).

McHone (2000) descarta a ação de plumas mantélicas pela ausência de soerguimento dômico, inexistência de um *hot spot* e pela difícil definição de um ponto tríplice nos riftes do Neotriássico. Essa autora atribui a geração de CAMP graças a células de convecções regionais e grandes zonas termais rasas abaixo do *Pangea*, com influência de estruturas litosféricas antigas, com fusão concentrada na astenosfera. Esses mecanismos são reunidos no modelo proposto por King & Anderson (1998) e chamado de *Edge-driven convection*. Enquanto Coltice *et al.* (2007) atribuem esse vulcanismo ao aquecimento superficial prolongado do manto, associado a aglutinação continental.

O vulcanismo associado à fragmentação do *Pangea* e abertura do oceano Atlântico Central teria se iniciado com a formação de um rifte de aproximadamente 5.000 km de extensão até o início do Neojurássico, quando um vasto evento vulcânico incidiu na parte central e no entorno da zona de rifteamento concomitantemente ao espalhamento do assoalho oceânico. Esse rifte, no Jurássico, evoluiu na porção oeste do *Pangea* para o Oceano Atlântico Central, separando a Laurásia do Gondwana, há pelo menos 60 Ma antes da abertura do Oceano Atlântico Sul (McHone 2006).

Soares Jr. (2007), trabalhando na região meio-norte do Brasil, reconheceu que esse extenso magmatismo Mesozoico ocorreu em duas etapas distintas. A primeira, com dois

pulsos principais, no Neotriássico (200 Ma) e no Mesojurássico (170 Ma), e a segunda etapa no Eocretáceo, incidindo em regiões diferentes em cada evento.

O primeiro pulso (Neotriássico), mais importante, foi o mais extenso e de maior magnitude. Ocorreu há 200 Ma, onde atualmente estão as margens continentais do leste da América do Norte, sudoeste da Europa, oeste da África e norte da América do Sul. Enquanto o segundo pulso do primeiro evento ocorreu no Mesojurássico (170 Ma), com registros sob forma de intrusões e derrames na Bacia do Parnaíba, na Bacia do Tacutu e na região do rio Gurupi, na ombreira do Sistema de Grábens Gurupi. No Brasil, os produtos do primeiro pulso podem ser encontrados através de derrames e diques máficos no Escudo das Guianas e nas bacias sedimentares do Amazonas, Parnaíba e Foz do Amazonas (Soares Jr. 2007) (Fig 2.9).

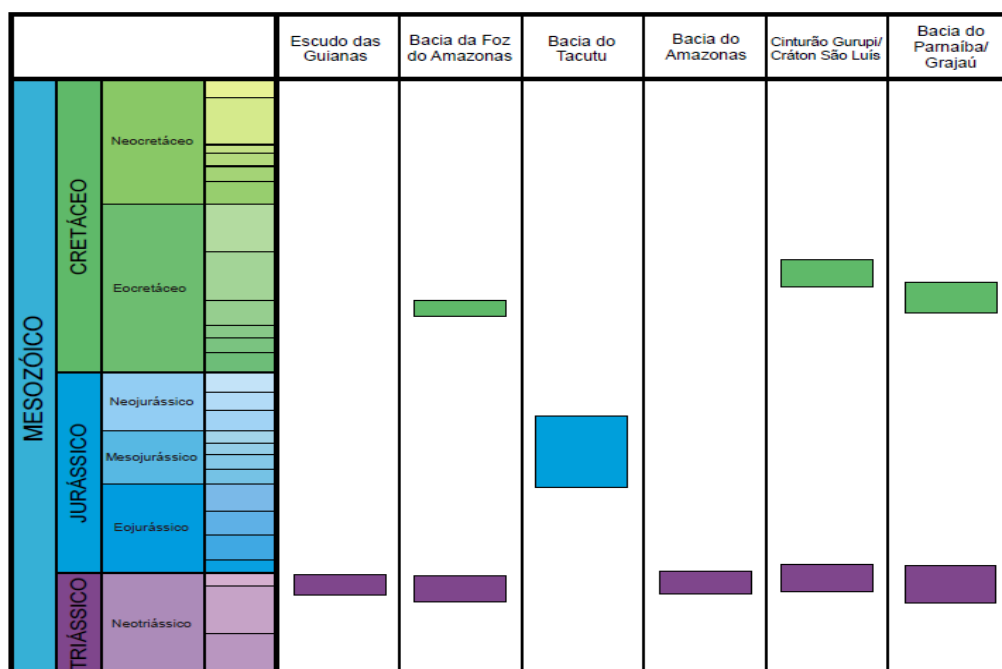


Figura 2.9 - Distribuição temporal dos registros magmáticos nas bacias sedimentares da Região Norte do Brasil

Fonte: (Soares Jr. 2007).

No escudo das Guianas esse magmatismo máfico é reunido na Suíte Básica Apoteri (Roraima e Guiana), Apatoe (Suriname) e Cassiporé (Amapá e Guiana Francesa). Além do Diabásio Penatecaua como diques e sills na Bacia do Solimões e Amazonas.

A Suíte Apoteri é caracterizada por derrames e enxames de diques máficos com até 122 km de extensão (Ex.: Dique Taiano) entre Brasil, Venezuela e Guiana, orientados na direção NE-SW (Soares Jr. 2007). Segundo Reis & Araújo (1999), esses diques são formados por toleitos saturados em sílica e contêm plagioclásio andesínico, augita, hornblenda, biotita e mais raramente olivina. Apresentam variação em sílica entre 48-56%, TiO_2 acima de 1%, MgO entre 2-8%, Al_2O_3 entre 12-17% e álcalis entre 2-6%, além de enriquecimento em

titânio, que é uma característica dos diques continentais. Enquanto os derrames são constituídos por basaltos com baixo conteúdo em CaO e elevado conteúdo em álcalis quando comparados aos diques. São rochas com comportamento subalcalino e toleítico, cujos teores em Nb acima de 10 ppm são indicativos de derrames continentais; ainda com registros de similaridade com basaltos toleíticos intraplaca e do tipo N-MORB.

No Amapá, ocorrem enxames de diques de diabásio e gabro de Cassiporé, com extensão que pode ultrapassar 140 km e orientados preferencialmente na direção NNW-SSE. Também são considerados como de natureza toleítica e têm sido interpretados como decorrentes de magmatismo continental, com idade em torno de 200 Ma (Marzoli *et al.* 2001, Soares Jr. 2007).

Na Bacia do Foz do Amazonas o registro encontra-se na Formação Calçoene, rochas básicas toleíticas intercaladas com arenitos (Brandão 1990 *apud* Soares Jr. 2007). No Pará, o magmatismo toleítico é resumido ao Diabásio Penatecaua, com soleiras e diques (Caputo, 1984 *apud* Soares Jr. 2007).

Na Bacia do Parnaíba, Milani e Zalán (1999) identificaram dois pulsos magmáticos durante o Mesozoico. O primeiro evento, Triássico-Jurássico, compreende derrames e diques com direção geral N-S da Formação Mosquito, é correlacionado ao magmatismo Penatecaua e está ligado à abertura do Oceano Atlântico Central. O segundo evento, representado pela Formação Sardinha, do Eocretáceo, está ligado à formação do Oceano Atlântico Sul.

O segundo pulso do primeiro evento ocorreu entre 180 Ma e 150 Ma (Mesojurássico) está registrado unicamente na Bacia do Tacutu, através da Formação Apoteri. Esse pulso é correlato a abertura do Atlântico Central na região do Caribe, entre a América do Sul e a América do Norte (Soares Jr. 2007).

O segundo episódio magmático do Mesozoico ocorreu no Eocretáceo. Registros são encontrados nas bacias da Foz do Amazonas e Parnaíba, e na região do rio Gurupi. Na Bacia do Parnaíba esse último episódio é caracterizado por numerosas soleiras e diques de diabásio da Formação Sardinha. Na região do rio Gurupi, este magmatismo é representado pela Suíte Laranjal. Enquanto que na Bacia da Foz do Amazonas esse evento precedeu a formação do gráben onde se instalaram os sedimentos da Formação Cassiporé (Soares Jr. 2007).

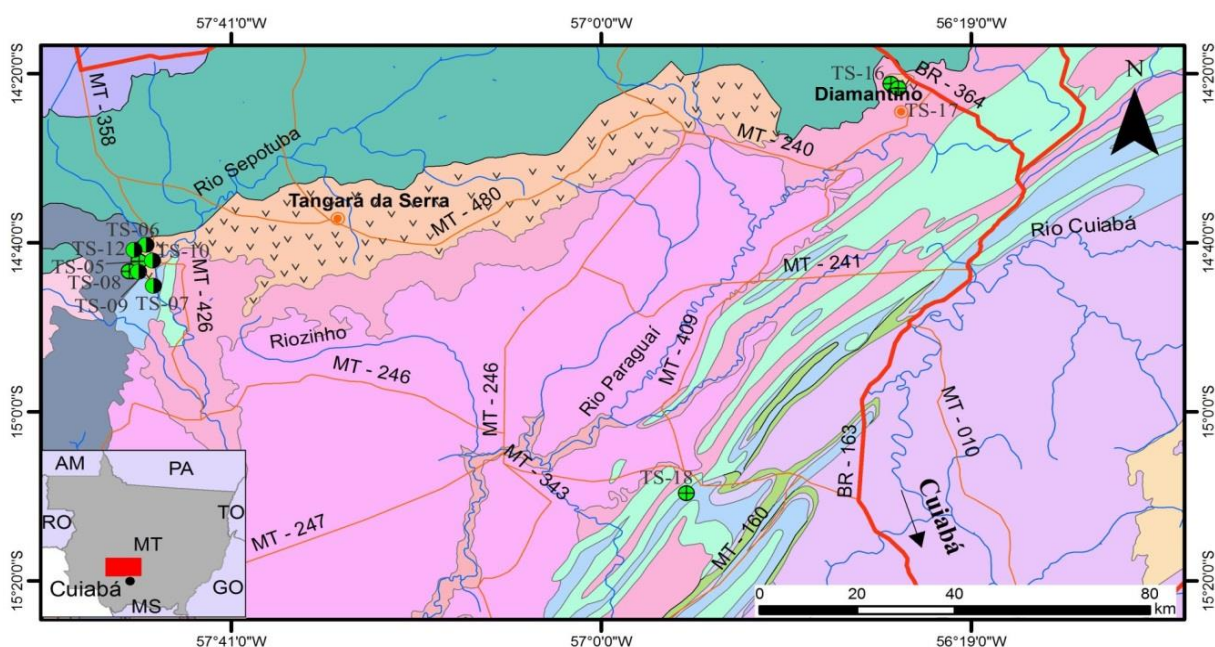
Marzoli *et al.* (1999) afirmam que as rochas vulcânicas no Brasil possuem composição similar aquelas de CAMP na América do Norte e Oeste Africano. Para esses autores, as composições dos basaltos variam de toleíticas a raramente alcalinas. De modo geral, os basaltos toleíticos são caracterizados por baixa concentração de TiO_2 , anomalias negativas de Nb (em relação a K e La) e enriquecimento moderado a alto em padrões de elementos terras

raras (ETR). As poucas variações existentes se restringem a elementos-traço e composições isotópicas, e refletem, além dos processos de diferenciação magmática, a contribuição de fontes distintas, possivelmente com participação do manto litosférico (Marzoli *et al.* 1999).

3 PETROGRAFIA

3.1. INTRODUÇÃO

Para análise petrográfica foram utilizadas um total de 15 amostras coletadas em campo. Dentre essas amostras estão rochas como basaltos, diabásios, olivina diabásios e as rochas encaixantes são arenitos e calcários. O mapa geológico da Figura 3.1 apresenta as principais unidades litoestratigráficas e os pontos de amostragem. Em afloramento, os diabásios constituem *sills* intercalados nas rochas sedimentares e os basaltos ocorrem como derrames subhorizontais.



Unidades Litoestratigráficas		Descrições	Convenções Cartográficas
Holoceno	Depósitos aluvionares	Sedimentos detríticos inconsolidados à semi- inconsolidados e localmente turfa	<p>● Cidade</p> <p>— Estradas Federais</p> <p>— Estradas Estaduais</p> <p>— Drenagem</p> <p>Pontos de Amostragem</p> <p>● Petrografia</p> <p>● Petrografia e Litoquímica</p>
	Pantanal		
	Coberturas ferruginosas		
Cretáceo	Gp. Parecis	Conglomerados, arenito com estratificação cruzada de pequeno à grande porte.	
	Form. Botucatu		
Jurássico	Form. Tapirapuã	Derrames de basalto e diques e sills de diabásio	
	Form. Diamantino		
NEOPROTEROZOICO	Form. Raizama	Folhelho, argilito, siltito e arcóseo	
	Gp. Alto Paraguaçu		
	Gp. Araras	Arenito, arcóseo c/ níveis conglomeráticos e intercalações de siltito e argilito	
	Form. Puga		
	Form. Bauxi		
Criogeniano	Gp. Cuiabá	Dolomito, arenito, siltito, argilito	
	Formação Morro Cristalino	Marga conglomerática e calcário	
Esteniano	Formação Morro Cristalino	Diamictito, conglomerado, arenito e pelitos	
	Suíte Intrusiva Rio Branco	Metapelitos, metaarenitos e metagravaca	
Calimiano	Suíte Intrusiva Rio Branco	Mármore, filito, quartzito e metarenito	
	Suíte Intrusiva Rio Branco	Qtz arenitos seixosos com arenito fino subordinado	
			Base Cartográfica confeccionada a partir de dados obtidos no IBGE, DNIT, imagens de satélite consultadas no software <i>Google Earth Pro</i> e outros arquivos vetoriais baixados do GEOBANK.

Figura 3.1 - Mapa geológico com a distribuição das unidades litoestratigráficas da área de estudo e indicações dos pontos de afloramento.

3.2. BASALTOS

Os basaltos foram identificados em cinco amostras (TS-01, TS-15, TS-16, TS-17A e TS-17B). São rochas mesocráticas, afaníticas, isotrópicas (maciça), de coloração cinza a negra e granulação fina (Fig. 3.2A). Apresenta um grau de cristalinidade entre hipovítrea à hipocristalina. A análise petrográfica revelou que os basaltos são constituídos essencialmente por 40% de plagioclásio, 34% de clinopiroxênio (augita), 7% de ortopiroxênio e 5% de minerais opacos. A proporção modal de vidro atinge aproximadamente 13%.

A textura mais comumente observada é porfírica à glomeroporfírica, com matriz intersertal, intergranular e amigdaloidal, onde cristais ripiformes euédricos ou subédricos de plagioclásio constituem uma malha cujos interstícios são ocupados por cristais de clinopiroxênio, ortopiroxênio, opacos e vidro vulcânico, com o vidro definindo a textura intersertal (Fig. 3.2B,C). É também comum a ocorrência de basaltos com textura hialofítica, caracterizada por uma massa vítrea que engloba cristais muito finos de plagioclásio, normalmente ripiformes, bem como cristais granulares ou aciculares de piroxênio e minerais opacos.

O plagioclásio é a fase dominante e constituem cristais com hábito ripiforme, subédricos, variando de 0,1 a 0,5 mm e distribuídos aleatoriamente. Mostram maclamento albita e albita-Calrsbad discreto nos fenocristais classificados como labradorita (An_{60}). Alguns cristais apresentam zoneamento concêntrico, outros exibem hábito acicular e com terminações tipo “rabo de andorinha” que, juntamente com a presença de vidro indicam resfriamento ultrarápido durante sua formação (Fig. 3.2D). Alguns cristais de plagioclásio estão inclusos nos piroxênios, sugerindo cristalização posterior deste último.

O piroxênio é o mineral máfico dominante, com proporção modal de aproximadamente 45%. Possuem hábito prismático, subédrico, exibem clivagens bem definidas e alguns cristais apresentam maclamento simples e lamelar, o que possibilita a divisão destes em dois tipos: a) Enstatita, com cor de interferência cinza de 1ª ordem, sem pleocroísmo, com extinção reta e podendo atingir 0,4 mm; b) Augita, com dimensões variando de 0,1 a 0,5 mm, com extinção inclinada ($\sim 60^\circ$), sem pleocroísmo e com cores de interferência de 2ª ordem (Fig. 3.2B).

