

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DE GEOCIÊNCIAS



UFAM

GEOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DAS INTRUSÕES
MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE AMAJARI,
RORAIMA: IMPLICAÇÕES PETROGENÉTICAS

TIAGO FELIPE ARRUDA MAIA

MANAUS
2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS - ICE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DE GEOCIÊNCIAS

TIAGO FELIPE ARRUDA MAIA

GEOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DAS INTRUSÕES
MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE AMAJARI,
RORAIMA: IMPLICAÇÕES PETROGENÉTICAS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Evolução Crustal.

ORIENTADORA: Profa. Dra. Carolina Michelin de Almeida

MANAUS
2016

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

M217g Maia, Tiago Felipe Arruda
Geologia e Litogeoquímica das intrusões máficas-ultramáficas da
região de Amajari, Roraima: implicações petrogenéticas / Tiago
Felipe Arruda Maia. 2016
84 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Carolina Michelin de Almeida
Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal
do Amazonas.

1. Suíte Máfica-ultramáfica Uraricaá. 2. Elementos do Grupo da
Platina. 3. Roraima. 4. Modelagem Petrogenética. I. Almeida,
Carolina Michelin de II. Universidade Federal do Amazonas III.
Título

TIAGO FELIPE ARRUDA MAIA

GEOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DAS INTRUSÕES MÁFICAS-
ULTRAMÁFICAS DA REGIÃO DE AMAJARI/RR: IMPLICAÇÕES
PETROGENÉTICAS

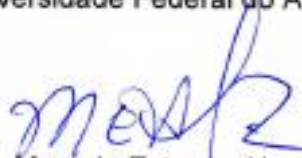
Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Geociências da Universidade Federal
do Amazonas, como requisito parcial
para obtenção do Título de Mestre
em Geociências, área de
concentração em Geociências.

Aprovado em 30 de agosto de 2016.

BANCA EXAMINADORA



Prof.ª Dr.ª Carolina Michelin de Almeida, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas



Geo. Dr. Marcelo Esteves Almeida, Membro.
CPRM/Manaus



Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente, Membro.
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Ricardo Teixeira Maia e Fernanda Patrícia Arruda Maia pela ótima educação que me proporcionaram desde pequeno.

A minha querida esposa Samia Darcila Barros Maia pela paciência e apoio durante toda duração do mestrado;

A minha orientadora pelo acompanhamento constante e revisões precisas;

A todos os profissionais e pesquisadores do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), em especial aos Geólogos Luís Emanuel Alexandre Goulart e Raimundo de Jesus Gato Dantona, pelo apoio e longas conversas agradáveis.

A Universidade Federal do Amazonas, pela disponibilidade dos seus laboratórios e escritórios sem ao qual essa pesquisa não seria possível;

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos que permitiu a me manter focado na projeto de pesquisa;

A todos os colegas de mestrado pelo carinho, paciência e ajuda;

A todos os professores que me ajudaram e me apoiaram durante essa jornada, em especial a professora Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento e professor Dr. Cláudio Augusto Milliotti por todas as dúvidas tiradas;

A todos os membros da banca de defesa de mestrado.

“O segredo da existência humana reside não só em viver mas também em saber para que se vive.”

Fiodor Dostoievski

RESUMO

No norte do estado de Roraima, porção oeste do Domínio Surumu, ocorrem várias intrusões máfica-ultramáficas associadas à granitoides cálcio-alcálicos e rochas metassedimentares paleoproterozoicas. Algumas dessas intrusões, correlacionadas a Suíte Uraricaá, localizadas próximo à sede do município de Amajari-RR, foram o objeto de estudo deste trabalho. Assim, este trabalho investigou o contexto geológico, tectônico e potencial metalogenético dessas intrusões máficas-ultramáficas. A metodologia de trabalho consistiu em mapeamento geológico, petrografia de luz fletida e transmitida, geoquímica de rocha total, modelagem petrogenética, investigação metalogenética. Foram mapeados seis corpos semicirculares, com diâmetro de até 4 km, que intrudem os granitoides da Suíte Pedra Pintada, compreendendo olivina-websteritos, olivina-noritos, olivina-enstatita-gabro, enstatita-gabro e gabronoritos, com predominância da textura cumulática, e localmente subofítica. As rochas não apresentam nenhuma estrutura ou feição macroscópica de deformação e/ou hidrotermalismo. A mineralogia principal observado foi de cristais de olivina, enstatita, augita e labradorita, com raros cristais de pirita, calcopirita e magnetita. Entretanto, uma assembleia mineralógica neoformada composta por hornblenda + clorita ± serpentina ± actinolita foi observada, evidenciando metamorfismo estático de baixo grau, possivelmente correlacionado ao Evento K'mudku. As rochas apresentam afinidades toleíticas e sub-alcálicas, com ampla variação em MgO (5%-23%) e de baixo TiO₂ (<1,2%). O comportamento dos óxidos maiores, menores e elementos traços ao longo do processo de cristalização dessas rochas, foi o esperado, em relação ao comportamento compatíveis e compatível. Identificou-se nessas rochas uma assinatura de arco magmático, evidenciado pelo baixo enriquecimento de Nb e Ti, com diferentes níveis de fracionamento de ETRL em relação aos ETRP, com dois padrões distintos, um sub-retilíneo e outro inclinado. Quanto a investigação do tipo de fonte magmática, foi possível concluir que houve uma possível mistura entre fontes E-MORB e N-MORB, com contribuição de litosfera oceânica subductada em um ambiente de arco magmático. Já a modelagem petrogenética permitiu concluir que essas rochas são congenéticas entre si, através do processo de AFC, tendo como rochas contaminantes os granitoides da Suíte Pedra Pintada. Com relação ao potencial econômico, é possível afirmar que a partir dos valores obtidos de Ni, Cu, Cr, Pt, Pd e Au, as rochas estudadas não possuem enriquecimento necessário, a ponto de considerá-las mineralizadas, não tendo sido encontrada nenhuma fase sulfetada representativa e que as anomalias presentes em concentrado de bateia e solo são produto de processos supergênicos posteriores sobre essas rochas.

Palavras Chave: *Suíte Máfica-ultramáfica Uraricaá; Elementos do Grupo da Platina, Roraima; Modelagem Petrogenética.*

ABSTRACT

In the northern state of Roraima, western portion of Surumu Domain occur several mafic-ultramafic intrusions associated with granitic calc-alkaline rocks and metasedimentary paleoproterozoic. Some of these intrusions, correlated to suite Uraricaá, located next to the Amajari city, were the object of study of this work. This work investigated the geological context, tectonic and metallogenic potential of mafic-ultramafic intrusions. The methodology consisted of geological mapping; light petrography bent and transmitted, in whole rock geochemistry, petrogenetic modeling, metallogenic research. Six semicircular bodies were mapped with a diameter of up to 4 km, which intrude the granitic of Pintada Pintada Suite, comprising olivine-websterites, olivine norite, olivine-enstatite-gabbro, enstatite-gabbro and gabbronorites, predominantly cumulate texture, and subophitic locally. The rocks exhibit no macroscopic structure or feature deformation and / or hydrothermal. The main observed mineralogy was olivine crystals, enstatite, augite and labradorite, with rare crystals of pyrite, chalcopyrite and magnetite. However, a newly formed mineralogical assembly composed of hornblende + chlorite ± ± actinolite coil was observed, leading to static low-grade metamorphism, possibly correlated to K'mudku Event. The rocks have tholeiitic affinity and sub-alkaline, with wide variation in MgO (5% -23%) and low TiO₂ (<1.2%). The behavior of the higher oxides, minor and trace elements throughout the crystallization process these rocks; have been expected in relation to the compatible and compliant behavior. It were identified in these rocks one magmatic arc signature, evidenced by the low enrichment of Nb and Ti, with different levels of LREE fractionation compared to HREE, with two distinct patterns, a sub-rectilinear and another inclined. The research on the type of magmatic source, it was concluded that there was a possible mix of sources E-MORB and N-MORB, with oceanic lithosphere subducted contribution in a magmatic arc environment. Already petrogenetic modeling concluded that these rocks are congenetics each other, through the process of AFC, with the contaminants rocks the granitic of Pedra Pintada suite. Regarding the economic potential, it can be said that from the values of Ni, Cu, Cr, Pt, Pd and Au, the studied rocks have no need enrichment as to consider them mineralized, with no stage been found sulfide representative and that the anomalies present in bateia concentrate and soil are the product of later supergene processes on these rocks.

Key Words: *Uraricaá Mafic-ultramafic Suite, Platinum Group Elements, Roraima; petrogenetic modeling.*

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa geológico e geoquímico para Au, Pt e Pd, de rochas da Suíte Uraricaá, próximo à sede do município de Amajari-RR. (CPRM, 2000a).....	3
Figura 2: Mapa de localização com os pontos da área de estudo (este trabalho).	5
Figura 3: Modelos de províncias geocronológicas para o Craton Amazônico modificados de: A) Tassinari & Macambira (2004), e B) Santos et al. (2006).....	6
Figura 4: Localização da área de estudo no Domínio litoestrutural Surumu do estado de Roraima, Modificado de Reis et al., (2004).....	8
Figura 5: Mapa geológico simplificado da América do Sul mostrando o Craton Amazônico, com destaque para o Escudo das Guianas e para a disposição do Cinturão Cauarane-Coeroeni (modificado de Fraga et al., 2008, 2009 a, b).....	9
Figura 6: Mapa geológico que compreende boa parte da área de estudo, porção norte do estado de Roraima modificado de CPRM (2010)	12
Figura 7: Mapa geológico e de pontos da área de estudo, modificado de CPRM (2010).	23
Figura 8: Rochas ultramáficas do corpo W aflorando na forma de blocos, nas margens do ramal do Flecha (ponto TF-01).	24
Figura 9: A – Solo avermelhado desenvolvido sobre as rochas ultramáficas da intrusão W B - Fragmentos de crosta pisolítica associada à intrusão W. Ambas as fotos foram tiradas próximo ao ponto TF-01.....	25
Figura 10: Afloramento de pequenos blocos de rocha ultramáfica do corpo E, dentro de área indígena (Ponto TF-10).	26
Figura 11: A - Fragmento de crosta ferruginosa pisolítica descrita no ponto PF-10; B - Solo avermelhado com pisólitos formado sobre o corpo E, próximo ao ponto PF-10.	27
Figura 12: Trecho de corredeira do rio Amajari, próximo ao corpo E, em que afloram rochas cisalhadas da suíte Pedra Pintada.	28
Figura 13: A - Afloramento de rocha máfica pertencente à intrusão B-1, muito semelhante aos outros afloramentos das intrusões B-2 a B-4; B – Fragmento de rocha do corpo B1. (Ambos no ponto TF-14).	29
Figura 14: Detalhe de amostra de rocha do olivina norito da intrusão W (TF-06).....	30
Figura 15: Fotomicrografias e imagens de elétrons retroespalhados das rochas da intrusão W, com nicóis cruzados: (A) Detalhe da textura em coroa em olivina, no olivina-norito; (B) Enstatita com contatos interlobados entre si e entre a labradorita, também no olivina-websterito (C) Exsolução de augita em enstatita circundada por	

labradorita intersticial, também no olivina-norito; (D) Cristais de olivina, enstatita e augita em contato com plagioclásio (i.e. textura em corona), no olivina-websterito; (E) Magnetita esquelética tardia associada a alteração de cristais de olivina; (F) Magnetita primária incluída em enstatita, na intrusão W. Legendas: Pl – plagioclásio, En – enstatita, Ol – olivina, Aug – augita.....	32
Figura 16: Sequência de cristalização para as rochas do intrusão W.....	33
Figura 17: Amostra de gabronorito porfirítico, com destaque para os fenocristais de enstatita e para o tom esverdeado da rocha, intrusão E (TF-10).....	33
Figura 18: Fotomicrografias, imagem de elétrons retroespalhados e mapa composicional do gabronorito da intrusão E. (A) Aglomerado de fenocristais de enstatita com inclusão de pirita, nicóis cruzados; (B) Cristais de plagioclásio intersticiais entre hornblenda neoformada; (C) Augita substituída por hornblenda, com os nicóis paralelos; (D) Augita substituída por hornblenda, com nicóis cruzados; (E) Imagem de elétrons retro-espalhados de magnetita; (F) Mapa composicional de Ferro e Titânio referente a imagem E. Legendas: Pl – plagioclásio, En – enstatita, Hbl – hornblenda e Mag – magnetita.	35
Figura 19: Sequência de cristalização proposta para as rochas do intrusão E.	36
Figura 20: Fragmento da amostra TF-08 de um enstatita-gabro (intrusão B1) do ponto PTF-08.....	36
Figura 21: Fotomicrografias da amostra de enstatita-gabro da intrusão B1 (TF-08). (A) Detalhe da textura mimerquita formada pela labradorita e quartzo vermicular, com nicóis cruzados; (B) enstatita extinta com exsolução de augita, com nicóis cruzados; (C) Enstatita extinta com inclusões de plagioclásio, nicóis cruzados; (D) Aglomerado de clorita, nicóis paralelos; (E) Magnetita preenchendo fraturas, como também no contato entre augita e labradorita, com nicóis paralelos; (F) Sobrecrescimento de cristais de magnetita sobre cristais de augita e labradorita, com nicóis paralelos. Legendas: Pl – plagioclásio, Hbl – hornblenda, Mag – magnetita, Qtz – quartzo, Chl – clorita e En – Enstatita.....	38
Figura 22: (A) Fotomicrografia de cristal anedral de magnetita; (B) Fotomicrografia feita sob luz refletida de cristais de pirita preenchendo fraturas em augita e plagioclásio; (C) Imagem de elétrons retroespalhados da textura mimerquita formado por quartzo vermicular; (D) mapa composicional para potássio (K) da imagem A; (E) Imagem de elétrons retro-espalhados de um cristal de magnetita e (F) Mapa composicional para Ti da figura E, obtidos via EDS.	39
Figura 23: Sequência de cristalização proposta para as rochas do intrusão B1.	40