Os minerais opacos são euédricos e possuem formato de cubo bem formado e formas esqueletais irregulares e com tamanhos variados. Medem em média 0,05 mm, ocorrem inclusos nos plagioclásios ou imersos em material vítreo e representam uma proporção modal de até 5%. Enquanto a proporção modal de vidro pode atingir 14%.

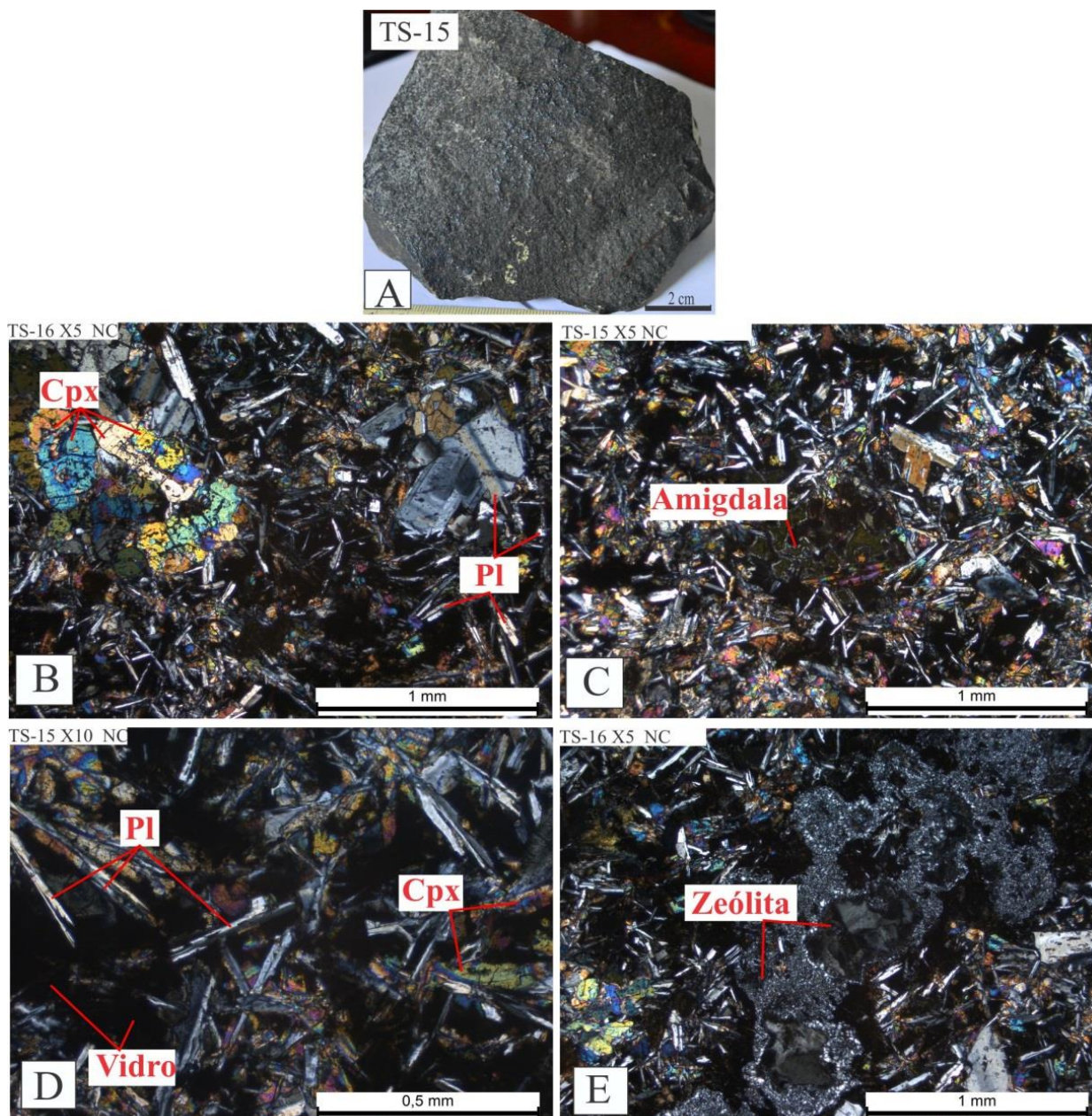


Figura 3.2 - Representação macroscópica e fotomicrográfica do basalto: A) Amostra de mão do basalto (TS-15); B) Aspecto textural geral com destaque para um fenocristal de plagioclásio e aglomerado de augita; C) Aspecto textural geral mostrando texturas intersertal e intergranular. Destaque para uma amígdala esverdeada no centro; D) Texturas de resfriamento ultrarápido (*quenching*) com cristais de plagioclásio aciculares e esqueletais com terminações tipo “rabo de andorinha” associados à material vítreo; E) Poros preenchidos por zeólitas, com destaque para as mais desenvolvidas e com hábito radial.

As amígdalas, ora subarredondadas ora com formato irregular e alongadas, ocorrem preenchidas por zeólitas e por um material muito fino com cor verde oliva no centro, bordejada por outro mineral com hábito fibro-lamelar (Fig. 3.2C). O vidro encontra-se parcialmente substituído por uma massa homogênea marrom escura formada por argilominerais e óxidos-hidróxidos de ferro. A matriz é caracterizada por ser predominantemente constituída de plagioclásio (labradorita) e piroxênio (augita), com textura

tipicamente intergranular, podendo ser intersertal e hialofítica. A matriz vítrea é observada em todas as amostras.

Adicionalmente, foram encontradas raras venulações preenchidas por zeólitas englobando cristais de piroxênio, plagioclásio e de vidro dispersos, provindos da matriz no momento da segregação do material no interior do veio. Os veios encontram-se zonados, cujas bordas estão ocupadas por material criptocristalino e, no centro, as zeólitas são mais desenvolvidas (Fig. 3.2E). As zeólitas apresentam cor de interferência de primeira ordem, extinção ondulante, hábito radial e podem atingir agregados de até 1,5 mm.

3.3. OLIVINA DIABÁSIOS

Os olivina diabásios foram identificados em quatro amostras (TS-05, TS-08, TS-13 e TS-14). Exibem coloração preta e textura fanerítica com granulação média, são rochas isotrópicas, holocristalinas e mesocráticas (M=37-39%) (Fig. 3.3A/B). A análise petrográfica revelou que os olivina diabásios são constituídos essencialmente por até 60% de plagioclásio labradorita (An_{60}), cerca de 22% de olivina, 8 a 10% de clinopiroxênio (augita), até 3% de ortopiroxênio, 3,5% de biotita e de 2 a 3% de minerais opacos. Minerais opacos ocorrem como constituintes menores juntamente com a biotita. Argilominerais, sericita e minerais opacos ocorrem como minerais secundários. Enquanto os minerais opacos ocorrem ora inclusos nas olivinas ora com bordas na biotita (Fig. 3.3C/D). Microscopicamente os olivina diabásios exibem textura intergranular e poiquilítica (ofítica/subofítica) (Fig. 3.3B/C).

O plagioclásio é a fase dominante, como cristais com hábito ripiforme, subédricos que variam de tamanho entre 0,5 e 2 mm. Mostram maclamento albita e albita-carlsbad e o tipo de plagioclásio caracterizado por meio ótico revela composição An_{59} (labradorita). Alguns plagioclásios apresentam-se zonados concentricamente e, alguns, estão alterados para argilominerais e sericita. Por vezes, alguns cristais de plagioclásio ocorrem inclusos total ou parcialmente em clinopiroxênios, definindo a textura ofítica/subofítica (Fig. 3.3C).

A olivina é o mineral máfico dominante, como cristais com hábito granular, subédrico ou anédrico variando de 0,25 a 1 mm. Os cristais são incolores e possuem fraturas curvas irregulares e marcantes. A olivina pode ocorrer de três maneiras: a) com hábito granular intersticialmente aos plagioclásios; b) como inclusões em cristais poiquilíticos de minerais opacos ou; c) mais raramente, com hábito prismático. Em alguns casos, apresenta-se alterada para serpentina verde pálida nas bordas e ao longo de suas fraturas (Fig. 3.3D).

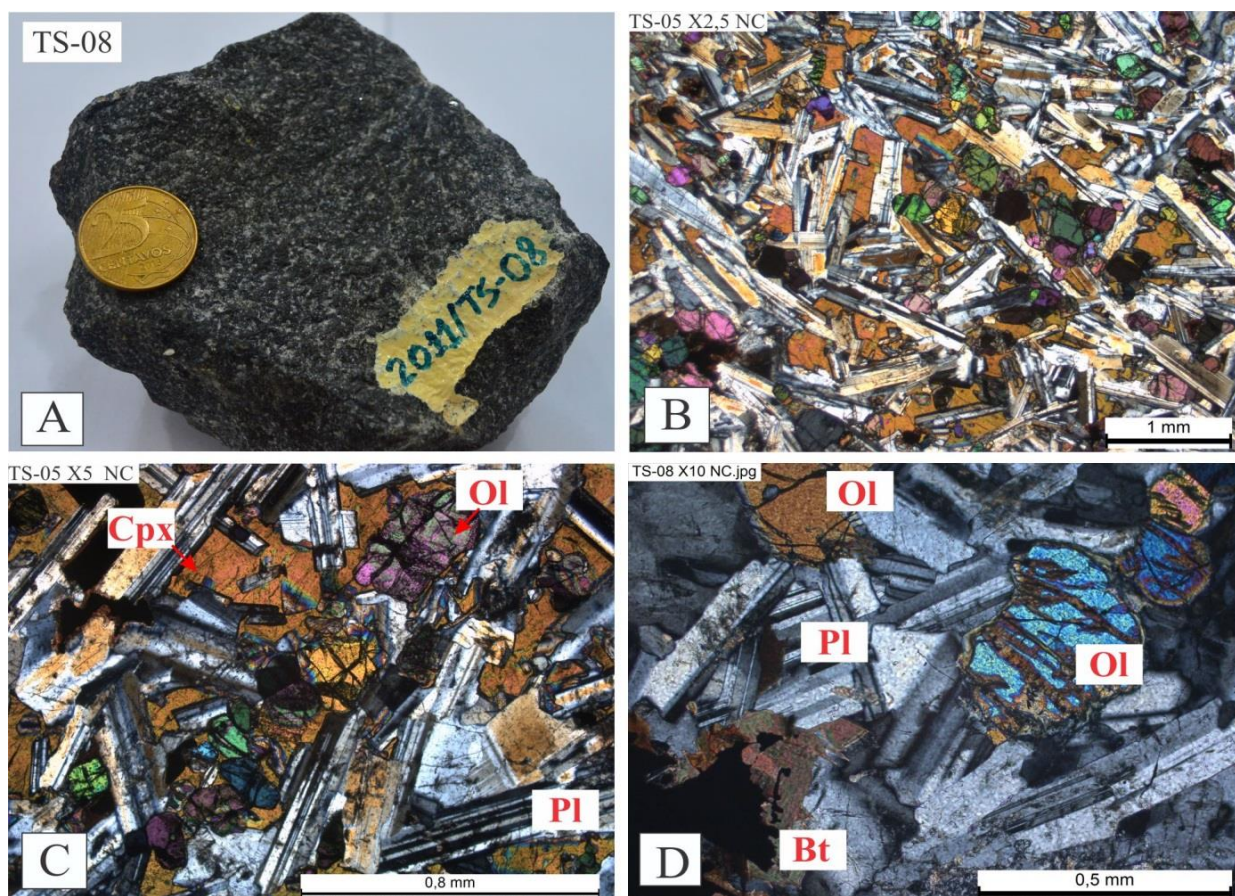


Figura 3.3 - Representação macroscópica e fotomicrográfica dos olivina diabásios: A) Amostra de mão do olivina diabásio (TS-08); B) Aspecto geral destacando a textura poiquilítica em que o grande cristal de clinopiroxênio (Cpx) envolve uma profusão de ripas aleatórias de plagioclásio (Pl) e olivina; C) Detalhe da fotomicrografia anterior exibindo a textura ofítica/subofítica; D) Cristais de olivina alterados para serpentina.

O piroxênio é o segundo mineral máfico dominante, ocorrendo como cristais anédricos, intersticiais e envolvendo total ou parcialmente os plagioclásios (Fig. 3.3B). Foram reconhecidos dois tipos: a) ortopiroxênio - provavelmente enstatita, de cor marrom pálida e sem pleocroísmo, com extinção reta e cor de interferência de primeira ordem em cristais que atingem 4 mm; b) clinopiroxênio – do tipo augita (<4mm), com extinção inclinada (~60°), sem pleocroísmo e cor marrom claro.

A biotita ocorre na forma de lamelas subédricas ou anédricas (<0,5 mm de comprimento), dispostas aleatoriamente. Apresenta contatos geralmente retilíneos com plagioclásio, piroxênio e olivina. Possuem pleocroísmo forte marrom-avermelhado (X= absorção fraca, cor marrom pálido; Y, Z= absorção forte, cor marrom escuro) e contêm inclusões de minerais opacos ou ocorrem bordejando estes, estando de modo intersticial entre o plagioclásio, olivina e piroxênio (Fig. 3.3D).

Os minerais opacos são subédricos ou anédricos, sendo que a maioria ocorre associado à biotita, por vezes associado com olivina. Exibem hábito granular, raramente prismático. Podem ocorrer bordejados por biotita, nos interstícios dos cristais de plagioclásio, inclusos nos piroxênios ou ainda englobando poiquiliticamente alguns cristais de olivina (Fig. 3.3 D).

3.4. DIABÁSIOS

Os diabásios foram identificados em duas amostras (TS-18A e TS-18B). Diferentemente do litotipo anterior, estes não possuem olivina e exibem uma granulação média, intermediária entre os dois litotipos descritos acima. Apresentam-se com alto grau de alteração (Fig. 3.4A) em que os minerais de alteração são passíveis de serem identificados. Neste caso, tratam-se de minerais opacos, carbonato e sericita e ocorrem como minerais secundários na matriz juntamente com argilominerais.

A rocha exibe textura ofítica/subofítica e porfirítica com fenocristais de plagioclásio e augita em matriz com textura intergranular onde os plagioclásios, de hábito ripiforme, são subédricos, variando de 0,1 a 2 mm e encontram-se distribuídos aleatoriamente. Mostram maclamento albita e albita-Calrsbad discreto e irregular, impossibilitando a determinação de An por meios óticos (Fig. 3.4B,C).

O piroxênio é provavelmente augita e ocorre como cristais com hábito prismático, subédrico, e ora ocorrem englobando parcialmente as ripas de plagioclásio, sugerindo cristalização posterior do piroxênio, ora ocupando os interstícios das ripas de plagioclásio.

O carbonato ocorre de duas maneiras: a) substituindo o piroxênio e o plagioclásio ou; b) preenchendo venulações ou fraturas nos plagioclásios. Enquanto os minerais opacos são euédricos ou subédricos, inequigranulares, medindo 0,02 a 0,2 mm, possuem hábito acicular, esqueletal ou granular e ocorrem inclusos no piroxênio e plagioclásio (Fig. 3.4D).

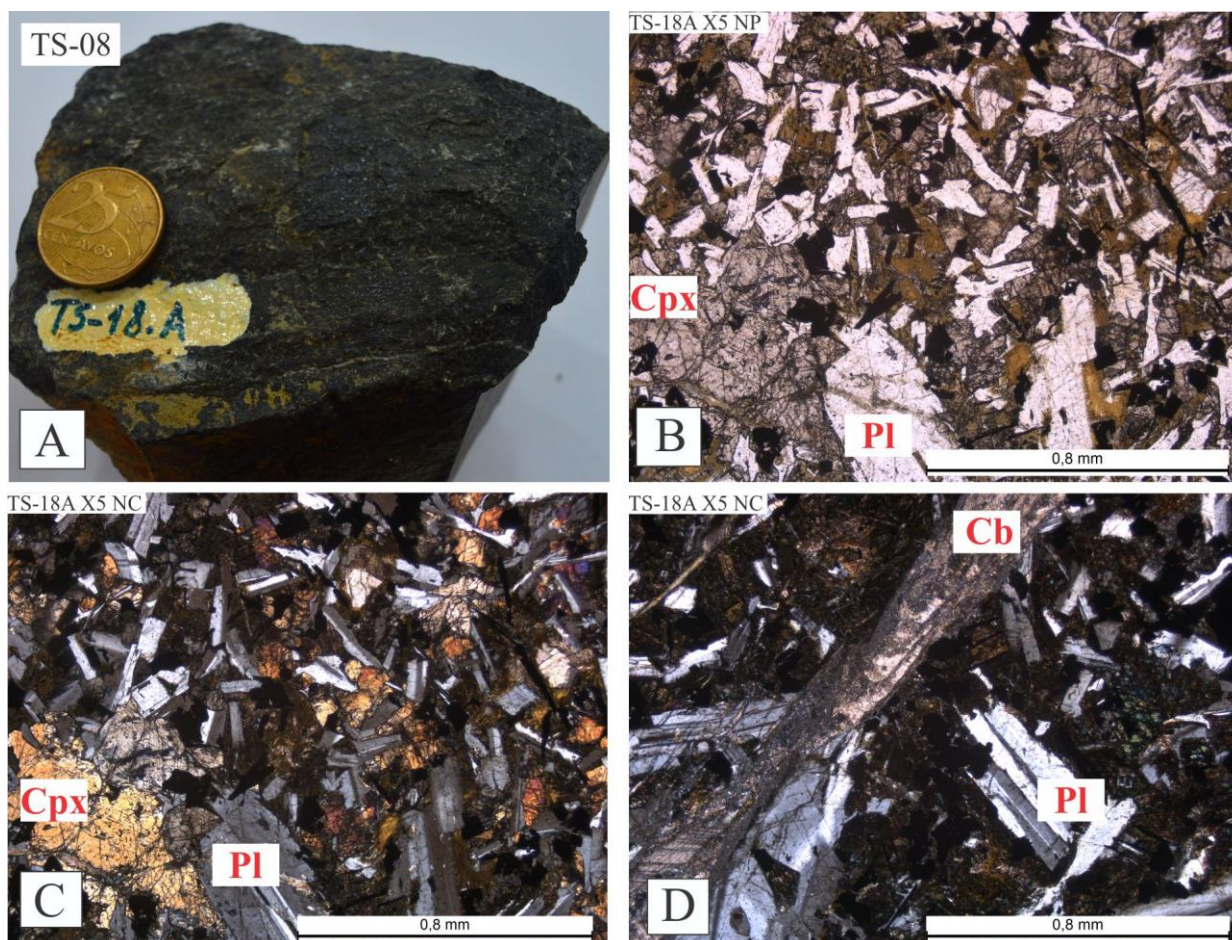


Figura 3.4 - Representação macroscópica e fotomicrográfica dos diabásios: A) Amostra de mão do diabásio (TS-18A); B,C) Textura porfirítica com fenocristais de clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl) em matriz intergranular, em luz natural (B) e nicóis cruzados (C); D) Destaque para um veio preenchido por carbonato.

3.5. ROCHAS SEDIMENTARES ENCAIXANTES

As rochas sedimentares associadas às rochas máficas são representadas por rochas calcáreas e arenitos. Os arenitos foram identificados em duas amostras (TS-09 e TS-10B). O arenito da amostra TS-09 apresenta coloração cinza avermelhada, é constituído essencialmente por quartzo (Fig. 3.5A) cujos cristais são arredondados e bem selecionados e atingem no máximo 1 mm de diâmetro. Estes se encontram cimentados por sílica. Além disso, é possível a identificação de laminação interna, bem preservada.

A análise microscópica permite classificá-los como quartzo arenito, constituído por grãos de tamanho areia média e grossa, arredondados a subarredondados, bem selecionados e com moderada esfericidade (Fig. 3.5C). É constituído majoritariamente por quartzo (87%), rutilo (5%) e plagioclásio (3,5%). Como mineral acessório ocorrem biotita (<1%), argilominerais e minerais opacos.

Os grãos de quartzo são arredondados, variam de 0,2 a 1 mm, alguns exibem extinção ondulante. Já a biotita varia de 0,1 a 0,5 μm . Podem ser encontrados contatos do tipo retos e côncavo-convexos. Assim como contatos grão-não grão devido ao cimento de sílica.

A classificação de empacotamento em função do volume intergranular (porosidade+mariz+cimento) indica um empacotamento fechado ($V < 15\%$). A porosidade primária é do tipo intergranular. Esses poros encontram-se preenchidos por cimento silicoso, de modo que cimento + poros não ultrapassam 5%.

Na outra amostra de arenito (TS-10B) nota-se que os grãos são de tamanho entre 2 e 0,1 mm (areia fina a muito grossa), arredondados a subarredondados, mal selecionados e com moderada a baixa esfericidade. É mais impuro que o arenito descrito anteriormente. É constituído essencialmente por quartzo, plagioclásio, microclina e muscovita (Fig. 3.5D). Zircão ocorre como mineral acessório, e argilominerais são produtos de alteração do plagioclásio, podendo ocorrer nos interstícios entre os grãos ou substituindo parcial ou totalmente os grãos de plagioclásio.

Os grãos de quartzo variam de arredondados quase esféricos a subangulosos com baixa esfericidade. Podem ser mono ou policristalinos. Estes estão cimentados por sílica, são mal selecionados e exibem contatos retos ou côncavo-convexos. A muscovita encontra-se, muitas vezes, contorcidas devido à diagênese, e os feldspatos, por sua vez, encontram-se bastante alterados para argilominerais. Entretanto, podem ser diferenciados entre plagioclásio e microclina, esta última exibindo maclamento albita-periclina incipiente.

As rochas carbonáticas foram identificadas em duas amostras (TS-06 e TS-10A) e são representadas por calcários e ocorrem em duas variedades:

a) Calcários de coloração cinza e granulação fina contendo laminações (~1mm) descontínuas e espaçadas. Dispersos na amostra ainda ocorrem cristais mais desenvolvidos de carbonatos envolvidos pelo mineral mais escuro que, por vezes, apresenta-se oxidado. Microscopicamente, nota-se que é constituído essencialmente por calcita microcristalina (micrito) em que na matriz nota-se indícios de recristalização onde originalmente a lama carbonática, sem birrefringência, passaria a exibir cores de interferência mais altas. Percebe-se ainda, resquícios de pelóides que resistiram aos processos diagenéticos. É constituída por cerca de 10% de poros do tipo fenestral. No interior desses poros se desenvolveu uma segunda geração de cristais de carbonato;

b) Calcário de coloração rosa pálida e granulação muito fina. Ocorrem laminações com espessura da ordem de 0,3 a 0,4 cm. Essa laminação é marcada por um material esbranquiçado e poroso enquanto o outro material apresenta-se menos poroso e com

coloração rosada (Fig. 3.5B). A análise microscópica permite a classificação desta como *dolograinstone* peloidal, segundo a classificação de Dunham (1962). É constituída por cerca de 95% de pelóides bem arredondados, de coloração escura e encontram-se cimentados por dolomita (coloração branca). Os pelóides podem ocorrer de três maneiras distintas: dispersos aleatoriamente (65%) e menores de 0,3mm; em agregados formando macropelóides (15%) variando de 0,3 a 1 mm; ou formando laminações de coloração mais escuras (20%) (Fig. 3.5E).

Os pelóides são excrementos de micro-organismos preservados em ambientes de baixa energia. Podem, neste caso, precipitados individualmente ou em agregados. Enquanto as laminações mais escuras foram formadas pela compactação desses pelóides. As regiões com macropelóides estão associadas geralmente com o aumento da porosidade intergranular (5%), por vezes estes poros encontram-se dissolvidos e ampliados formando porosidade do tipo *Vug* (Fig. 3.5F).

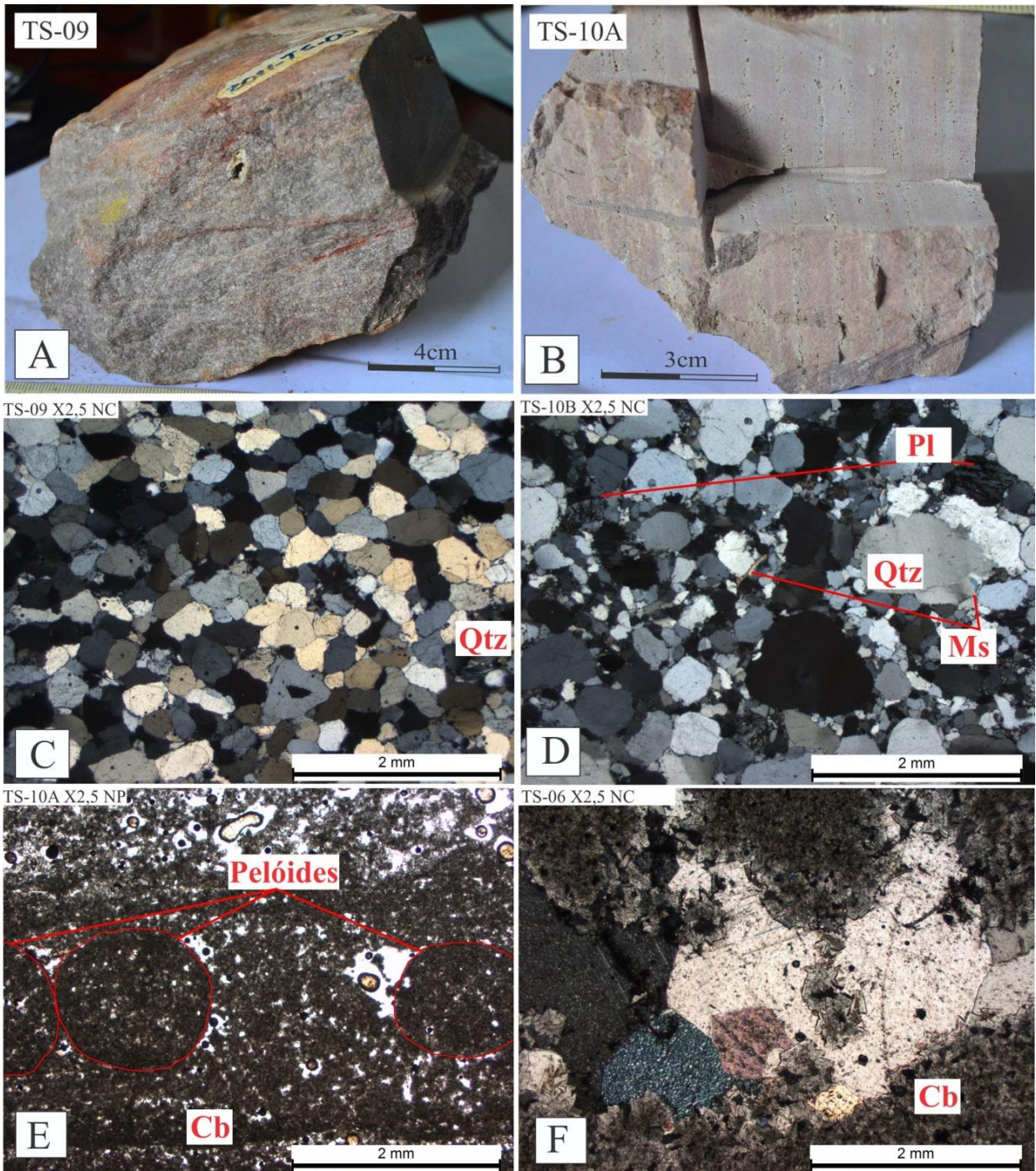


Figura 3.5 - Representação macroscópica e fotomicrográfica das rochas encaixantes: A) Amostra de mão do quartzo arenito (TS-09); B) Amostra de mão do calcário (TS-10A); C) Aspecto textural geral do arenito mostrando empacotamento fechado e intensa cimentação de sílica; D) Aspecto textural geral do arenito mais impuro, notar características como má seleção e a presença de muscovita e plagiocásio; E) Rocha calcárea com destaque para a presença de macropelóides (TS-10A); D) Detalhe para a porosidade tipo *vug* onde ocorrem cristais mais desenvolvidos.

4 ANÁLISES POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

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

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) foi realizada no Laboratório de Mineralogia, Geoquímica e Aplicações (LaMiGA) do Instituto de Geociências/UFPA, utilizando-se um equipamento de bancada modelo Hitachi TM3000 acoplado com um sistema de EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) modelo SwiftED 3000 que permitiu a obtenção de imagens retroespalhadas e análises semiquantitativas de fases minerais de elementos químicos. As análises foram realizadas em três lâminas polidas sem metalização de carbono e no centro do mineral, tomando todos os cuidados necessários para que os minerais fossem identificados com eficácia.

O recálculo das composições químicas obtidas no EDS e obtenção dos membros finais para o plagioclásio, olivina e augita foi realizado com auxílio de planilhas em formato *.xls* (disponível em https://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/mineralformulaerecalculation.html). Nos casos da ilmenita, titanomagnetita, pirita e badelleyita foram usados os dados químicos disponíveis na literatura (Molyneux 1972, *Deet et al.* 1992, Brito 2000), para efeito de comparação.

4.1. BASALTOS

As análises em MEV/EDS foram realizadas em duas seções polidas (amostras TS-15 e TS-16). Os dados obtidos permitiram uma melhor caracterização dos minerais essenciais identificados previamente no estudo petrográfico, bem como a identificação de novos minerais acessórios, secundários e opacos. Foram caracterizados minerais como plagioclásio, augita e titanomagnetita, além dos minerais que preenchem as amígdalas.

4.1.1. Plagioclásio

O plagioclásio nos basaltos apresenta-se na forma de cristais aciculares ou ripiformes. Os resultados obtidos das análises em MEV/EDS estão na Tabela 4.1. A presença desses elementos químicos, suas concentrações e os teores de An e Ab, permitiram classificá-lo como um plagioclásio do tipo andesina (An₃₀₋₅₀), segundo Deet *et al.* (1992) (Fig. 4.1).

Tabela 4.1 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual no plagioclásio em basalto nas amostras TS-15 e TS-16.

	Composto %							%		
	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	FeO	TOTAL	An	Ab	Or
Análise 1 (TS-15)	8,49	26,48	53,00	0,31	10,35	1,37	100,0	40	59	1
Análise 2 (TS-16)	6,75	26,68	55,65	0,43	9,53	0,96	100,0	43	55	2

4.1.2. Clinopiroxênio

Esse mineral ocorre como cristais prismáticos ou granulares. Os resultados obtidos das análises em MEV/EDS estão na Tabela 4.2. A presença desses elementos químicos, suas concentrações e os teores de Wo, En e Fs, permitiram classificá-lo como um clinopiroxênio do tipo Augita (Wo₂₀₋₄₅), segundo Morimoto *et al.* (1989) (Fig. 4.1).

Tabela 4.2 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual no piroxênio em basalto nas amostras TS-15 e TS-16.

	Composto %							%		
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO	TOTAL	Wo	En	Fs
Análise 1 (TS-15)	13,81	2,80	52,48	13,38	0,81	17,39	100,67	29	42	29
Análise 2 (TS-16)	11,88	3,15	51,60	15,59	1,13	15,01	98,36	35	38	27

4.1.3. Titanomagnetita

Esse mineral exibe hábito granular ou esqueletal. São euédricos ou subédricos e ocorrem inclusos em outros minerais ou em meio a matriz vítrea. O resultado obtido da análise em MEV/EDS está na Tabela 4.3. A presença desses elementos químicos e suas concentrações, principalmente de Fe e Ti, permitem classificá-lo, com base na literatura disponível, em titanomagnetita (Fig. 4.1).

Tabela 4.3 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual na titanomagnetita em basalto nas amostras TS-15 e TS-16.

	Composto %						TOTAL
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	MnO	FeO _T	
Análise 1 (TS-15)	0,76	3,82	5,22	26,21	0,89	62,43	99,33
Análise 2 (TS-16)	0,85	3,7	7,2	23,78	1,2	61,44	98,17
Titanomagnetita (1)	0,14	2,15	4,02	19,16	0,35	71,36	97,18

(1) Titanomagnetita do Complexo Bushveld, África do Sul

Fonte: (Molyneux 1972).