Figura 24: Fragmento de amostra da amostra TF-15 da intrusão B2, sendo um quartzo-hornblenda gabro.....	40
Figura 25: Fotomicrografias da amostra de gabro da intrusão B2. (A) Augita parcialmente uralitizada para hornblenda; (B) Hornblenda alterando para epidoto e com inclusões de plagioclásio; (C) titanita envolvida por hornblenda e augita; (D) Vista geral da rocha ao microscópio, mostrando os cristais de augita e hornblenda, com nicois paralelos. Legendas: Hbl – hornblenda, Qtz – quartzo, Aug – augita, Ttn – titanita.....	42
Figura 26: Sequência de cristalização proposta para as rochas da intrusão B2.....	42
Figura 27: Fragmento da amostra TF-16, referente ao olivina-enstatita-gabro da intrusão B3.....	43
Figura 28: Fotomicrografias da amostra de gabro da intrusão B3 (TF-16): (A) e (B) Cristal de augita alterando para clorita, com núcleo serpentizado, com nicol paralelo e cruzado respectivamente; (C) e (D) Cristal de enstatita alterando para hornblenda da borda para o centro e com inclusões de olivina, com nicol paralelo e cruzado respectivamente; (E) e (F) Visão geral da rocha fortemente alterada, com destaque para os cristais de hornblenda, com nicol paralelo e cruzado respectivamente Legendas: Ol – olivina; En – enstatita; Aug – augita; Hbl – hornblenda, Chl – clorita; Srp – serpentina.....	45
Figura 29: Sequência de cristalização proposta para as rochas do intrusão B3.....	46
Figura 30: Fragmento de olivina-gabronorito serpentizado (intrusão B4) (TF-14)..	46
Figura 31: Fotomicrografias da amostra de olivina websterito serpentizado da intrusão B4. (A) Cristal de hornblenda na seção basal em contato com o plagioclásio; (B) aglomerados de cristais de serpentina em contatocom hornblenda, com nicois cruzados. Hornblenda sendo substituída por actinolita e serpentina, com nicois cruzados (C) e com nicois paralelos (D). Legendas: Pl – plagioclásio, Hbl – hornblenda, Ep – epidoto, Act – actinolita, Srp – serpentina.....	48
Figura 32: Sequência de cristalização proposta para as rochas do intrusão B4.....	48
Figura 33: Diagrama de SiO ₂ vs Na ₂ O + K ₂ O, modificado de Middlemost (1985).....	52
Figura 34: A – Diagrama binário SiO ₂ vs. Álcalis (Na ₂ O + K ₂ O); B – Diagrama ternário que define a afinidade geoquímica das rochas estudadas (IRVINE & BARAGAR, 1971).	52
Figura 35: Diagramas binários MgO versus óxidos maiores e menores em %; Ni e Zr em ppm. O sentido da seta indica que o trend é compatível com o aumento da SiO ₂ .	

A setas foram calculadas por regressão linear no Excel, excluindo a amostra TF-01.	54
Figura 36: Diagramas binários de MgO versus HFSE	55
Figura 37: Diagrama multielementar das amostras estudadas, comparadas com fontes basálticas atuais (Li et al., 2015) e normalizados pelo manto primitivo (Sun e McDonough, 1989). Legenda: IAB – Basalto de arco de ilha e IOAB – Basalto de arco intra-oceânico.....	56
Figura 38: Diagrama Multielementar de ETR: A – intrusão W e E-MORB; B – intrusões B1, B2 e B4; C – intrusão E; e D – demais amostras. Normalizador e E-MORB retirados de Sun & McDonough (1989).....	58
Figura 39: Diagramas de variação de variáveis incompatíveis versus compatíveis para as rochas deste estudo.	59
Figura 40: Modelo de AFC para: A – elementos Nb e Ti, e B – Sm e Y. A curva de AFC (+) mostra intervalos de 10% de F (entre 0 e 80% em A e B). As concentrações das amostras estão plotadas no diagrama (quadrados). O círculo preto indica a composição da rocha contaminante, a seta indica a tendência da evolução magmática da rochas estudadas no sentido composição contaminante. Os quadrados rosas são as rochas que compõe o banco de dados geoquímico.	63
Figura 41: Modelo de AFC para os elementos Sm e Y: A – rocha contaminante é da Suíte Pedra Pintada, e B – rocha contaminante é do Grupo Cauarane. A curva de AFC (+) mostra intervalos de 10% de F (entre 0 e 80%). As concentrações das amostras estão plotadas no diagrama (quadrados), o círculo preto indica a composição da rocha contaminante. A seta indica a tendência da evolução magmática da rochas estudadas no sentido composição contaminante, sendo ela os granitoides da Suíte Pedra Pintada. Mesma legenda da figura 38 para os quadrados.	64
Figura 42: Diagrama indicando possíveis fontes magmáticas e suas interações. A - razão Nb/Yb vs. TiO ₂ /Yb, e B - razão Nb/Yb vs Th/Yb, (Pearce, 2008). Em B, os campos de arcos magmáticos oceânico e continental foram extraídos de Pearce et al., (2014).....	65
Figura 43: Diagrama de dispersão de pontos: A – de Ti/Y vs. Zr/Y (Pearce & Gale, 1977); B – Zr vs. TiO ₂ Pearce, (1983); C – Ta/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 1983); D – Ti/1000 vs. V (Shervais, 1982). Quadrados negros representam as amostras do banco de dados. BABB (basalto de bacia de retro-arco).....	66

Figura 44: Diagrama de Zr/Y vs. Nb/Y, com linhas paralelas inclinadas definidas para $\Delta Nb=0$ e para o limite superior de ΔNb referente magmatismo da Islândia do tipo pluma mantélica mais MORB, conforme Fitton et al., (1997). Estrela (MCC - Média da crosta continental segundo Rudnick & Foutain, 1995) e o símbolo (+) é o Manto primitivo (PM – primitive mantle em inglês) segundo McDonough & Sun (1995).....	67
Figura 45: Diagrama multielementar que apresenta: A – a variação das concentrações normalizadas dos elementos que podem formar mineralizações associado à magmatismo máfico-ultramáfico em função das rochas estudadas; B – Variação da concentração de Pt e Pd; e C- variação de Ni, Cr, Co V Cu e Zn em função dos elementos em ambos diagramas. As letras na parte de baixo indica as intrusões.	71
Figura 46: Classificação das rochas desse estudo, conforme Streckeisen, (1967). .	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Análises geoquímica de rocha total dos óxidos maiores, menores e elementos traços para as rochas máficas-ultramáficas da região de Amajari, RR. ..	50
Tabela 2: Elementos traços com seus respectivos valores de K_d em diferentes fases minerais e líquidos.	61
Tabela 3: Parâmetros utilizados na modelagem do processo de cristalização fracionada sem assimilação concomitante, usando como base uma assembleia mineral fracionante: plagioclásio (53,4%), enstatita (21,7%) e augita (24,9%). As amostras, TF-01 e LM-07b, representam o líquido parental e o mais evoluído, respectivamente.....	61
Tabela 4: Dados isotópicos Sm-Nd de amostras do Gabro Igarapé Tomás (CPRM, 2010).....	66
Tabela 5: Análises químicas (em ppm e ppb) realizadas em solos relacionada a rochas máficas-ultramáficas da região de Amajari, RR.	69
Tabela 6 Análises químicas dos referidos elementos indicados, em amostras de rocha e crosta laterítica.....	70
Tabela 7: Composição modal das rochas da estudadas.	84

SUMÁRIO

1.	<i>INTRODUÇÃO</i>	1
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	OBJETIVOS	4
1.3	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	4
2.	<i>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</i>	6
2.1	CRATON AMAZÔNICO	6
2.2	<i>COMPARTIMENTAÇÃO LITOESTRUTURAL DO ESTADO DE RORAIMA</i>	7
2.3	<i>GEOLOGIA LOCAL – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS</i>	9
2.3.1	Suíte Trairão	10
2.3.2	Grupo Cauarane	10
2.3.3	Suíte Pedra Pintada	13
2.3.4	Grupo Surumu	14
2.3.5	Suíte Aricamã	14
2.3.6	Formação Cachoeira da Ilha	15
2.3.7	Suíte Uraricaá	15
2.3.8	Diabásio Avanavero	16
2.3.9	Gabro Igarapé Tomás	16
2.3.10	Coberturas Cenozoicas	17
3.	<i>MATERIAIS E MÉTODOS</i>	18
3.1	<i>LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO</i>	18
3.2	<i>ETAPA DE CAMPO</i>	18
3.3	<i>ANÁLISES LABORATORIAIS</i>	19
3.3.1	Análise Petrográfica	19
3.3.2	Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com detector/espectrômetro de energia dispersiva de raios-X (EDS) acoplado	19
3.3.3	Geoquímica de Rocha total	20
3.4	<i>TRABALHOS DE ESCRITÓRIO</i>	21
4.	<i>RESULTADOS</i>	22
4.1	<i>MAPEAMENTO GEOLÓGICO</i>	22
4.1.1	Aspectos de campo	22
4.1.2	Intrusão W	24
4.1.3	Intrusão E	25
4.1.4	Intrusões B1 a B4	28
4.2	<i>PETROGRAFIA</i>	29
4.2.1	Intrusão W –Olivina websterito – Olivina norito	29
4.2.2	Intrusão E – Gabronorito	33
4.2.3	B1 – Enstatita-Gabro	36

4.2.4	B2 – Quartzo-hornblenda gabro	40
4.2.5	B3 – Olivina-enstatita gabro	43
4.2.6	B4 – Olivina gabronorito serpentizado	46
4.3	<i>LITOGEOQUÍMICA</i>	49
5.	<i>DISCUSSÕES</i>	59
5.1	PROCESSOS MAGMÁTICOS	59
5.2	AMBIENTE TECTÔNICO E TIPO DE FONTE	64
5.1	<i>CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS PRELIMINARES</i>	68
5.2	<i>MODELO GEOLÓGICO</i>	73
6.	<i>CONCLUSÕES</i>	75

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

No *craton* Amazônico diversas ocorrências de rochas máficas-ultramáficas posicionadas tanto intercaladas a sequências metassedimentares como intrusões em corpos graníticos deformados ou não, são descritas nas porções norte e noroeste dos estados de Roraima e Amazonas (Montavão *et al.*, 1975; Araújo Neto *et al.*, 1977; Pinheiro *et al.*, 1981). Devido à ausência de mapeamento geológico em escala de semi-detulhe, presença de intensa cobertura vegetal e logística bastante complexa, os dados geológicos quanto a petrogênese dessas litologias são bastante escassos, e conseqüentemente bastante controverso (Santos & Araújo Neto, 1978; Riker *et al.*, 1999b).

Farina (1988, 1996) associando dados litológicos disponíveis de rochas máficas-ultramáficas com possíveis depósitos minerais em várias localidades do Brasil, incluiu a região norte do estado de Roraima como uma área de potencial metalogenético moderado a alto para Ni, Cu, Cr e elementos do grupo da platina (EGP). A partir de 2000, a CPRM desenvolveu, em âmbito nacional, o Projeto Platina e Associados, o qual teve como objetivo principal a investigação do potencial do território brasileiro em hospedar mineralizações de EGP, cromita (FeCr_2O_4) e sulfetos de Ni e Cu. Este projeto foi fundamentado na elevada diversidade de ambientes geológicos e rochas promissoras para tais mineralizações existentes no Brasil.

Alguns desses levantamentos foram feitos no estado de Roraima (CPRM, 1994, 2000a e 2000b), sendo os únicos dessa natureza na região. Em um desses, anomalias de Pt, Pd, e Au foram identificadas em amostras de solo, e em concentrados de bateia e de solo na região de Amajari, norte do estado de Roraima (Figura 1; CPRM, 2000a). Os valores obtidos em dois corpos máficos-ultramáficos, foram considerados anômalos e pontuais, porém não foram amplamente discutidos.

Na folha NA.20-X-A (norte do estado de Roraima), várias rochas gabróicas, hornblenditos e piroxenitos foram mapeadas e agrupadas na Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá, sendo sua gênese associada a magmatismo intraplaca (Riker *et al.*, 1999a). A melhor exposição dessas rochas ocorre ao longo do rio Uraricaá, área-tipo dessa unidade, além de diversas intrusões menores, de forma alongada e algumas semicirculares. Entretanto, poucos estudos foram realizados com a

finalidade de identificar a origem, o contexto geológico e o potencial metalogenético dessas rochas máficas-ultramáficas.

Sem desmerecer a importância desses projetos e trabalhos predecessores, com a contínua evolução dos conceitos, o surgimento e aprimoramento de novas ferramentas e técnicas, seguido pela publicação de novos dados sobre a geologia regional e local, faz-se necessário uma abordagem mais integrada quanto a origem geológica desses corpos máficos-ultramáficos e suas implicações econômicas (e.g., a possibilidade de ocorrência de depósitos minerais associados a essas rochas).

Devido ao fato de que nos trabalhos anteriores a amostragem foi realizada somente em solo e concentrado de solo e bateia, com poucas amostras de rocha, as interpretações e conclusões obtidas foram um tanto generalistas.

Quanto ao aspecto econômico, os avanços tecnológicos alcançados nas últimas décadas, causaram, nos últimos anos, uma crescente demanda de minérios associados às rochas máfica-ultramáficas, particularmente dos EGP, com projeções de incremento de consumo em uma taxa de cerca de mais 3% ao ano, com preços elevados e com tendência ascendente no cenário mundial (Wilburn, 2012).

Assim, este trabalho vem preencher uma lacuna do conhecimento geológico na área de estudo, pois é único que integra os aspectos geológicos, petrogenéticos e metalogenéticos.