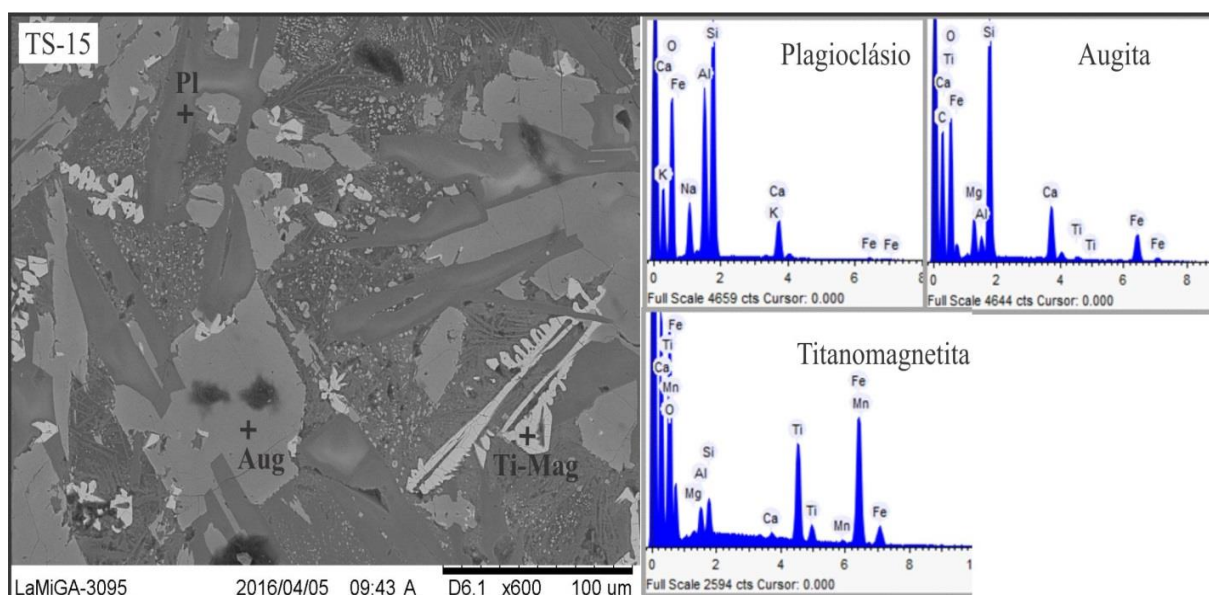


Figura 4.1 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV/EDS da amostra TS-15 que evidencia a presença titanomagnetita, augita e plagioclásio (andesina).

4.1.4. Minerais das Amígdalas

As amígdalas nos basaltos apresentam-se preenchidas por um agregado de minerais de composições distintas entre as bordas e o centro. Os resultados obtidos das análises em MEV/EDS estão na Tabela 4.5. Esses minerais podem ser agrupados na classe dos aluminossilicatos com quantidades subordinadas de cálcio, potássio, ferro, magnésio e sódio, provavelmente integrantes dos argilominerais. A imagem de elétrons retroespalhados pode ser observada na Figura 4.2.

Tabela 4.4 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual no agregado mineral nas amígdalas do basalto na amostra TS-16.

		Composto %							
Análise 1		Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO		TOTAL	
Amígdala (Centro)		3,16	11,38	79,86	2,14	3,17		99,71	
Análise 2		Composto %							
Amígdala (Borda)		Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	FeO	MgO	TOTAL
		1,30	4,69	63,53	5,66	1,53	13,18	10,10	99,99

Schenatto *et al.* (2003 *apud* Barros *et al.* 2006) descrevem material semelhante nos basaltos da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná), como de natureza criptocristalina, representando geralmente uma mistura de argilominerais do tipo celadonita (cor verde), esmectitas, óxidos e hidróxidos de ferro (cor marrom).

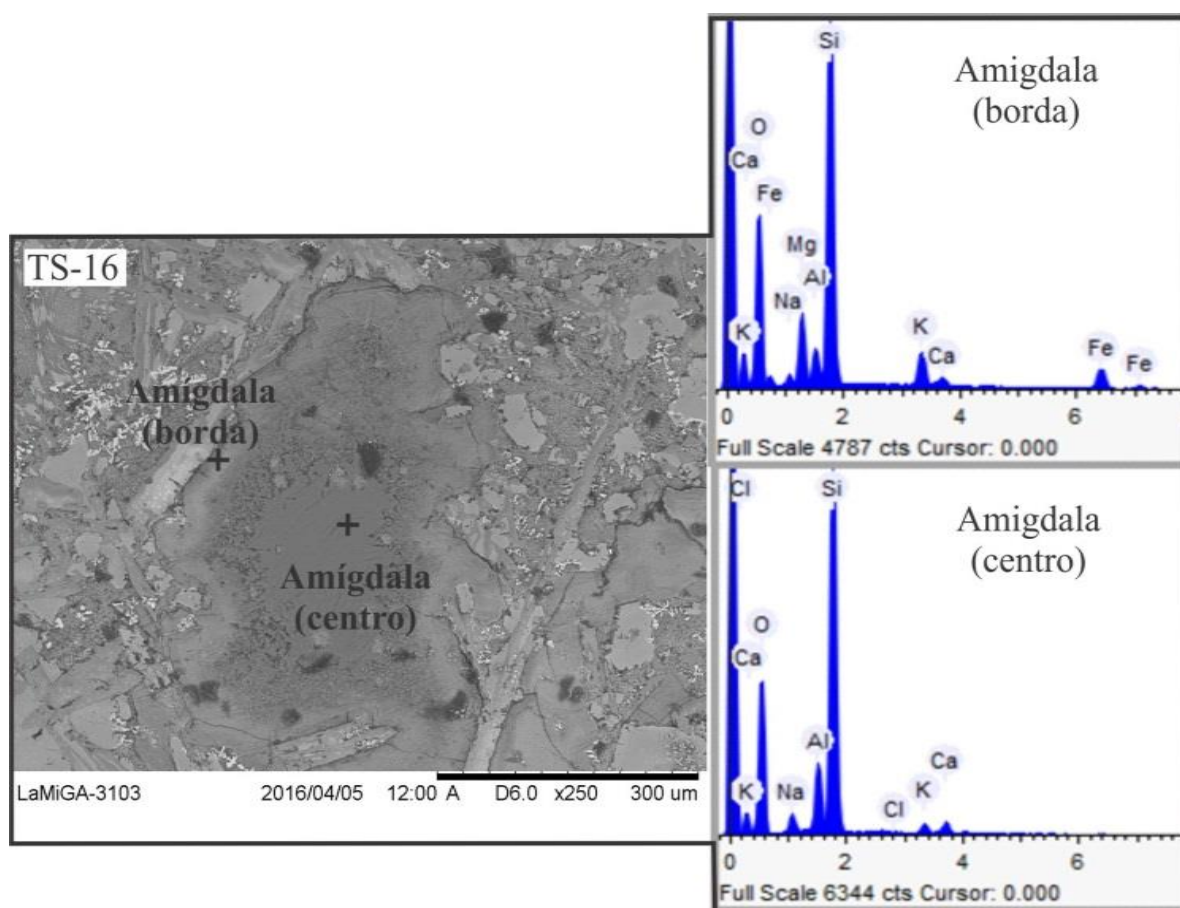


Figura 4.2 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV/EDS da amostra TS-16 que evidencia o preenchimento de um conjunto de minerais criptocristalinos que preenchem as amígdalas zonadas em basaltos na amostra TS-16.

4.2. OLIVINA DIABÁSIOS

Nos olivina diabásios, a análise de MEV/EDS foi realizada na amostra TS-08. Os dados obtidos permitiram caracterizar os minerais essenciais identificados previamente no estudo petrográfico, bem como os minerais acessórios e os minerais secundários. Foram caracterizados os minerais o plagioclásio, piroxênio e olivina, além de badelleyita, ilmenita e pirita.

4.2.1. Clinopiroxênio

Esse mineral essencial ocorre na forma de cristais prismáticos euédricos bem desenvolvidos. O resultado obtido da análise em MEV/EDS pode ser visualizado na Tabela 4.6. A presença desses elementos químicos, suas concentrações e os teores de Wo, En e Fs, permitiram classificá-lo como um clinopiroxênio do tipo Augita (Wo_{20-45}), segundo Morimoto *et al.* (1989) (Fig. 4.3).

Tabela 4.5 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual na augita em olivina diabásio da amostra TS-08.

Análise 1 (TS-08)	Composto %							%		
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO _T	TOTAL	Wo	En	Fs
	13,95	4,28	53,90	19,29	1,90	6,67	99,99	44	44	12

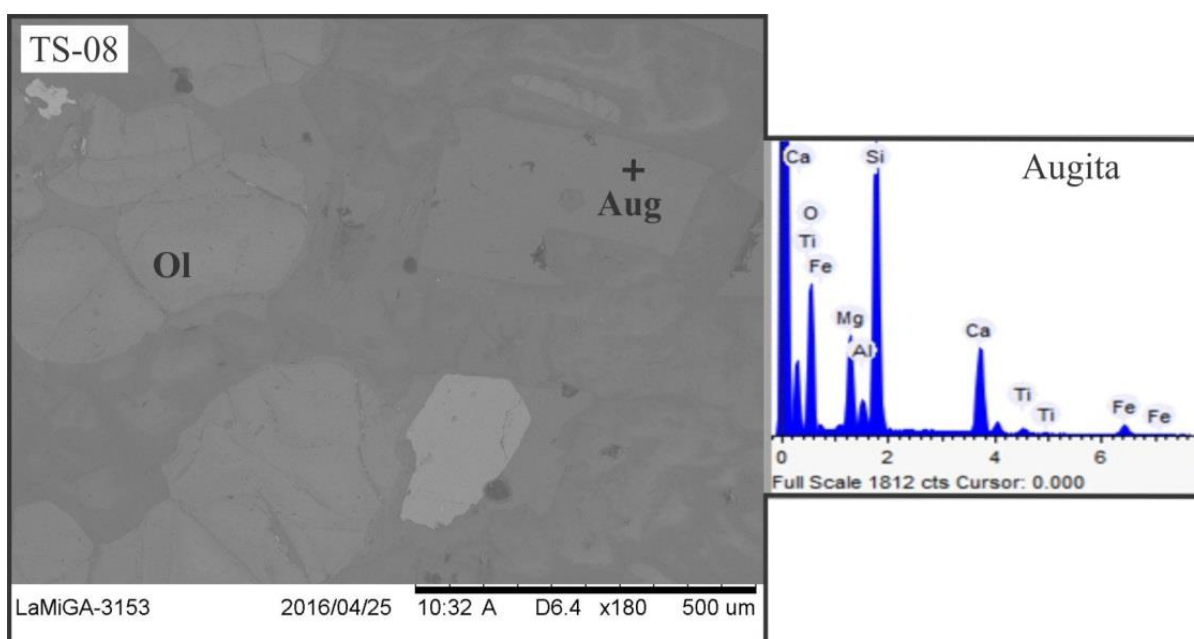


Figura 4.3 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra TS-08 que evidencia a presença de augita.

4.2.2. Plagioclásio

O plagioclásio apresenta-se na forma de cristais tabulares e o resultado obtido da análise em MEV/EDS está na Tabela 4.7. A presença desses elementos químicos, suas concentrações e os teores de An e Ab, permitiram classificá-lo como um plagioclásio do tipo andesina (An₃₀₋₅₀), segundo Deet *et al.* (1992) (Fig. 4.4).

Tabela 4.6 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual no plagioclásio em olivina diabásio da amostra TS-08.

	Composto %						%		
	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TOTAL	An	Ab	Or
Análise 1 (TS-08)	6,24	25,44	59,34	0,95	8,03	100	39	55	6

4.2.3. Olivina

A olivina apresenta-se na forma de cristais granulares dispersos ou em agregados. O resultado obtido da análise em MEV/EDS pode ser visualizado na Tabela 4.8. A presença desses elementos químicos, suas concentrações e os teores de Fo e Fa, permitiram classificá-lo como uma olivina do tipo crisolita (Fo₇₀₋₉₀), segundo Deet *et al.* (1992) (Fig. 4.4).

Tabela 4.7 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual na olivina em olivina diabásio da amostra TS-08.

	Composto %				%	
	MgO	SiO ₂	FeO _T	TOTAL	Fo	Fa
Análise 1 (TS-08)	32,17	42,92	24,91	100	70	30

4.2.4. Ilmenita

Esse mineral apresenta hábito granular, são euédricos e subédricos e podem ocorrer inclusos na biotita ou nos interstícios de outros cristais. O resultado obtido da análise em MEV/EDS está na Tabela 4.9. A presença desses elementos químicos e suas concentrações, principalmente de Fe e Ti, permitem classificá-lo, com base na literatura disponível, como uma ilmenita magnésiana (Fig. 4.4).

Tabela 4.8 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual na ilmenita em olivina diabásio da amostra TS-08.

	Composto %					TOTAL
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	FeO _T	
Análise 1 (TS-08)	4,59	1,14	3,73	46,56	43,96	99,98
Análise 2 (TS-08)	3,14	1,16	3,49	49,36	42,86	100,01
Análise 3 (TS-08)	4,15	1,01	2,85	49,27	42,72	100,00
Ilmenita (1)	0,29	0,04	0,01	52,35	46,48	99,17

(1) Ilmenita em sills máficos do rio Jacaré, Bahia/Brasil
 Fonte: (Brito 2000).

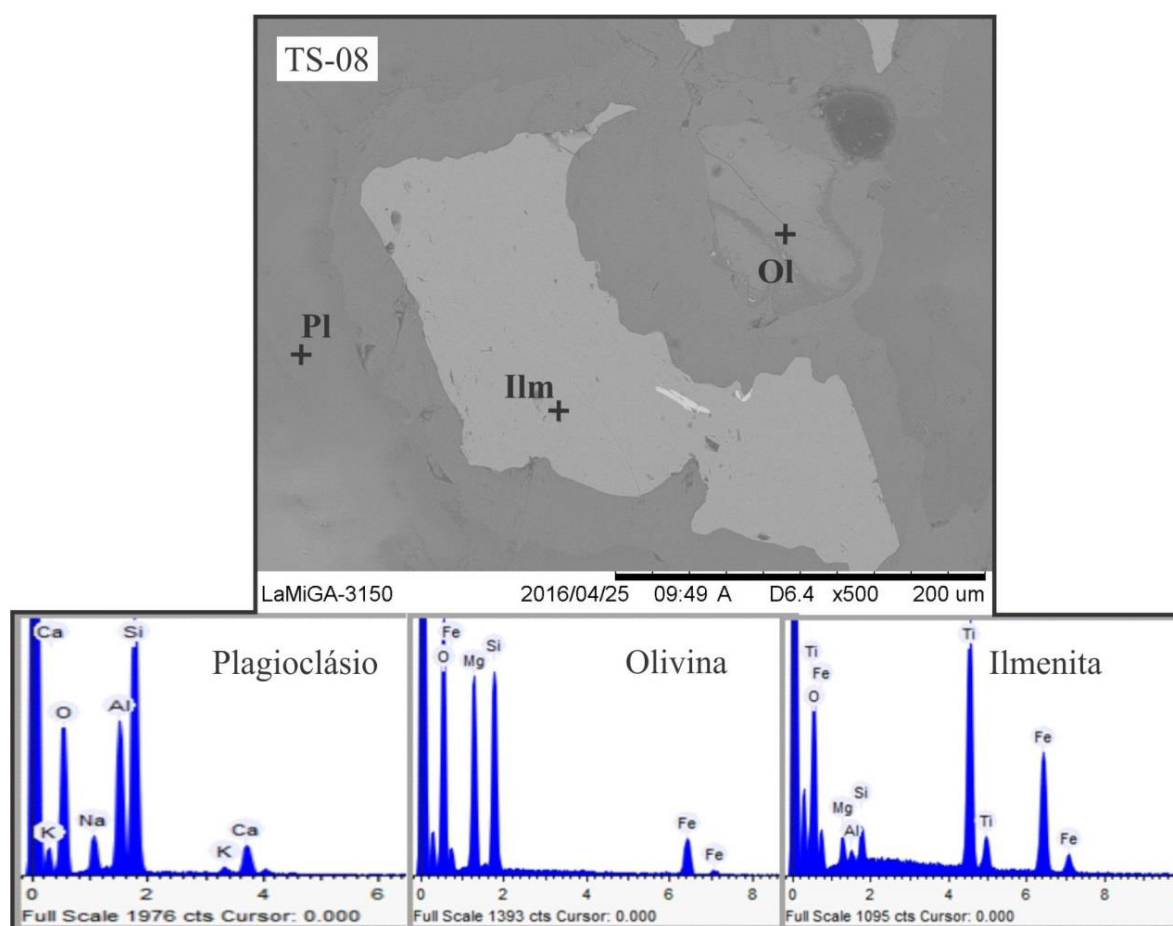


Figura 4.4 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV/EDS da amostra TS-08 que evidencia a presença de plagioclásio (andesina), olivina (crisolita) e ilmenita.