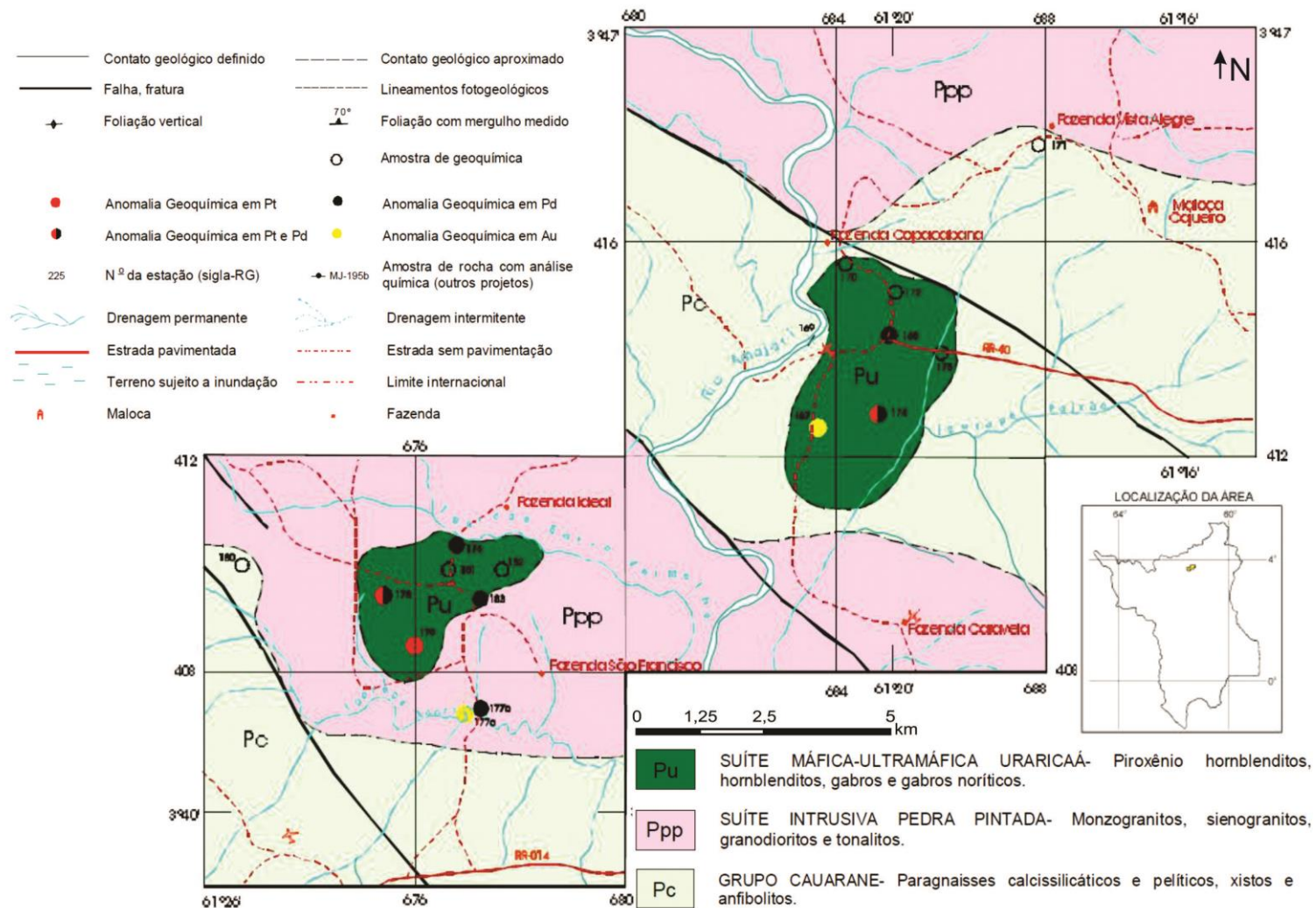


Figura 1: Mapa geológico e geoquímico para Au, Pt e Pd, de rochas da Suíte Uraricaá, próximo à sede do município de Amajari-RR. (CPRM, 2000a).

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho propõe como objetivo principal reconhecer as fontes, processo petrogenético e/ou mecanismos de diferenciação magmática, dessa série/associação máfica-ultramáfica aflorante na região de Amajari, Roraima. Além de discutir seu potencial metalogenético e contexto geodinâmico.

Já os objetivos específicos consistem em:

1. Investigar a origem das anomalias de Pt e Pd detectadas em solos e concentrados de bateia dos corpos estudados em estudos anteriores;
2. Inferir o contexto geotectônico dos corpos estudados.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção norte do estado de Roraima, próxima à sede do município de Amajari (Figura 2). O acesso terrestre é feito de Boa Vista até Amajari pela rodovia BR-174 até o quilômetro 100, sentido Venezuela, e aproximadamente por mais 50 quilômetros pela RR-203 até chegar a sede do município (Figura 2). O acesso a área de estudo é feito por meio de ramais de terra que cortam as áreas rurais do município. Os limites da área correspondem a uma porção superficial de aproximadamente 200 Km², inserida na folha NA.20-X-B-I (Folha Rio Amajari).

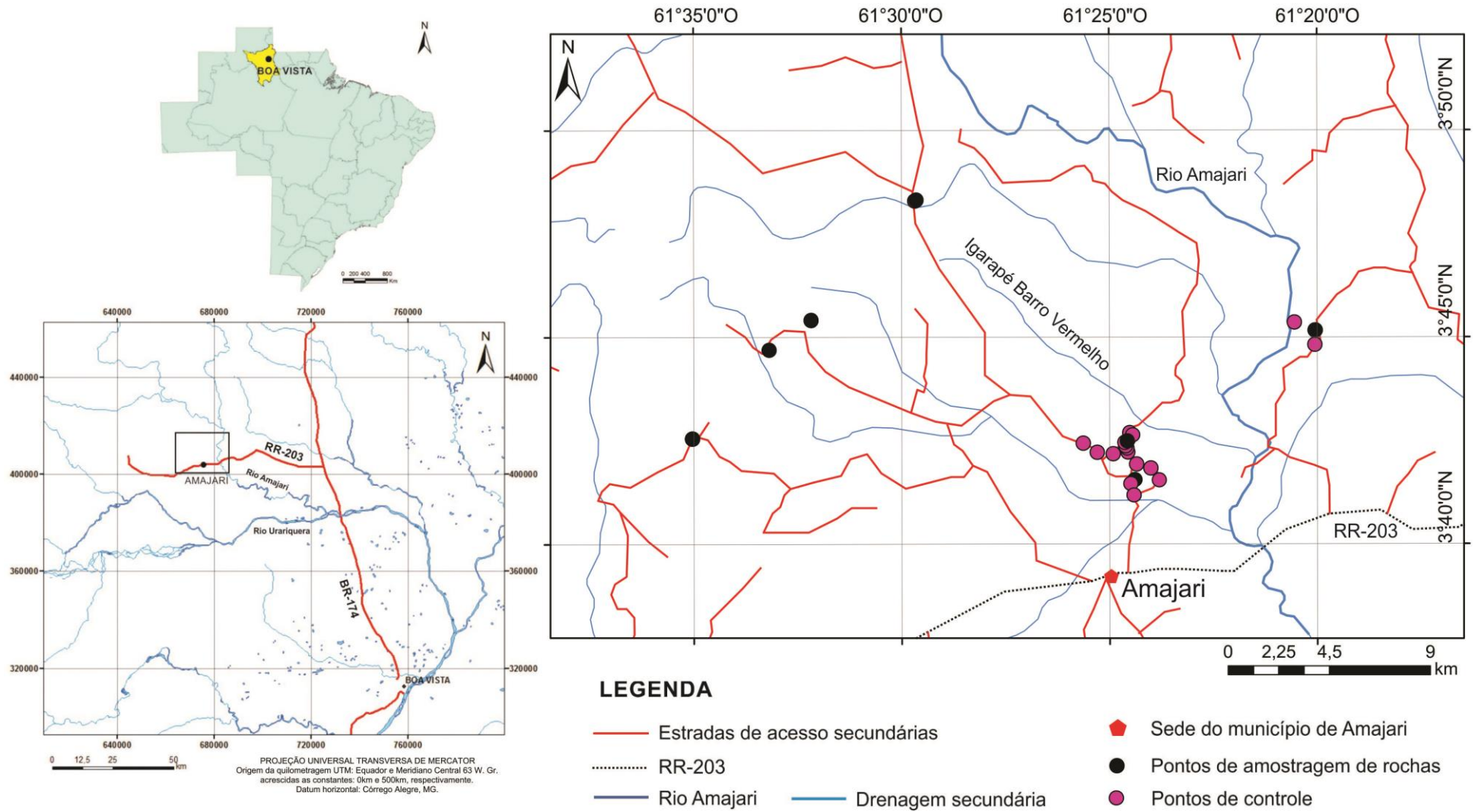


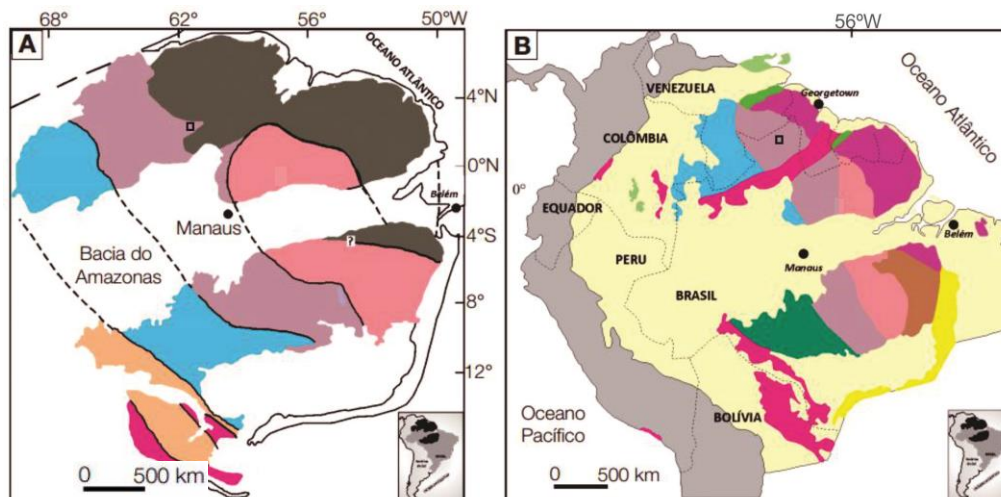
Figura 2: Mapa de localização com os pontos da área de estudo (este trabalho).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CRATON AMAZÔNICO

O Craton Amazônico é dividido em dois escudos: das Guianas ao norte e Brasil Central ao sul. A área de estudo está localizada no Escudo das Guianas, na porção norte do estado de Roraima.

Diversos trabalhos percussores e não menos importantes sobre a evolução do conhecimento geológico do Craton Amazônico foram feitos, com destaques para Amaral, 1974; Almeida *et al.*, (1977); Cordani *et al.*, (1979); Cordani & Brito Neves, (1982); Hasui *et al.*, (1984) e Costa & Hasui, (1997). Entretanto, foram os trabalhos mais recentes de Tassinari & Macambira (1999 e 2004) e Santos *et al.*, (2000 e 2006), que a partir de dados geológicos e geocronológicos (i.e., Pb-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd, e U-Pb/SHRIMP e Sm-Nd, respectivamente), subdividiram o Craton em províncias geocronológicas (Figura 3). Assim a área de estudo está inserida na Província Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999; 2004), ou na Província Tapajós–Parima, (Santos *et al.*, 2000; 2006) (Figura 3).



Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico



Figura 3: Modelos de províncias geocronológicas para o Craton Amazônico modificados de: A) Tassinari & Macambira (2004), e B) Santos *et al.* (2006).

Para Tassinari & Macambira, (2004), a Província Amazônia Central representa o embasamento arqueano mais antigo do *Craton* Amazônico, não afetado pelo evento Transamazônico. A Província Maroni-Itacaiúnas, é constituída por sequências meta-vulcanossedimentares associadas a granitoides juvenis cálcio-alcalinos (Cordani & Teixeira, 2007), e teria evoluído a partir de uma sucessão de processos colisionais de arcos magmáticos entre 2,25 e 2,05 Ga, sendo caracterizada por faixas móveis que circundam a porção norte da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999, 2004).

E, por fim, a Província Ventuari-Tapajós, composta por granitoides e gnaisses cálcio-alcalinos, além de gabros, anfibolitos e sequências meta-vulcanossedimentares, representaria um arco magmático de idade paleoproterozóica (1,98 a 1,81 Ga), de orientação NW-SE (Tassinari & Macambira, 2004).

Para Santos (2003) e Santos *et al.* (2000, 2006), a Província Tapajós-Parima foi gerada a partir da evolução de orógenos acrescionais entre 2,03 e 1,88 Ga, sendo também composta por granitoides e gnaisses cálcio-alcalinos, com sequências meta-vulcanossedimentares, além de gabros e anfibolitos. Assim, esta província estaria uma zona de colagem na borda oeste da Província Amazonas Central, de suposta idade arqueana.

2.2 COMPARTIMENTAÇÃO LITOESTRUTURAL DO ESTADO DE RORAIMA

A partir dessa estruturação do *Craton* Amazonico, Fraga *et al.*, (1999) e Reis *et al.*, (2003) propuseram a compartimentação do estado de Roraima em 4 (quatro) domínios litoestruturais: Parima, Guiana Central, Urariquera e Anauá-Jatapu, tendo sido os dois últimos renomeados respectivamente, para os Domínios Surumu e Uatumã-Anauá (Reis *et al.*, 2004) (Figura 4). Os domínios baseiam-se em associações geológicas (litotipos e metamorfismo), idade e padrão estrutural característicos. A área de estudo está inserida no Domínio Surumu, a qual apresenta uma estruturação principal variando de WNW-ESE a E-W.

Com relação à megaestruturação do Escudo das Guianas, Fraga *et al.*, (2008, 2009 a, b) definiram um Cinturão denominado Cauarane-Coeroeni (Figura 5), que seria uma faixa sinuosa com direção geral variando de NW-SE a ENE-WSW e NE-SW, formada por rochas supracrustais na fácies anfibolito a granulito,

pertencentes ao Grupo Cauarane, no Brasil, ao Complexo Kanuku, na Guiana, e ao Grupo Coeroeni, no Suriname.

A evolução desse Cinturão estaria relacionada à colagem de arcos magmáticos Orosirianos com blocos continentais gerados no Riáciano, ou mais antigo. No domínio a norte do cinturão ocorrem blocos arqueanos e terrenos granito-*greenstone* riácianos (2,20-2,08 Ga), contrastando com o quadro geológico descrito no domínio a sul do cinturão, onde o embasamento é mais jovem que 2,03 Ga ou encontra-se obliterado por extenso evento magmático com idades entre 1,98 a 1,81 Ga (Fraga *et al.*; 2008, 2009 a, b).



Figura 4: Localização da área de estudo no Domínio litoestrutural Surumu do estado de Roraima, Modificado de Reis *et al.*, (2004).

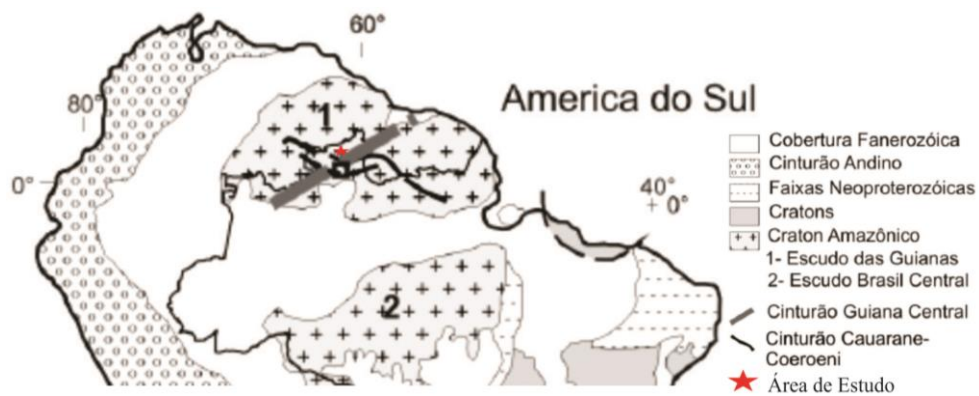


Figura 5: Mapa geológico simplificado da América do Sul mostrando o *Craton* Amazônico, com destaque para o Escudo das Guianas e para a disposição do Cinturão Cauarane-Coeroeni (modificado de Fraga *et al.*, 2008, 2009 a, b).

Durante o Mesoproterozoico parte da região central do escudo das Guianas foi afetada por um evento deformacional chamado K'mudku, com estruturação E-W e NE-SW (Santos *et al.*, 2000) que gerou uma faixa composta por rochas fortemente cisalhadas no intervalo de ~1.2 Ga, tendo alguns autores (Souza *et al.*, 2015) associando um magmatismo tipo A de idade no intervalo de 1.490 – 1.147 Ma com esse evento.

Já no mesozoico houve a instalação do rifte do *Tacutu-North Savanna*, na porção central do Escudo das Guianas. Estendendo-se por cerca de 300 km de comprimento, na direção NE-SW, com largura variando de 30 a 40 km, é preenchido por mais de 6.000 metros de sedimentos e derrames máficos e ocupa uma área de aproximadamente 11.200 km². A instalação desse rifte está associada a fase inicial da ruptura do supercontinente Gondwana, marcada pela ocorrência de enxames de diques máficos relacionado ao magmatismo Apoteri e Taiano, de idade Jurássica superior (150 Ma) (Reis *et al.*, 2006).

2.3 GEOLOGIA LOCAL – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Na área de estudo, ao longo das últimas décadas foram feitos diversos levantamentos geológicos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM, nos quais diversas unidades geológicas foram mapeadas como: Suíte Trairão, Grupo Cauarane, Suíte Pedra Pintada, Grupo Surumu, Suíte Aricamã, Formação Cachoeira da Ilha, Suíte Uraricaá, Diabásio Avanavero, Gabro Igarapé Tomás, Lamprófiro Serra do Cupim, bem como Coberturas Cenozoicas (Figura 6).

2.3.1 Suíte Trairão

Esta unidade geológica é encontrada na porção noroeste do estado de Roraima, compondo parte do embasamento da região, de idades de 2.030 a 2.040 Ma (U-Pb em zircão: SHRIMP, CPRM, 2010). É composta por granitoides predominantemente tonalíticos a granodioríticos, ocorrendo também variações de sieno a monzogranitos, e quartzo-dioritos, de caráter subalcalino, predominantemente metaluminoso, cálcio-alcalino de médio a alto K e enriquecido em elementos móveis (Rb, Ba, Th, U, K), assinatura geoquímica típica de granitoides do tipo I, gerado por processos de subducção (CPRM, 2010).

Suas características macroscópicas são a coloração predominantemente acinzentada, textura variando de média a grossa, com foliação definida por megacristais tabulares de feldspatos e de enclaves máficos elípticos orientados. Apresentam também bandamento composicional, localmente com aspecto gnáissico. Essa unidade é intrudida pela Suíte Pedra Pintada e pelo Grupo Surumu. Já a sua relação estratigráfica com Grupo Cauarane é de contato lateral, sendo ambos correlatos temporalmente, uma vez que zircões detríticos de idade da Suíte Trairão foram encontrados dentro do grupo Cauarane indicando a idade mínima de sedimentação para esse grupo (CPRM, 2010).

2.3.2 Grupo Cauarane

Essa unidade, em geral com granulação média a fina, é composta por paragneisses (em geral migmatíticos), *metacherts* ferríferos e manganésíferos, gonditos, anfibolitos, mica xistos e rochas calcissilicáticas, além de veios quartzo-feldspáticos sin- a pós-tectônicos (Riker *et al.* 1999a). O grupo é descrito nos domínios Guiana Central e Surumu, com idade de zircões detríticos de 2.038 Ma (U-Pb, SHRIMP: Santos, 2003), que indica a sua idade máxima de sedimentação bem próxima das idades das rochas da Suíte Trairão. O Grupo Cauarane é intrudido pela Suíte Pedra Pintada e pelo Granito Mixiguana, evidenciado pela ocorrência de xenólitos do Grupo Cauarane inclusos nessas unidades.

Riker *et al.* (1999a) caracterizaram a presença de rochas supracrustais polidobradas sob condições da fácies anfibolito a granulito, com retrometamorfismo na fácies xisto-verde, tanto no Domínio Surumu como Guiana Central. Entretanto, Reis *et al.* (2003) com base na proposta de Luzardo & Reis (2001) afirmam que as rochas supracrustais do Grupo Cauarane no Domínio Surumu foram deformadas em condições de fácies xisto verde a anfibolito, enquanto as supracrustais expostas no

Domínio Guiana Central, denominadas por estes últimos autores de Suíte Metamórfica Murupu, representariam um terreno de alto grau metamórfico em condições de fácies granulito. Trabalhos mais recentes (CPRM, 2010), consideram o Grupo Cauarane de alto grau metamórfico, facies anfibolito superior a granulito, composta pela paragênese biotita ±muscovita ±cordierita ±silimanita ±granada, em paragneisses, definindo a fase metamórfica M1. Uma segunda fase metamórfica, M2, é caracterizada pela transformação mineralógica superimposta sobre a paragênese de M1 e é composta por biotita, sillimanita, andalusita, cordierita e microclínio, em condições estáticas no fácies anfibolito médio-baixo, observadas em diversos paragneisses aluminosos.

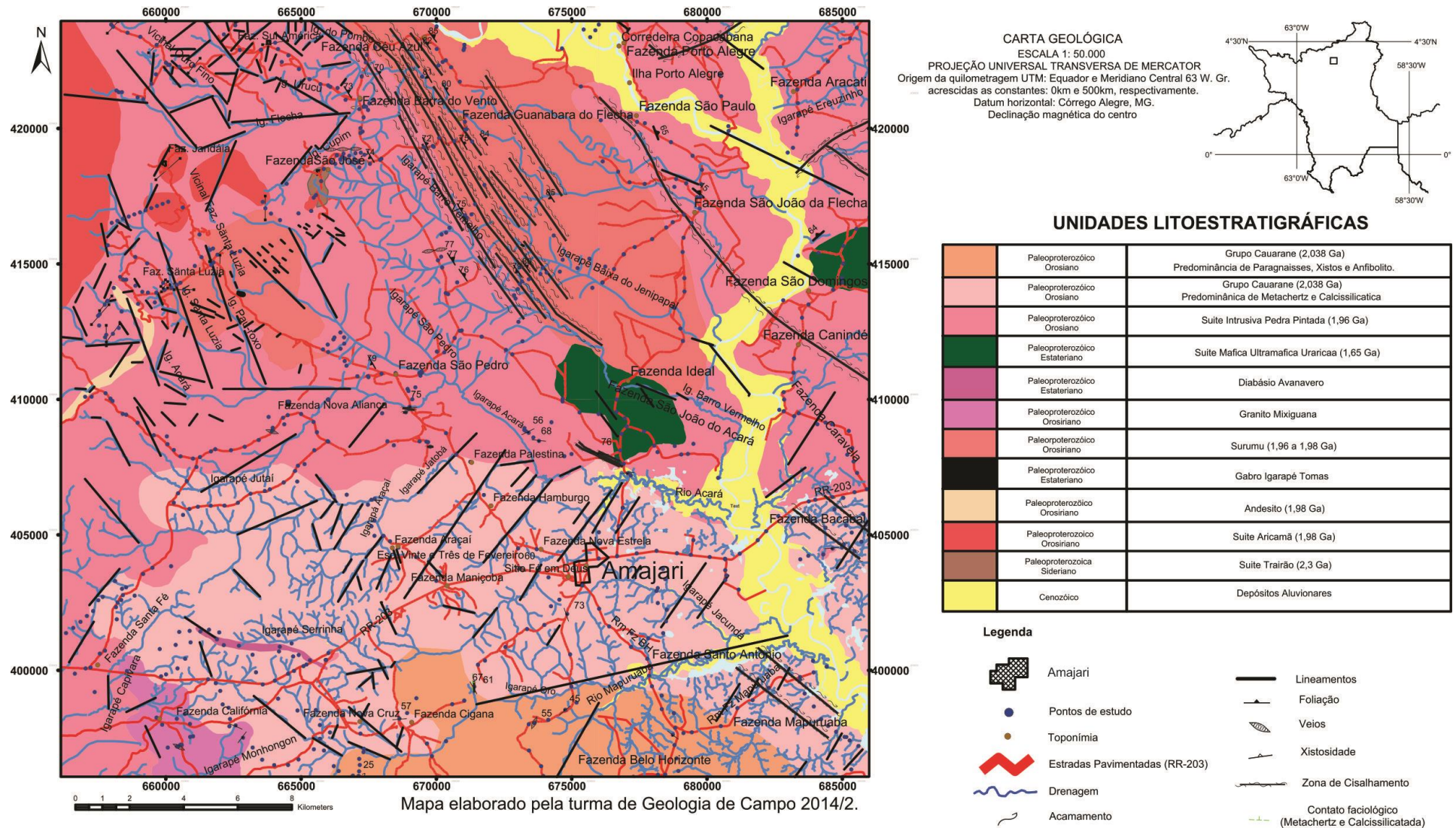


Figura 6: Mapa geológico que compreende boa parte da área de estudo, porção norte do estado de Roraima modificado de CPRM (2010)

Para Riker *et al.* (1999a), há também evidências de retrometamorfismo no fácies anfíbolito baixo a xisto verde indicado pela presença de faixas de clorita e epidoto seccionando a foliação nos xistos máficos, definindo, assim o evento metamórfico M3. A origem das rochas do Grupo Cauarane vem sendo debatida por alguns autores, entre eles Riker *et al.* (1999a) que afirmam que essas rochas foram formadas em uma bacia sedimentar do tipo *back-arc* relacionada a complexos de arcos magmáticos. CPRM (2010) argumenta que o grupo foi formado em uma bacia sedimentar de margem ativa em um ambiente tectônico orogênico, com arco magmático juvenil recém edificado denominado Arco Trairão, associado a Suíte Trairão, sendo a principal fonte dessa sedimentação na porção centro-norte de Roraima.

Posteriormente, a pilha sedimentar foi intensamente deformada e metamorfisada durante a fase colisional, que resultou na estruturação do Cinturão Cauarane – Coeruepe e na geração de granitos tipos S (i.e. Granito Amajari), sendo o pico do metamorfismo, de idade 1.985 Ma (CPRM, 2010). Contudo não há dados sobre as idades do retrometamorfismo encontrado nessas rochas.

2.3.3 Suíte Pedra Pintada

A Suíte Pedra Pintada, com idade de cristalização de 1.985 Ma, (Pb-Pb: CPRM, 2010), é composta por hornblenda-biotita granodioritos a monzogranitos, com subordinados quartzo-dioritos, sienogranitos, tonalitos e leucogranitos, com afinidade cálcio-alcalina de alto K, metaluminosa a fracamente peraluminosa do tipo I (Fraga & Reis 1996, Fraga *et al.*, 1997). Os granitoides desta suíte afloram em dois corpos principais (Trovão e Flechal), são acinzentados, com granulação média a grossa, por vezes porfirítico e foliado (i.e. foliação magmática marcada pelos minerais máficos e cristais idiomórficos de feldspatos), e apresenta elevado magnetismo. Essa unidade mantém contato tectônico com os granitoides Aricamã, Mixiguana e com as rochas do Grupo Cauarane. Com base nos dados litogeoquímicos e isotópicos, as rochas foram geradas por processos de subducção e/ou com contribuição de fontes com assinatura de ambiente, em contexto pós-colisional, ao final do Ciclo Transamazônico (Fraga *et al.*, 1996, 1997 e Santos, 2003).

Há ainda três corpos graníticos, denominados de Granito Mixiguana, no qual, são correlacionados à Suíte Pedra Pintada (CPRM, 2010), porém não há dados disponíveis de datação. São encontrados a sudeste da Serra do Tepequém,

intrusivos no Grupo Cauarane, com este último ocorrendo na forma de xenólitos nos granitoides adjacentes. Reúne granitos, granodioritos, monzogranitos, sienogranitos, granodioritos e tonalitos, de granulação média a grossa, acinzentadas, com foliação magmática bem desenvolvida marcada pela orientação de cristais tabulares de plagioclásio.

2.3.4 Grupo Surumu

Na região norte do Estado de Roraima, afloram rochas vulcânicas a subvulcânicas predominantemente ácidas, constituídas de lavas riolíticas a dacíticas e ignimbritos, a localmente intermediárias (andesitos), bem como rochas vulcano-sedimentares, pertencentes a esta unidade (Melo *et al.*, 1978; Reis & Araujo, 1999; CPRM 2010). São rochas de natureza cálcio-alcálica de alto K, do tipo I, com idades U-Pb variando de 1.966 ± 9 Ma, 1.984 ± 9 Ma e 1.990 ± 3 Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1996, Santos *et al.*, 2003 e CPRM 2010, respectivamente).

As rochas aflorantes deste grupo possuem um alinhamento preferencial NE-SW, fazendo contato tectônico com a Suíte Pedra Pintada, Grupo Cauarane e Suíte Saracura, esta última não aflorante na área de estudo. As rochas piroclásticas desta unidade caracterizam o topo do Grupo Surumu e constituem o embasamento para as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima (CPRM 2010). Na área de estudo os ignimbritos apresentam coloração cinza escura a preto, com magnetismo moderado, compostos por fenocristais milimétricos de feldspatos e quartzo imersos em uma matriz afanítica.

Para CPRM (2010) a presença de xenólitos de rochas vulcânicas do Grupo Surumu na Suíte Pedra Pintada e de diques ácidos que seccionam os vulcanitos, são evidências de que o Grupo Surumu seria o correspondente vulcânico da Suíte Pedra Pintada. Dessa forma o intervalo 1,98-1,96 Ga é considerado como o evento vulcano-plutônico Surumu – Pedra Pintada.