4.2.5. Pirita

Esse mineral apresenta-se com hábito granular euédrico e subédrico. O resultado obtido da análise em MEV/EDS está na Tabela 4.10. A presença desses elementos químicos e suas

concentrações, principalmente os elevados teores de enxofre e ferro, permitem classificar esse mineral como pirita (Fig. 4.5).

Tabela 4.9 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual na pirita em olivina diabásio da amostra TS-08.

	Composto %					TOTAL
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	FeO _T	
Análise 1 (TS-08)	0,47	0,50	1,72	54,63	42,68	100

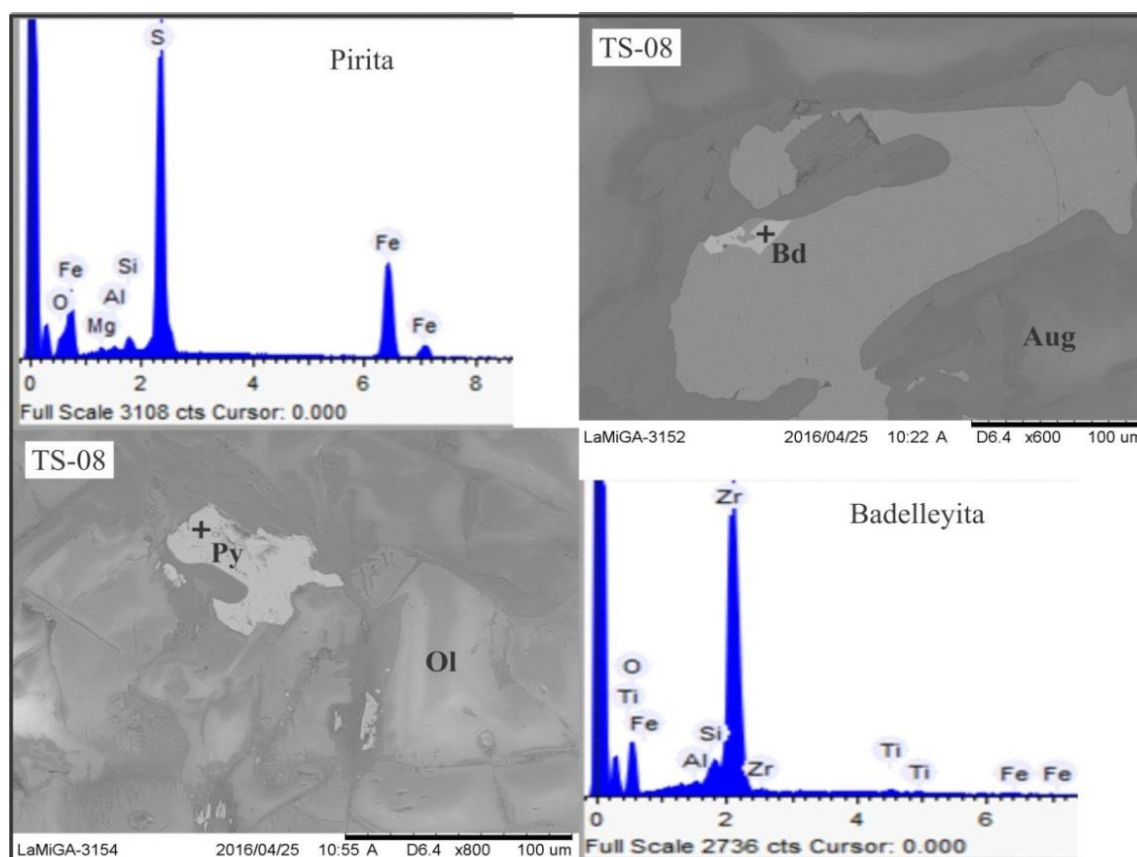


Figura 4.5 - Imagem de elétrons retroespalhados e análises semiquantitativas por MEV da amostra TS-08 que evidencia a presença baddeleyita (direita) e de pirita (esquerda).

4.2.6. Baddeleyita

Esse mineral apresenta hábito prismático euédrico, ocorre em associação com a ilmenita. O resultado obtido da análise em MEV/EDS está na Tabela 4.11. A presença dos elementos químicos e suas concentrações, principalmente os elevados teores de Zr e baixos teores de sílica, permitem classificá-lo, com base na literatura disponível, como um óxido, provavelmente Baddeleyita (ZrO₂), (Fig. 4.5).

Tabela 4.10 - Concentrações de elementos químicos, em porcentagem, obtidos por MEV/EDS em análise pontual na badelleyita em olivina diabásio da amostra TS-08.

	Composto %					TOTAL
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	FeO	ZrO ₂	
Análise 1 (TS-08)	0,82	1,46	1,21	1,36	95,16	100,01
Badelleyita(1)	-	0,19	-	-	98,90	99,09
Badelleyita(2)	-	0,08	0,56	1,3	97,80	99,74

(1) Balangoda, Sri Lanka

(2) Ilha Axel Heiberg, Arquipélago Ártico Canadense

Fonte: (Deer *et al.* 1992).

4.3. DISCUSSÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS E MEV

A análise petrográfica permitiu a identificação das características gerais das rochas máficas e suas respectivas encaixantes da região de Tangará da Serra/MT. Os basaltos comumente exibem texturas porfirítica, intersertal e intergranular, além da textura glomeroporfirítica, hialofítica e amigdaloidal subordinada com fenocristais de augita e plagioclásio. A granulação fina dos basaltos nos permite inferir que durante o extravasamento das lavas, sua cristalização aconteceu em condições de rápido resfriamento (*quenching*), responsável pela melhor eficiência da nucleação e baixa taxa de crescimento dos cristais. A presença de fenocristais indica uma cristalização precoce do magma em um ambiente mais profundo (câmara magmática), correspondendo a uma parada do magma no momento da ascensão, embora que rápida, já que os fenocristais ocorrem em baixa proporção. Além disso, alguns fenocristais de plagioclásio encontram-se zonados concêntricamente, e esse zoneamento indica estágios sucessivos de variação da temperatura, com interrupções momentâneas na cristalização magmática (Gill 2014).

As texturas intersertal e hialofítica indicam ainda que o estágio final de resfriamento do magma foi ainda mais rápido, devido ao extravasamento em condições subaéreas. Cristais esqueletais, aciculares e com terminações tipo “rabo de andorinha” envolvidos na matriz vítrea corroboram para a ocorrência desse resfriamento brusco (McPhie *et al.* 1993).

Diferentemente dos basaltos, alguns diabásios (olivina diabásios) são constituídos por olivina e também apresentam plagioclásios zonados. Segundo Deer *et al.* (1992), a olivina é um mineral de alta temperatura e requer altas concentrações de magnésio no magma, típico de magmas máficos menos evoluídos. De um modo geral, a olivina encontra-se parcialmente serpentinizada nas bordas e ao longo dos planos de fraturas. A serpentinização representa um processo pós-magmático definida por uma reação de hidratação da olivina (reação parcial).

As texturas ofítica/subofítica, em que cristais de augita envolvem total ou parcialmente cristais menores de plagioclásio dispostos aleatoriamente fornecem indícios de cristalização simultânea entre esses dois minerais e demonstram que os cristais de augita foram incapazes de iniciar a nucleação com a mesma eficiência exibida pelos cristais de plagioclásio, resultando em cristais de piroxênios menos numerosos, porém maiores.

Alguns diabásios estão bastante alterados e fraturados e são cortados por inúmeras venulações preenchidas por carbonato, provavelmente proveniente da mobilização e hidrotermalismo a partir das rochas encaixantes carbonáticas.

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) permitiu a complementação da identificação mineralógica, principalmente em características intrínsecas de alguns litotipos, como os basaltos, que possuem granulação fina, criptocristalina ou material vítreo transformado, além da presença de finos minerais imersos na matriz e do material que preenche as amígdalas.

As amígdalas se formam a partir de vesículas posteriormente preenchidas por fases pós-magmáticas. As vesículas são bolhas de gás formadas na lava liquefeita supersaturada em voláteis e que exsolvem e ficam aprisionadas no magma após a cristalização da lava (Gill 2014). Os minerais que preenchem as amígdalas são resultados de processos pós-magmáticos, pela ação de voláteis. Conforme as análises realizadas em MEV/EDS, o material das amígdalas correspondem a um agregado de argilominerais. Schenatto *et al.* (2003 *apud* Barros *et al.* 2006) descrevem material semelhante nos basaltos da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná), como de natureza criptocristalina, representando geralmente uma mistura de argilominerais do tipo clorita e celadonita (cor verde), esmectitas, óxidos e hidróxidos de ferro (cor marrom). Além disso, a presença de zeólitas em amígdalas nos basaltos é considerada como resultado dos estágios finais da evolução do magma, com ação de fluidos liberados do próprio magma que permeiam essas rochas e que cristalizaram após sua extrusão (Deer *et al.* 1992).

De maneira geral, as rochas máficas descritas na região de Tangará da Serra apresentam-se concordantes àquelas anteriormente descritas na mesma região (Almeida *et al.* 1972, Figueiredo *et al.* 1974, Padilha *et al.* 1974, Figueiredo & Olivati 1974, Barros *et al.* 1982, 2006, Lacerda Filho *et al.* 2004, Bahia *et al.* 2006).

5 LITOQUÍMICA

5.1. ASPECTOS GERAIS

Para a realização dos estudos químicos das rochas máficas da região de Tangará da Serra (MT) foram feitas amostragens nos melhores afloramentos da área estudo e escolhidas aquelas menos afetadas por alterações intempéricas. A amostragem envolveu a fragmentação das amostras em tamanhos entre 3 e 10 cm, no próprio afloramento afim de minimizar a contaminação laboratorial, e em uma massa aproximada de 2 kg. As seis amostras coletadas para análise litoquímica foram embaladas em sacos plásticos e etiquetadas. Os pontos de amostragem para a litoquímica podem ser visualizados no mapa da Figura 3.1.

As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da ALS Brasil Ltda. para determinação dos elementos maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , BaO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Cr_2O_3) por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy*), enquanto os elementos-traço (Sn, Ta, Th, Tl, W, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ga, Sc, Th, U, V) incluindo os terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) foram determinados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectroscopy*).

Os padrões utilizados foram OREAS146 e SY-4 para os elementos maiores e OREAS146 e GRE-3 para os elementos menores e traços. O limite de detecção para os elementos maiores é de 0,01%, enquanto que para os elementos menores é de 0,01 ppm (Cs, Ho, Lu, Tb e Tm), 0,03 ppm (Eu, Pr, Sm e Yb), 0,05 ppm (Gd, Th e U), 0,1 ppm (Ta, Sr, Ga e Nd), 0,2 ppm (Rb, Nb e Hf), 0,5 ppm (Ba, Ce, La e Y), 1 ppm (W e Sn), 2 ppm (Zr), 5 ppm (V) e 10 ppm (Cr). A dosagem de voláteis foi feita por perda ao fogo (P.F.) e os resultados analíticos são apresentados na Tabela 5.1.

O somatório total de óxidos das amostras analisadas apresenta valores muito próximos a 100%, com variação de perda ao fogo entre 0,26% a 2,32%, o que reflete o baixo grau de intemperismo das amostras. Uma amostra foge esse padrão, com perda ao fogo relativamente elevada (4,84%), o que é explicado pela presença de minerais pós-magmáticos como zeólitas e carbonato em amígdalas. Para o uso de diagramas geoquímicos, as concentrações dos elementos maiores foram recalculadas em base livre de voláteis, que é aconselhado para eliminar ao máximo as distorções resultantes de possíveis alterações, seguindo os procedimentos de Rollinson (1993) e Gill (2014).

Tabela 5.1 - Resultados das análises geoquímicas realizadas em amostras de olivina diabásio, diabásio e basalto da região de Tangará da Serra (MT). Óxidos em % peso; elementos-traço em ppm. Fe₂O_{3T} (ferro total sob a forma de óxido férrico; PF - Perda ao Fogo; ETR - Elementos terras raras; Eu/Eu* = Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)*0,5]; Mg# = 100*[MgO/(FeO+MgO)].

Tipo de Rocha Sigla da Amostra	Olivina Diabásio		Diabásio	Basalto		
	TS-05	TS-08	TS-18A	TS-15	TS-16	TS-17A
SiO ₂	46,00	46,00	45,4	51,50	50,50	50,90
TiO ₂	1,77	1,47	3,50	1,26	1,23	1,25
Al ₂ O ₃	18,25	19,30	12,05	13,70	13,50	13,60
Fe ₂ O _{3T}	12,00	10,90	16,10	12,30	11,90	12,00
MnO	0,15	0,14	0,23	0,19	0,19	0,18
MgO	8,64	8,57	4,45	6,34	6,43	6,35
CaO	8,55	9,23	8,77	11,05	11,00	10,85
Na ₂ O	2,85	2,69	1,91	2,09	1,96	2,07
K ₂ O	0,63	0,53	0,41	0,39	0,40	0,44
P ₂ O ₅	0,26	0,20	0,53	0,14	0,14	0,14
PF	0,26	0,65	4,84	1,54	1,80	2,32
TOTAL	99,36	99,68	98,19	100,5	99,05	100,1
Rb	7,5	6,5	7,7	16	11,3	14,1
Cr	60	70	30	80	90	80
Ba	228	192,5	332	163	156,5	236
Sr	694	589	236	182	217	198,5
Zr	123	95	341	108	109	110
Nb	5,6	4,3	19,3	6,2	6,2	6,1
Y	16,1	13,6	69,8	25,8	25,7	25,9
U	0,15	0,1	1,13	0,39	0,4	0,42
V	116	113	487	365	388	399
W	17	9	4	10	5	7
Cs	0,11	0,05	1,26	0,96	0,45	0,74
Ga	18,2	17,8	24,3	19,4	18	18,8
Ta	0,8	0,5	1,3	0,6	0,5	0,5
Th	0,52	0,42	4,82	1,79	1,89	1,8
Hf	3,2	2,8	9,5	3,3	3,4	3,1
La	11,1	8,8	28,3	10,4	10,3	10,7
Ce	25,3	20,6	63,2	23	22,7	23,6
Pr	3,54	2,81	8,81	3,12	3,13	3,26
Nd	16,2	12,8	40,5	14,1	14	14,4
Sm	3,38	2,9	10,4	3,69	3,6	3,75
Eu	1,55	1,26	3,07	1,16	1,13	1,26
Gd	3,68	3,11	13,1	4,86	4,73	4,87
Tb	0,53	0,48	2,12	0,79	0,75	0,78
Dy	2,86	2,51	12,35	4,61	4,45	4,53
Ho	0,56	0,5	2,49	1	0,96	0,94
Er	1,68	1,59	7,62	2,82	2,71	2,88
Tm	0,21	0,22	1,06	0,38	0,39	0,38
Yb	1,33	1,17	6,6	2,53	2,66	2,58
Lu	0,2	0,19	0,97	0,36	0,38	0,39
ΣETR	72,12	58,94	200,59	72,82	71,89	74,32
(Ce/Yb) _N	4,92	4,55	2,48	2,35	2,21	2,37
(Ce/Sm) _N	1,81	1,71	1,47	1,50	1,52	1,52
(Gd/Yb) _N	2,23	2,14	1,60	1,55	1,43	1,52
Eu/Eu*	1,34	1,28	0,80	0,84	0,84	0,90
Mg#	58,79	60,90	35,38	50,52	51,70	51,18

Os estudos geoquímicos buscaram caracterizar a assinatura geoquímica e a natureza dessas rochas máficas utilizando diagramas de classificação e definição da série magmática e

de caracterização do ambiente geotectônico do magmatismo. Desta maneira, os dados analíticos foram plotados em diagramas de variação, classificação, discriminação geoquímica e de ambientes geotectônicos para rochas vulcânicas. Além disso, os dados de campo e estudos petrográficos foram acrescentados aos resultados geoquímicos e serviram para comparação com outras rochas semelhantes e de mesma afinidade localizadas em outras partes do mundo.

5.2. ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS

Analisando os resultados da Tabela 5.1, verifica-se que, à grosso modo, as concentrações dos elementos das rochas estudadas são semelhantes, com algumas pequenas diferenças entre os basaltos e olivina diabásios. Nos basaltos, o teor de sílica varia de aproximadamente 50 a 51%, o MgO de aproximadamente 6,4%, CaO por volta de 11%, Al₂O₃ aproximado de 13,5% e Fe₂O_{3T} de 12%, aproximadamente. Os teores de Na₂O ficam em 2%, enquanto o TiO₂ situa-se por volta de 1,2%. As concentrações dos demais elementos maiores são inferiores a 1%.

Nos olivina diabásios, o teor de sílica é de 46%, o MgO aproximado de 8,6%, CaO por volta de 9%, Al₂O₃ de 18 a 19% e Fe₂O_{3T} de 11 a 12%, aproximadamente. Os teores de Na₂O ficam entre 2,7 e 2,8%, enquanto o TiO₂ situa-se entre 1,4 a 1,8%. As concentrações dos demais elementos maiores são inferiores a 1%. Por outro lado, o diabásio destaca-se pelas menores quantidades relativas de Al₂O₃ (12%) e MgO (4,4%), e por maiores quantidades de Fe₂O_{3T} (16%), TiO₂ (3,5%), quando comparado com olivina diabásios.

Dentre os elementos traço destacam-se, tanto nos diabásios quanto nos basaltos, as concentrações mais elevadas de Ba (156 a 332 ppm), Sr (182 a 694 ppm), Cr (30 a 90 ppm), Zr (95 a 341 ppm) e V (113 a 487 ppm) por apresentarem concentrações relativamente mais elevadas.

A análise das composições químicas foi compatível com as informações petrográficas obtidas. A composição normativa CIPW pode ser visualizada na Tabela 5.2. A presença de ortopiroxênio (Hy), Diosídeo (Di) e Quartzo (Q) em abundância confirmam a natureza subalcalina e toleítica do magma que deu origem aos basaltos e diabásios. Enquanto que a presença de olivina (Ol), Diopsídeo (Di) e Ortopiroxênio (Hy) nos olivina diabásios são típicas de olivina toleítos (Fig. 5.1).

Tabela 5.2 - Composição normativa CIPW dos basaltos e diabásios da região de Tangará da Serra (MT).

Rocha	Olivina Diabásio		Diabásio	Basalto		
	TS-05	TS-08	TS-18A	TS-15	TS-16	TS-17A
Amostra						
Normativo						
Quartzo	0,00	0,00	4,73	3,89	3,76	3,65
Plagioclásio	60,25	62,86	42,53	45,38	45,07	45,40
Ortoclásio	4,00	3,34	2,95	2,51	2,63	2,88
Diopsídio	4,91	4,75	15,65	22,98	23,11	22,68
Hiperstênio	0,61	0,63	22,95	20,59	20,82	20,75
Olivina	24,34	23,41	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenita	3,42	2,85	7,22	2,45	2,43	2,45
Magnetita	1,77	1,61	2,54	1,83	1,80	1,80
Apatita	0,60	0,46	1,34	0,32	0,35	0,32
Zircão	0,03	0,01	0,07	0,01	0,03	0,03
Cromita	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
TOTAL	99,94	99,93	99,98	99,97	100,01	99,97

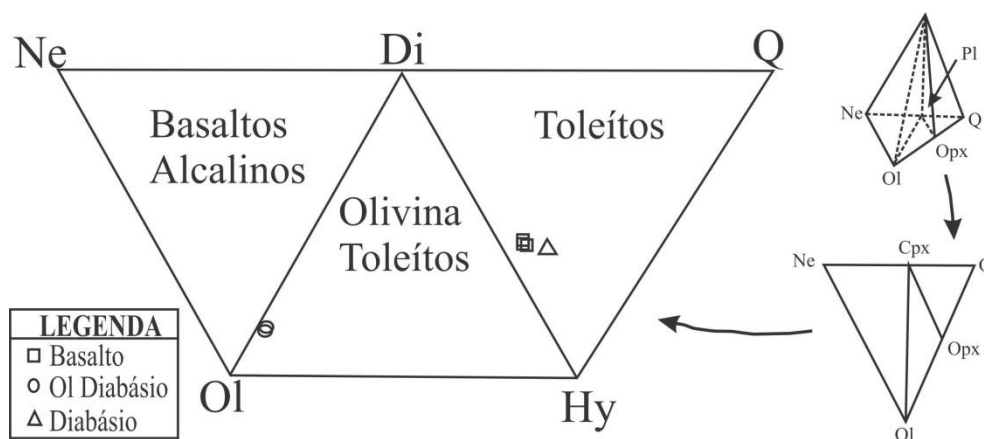


Figura 5.1 - Tetraedro basáltico desdobrado

Fonte: Segundo Yoder & Tilley (1962).

As amostras, quando plotadas no diagrama de Cox *et al.* (1979), que relaciona o teor de sílica total *versus* álcalis (Fig. 5.2A), verifica-se que o grupo dos basaltos plota uniformemente no limite entre o campo dos basaltos e andesitos basálticos, ambos com afinidade subalcalina enquanto os olivina diabásios situam-se no campo de basaltos de afinidade subalcalina intermediária. O diagrama Nb/Y – Zr/Ti (modificado por Pearce 1996) que utiliza elementos imóveis exibe um comportamento mais uniforme para as amostras, onde todas elas plotam como basaltos (Fig. 5.2B).

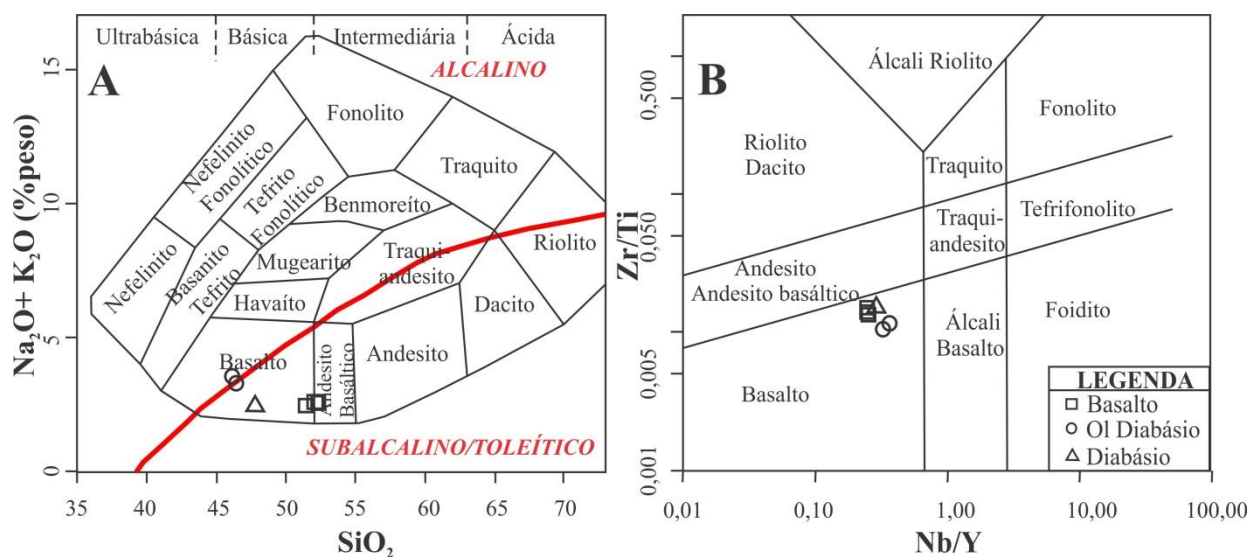


Figura 5.2 – (A) Diagrama TAS (total de álcalis versus sílica) de classificação, segundo Cox *et al.* (1979) e, (B) Diagrama de variação composicional Zr/Ti vs Nb/Y, para os basaltos, olivina diabásios e diabásio da região de Tangará da Serra/MT. Fonte: Segundo Pearce (1996).

No diagrama catiônico ($\text{Fe}^{+2}+\text{Fe}^{+3}+\text{Ti}-\text{Al}-\text{Mg}$) de Jensen (1976), (Fig. 5.3) as amostras situam-se na transição dos campos dos toleítos ricos em Fe e aqueles ricos em Mg, com exceção do diabásio que se destaca pelo teor mais elevado de Fe.

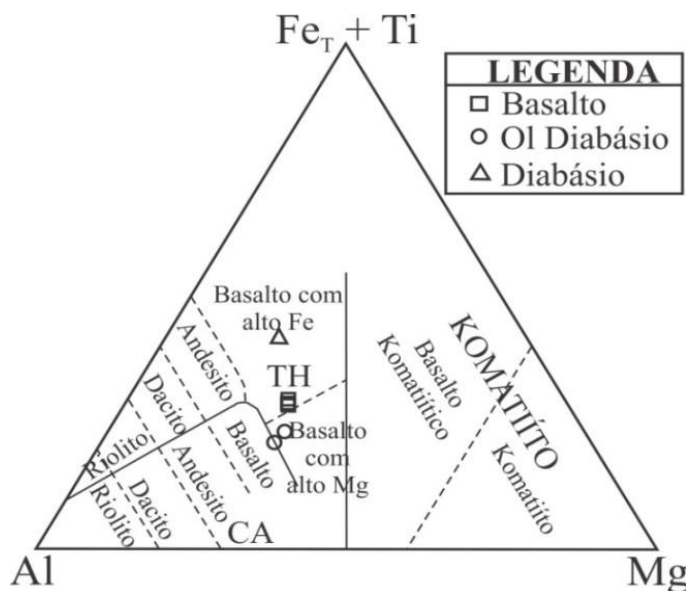


Figura 5.3 – Diagrama catiônico ($\text{Fe}^{+2}+\text{Fe}^{+3}+\text{Ti}-\text{Al}-\text{Mg}$) de Jensen (1976) exibindo o caráter toleítico dos basaltos e a tendência intermediária dos olivina diabásios.

Os diagramas binários de variação de óxidos de elementos maiores e de elementos-traço em função do $\text{Mg}^\#$ [$\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_T)$, em razão molar] evidenciam ainda mais as principais diferenças entre os litotipos estudados, onde os valores do índice de magnésio apresentam variações de 50,5 a 51,7 para os basaltos, 59 a 61 para os olivina diabásios e de aproximadamente 35 para o diabásio.

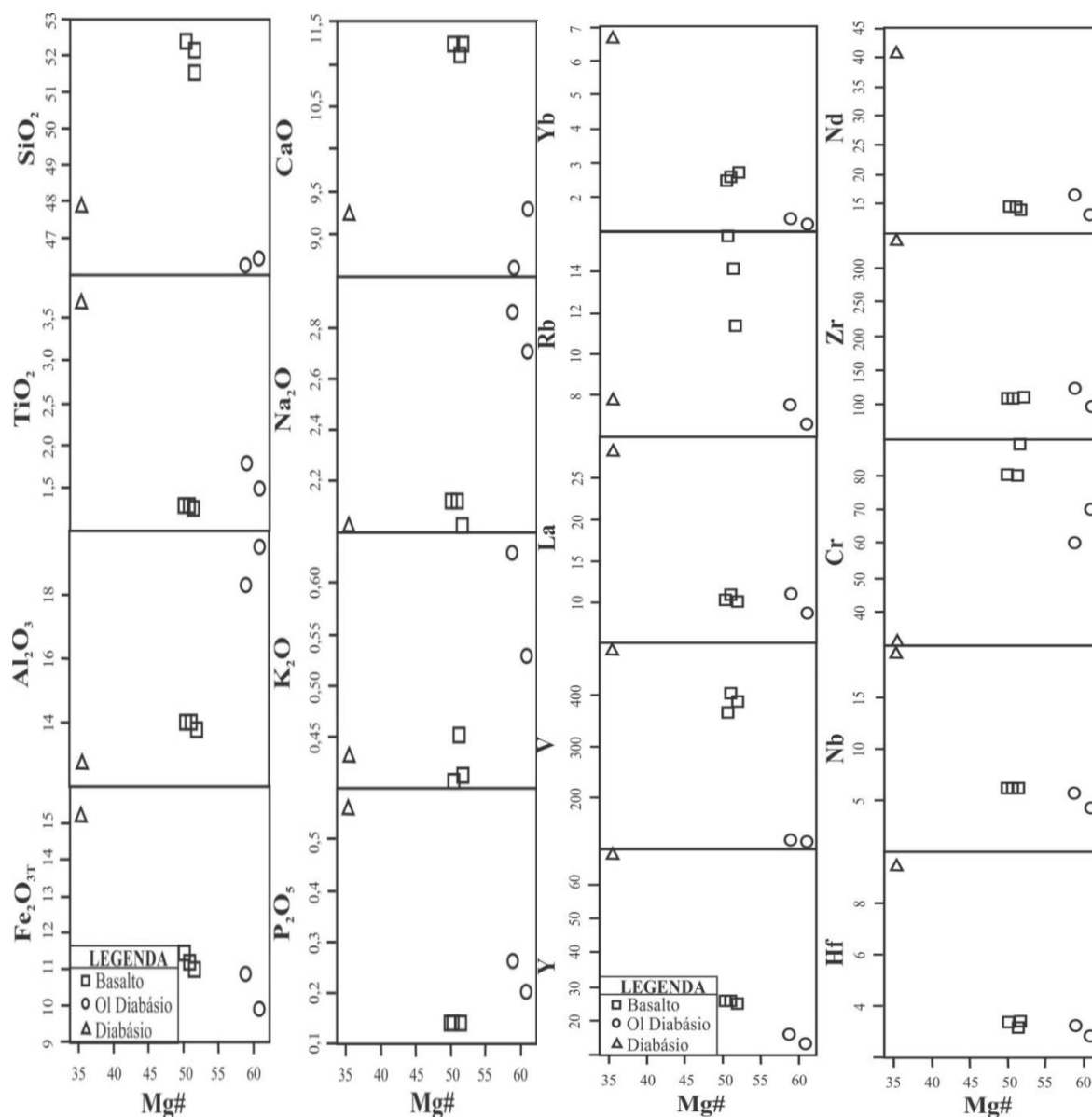


Figura 5.4 - Diagramas de variação com a concentração dos elementos maiores e menores (% em peso dos óxidos), à esquerda, e traços (em ppm) à direita *versus* Mg# ($Mg\# = 100 * [MgO / (FeO_T + MgO)]$), em relação molar para os litotipos estudados.

Nos diagramas da Figura 5.4, que representam as variações de óxidos de elementos maiores em função do Mg# (índice de evolução), observa-se a inexistência de alinhamentos bem definidos tanto por parte dos basaltos quanto dos olivina diabásios, estes últimos apresentam uma maior dispersão e os basaltos mostram-se sempre agrupados. Entretanto, a amostra do diabásio (TS-18A) mostra-se sempre com um padrão bastante distinto dos demais.

Nos diagramas da Figura 5.4, onde tem-se a variação de elementos-traço em função do #Mg, observa-se nas amostras uma leve tendência de diminuição dos valores de Rb, Zr, Y, Yb, Nd, V, Hf e La com o aumento do #Mg. O comportamento incompatível destes elementos

pode está relacionado a ausência ou baixa concentração de minerais acessórios crustais como allanita, monazita, titanita e zircão. Por outro lado, a compatibilidade do Cr é indicativo do fracionamento da augita e da olivina durante o processo evolutivo do magma gerador dos olivina diabásios.

No diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989) (Fig. 5.5) nota-se que, de modo geral, os olivina diabásios apresentam uma assinatura geoquímica mais enriquecida em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos terra raras leves (ETRL) e aos elementos de elevado potencial iônico (HFSE), sendo possível constatar concentrações menores de Th, U, Nb, Sm e Rb, e concentrações maiores de K, Ba, Sr e Ti. De modo geral o diagrama mostra assinaturas geoquímicas semelhantes entre os olivina diabásios, apenas com variações nas concentrações.

Por outro lado, os basaltos apresentam um padrão geoquímico bem mais semelhante entre si. Estes são mais enriquecidos em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) em relação aos elementos terra raras leves (ETRL) e aos elementos de elevado potencial iônico (HFSE), sendo possível constatar concentrações menores de P, Nb, Rb e Ti, e concentrações maiores em Cs, Ba, K e La. De modo geral o diagrama da Figura 5.5 mostra assinaturas geoquímicas bem simétricas para os basaltos, apenas com maiores variações nas concentrações dos elementos LILE.

Quando comparados entre si, os basaltos e olivina diabásios exibem assinaturas geoquímicas com variações expressivas nas concentrações de Cs, U, Th, Nb, Sr, Y e ETRP (elementos terras-raras pesados). Os basaltos são mais enriquecidos em Cs, U e Th, e mais empobrecidos em Sr. Além disso, a amostra de diabásio (TS-18A) destaca-se mais uma vez com um comportamento geoquímico diferente dos demais.