2.3.5 Suíte Aricamã

A Suíte Aricamã (1.986 ± 4 Ma: U-Pb em zircão, CPRM, 2010) engloba intrusões graníticas do tipo A, como álcali-feldspato granitos, sienogranitos (CPRM, 2010) e biotita álcali-feldspato granitos (Viana, 2012). Os granitos são isotrópicos, pouco magnéticos, apresentam coloração rosada a avermelhada, em certos casos cinza-claros, muito pobres em minerais máficos, podendo exibir textura rapakivi. Segundo Viana, (2012), quimicamente essas rochas possuem um caráter meta a

peraluminoso, de afinidade alcalina. A Suíte Aricamã é intrusiva nos granitóides da Suíte Pedra Pintada e nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Essa unidade é correlacionada ao evento vulcano-plutônico Surumu-Pedra Pintada, cálcio-alcalino de alto K, típica de ambientes pós-colisionais.

2.3.6 Formação Cachoeira da Ilha

Essa unidade geológica ocorre em forma de diques e derrames (1990 ± 5 Ma: Pb-Pb em zircão, CPRM, 2010) que seccionam o Grupo Surumu e a Suíte Pedra Pintada. A partir de dados geoquímicos, uma parte do que havia sido descrito anteriormente como Grupo Surumu foi inserido dentro dessa formação.

São formados por ignimbritos riolíticos e rochas subvulcânicas com idade similar ao Grupo Surumu. Os ignimbritos apresentam fenocristais félsicos e partículas de púmice englobados por uma matriz afanítica. As rochas subvulcânicas são em geral porfiríticas, sendo classificados como álcali-feldspato-microgranitos, riolitos e micro-quartzo-sienitos. Quimicamente são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peralcalinos, tendo afinidade geoquímica de magmas do tipo A, entretanto não estariam associados a Suíte Aricamã.

2.3.7 Suíte Uraricaá

Segundo Riker *et al.*, (1999b), essa unidade reúne rochas gabróicas, subordinadamente hornblenditos e piroxenitos encontrados nas regiões centro-norte, oeste e leste de Roraima. A caracterização geoquímica da suíte indica magmatismo de caráter toleítico e afinidade subalcalina. Os litótipos da unidade são representados por intrusões alongadas a semi-circulares, dispostos concordantemente à estruturação do Domínio Guiana Central e Surumu, incluídos na Suíte Uraricaá por Riker *et al.*, (1999b) e com idade mínima de 1,88 Ga (U-Pb SHRIMP) (Reis Inf. Verbal). Essa idade foi obtida, em uma rocha com textura de dique de diabásio que neste caso poderia seccionar as rochas dessas unidade, sendo assim essa idade seria uma idade mínima ou podendo ser a borda da intrusão com textura mais fina. O posicionamento dessas intrusões sugere a colocação das mesmas por estruturas anisotrópicas preexistentes, apesar de alguns terem sido cartografados apenas através de levantamentos aerogeofísicos (Riker *et al.*, 1999b).

Na área de estudo, essa unidade encontra-se encaixada em rochas do Grupo Cauarane, da Suíte Pedra Pintada e do Grupo Surumu, geograficamente distribuída

ao norte do município de Amajari. Ocorre na forma de duas pequenas intrusões, correlacionáveis a outras intrusões máficas e ultramáficas encontradas nos domínios Parima e Guiana Central, também pertencentes a Suíte Uraricaá. Contudo, essas rochas já foram correlacionadas e/ou descritas como pertencentes à Suíte Máfica-Ultramáfica Tapuruquara e à Serra da Estrutura (Pinheiro *et al.*, 1981).

2.3.8 Diabásio Avanavero

O Diabásio Avanavero (1.778 ±12 Ma, U-Pb SHRIMP, Santos *et al.*, 2000) ocorre como diques orientados (NE-SW, E-W ou NW-SE) que seccionam os granitóides das unidades Trairão, Pedra Pintada e Aricamã, vulcânicas do Grupo Surumu e as supracrustais do Grupo Caurane. A litologia corresponde predominantemente a diabásios e subordinadamente microdioritos, microgabros, quartzo-microdioritos e raros basaltos. São rochas máficas a intermediárias, cinza escuras, de granulação fina a média, isotrópicas e magnéticas. O Diabásio Avanavero relaciona-se ao processo extensional que culminou com a instalação de bacias e deposição do Supergrupo Roraima (não aflorante na área de estudo). Quimicamente são rochas subalcalinas, de caráter toleítico, geradas a partir da fusão de fontes mantélicas (CPRM, 2010).

2.3.9 Gabro Igarapé Tomás

As intrusões de rochas máfica-ultramáficas, informalmente denominados de Gabro Igarapé Tomás (CRPM, 2010), estão encaixadas em paragneisses do Grupo Caurane, em granitóides das unidades Trairão e Pedra Pintada e rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Ocorrem em pequenas ocorrências de clinopiroxênio-hornblenditos, hornblenditos, melagabros, hornblenda-gabros, hornblenda-quartzo-gabros e hornblenda-quartzo-dioritos, se diferenciado das rochas da Suíte Uraricaa pela ausência de ortopiroxênio. São rochas melanocráticas a mesocráticas, magnéticas, com coloração cinza esverdeado escuro a negro, não foliados e granulação grossa a localmente pegmatítica (CPRM, 2010). Quimicamente as rochas são subalcalinas e toleíticas. Possui origem mantélica com diferentes níveis de contaminação crustal, evidenciado por valores de $\epsilon_{\text{ND}}(\text{T})$ de +3,3 e +2,8, para uma idade de cristalização estimada em 1,8 Ga., contudo com o ambiente tectônico indefinido (CRPM, 2010).

2.3.10 Coberturas Cenozoicas

Os depósitos aluvionares, solos e coberturas detrito-lateríticas, ocupam parte da superfície dos terrenos. Os depósitos aluvionares recentes (i.e. Neógeno) ocorrem ao longo das principais drenagens, sendo os mais expressivos aqueles dispostos ao longo dos rios Urariquera e Amajari (CPRM, 2010). Já as coberturas detrito-lateríticas ocorrem na região a leste da Serra do Aricamã, onde recobrem parcialmente os granitos da Suíte Pedra Pintada, da Suíte Aricamã, as vulcânicas do Grupo Surumu e a Suíte Uraricaá (CPRM, 1999; 2010). Estes depósitos detrito-lateríticos são interpretados como correlatos temporalmente à Formação Boa Vista, no Paleógeno (CPRM, 2010).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Esta pesquisa foi feita com base nas seguintes etapas de trabalho e métodos:

- Levantamento bibliográfico acerca do tema e da problemática proposta de investigação;
- Mapeamento geológico básico, fazendo o reconhecimento geológico e a amostragem de rocha, e crosta;
- Preparação das amostras para as análises laboratoriais;
- Análises laboratoriais de petrografia, microscopia eletrônica de varredura e litogeoquímica;
- Integração e interpretação dos dados e
- Redação do texto da dissertação.

3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Essa etapa consistiu no levantamento das informações geológicas e afins, existentes sobre a área de estudo. Tais levantamentos foram feitos com o uso de sites de pesquisa na internet, banco de dados do periódico CAPES, bem como livros, teses, dissertações, relatórios internos, mapas, base de dados do IBGE e da CPRM, entre outros. O trabalho visou buscar informações sobre as características geotectônicas, estratigráficas, petrográficas, geoquímica e metalogenéticas dos principais tipos de intrusões máficas-ultramáficas, bem como a origem dos jazimentos de Cr e EGPs existentes na literatura, para compará-los com os resultados obtidos neste estudo. O levantamento bibliográfico, bem como a revisão de dados, foram realizados durante todo o período dessa dissertação.

3.2 ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo teve duração de 15 dias, realizado no mês de novembro de 2014, durante o período de estiagem na região de estudo, e envolveu a identificação, descrição e coleta sistemática de amostras de rochas máficas-ultramáficas e crostas associadas.

A coleta sistemática de dados de campo compreendeu: a) descrição de afloramentos, a partir da identificação das assembleias mineralógicas, aspectos texturais e estruturais nas rochas, sua distribuição espacial e de possíveis contatos com outras unidades. b) elaboração de perfis geológicos com pontos de controle feitos com espaçamento de 50 metros ao longo do perfil; c) monitoramento de variações no tipo e na cor do solo, como marcador de mudança de litologia, onde não foi possível encontrar afloramentos; d) mapeamento ao longo de drenagens

presentes na área, com a finalidade de se encontrar um maior número de afloramentos; e) registro fotográfico e tomadas de coordenadas geográficas de todos os afloramentos.

Os dados de campo foram organizados e compilados em planilhas feitas no *software* Microsoft Office Excel 2013. Já a aquisição de dados topográficos foi feita com o uso de um GPS da marca *GARMIN*, modelo GPSMAP 78.

3.3 ANÁLISES LABORATORIAIS

3.3.1 Análise Petrográfica

Esta etapa da pesquisa consistiu na descrição de lâminas delgadas polidas em microscópio petrográfico, da marca Olympus, modelo BX60, no Laboratório de Microscopia da Pós-Graduação da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). As onze lâminas descritas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação-LAMIN da CPRM/Manaus.

As lâminas foram analisadas em luz transmitida e refletida, para a identificação e descrição dos minerais presentes e suas relações texturais, composição modal e determinação da sequência de cristalização e possíveis eventos geológicos. A contagem modal foi feita em média com 1200 pontos utilizando um contador de pontos analógico, da marca Pelcon, no Laboratório de Microscopia da Pós-graduação da Universidade Federal do Amazonas. A classificação das rochas foi feita com base nos diagramas de Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002). Para simbologia dos minerais nas figuras foi utilizado a nomenclatura de abreviações segundo Kretz (1986).

3.3.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com detector/espectrômetro de energia dispersiva de raios-X (EDS) acoplado

O uso dessa técnica permitiu a identificação de fases minerais e relações texturais presentes nas rochas estudadas, bem como a determinação da composição química dos minerais analisados (i.e.: semi-quantificação na forma de análises pontuais e mapas composicionais). As análises de MEV foram realizadas em equipamento modelo QUANTA 250, da marca FEI, o qual possui acoplado um espectrômetro de energia dispersiva de raios-X (EDS) da marca EDAX, localizados no Laboratório de Técnicas Mineralógicas da Universidade Federal do Amazonas. As análises foram operadas em alto vácuo, tensão entre 15 e 30 kV e *spot* entre 4 e

5. As análises químicas semi-quantitativas foram obtidas com o *software Edax Geneses*. As amostras foram previamente metalizadas com carbono no mesmo laboratório.

3.3.3 Geoquímica de Rocha total

As amostras de rocha (um total de seis) e crosta (um total de duas) selecionadas para litogeoquímica foram encaminhadas para o Laboratório de Análises Mineraias (LAMIN-CPRM/Manaus) para preparação (moagem e pulverização) e posteriormente foram enviadas para análise na *Bureau Veritas Minerals Laboratories* (BVML), em Santiago, Chile.

Foram feitas as análises para elementos maiores (SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO e Cr_2O_3), elementos traços (Ba, Ni, Sr, Zr, Y, Nb, Sc, Bi, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Ta, Th, Tl, W, U, V, Zr, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd e Sb), elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e metais preciosos (Au, Pt e Pd).

As análises dos elementos maiores e menores foram realizadas em um espectrômetro de emissão atômica por plasma acoplado (ICP-AES), onde as amostras foram fundidas com 0,2 gramas de LiBO_2 e dissolvidas em 100ml de ácido nítrico.

Para os elementos traços a determinação foi feita por um espectrômetro de massa com plasma de acoplamento indutivo (ICP-MS), onde 0,2 gramas de amostra são misturados com 1,4 gramas de LiBO_2 num recipiente de grafite e são fundidos a 1025°C por 25 minutos e em seguida dissolvidas em HNO_3 a 5%. A solução é diluída e então aspirada por um espectrômetro de massa ICP, para determinação de todos os elementos.

Já para os elementos Pt, Pd e Au foram efetuadas as análises em 30g de amostra, que foram fundidas (*fire-assay*) usando Pb para a decomposição total da amostra, junto com um catalizador a base de Ag, sendo pré-aquecido a uma temperatura de 850°C até 950°C ; depois de parcialmente fundido a mistura é separada em um porção mais densa para poder ser totalmente fundida a uma temperatura de 1060°C , para poder, a partir daí, ser analisado num espectrômetro de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente (ICP-OES). A escolha da análise desses três elementos em particular, vem da necessidade de se verificar o potencial metalogenético das rochas estudadas para mineralização nesses elementos.

A integração e interpretação dos dados litogeoquímicos obtidos permitiram classificar as rochas, calcular indicadores petrogenéticos, definir a afinidade geoquímica, inferir possíveis ambientes tectônico e identificar concentrações anômalas de determinados elementos.

3.4 TRABALHOS DE ESCRITÓRIO

Os trabalhos de escritório consistiram em: (i) aquisição, tratamento prévio análise e interpretação dos dados obtidos em campo e laboratórios; (ii) elaboração e edição de mapas, tabelas, gráficos diagramas; (iii) elaboração da dissertação de mestrado. Para isso foram utilizados os *softwares Microsoft Office 2013, GCDKIT 4.0, IGPET 2005, Corel Draw X7, ArcGis10.2.1*, entre outros.

Com relação as ferramentas metodológicas que foram usadas para auxiliar na avaliação do potencial metalogenético das rochas estudadas, destaque para a normalização dos resultados geoquímicos dos elementos Ni, Cu, Co, Cr, Pt e Pd, pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1995), com a posterior comparação dos valores não normalizados, separando por intrusão e por elementos, bem como razões específicas de alguns elementos como, por exemplo Pd/Pt. Combinado a isso usou-se a mineralogia descrita na petrografia, com destaque para presença ou não de sulfetos e cromita disseminados na rocha e a dimensão do corpo aflorante, assim podendo-se inferindo um volume de magma daqueles corpos estudados. Com a integração de todos esses dados, foram feitas as comparações com modelos geológicos de depósitos já conhecidos.

4. RESULTADOS

4.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

4.1.1 Aspectos de campo

Na etapa de campo foram descritos vinte e cinco afloramentos, incluindo exposição de rochas, crostas lateríticas e solos relacionados às rochas máficas-ultramáficas. Identificou-se a ocorrência de seis intrusões máficas-ultramáficas de tamanhos variando de algumas centenas de metros até 4 km de largura. Dentre essas, ocorrem duas intrusões denominadas de E e W, localizadas às margens esquerda e direita do rio Amajari, respectivamente. Ambas aparentemente intrudem as rochas da Suíte Pedra Pintada e têm forma semicircular, com 3 a 5 km de comprimento, sendo o corpo E um pouco mais alongado na direção NE-SW. As demais intrusões, nomeadas de B1, B2, B3 e B4, são menores e localizadas próximas a Serra do Aricamã (Figura 7).