Para efeito de comparação, foram plotados neste diagrama e no de elementos terras-raras (Fig. 5.6) os dados dos trabalhos disponíveis na literatura sobre outras ocorrências de rochas máficas mesozoicas reunidas na Província Magmática do Atlântico Central (CAMP). No caso particular dos dados geoquímicos foram utilizados trabalhos sobre o Diabásio Penatecaua (Costa *et al.* 2012) e dos diques máficos do centro-leste de Rondônia, reunidos na Formação Anari (Trindade Netto *et al.* 2015), e neles nota-se que amostras da Formação Tapirapuã mostram grande afinidade com essas rochas. Adicionalmente, verifica-se que as rochas máficas analisadas apresentam uma assinatura geoquímica similar aquelas dos Basaltos associados à LIP intraplaca Etendeka e afasta-se daquelas tipo MORB como os Basaltos N-MORB da dorsal mesoatlântica (Fig. 5.5), cujos dados foram obtido de Gill (2014).

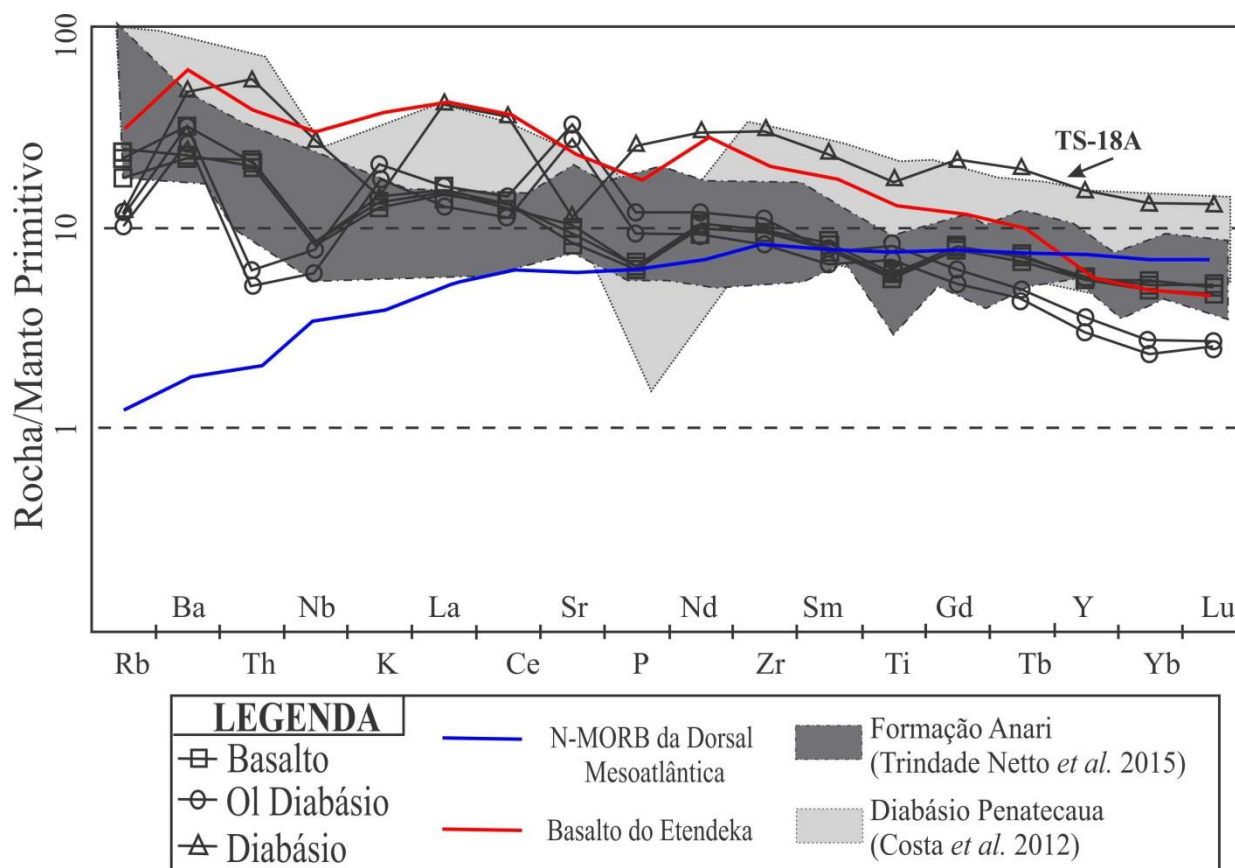


Figura 5.5 - Diagrama de multielementar, normalizado pelo manto primitivo, para as rochas máficas da região de Tangará da Serra/MT.

Fonte: Segundo Sun & McDonough (1989).

O diagrama de elementos terras-raras (ETR), normalizados para o condrito de Boynton (1984), apresentado na Figura 5.6, mostra, de um modo geral, que os três grupos petrográficos possuem padrão de ETR similares com padrão subhorizontal. Os ETR nos olivina diabásios apresentam-se moderadamente fracionados e exibem um discreto enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), caracterizado pelo padrão levemente inclinado com baixo fracionamento e razões $(Ce/Yb)_N$ entre 4,9 a 4,5, $(Ce/Sm)_N$ de 1,8 a 1,7 e razões $(Gd/Yb)_N$ entre 2,1 a 2,2, além de uma anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1,28 - 1,34$). Destaca-se o comportamento da amostra TS-18A por apresentar-se mais enriquecida em ETR que as outras amostras, menor razão $(Ce/Yb)_N$ e $(Ce/Sm)_N$, além de uma anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,80$).

Por outro lado, os basaltos apresentam um comportamento mais regular e horizontal com discreto enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, com razões $(Ce/Yb)_N$ entre 2,2 a 2,4, $(Ce/Sm)_N$ de 1,5 e razões $(Gd/Yb)_N$ entre 1,4 a 1,5, além de uma discreta anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,80 - 0,90$).

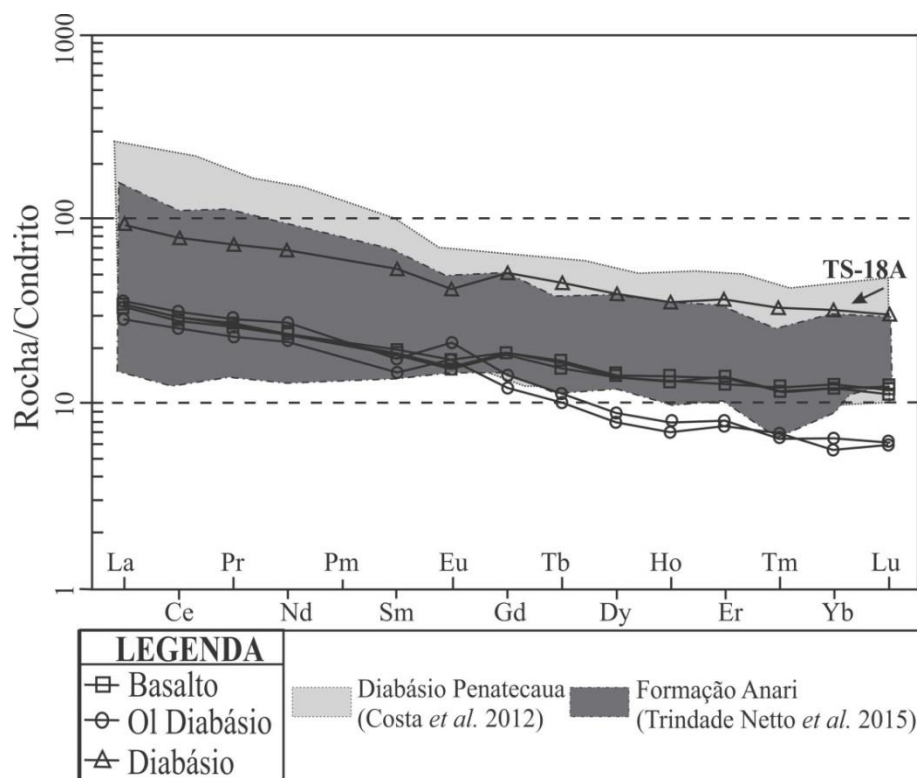


Figura 5.6 - Diagrama com a distribuição dos elementos terras raras dos basaltos e diabásios da região de Tangará da Serra/MT, normalizado pelo condrito de Boynton (1984).

Quando comparados entre si, os olivina diabásios tendem a ter um padrão semelhante de ETRL em relação aos basaltos. No entanto, no que concerne aos ETRP, os basaltos tendem a ser mais enriquecidos que os olivina diabásios, exceto a amostra de diabásio (TS-18A) que embora possua um padrão semelhante, destaca-se pela maior concentração dos ETR. Além disso, nota-se que, novamente, as assinaturas dos ETR são semelhantes com outras rochas de CAMP, como a Formação Anari e o Diabásio Penatecaua.

Para a interpretação de paleoambientes tectônicos foram utilizados diagramas geoquímicos de interpretação de Pearce (1982; *Ti versus Zr* e *Ti/Y versus Nb/Y*), Meschede (1986) e Pearce & Gale (1977; *Zr/Y versus Ti/Y*). No diagrama *Ti versus Zr* de Pearce (1982; fig. 5.7A), as amostras plotam no campo dos basaltos tipo MORB e de lavas intraplacas. No diagrama segundo Meschede (1986; fig. 5.7B), nota-se uma melhor discriminação e baixa dispersão por parte das amostras, evidenciando uma afinidade geoquímica de basaltos intraplacas toleíticos e, ainda de basaltos de ilha oceânica.

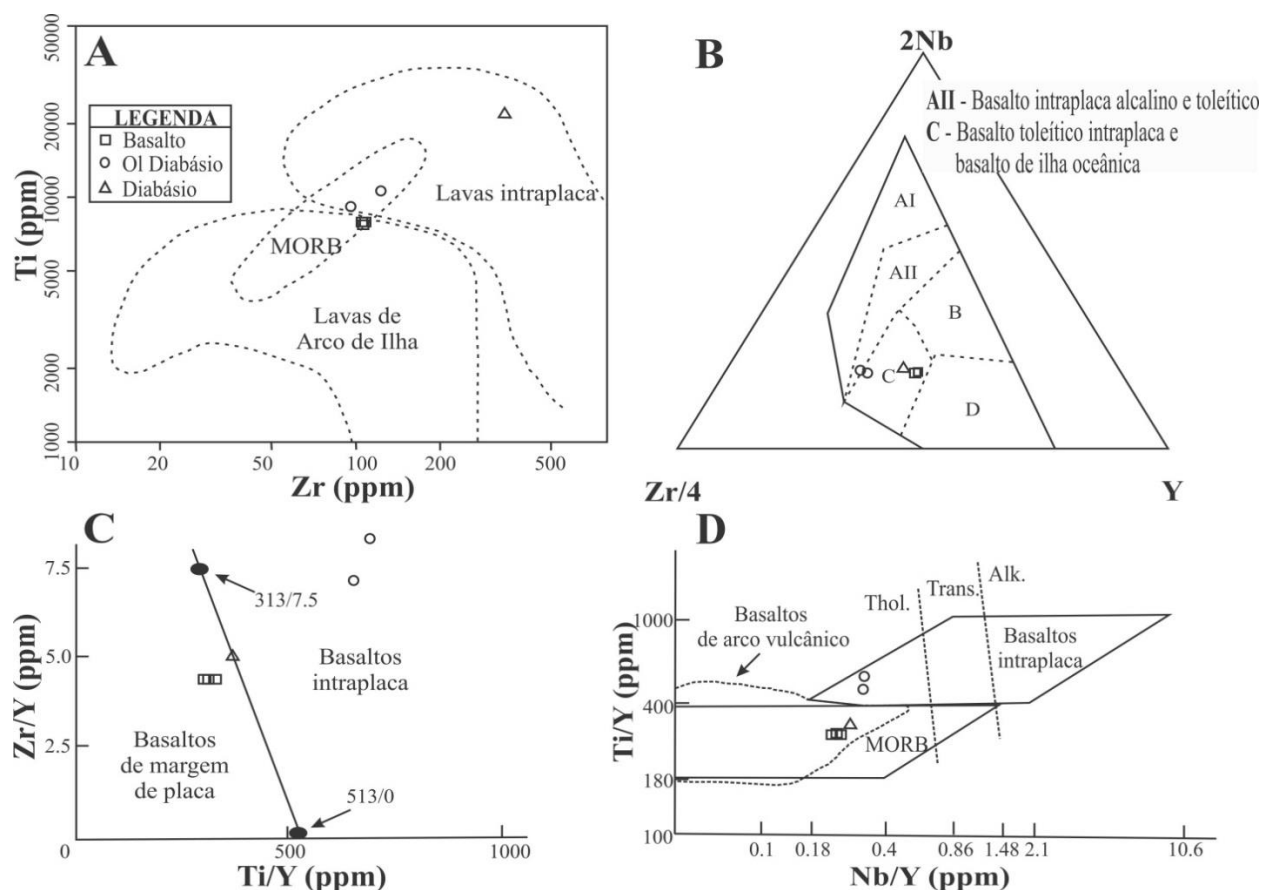


Figura 5.7 – Distribuição das rochas nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico: A) Ti versus Zr; segundo Pearce (1982); B) Meschede (1986); C) Zr/Y versus Ti/Y segundo Pearce & Gale (1977) e D) Ti/Y versus Nb/Y, segundo Pearce (1982).

No diagrama Zr/Y versus Ti/Y, segundo Pearce & Gale (1977, Fig. 5.7C), nota-se que o diabásio e olivina diabásios exibem afinidade por basaltos intraplaca, enquanto as outras amostras plotam no campo dos outros tipos de basaltos, chamado pelos autores de basaltos de margem de placa. Da mesma forma ocorre no diagrama Ti/Y versus Nb/Y, segundo Pearce (1982; Fig. 5.7D), em que as amostras exibem novamente afinidade com aquelas de ambiente intraplaca e do tipo MORB.

Portanto, a síntese interpretativa realizada a partir da análise dos dados geoquímicos acima nos permite afirmar que, de fato, existem três grupos composicionais distintos:

- Os olivina diabásios, caracterizados por baixas concentrações de SiO₂, alto MgO, Al₂O₃ e Sr, além de apresentar uma tendência subcalcina intermediária e composição normativa no campo dos olivina toleítos;
- Os basaltos, caracterizados por alta SiO₂, menor MgO, Al₂O₃ e natureza toleítica;
- E os diabásios que, quando comparados com os grupos acima, são caracterizados por maiores concentrações de TiO₂, baixa concentração de MgO, pela natureza

toleítica e por estarem intemperizados, provocando um comportamento anômalo nos diagramas vistos acima.

Nos diagramas de variação Mg# *versus* elementos maiores e Mg# *versus* elementos-traço não se observou nenhum alinhamento que pudesse sugerir um fracionamento das rochas analisadas, talvez pelo número limitado de amostras analisadas. Os três grupos composicionais identificados são condizentes com a análise petrográfica. A composição normativa CIPW permite classificar os olivina diabásios em olivina toleítos e os basaltos e diabásios em toleítos.

A presença de olivina nos olivina diabásios e o alto Mg# permitem reconhecer que, de fato, os olivina diabásios são rochas menos evoluídas que os basaltos, não sendo, portanto, comagmáticas. Nesse sentido, os olivina diabásios teriam provavelmente se originado a partir de um magma mais quente e profundo.

A alta concentração de TiO₂ para os diques de diabásios é característica de diques continentais toleíticos (Reis & Araújo 1999). Enquanto que nos derrames basálticos a anomalia negativa de Nb (em relação ao K e La) e a baixa concentração de TiO₂ está de acordo com as outras rochas semelhantes aquelas de CAMP (Marzoli *et al.* 1999).

Os diagramas de ambiente tectônicos (Pearce 1982, Meschede 1986, Pearce & Gale 1977) destacam que, de modo geral, as amostras analisadas exibem uma afinidade geoquímica com os basaltos intraplacas e tipo MORB. Reis & Araújo (1999) já haviam reconhecido essas duas afinidades para as rochas da província ígnea de CAMP. Entretanto, a assinatura geoquímica mostrada no diagrama multielementar descarta a possibilidade com o ambiente tipo MORB e confirma a compatibilidade com o ambiente intraplaca.