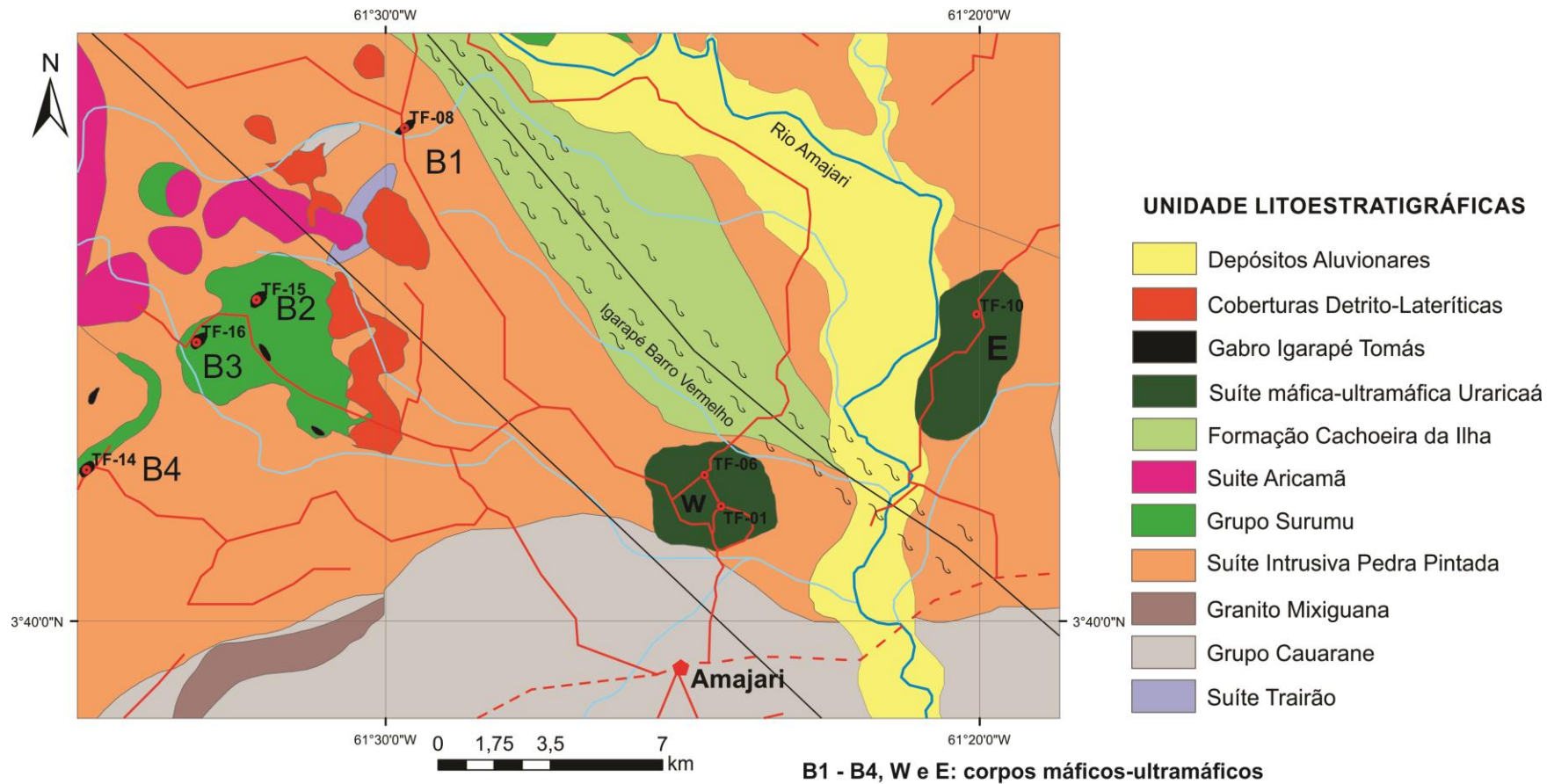


Figura 7: Mapa geológico e de pontos da área de estudo, modificado de CPRM (2010).

4.1.2 Intrusão W

A intrusão W aflora em forma de blocos com dimensões de 1 X 1,5 metros no máximo (Figura 8) que se destacam em uma área bastante arrasada e plana, com variações topográficas positivas onde as crostas lateríticas estão expostas, e negativas em locais com drenagens ao longo do ramal do Flecha. Este corpo é composto por rochas de coloração cinza escura esverdeada, fanerítica fina a média, isotrópica e sem alteração hidrotermal visível.



Figura 8: Rochas ultramáficas do corpo W aflorando na forma de blocos, nas margens do ramal do Flecha (ponto TF-01).

Embora o contato entre a intrusão W e a rocha encaixante não tenha sido encontrado em campo, no cruzamento do igarapé Barro Vermelho, afluente do rio Amajari, e o ramal do Flecha, observou-se que a coloração dos solos nas margens direita e esquerda era distinta.

O solo da margem direita é pouco espesso, de cor avermelhada, argiloso e com pisólitos ferruginosos sub-arredondados e de granulação média a fina (Figura 9A). Por outro lado, o solo da margem esquerda é um latossolo amarelado e arenoso, interpretado como sendo formado a partir da rocha encaixante, relacionados aos granitoides da Suíte Pedra Pintada, observada a cerca de 4 km do ponto TF-06 no rio Amajari. Neste contexto há a ocorrência de crostas ferruginosas pisolíticas (Figura 9B), de coloração vermelha alaranjada, compostas por pisólitos e nódulos hematíticos a goethíticos com gibbsita subordinada que alcançam até 2,0 cm de diâmetro e perfazem aproximadamente 40% a 45% da crosta e não possui minerais herdados da rocha mãe. Já os pisólitos e nódulos que apresentam cortéx goethítico e estão envolvidos por plasma gibbsítico de coloração preta, por vezes

com tons rosados perfazem entre 55 a 60% da crosta. O perfil laterítico completo não foi observado, sendo que as crostas descritas formam uma superfície topográfica levemente mais elevada em relação a geomorfologia ao redor.

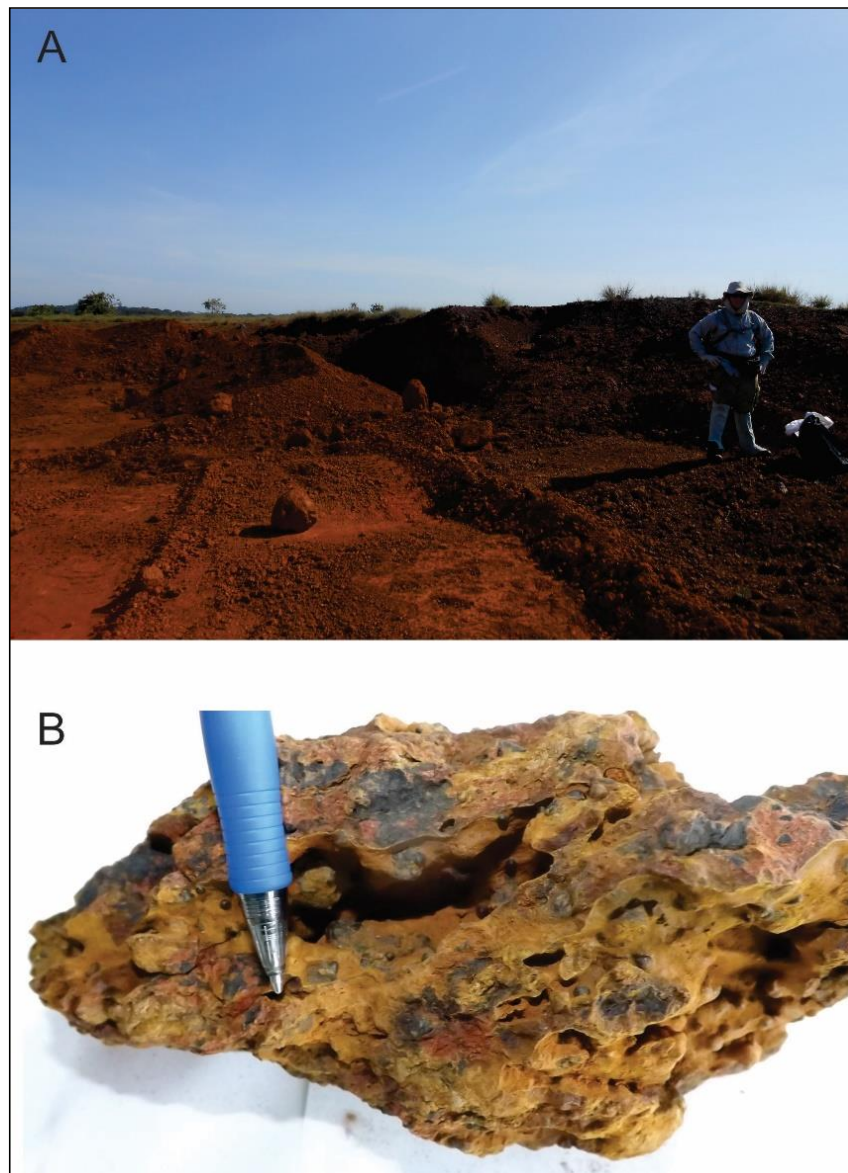


Figura 9: A – Solo avermelhado desenvolvido sobre as rochas ultramáficas da intrusão W B - Fragmentos de crosta pisolítica associada à intrusão W. Ambas as fotos foram tiradas próximo ao ponto TF-01.

4.1.3 Intrusão E

A intrusão E é composta por rocha de coloração cinza escura esverdeada, fanerítica média, inequigranular, isotrópica e sem evidências de alteração hidrotermal. Os afloramentos foram encontrados ao longo de ramais secundários dentro da área indígena próximo à maloca do Cajueiro, em forma de pequenos blocos (Figura 10).

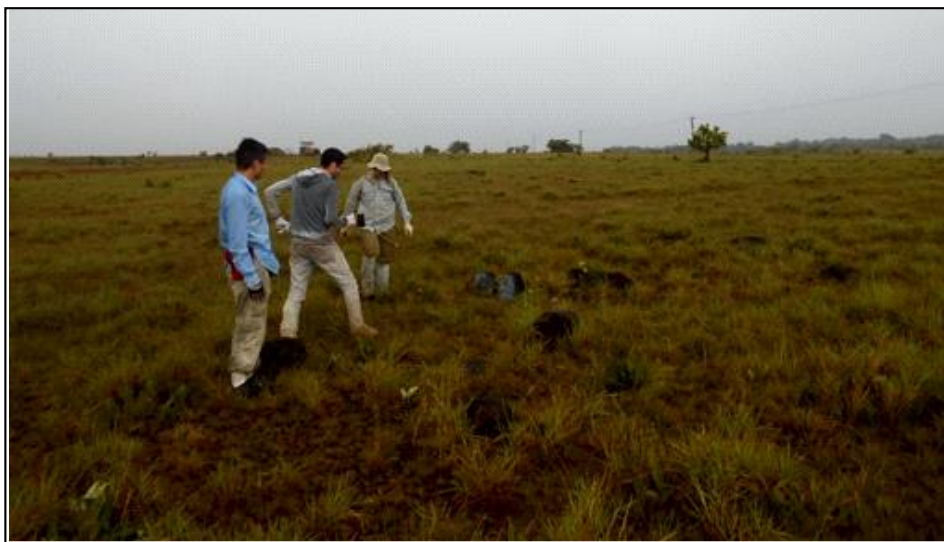


Figura 10: Afloramento de pequenos blocos de rocha ultramáfica do corpo E, dentro de área indígena (Ponto TF-10).

Nesta área, há o desenvolvimento de solo avermelhado composto por argila e inúmeros pisólitos subarredondados, de granulação variando de finos a médios, com tamanho entre 0,5 e 4,0 cm e crosta ferruginosa pisolítica associada as rochas máficas-ultramáficas do corpo E. A matriz de coloração laranja e esbranquiçada é composta por alta concentração de gibbsita e baixo teor de goethita, Observa-se também uma mudança no tamanho e forma dos nódulos e pisólitos hematíticos com bordas de goethita que são menores e mais irregulares (Figuras 11A e 12B). O perfil laterítico completo não foi observado em nenhuma das intrusões.

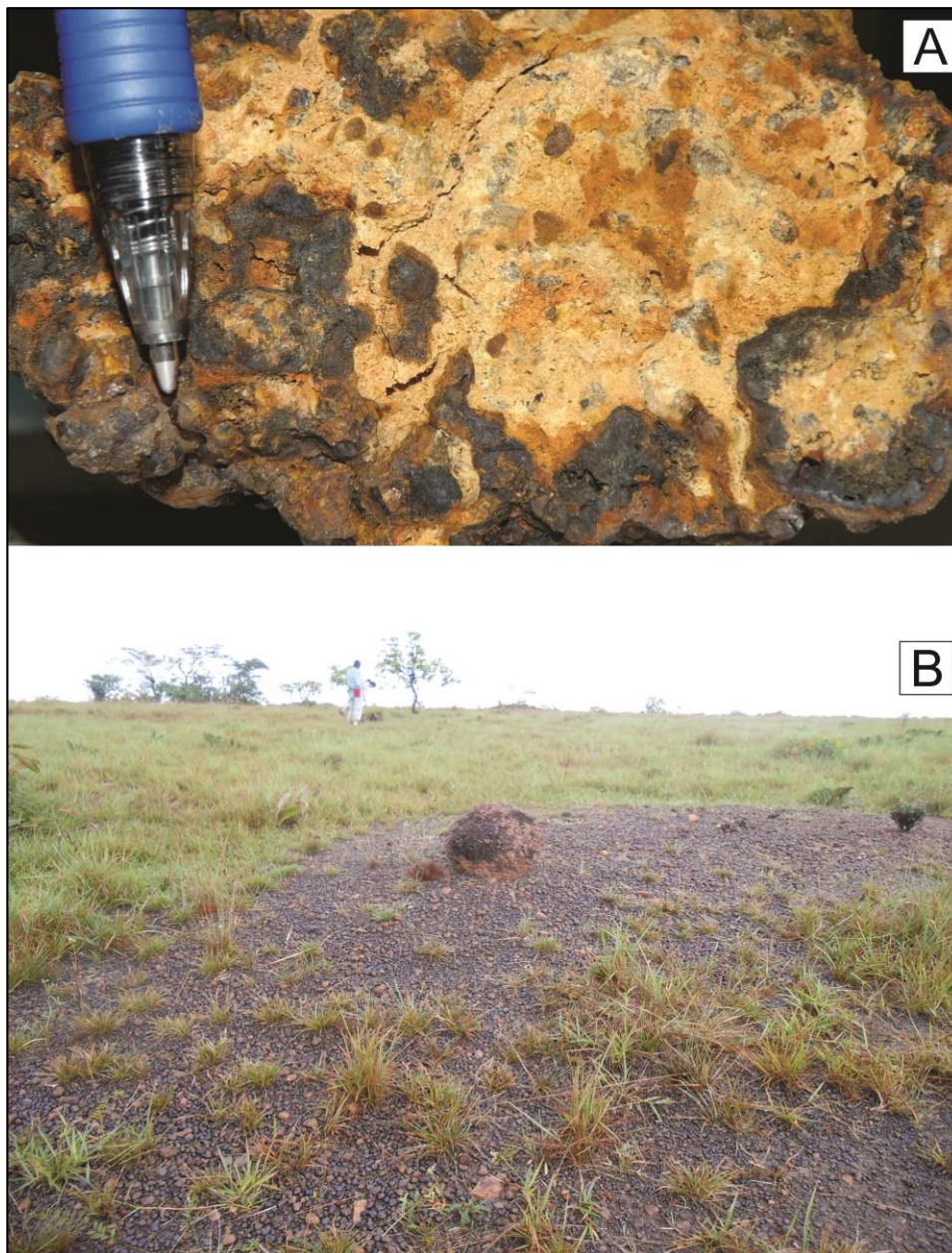


Figura 11: A - Fragmento de crosta ferruginosa pisolítica descrita no ponto PF-10; B - Solo avermelhado com pisólitos formado sobre o corpo E, próximo ao ponto PF-10.

O contato geológico entre o corpo E e a rocha encaixante também não foi observado diretamente em campo. Contudo, granitoides da Suíte Pedra Pintada foram descritos a cerca de 1 km, na margem direita do rio Amajari. Os granitoides apresentam textura fanerítica média, cor alaranjada e encontram-se fortemente deformados ao longo de uma zona de cisalhamento sinistral de direção NW-SE (Figura 12), coincidente, ao longo de 100 metros, com corredeiras em um trecho do rio. A cinemática desta zona foi definida por indicadores em veios de quartzo, de mesma orientação, que seccionam o granito.



Figura 12: Trecho de corredeira do rio Amajari, próximo ao corpo E, em que afloram rochas cisalhadas da suíte Pedra Pintada.

4.1.4 Intrusões B1 a B4

Na área de estudo, intrusões menores, denominadas de B1 a B4 e compostas por rochas gabroicas (B-1 a B-3) e olivina-gabronorito (B-4), foram descritas em quatro afloramentos distintos e distantes entre si (Pontos PF-08, 14, 15, e 16: Figura 7). Tais corpos correspondem a quatro pequenas intrusões (menores que 1 km de diâmetro) semicirculares, e que aparentam estar alinhados na direção N40E (Figura 7). As rochas afloram na forma de pequenos blocos às margens das vicinias de acesso, alguns em avançado estado de alteração intempérica.

Este grupo de rochas possui coloração cinza a cinza esverdeada, sendo fanerítica a porfirítica fina, magnética, e sem evidências macroscópicas de deformação e alteração hidrotermal (Figuras 13A-B). Associado à essas rochas há a ocorrência de solo avermelhado com pisólitos associados. Contudo, não foram mapeadas crostas lateríticas.

Em campo, não foi identificado o tipo de contato geológico entre as rochas estudadas e as demais litologias aflorantes na área, com exceção do corpo B1 que teve seu contato inferido via mudança de solo abrupta para um típico solo formado a partir de rochas graníticas, com bastante fragmentos de quartzo angulosos e caulinita.



Figura 13: A - Afloramento de rocha máfica pertencente à intrusão B-1, muito semelhante aos outros afloramentos das intrusões B-2 a B-4; B – Fragmento de rocha do corpo B1. (Ambos no ponto TF-14).

4.2 PETROGRAFIA

4.2.1 Intrusão W –Olivina websterito – Olivina norito

Macroscopicamente estas rochas possuem coloração cinza escura esverdeada, de granulação fina, levemente magnética, não deformada e/ou hidrotermalizada (Figura 14).



Figura 14: Detalhe de amostra de rocha do olivina norito da intrusão W (TF-06)

Microscopicamente, o olivina-websterito, é inequegranular, com textura hipidiomórfica mesocumulática, constituído por enstatita (42,75%), augita (28,15%), olivina (18,90%), labradorita (10,20%) como sua mineralogia principal, tendo ainda <1% de magnetita e pirita como fase acessória e, sericita, epidoto, hornblenda, biotita, magnetita e carbonato compondo as fases secundárias (pós-magmáticos) (Figura 15A-F). Não foram observados minerais dos grupos do espinélio e granada.

Nas porções NE e N do corpo foram observadas rochas com maiores porcentagens de olivina e labradorita, classificada como olivina norito. Tal rocha apresenta textura ortocumulática e é constituída por labradorita (47%), olivina (25,4%), enstatita (16,7%) e augita (10,9%), sendo a labradorita a fase *intercululus* (Figura 15A-D). Feições ou mudanças texturais e de granulação na borda do corpo não foram identificadas

A olivina (i.e., Forsterita, inferida por MEV-EDS) tem comprimento variando de 0,3 a 1,0 mm, com hábito anedral, apresenta textura em corona quando em contato com cristais de plagioclásio, formado por iddingsita nas bordas e preenchendo fraturas. Possui cor de interferência de alta ordem e contatos poligonais e interlobados com augita, enstatita e labradorita (Figura 15A).

A enstatita tem hábito subedral a anedral, com comprimento variando de 0,10 a 0,50 mm, apresenta cor bege pálida e cor de interferência de baixa ordem. Possui contatos lobados e retos com olivina, augita, e labradorita, principalmente nos cristais de hábito subedral. Localmente, apresenta inclusões de magnetita e pirita. Suas bordas estão uralitizadas, e mostra exsolução de augita ao longo dos planos de clivagem (Figura 15B).

A augita é subédrica, com comprimento variando de 0,20 a 0,65 mm, de cor bege pálida, com cor de interferência de alta ordem e, localmente, com inclusões de magnetita. Possui contatos lobados com os demais minerais da rocha. Localmente, está alterada para epidoto e carbonato, tendo este processo se desenvolvido do centro para a borda.

A labradorita (An 55) possui hábito subedral a eudral, compondo a matriz de forma intersticial, apresenta geminação lei da albita e periclina e comprimento variando de 0,10 a 0,65 mm (Figuras 15C e D). Está levemente saussuritizada para sericita-epidoto-carbonato, da borda para o centro do cristal.

A hornblenda é neoformada a partir do processo de uralitização dos piroxênios, tem forma anedral, com comprimento e largura muito pequenos e possui coloração esverdeada (Figura 15A).

A clorita ocorre a partir da alteração da labradorita e augita, de coloração esverdeada e hábito placoso, com granulação muito fina e cor de interferência de intensidade baixa, disseminada localmente nas bordas e no centro da augita.

A biotita é rara, de hábito anedral e placoso, está associada a labradorita, mostrando cor marrom e com forte pleocroísmo, com comprimento inferior a 0,1 mm.

O epidoto é neoformado pelo processo de saussuritização da enstatita, augita e labradorita, apresenta relevo moderado, forma anedral, comprimento muito pequeno, e cor de interferência muito alta. Sua ocorrência é do centro para a borda dos minerais e da borda para o centro.

A calcita neoformada a partir da augita e da labradorita, apresenta relevo baixo, birrefringência alta, cor bege clara, com forma anedral e dimensões muito pequenas. Sua ocorrência é do centro para a borda no mineral.

Os minerais opacos identificados na rocha são magnetita, como mineral magmático e neoformado a partir de minerais de olivina, e raros cristais subedrais e diminutos de pirita inclusos em enstatita e olivina. A magnetita neoformada, mais abundante, possui uma forma anedral, muitas vezes extremamente irregular e formando pequenas ripas alongadas acompanhando a borda da olivina (Figura 15E). Já magnetita magmática é rara, possui hábito subedral e ocorre inclusa em cristais de enstatita e olivina (Figura 15F).

Com base nas relações texturais dos minerais presentes, a sequência de cristalização para as rochas da intrusão W é apresentada na Figura 16.

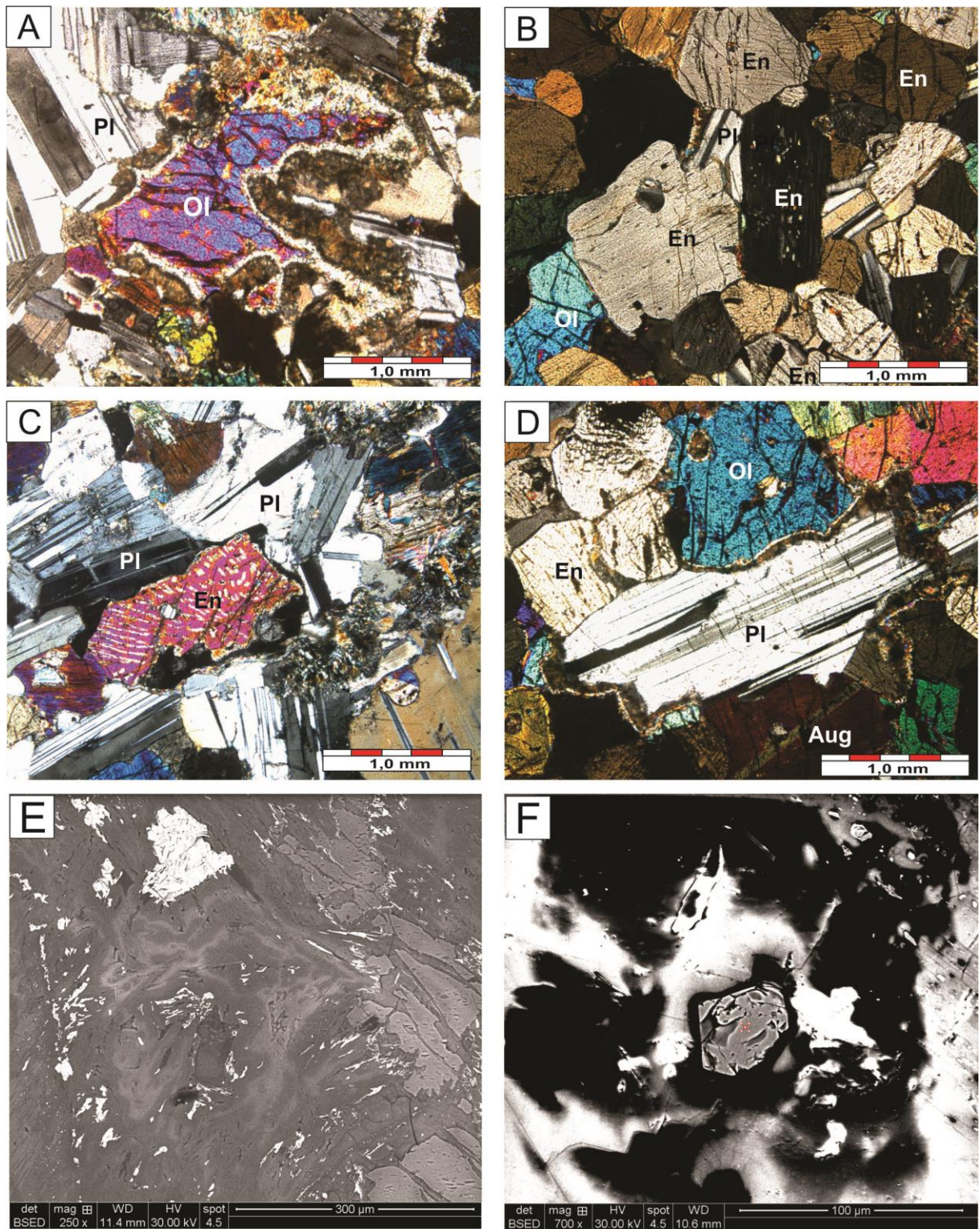


Figura 15: Fotomicrografias e imagens de elétrons retroespalhados das rochas da intrusão W, com nicóis cruzados: (A) Detalhe da textura em coroa em olivina, no olivina-norito; (B) Enstatita com contatos interlobados entre si e entre a labradorita, também no olivina-websterito (C) Exsolução de augita em enstatita circundada por labradorita intersticial, também no olivina-norito; (D) Cristais de olivina, enstatita e augita em contato com plagioclásio (i.e. textura em coroa), no olivina-websterito; (E) Magnetita esqueletal tardia associada a alteração de cristais de olivina; (F) Magnetita primaria inclusa em enstatita, na intrusão W. Legendas: PI – plagioclásio, En – enstatita, Ol – olivina, Aug – augita.

Minerais	Magmático	
	Sin	Pós
Olivina	-----	
Magnetita	-----	-----
Pirita	?----	
Enstatita	-----	
Augita	-----	
Labradorita	-----	
Hornblenda	-----	
Biotita	-----	
Calcita	-----	
Epidoto	-----	
Clorita	-----	

Figura 16: Sequência de cristalização para as rochas do intrusão W.

4.2.2 Intrusão E – Gabronorito

O gabronorito, macroscopicamente, é constituído por enstatita e labradorita, possui coloração verde escura acinzentada, textura porfírica, granulação fina a média (1 a 10 mm), é isotrópico, não magnético e não apresenta evidências macroscópicas de hidrotermalismo (Figura 17).



Figura 17: Amostra de gabronorito porfírico, com destaque para os fenocristais de enstatita e para o tom esverdeado da rocha, intrusão E (TF-10).

Microscopicamente, é uma rocha hipidiomórfica, com textura ortocumulática, composta por plagioclásio (51,00%), enstatita (20,95%), augita (23,85%) e opacos (4,20%) como a fase primária, e hornblenda, clorita, epidoto, sericita e calcita como fase secundária (pós-magmático) (Figura 18A-F).

Os pórfiros de enstatita compõem a fase cumulática, apresentam hábito subedral, com comprimento variando entre 0,40 a 1,60 mm, e ocorrem frequentemente intercrescidos entre si (Figura 18A). Apresentam cor verde pálida e cor de interferência variando de marrom a azul, com raro desenvolvimento de macla simples e localmente com inclusões de magnetita e pirita. A enstatita é intensamente substituída por hornblenda, modificando a cor natural para verde.