Reis & Araújo (1999) relatam que as anomalias negativas de Nb indicam, provavelmente, como fonte o manto empobrecido (manto sublitosférico) e ocorrência de contaminação crustal. As fortes anomalias de Sr nos olivina diabásios sugerem retenção de plagioclásio durante a etapa de fusão parcial de uma fonte mantélica empobrecida.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos nas observações de campo, análise petrográfica, geoquímica e comparação com os dados da literatura permitiu avançar no conhecimento geológico geral da área, possibilitando, inclusive, uma melhor definição dos processos que levaram a definição e formação da Formação Tapirapuã que aflora nas proximidades da cidade de Tangará da Serra, no Estado do Mato Grosso.

A análise petrográfica das quinze rochas máficas e associadas da região de Tangará da Serra/MT possibilitou a classificação destas em quatro grupos, são eles: olivina diabásios, diabásios, basaltos e rochas sedimentares encaixantes, representadas por quartzo arenitos e rochas calcáreas. As rochas máficas constituem a Formação Tapirapuã (Corrêa & Couto 1972), onde os basaltos constituem derrames fissurais e os diabásios ocorrem como *sills* e raros diques.

De um modo geral, as rochas máficas apresentam uma composição mineralógica bastante semelhante com plagioclásio, augita, enstatita e minerais opacos representados por titanomagnetita e ilmenita. Olivina (crisolita) e biotita ocorrem apenas nos olivina diabásios. Os derrames de basaltos exibem feições de resfriamento brusco registrado pelas texturas hipovítreas, cristais aciculares e radiais de plagioclásio e com terminações tipo “rabo de andorinha”. Enquanto os diabásios encontram-se bastante alterados e cortados por inúmeros veios de carbonato.

A caracterização de alguns minerais de difícil identificação como os minerais opacos e aqueles oriundos de alteração foi realizada por meio da análise em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Foram imageados e caracterizados quimicamente minerais como plagioclásio, augita e titanomagnetita nos basaltos; e augita, plagioclásio, crisolita, ilmenita, pirita e badelleyita nos olivina diabásios.

A Microscopia Eletrônica de Varredura realizada nos basaltos também auxiliou na identificação do agregado mineral que constitui as amígdalas. Trata-se de um agregado de argilominerais de cores esverdeada a marrom avermelhada, já descrito anteriormente por Schenatto *et al.* (2003 *apud* Barros *et al.* 2006) que o definiu como clorita, celadonita, esmectitas, óxidos e hidróxidos de ferro nos basaltos da Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná.

Os estudos litoquímicos permitiram a identificação de três grupos composicionais distintos e condizentes com a análise petrográfica, são eles: olivina diabásios (caracterizados por baixas concentrações de SiO₂, alto MgO, Al₂O₃ e Sr, além de apresentar uma tendência

subalcalina intermediária e composição normativa no campo dos olivina toleítos), basaltos (caracterizados por alta SiO_2 , menor MgO , Al_2O_3 e natureza toleítica) e os diabásios que são caracterizados por uma elevada alteração, maiores concentrações de TiO_2 , baixa concentração de MgO e pela natureza toleítica. Essas rochas máficas foram classificadas como basaltos alcalinos e toleíticos e que se mostram levemente enriquecidas em ETRL, com moderado fracionamento dos ETR e padrão subhorizontal.

Os diagramas de variação não exibiram um padrão evidente de fracionamento das rochas enquanto que os diagramas de discriminação de ambiente tectônico e a assinatura geoquímica mostrada no diagrama multielementar confirmam uma natureza intraplaca.

Portanto, a integração dos dados petrográficos e litoquímicos, bem como da literatura, permitem interpretar que as rochas máficas intraplacas se alojaram em um regime distensivo, correlacionado a outros eventos como o Magmatismo Penatecaua (Costa *et al.* 2012); com Formação Anari, no centro-leste de Rondônia (Trindade Netto *et al.* 2015); aos basaltos toleíticos da Formação Mosquito (Aguiar 1969 *apud* Bahia *et al.* 2006); à Suíte Básica Apoteri (Leal 1997), aos basaltos das Guianas (196 Ma) e Oeste Africano (200 Ma) e com os diques básicos na costa do Pará e Amapá (Barros *et al.* 2006). Reunidas, integram a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) e são correlacionadas ao rifteamento do supercontinente *Pangea* e consequente formação do oceano Atlântico Norte e Central durante o mesozoico.

REFERÊNCIAS

- Alkmim F.F., Martins-Neto M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In: Pinto C.P., Martins-Neto M.A. (eds.). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais.* SBG-MG, Belo Horizonte, p. 9–30.
- Almeida F.F.M. 1964. Geologia do Centro-Oeste Mato-Grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, DNPM, (215): 1-53.
- Almeida L.F.C., Melo S.C., Friaça G.C. 1972. A geologia e as perspectivas econômico-minerais da estrada de integração nacional Cuiabá-Santarém (trecho Cuiabá-Cachimbo). *In: SBG, 26º Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, Belém, PA. Anais...* Belém, v.1, p. 121-128.
- Almeida F.F.M. de. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, **13**(3):139-158.
- Almeida F.F.M., Hasui Y. (coords.). 1984. *O pré-cambriano do Brasil.* São Paulo, Edgard Blucher. 378p.
- Alvarenga C.J.S., Figueiredo M.F., Babinski M., Pinho F.E.C. 2007. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **23**: 236-241.
- Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Dantas E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, **131**:1-21.
- Babinsky M., Trindade R.I.F, Alvarenga C.J.S, Boggiani P.C., Liu D, Santos R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. *In: Snowball Earth 2006, Ascona Proceedings*, v. 1, p. 19-20.
- Bahia R.B.C. 2007. *Evolução tectonossedimentar da bacia dos Parecis – Amazônia.* MS Dissertação, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, UFOP, Ouro Preto, 121p.
- Bahia R.B.C., Martins-Neto M.A., Barbosa M.S.C., Pedreira A.J. 2006. Revisão estratigráfica da Bacia dos Parecis - Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **36** (4): 692-703.
- Bandeira J., Mcgee B., Nogueira A.C.R., Collins A.S., Trindade R. 2012. Sedimentological and provenance response to cambrian closure of the Clymene ocean: the upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. *Gondwana Research*, **21**: 323–340.
- Barros A.M., Silva R.H., Cardoso O.R.F.A., Freire F.A., Souza Jr J.J., Rivetti M., Luz D.S., Palmeira R.C.B., Tassinari C.C.G. 1982. Geologia. *In: Projeto RADAMBRASIL. Geologia da folha SD.21 Cuiabá.* Rio de Janeiro, DNPM, cap. 1, p. 25-192 (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- Barros M. A. de S., Mizusaki A. M. P., Weska R. K., Borba A. W. de, Chemale Jr F., Costa E. C. da. 2006. Petrografia, geoquímica, análises isotópicas (Sr, Nd) e geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, **33** (2): 71-77.

- Batezelli A., Ladeira F.S.B., Assine M.L. 2014. Ambientes deposicionais e evolução estratigráfica do cretáceo superior da Bacia dos Parecis. São Paulo, UNESP, *Geociências*, **33** (3): 429-448.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). 2003. *Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM, Brasília, 673 p.
- Boggiani P.C. & Alvarenga C.J.S. 2004. A Faixa Paraguai. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (coords). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p. 113-120.
- Boynton, W. V. 1984. Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.), *Rare earth elements geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114.
- Brito, R. S. C. 2000. Geologia e petrologia do sill máfico ultramáfico do Rio Jacaré - Bahia e estudo das mineralizações de Fe-Ti-V e platinóides associadas. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 385 p.
- Coltice, N.; Phillips, B.; Bertrand, H.; Ricard, Y.; Rey, P. 2007. Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents, *Geology*, **35**(5), 391-394.
- Cordani, U.G. & Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**(3):167-173.
- Corrêa, J.A. & Couto, E.A. 1972. Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso. Relatório Final, Goiânia, DNPM-CPRM, 2v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 1940).
- Costa, J; Vasconcellos, E. M. G.; Barros, C. E. M., Cury, L. F.; Juk, K. F. V. 2012. Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, diabásio Penatecaua, PA. *Revista Brasileira de Geociências*. **42**(4): 754-771.
- Cox, K.G.; Bell, J.D.; Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1992. An Introduction to the rock forming minerals – 2nd Edition. London. *Prentice Hall*, p. 549.
- Fettes, D.; Desmons, J. 2008. Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms. *Cambridge University Press*, p. 105-110.
- Figueiredo A.J.A. & Olivatti O. 1974. *O projeto Alto – Guaporé*. Goiânia, DNPM/CPRM, Relatório do arquivo técnico da DGM, nº 2.323, 11 v.
- Figueiredo A.J. de A., Barros A.M., Eulálio Filho A., Rodrigues A.P., Barreto B.F., Pimentel G.B., Couto J.G.P., Reischl J.L., Costa S.A.G., Resende Filho S.T., Pastore Júnior W.P., Ribeiro Filho W. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. CPRM, Goiânia, 11 v. (Relatório Final).
- Gill R. 2014. Os Basaltos e Rochas Afins. In: Rochas e Processos Ígneos: um guia prático. Trad. F.J. Nonnenmacher. Porto Alegre: Bookman. cap. 2, p. 20-64.
- Hames W.E., Mchone J.G., Ruppel C., Renne P. 2002. The Central Atlantic Magmatic Province: insights from fragments of Pangea: *Am. Geophys. Union*, 267 p. (Monograph, 136).
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Costa, J.B.S. 1992. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Rev. Brasileira de Geociências*, **12**:7-31.
- Hasui, Y. et al. 2012. *Geologia do Brasil*. 1. edição. [S.l.], Editora Beca. 900 p.

- Hoffman P.F. & Schrag D.P. 2002. The snowball earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, **14** (3): 129-155, Jun.
- Jensen, L. S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66.
- King, S. D. & Anderson D. L. 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters* 160. p 289–296.
- Lacerda Filho, J. V. De; Abreu Filho, W.; Valente, C. R.; Oliveira, C. C. De; Albuquerque, M. C. 2004. Carta Geológica: Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Escala 1:1000000. CPRM, Goiânia (Convênio CPRM/SICME), 200 p.
- Leal, A. B. M. 1997. Contribuição à Petrologia e Geoquímica do Magmatismo Basáltico Mesozoico do Estado de Roraima (tese de doutorado). Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia. USP, Instituto de Geociências. São Paulo, p. 174.
- Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B.; Le Bas, M.J.; Bonin, B.; Bateman, P.; Bellieni, G.; Dudek, A.; Efremova, S.; Keller, J.; Lameyre, J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Woolley, A.R. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 236 p.
- Marzoli A., Renne P.R., Piccirillo E.M., Ernesto M., Bellieni G., De Min A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**:616-618.
- Mchone J.G. 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the Central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316:287-296.
- Mchone, J.G. 2006. Igneous Features and geodynamic models of rifting and magmatism around the Central Atlantic Ocean. Disponível em: <<http://www.mantleplumes.org/CAMP.html>>. Acesso em Junho de 2017.
- Mcphie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the Interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania.
- 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**:207-218.9-26.
- Milani E.J., Zalán P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**(3):199-205.
- Minioli B., Ponçano W.L., Oliveira S.M.B. 1971. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43**:433-437.
- Molyneux, T.C. 1972. X-ray data and chemical analyses of some titanomagnetite and ilmenite samples from the Bushveld Complex, South Africa. *Mineralogical Magazine*, vol. 30, pp.863-71.
- Montes-Lauar, C.R.; Pacca, I.G.; Melfi, A.J., Piccirillo, E.M.; Bellieni, G.; Petrine, R. & Rizzieri, R. 1994. The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**:357-71.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. 1989. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**:1123-1133.

- Nogueira, A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. 173 f. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Nogueira, A.C.R. & Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na arte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, **36**(4):623-640.
- Nogueira, A.C.R.; Riccomini, C.; Sial, A.N.; Moura, C.A.V.; Trindade, R.I.F.; Fairchild, T.R. 2007. Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.
- Oliveira, E.P. 1915. Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. Comissão Linhas Telegráficas Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas, Rio de Janeiro, Publicação, **50**:1-82.
- Padilha A.V., Montes A. De S.L., Barros C.A.F. De, Lemos D.B., Frota G.B., Luz J. Da S., Moreira J.M.P., Moreno J.J.P., Montes M.L., Menezes Filho N.R., Cardoso O.R.F.A., Lima P.F.C., Almeida W.J. De, Abreu Filho W., Silveira W.P., Santana W.R.R. 1974. Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso. DNPM/CPRM, Goiânia, Relatório final, v. 1.
- Pearce, J. A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorp, R.S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525-548.
- Pearce, J. A. & Gale, G. H. 1977. Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **7**, 14-24.
- Reis, N.J. & Araújo, R.V. 1999. Complexo Vulcânico Apoteri. In: CPRM (ed.), Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 – 3.15.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M., Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism rifting of southern Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**:975-979.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, Interpretation. Zimbabwe, 355p.
- Santos J.O.S., Rizzoto G.J., Potter P.E., Mcnaughton N.J., Matos R.S., Hartmann L.A., Chemale F., Quadros M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**:120-152.
- Silva, G.D.; Rubert, R.R.; Barros, A.J.P. De. 2003. Projeto Caulim do Xingu: mapeamento geológico, escala 1: 100.000. Cuiabá: Companhia Mato-Grossense de Mineração (METAMAT), Relatório Técnico, 88 p., 2003.
- Silva Júnior, J.B.C.; Nogueira, A.C.R.; Petri, S.; Riccomini, C.; Trindade, R.I.F.; Sial, A.N.; Hidalgo, R.L. 2007. Depósitos litorâneos neoproterozóicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.* **37**(2):02.

- Soares J.L. 2008. Estratigrafia e Paleoambiente da Capa Carbonática Neoproterozóica, Sul do Cráton Amazônico, Região de Tangará da Serra (MT). Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Amazonas, 97 p.
- Soares Júnior, A.V. 2007. Fragmentação do Gondwana na Região Meio-Norte do Brasil durante o Mesozóico. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém,
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.* 12-33.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and process. In: A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.). *Magmaism in the oceanic basins*. London: *Geological Society of London*. p.: 313-345.
- Tohver E., Trindade R.I.F., Solum J.G., Hall C.M., Riccomini C., Nogueira A.C. 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, **38**:267-270.
- Trindade Netto, G. B.; Costa, P. C. C.; Girardi, V. A. V. 2015. Contribuição à geologia, petrografia e geoquímica dos diques máficos da porção centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo*, v. 16, n. 1, p. -21.
- Trindade, R.I.F., D'agrella Filho, M.S., Epof, I., Neves, B.B.B., 2006. Paleomagnetism of early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 361–377.
- Trompette, R. 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets/Earth and Planetary Sciences*, **330**:305-315.
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. London, UnwIn Hyman Ltd. 350p.
- Yoder Jr., H. S., Tilley, C. E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rocks systems. *Journal of Petrology*, **03**:342-532.

ANEXO

ANEXO A – TABELA DE AMOSTRAGEM

Siglas	Lat/Long	Rocha	Toponímia	AMOSTRAGEM		MEV/ EDS
				Petrografia	Litoquímica	
TS-01	-----	Basalto	-----	x		
TS-05	14°42'11"S/ 57°51'10"W	Olivina Diabásio	Pedreira de Tangará	x	x	
TS-06	14°40'17"S/ 57°50'23"W	Calcário	Pedreira de Tangará	x		
TS-08	14°43'24"S/ 57°52'14"W	Olivina Diabásio	Pedreira de Tangará	x	x	x
TS-09	14°43'28"S/ 57°51'14"W	Quartzo arenito	Corte de estrada para a pedreira Tangará	x		
TS-10A	14°42'08"S/ 51°49'40"W	Dolograinstone peloidal	-----	x		
TS-10B	14°42'08"S/ 51°49'40"W	Quartzo arenito	-----	x		
TS-13	-----	Olivina Diabásio	-----	x		
TS-14	-----	Olivina Diabásio	-----	x		
TS-15	-----	Basalto	-----	x	x	x
TS-16	14°21'12"S/ 56°27'55"W	Basalto	Pedreira BASA	x	x	x
TS-17A	14°21'45"S/ 56°27'04"W	Basalto	Pedreira Sanches- Tripoloni	x	x	
TS-17B	14°21'45"S/ 56°27'04"W	Basalto	Pedreira Sanches- Tripoloni	x		
TS-18A	15°09'37"S/ 56°50'33"W	Diabásio	Pedreira Itaipu	x	x	
TS-18B	15°09'37"S/ 56°50'33"W	Diabásio	Pedreira Itaipu	x		