O plagioclásio tem hábito anedral com comprimento variando entre 0,10 a 0,30 mm, apresenta geminação lei da albita e extinção ondulante. Dispõem-se aleatoriamente compondo intersticialmente a matriz. Sua composição não foi possível determinar por estar fortemente saussuritizado, tanto da borda para o centro e como do centro para a borda (Figura 18B).

A augita é subédrica a anédrica, com comprimento variando de 0,20 a 0,85 mm, de cor bege pálida, com cor de interferência de alta ordem. Possui contatos interlobados entre si e com a enstatita. O mineral também é intensamente substituído por hornblenda, no qual modificou a sua cor natural para um verde, e está alterando levemente e localmente para epidoto e carbonato, sempre do centro para as bordas do mineral (Figura 18C e D).

A hornblenda é anédrica e neoformada a partir de cristais de augita pelo processo de uralitização e localmente altera-se para epidoto. Possui cor esverdeada, relevo moderado e cor de interferência de intensidade média (Figura 18B).

Os opacos são, na sua maioria, anedrais e com comprimento de até 0,2 mm, composto por calcopirita, pirita e magnetita, sendo essa última, variando seu hábito de subédrico a euédrico (Figura 18E). A magnetita está disseminados na matriz da rocha compondo a textura intersticial, intercrescidos com o plagioclásio e augita. Contudo pirita também ocorre inclusa (euedral) em enstatita (Figura 18A). A magnetita apresenta fraturas e bordas corroídas enriquecidas em Ti (Figura 18F).

Com base nas relações texturais dos minerais presentes, a sequência de cristalização proposta para as rochas da intrusão E é apresentada na Figura 19.

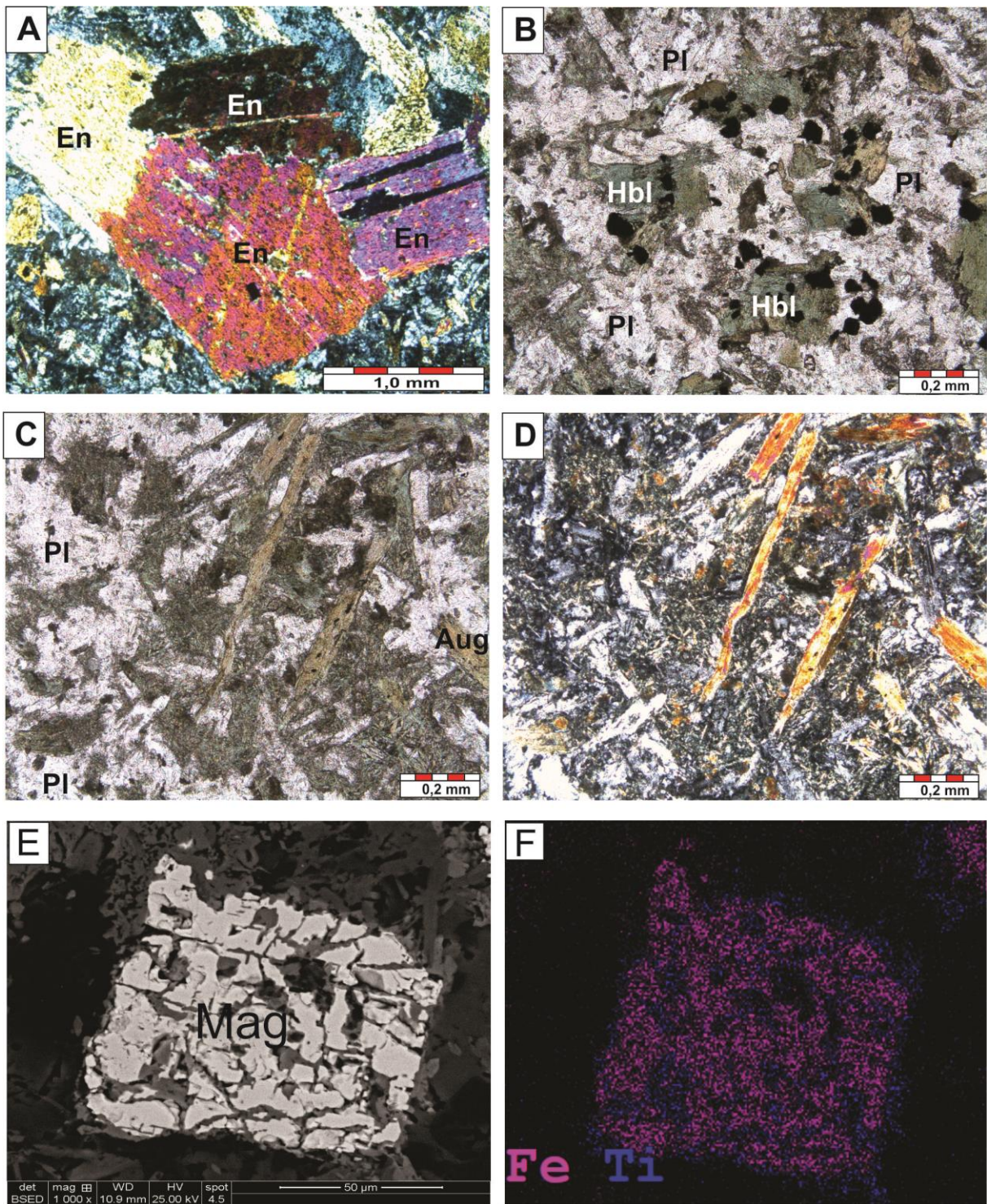


Figura 18: Fotomicrografias, imagem de elétrons retroespalhados e mapa composicional do gabronorito da intrusão E. (A) Aglomerado de fenocristais de enstatita com inclusão de pirita, nicóis cruzados; (B) Cristais de plagioclásio interciais entre hornblenda neoformada; (C) Augita substituída por hornblenda, com os nicóis paralelos; (D) Augita substituída por hornblenda, com nicóis cruzados; (E) Imagem de elétrons retro-espalhados de magnetita; (F) Mapa composicional de Ferro e Titânio referente a imagem E. Legendas: PI – plagioclásio, En – enstatita, Hbl – hornblenda e Mag – magnetita.

Minerais	Magmático	
	Sin	Pós
Enstatita	-----	
Pirita	----	-----
Magnetita	-----	
Calcopirita	-----	
Augita	-----	
Plagioclásio	-----	
Hornblenda		-----
Epidoto		-----
Calcita		-----
Clorita		-----

Figura 19: Sequência de cristalização proposta para as rochas do intrusão E.

4.2.3 B1 – Enstatita-Gabro

Macroscopicamente, essa rocha possui coloração cinza escura, sendo fanerítica fina, inequigranular e composta por cristais de enstatita e labradorita. A rocha é fortemente magnética, isotrópica e não apresenta indícios de deformação e/ou hidrotermalismo (Figura 20).



Figura 20: Fragmento da amostra TF-08 de um enstatita-gabro (intrusão B1) do ponto PTF-08.

Microscopicamente a rocha é hipidiomórfica, inequegranular, constituída por labradorita (53,7%), augita (37,96%), enstatita (6,34%), e quartzo (2,0%) como fase

primária, magnetita, pirita e calcopirita como minerais acessórios, e clorita, sericita, epidoto e calcita, como minerais secundários (Figura 21A-F).

A labradorita tem hábito subedral a eudral, com comprimento variando entre 0,10 a 0,72 mm, apresenta geminação lei da albita bem desenvolvida e extinção ondulante. Dispõem-se aleatoriamente compondo a matriz do tipo subofítica e está inclusa em cristais de augita e enstatita. Está levemente saussuritizada, da borda para o centro e desenvolve a textura mimerquita (i.e., intercrescimento de plagioclásio com quartzo vermicular: Figura 21A).

A augita apresenta hábito anedral a subedral, seu comprimento varia entre 0,10 a 0,60 mm, com contatos interlobados com labradorita e enstatita. Ocorre também exsolvida nos planos de clivagem da enstatita (Figura 21B), apresenta cor cinza pálido e cor de interferência de alta ordem. Apresenta-se, de forma localizada, alterada moderadamente para clorita e epidoto, do centro para a borda do cristal.

A enstatita apresenta comprimento variando de 0,30 a 1,15 mm, com hábito subedral a anedral, geralmente com exsoluções de augita nos planos de clivagem (Figura 21B). Sua cor varia de um bege pálido a tons pálidos de verde e azul, já de interferência é acinzentada. Possui contatos interlobados entre si e com outros minerais que compõe a rocha, além de inclusões de labradorita compondo a textura poiquilítica (Figura 21C). Apresenta-se alterada para clorita e epidoto.

O quartzo está associado a textura mimerquita com labradorita (Figura 21A), tem granulação fina a muito fina, hábito anedral, extinção ondulante e compondo também a matriz da rocha, intercrescido com o plagioclásio, provavelmente associado a um processo no estado subsólido na presença de fluidos rico em potássio (Figura 22D).

A clorita ocorre em aglomerados, e é neoformada a partir de augita (Figura 21D), possui hábito placoso e fibroso, granulação fina a média, cor verde e marrom e com cor de interferência de ordem média a baixa.

Os opacos, formados por magnetita titanífera, pirita e calcopirita, são anedrais, de tamanho variando de 1,0 a 0,1 mm, ocorrem disseminados na matriz e intercrescidos com quartzo e labradorita. A pirita e magnetita também ocorrem preenchendo fraturas em plagioclásio e augita (Figuras 21E e F, 22A e B).

As análises químicas obtidas por MEV/EDS detectaram concentrações de potássio associado a textura de mimerquita do plagioclásio e do quartzo vermicular (Figuras 22C e D), como também titânio nas bordas e preenchendo fraturas nos cristais de magnetita (Figuras 22E e F).

Com base nas relações texturais dos minerais presentes uma sequência de cristalização proposta para as rochas da intrusão B1 é apresentada na Figura 23.

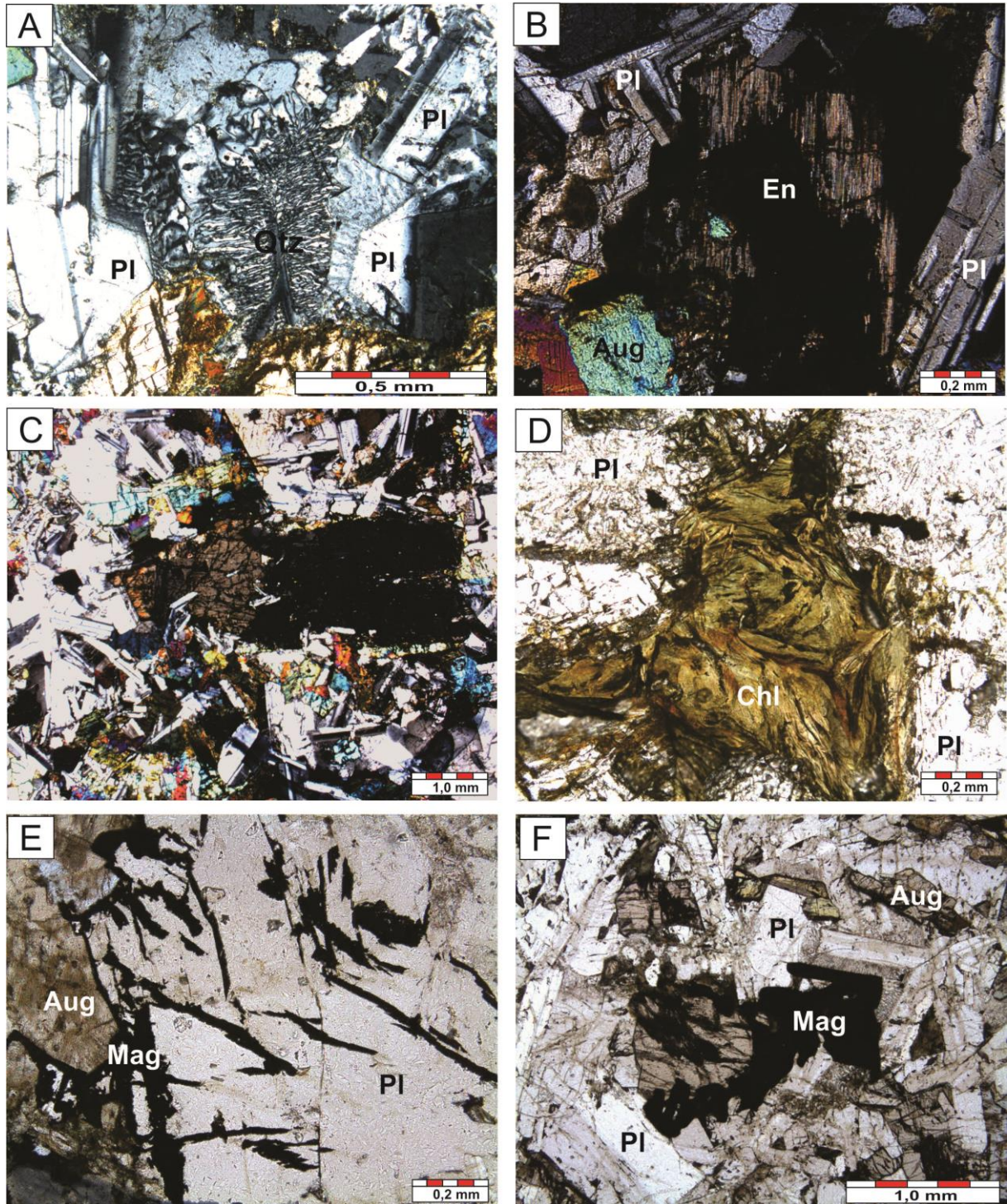


Figura 21: Fotomicrografias da amostra de enstatita-gabro da intrusão B1 (TF-08). (A) Detalhe da textura mimerquita formada pela labradorita e quartzo vermicular, com nicois cruzados; (B) enstatita extinta com exsolução de augita, com nicois cruzados; (C) Enstatita extinta com inclusões de plagioclásio, nicóis cruzados; (D) Aglomerado de clorita, nicóis paralelos; (E) Magnetita preenchendo fraturas, como também no contato entre augita e labradorita, com nicois paralelos; (F) Sobrecrecimento de cristais de magnetita sobre cristais de augita e labradorita, com nicois paralelos. Legendas: Pl – plagioclásio, Hbl – hornblenda, Mag – magnetita, Qtz – quartzo, Chl – clorita e En – Enstatita.

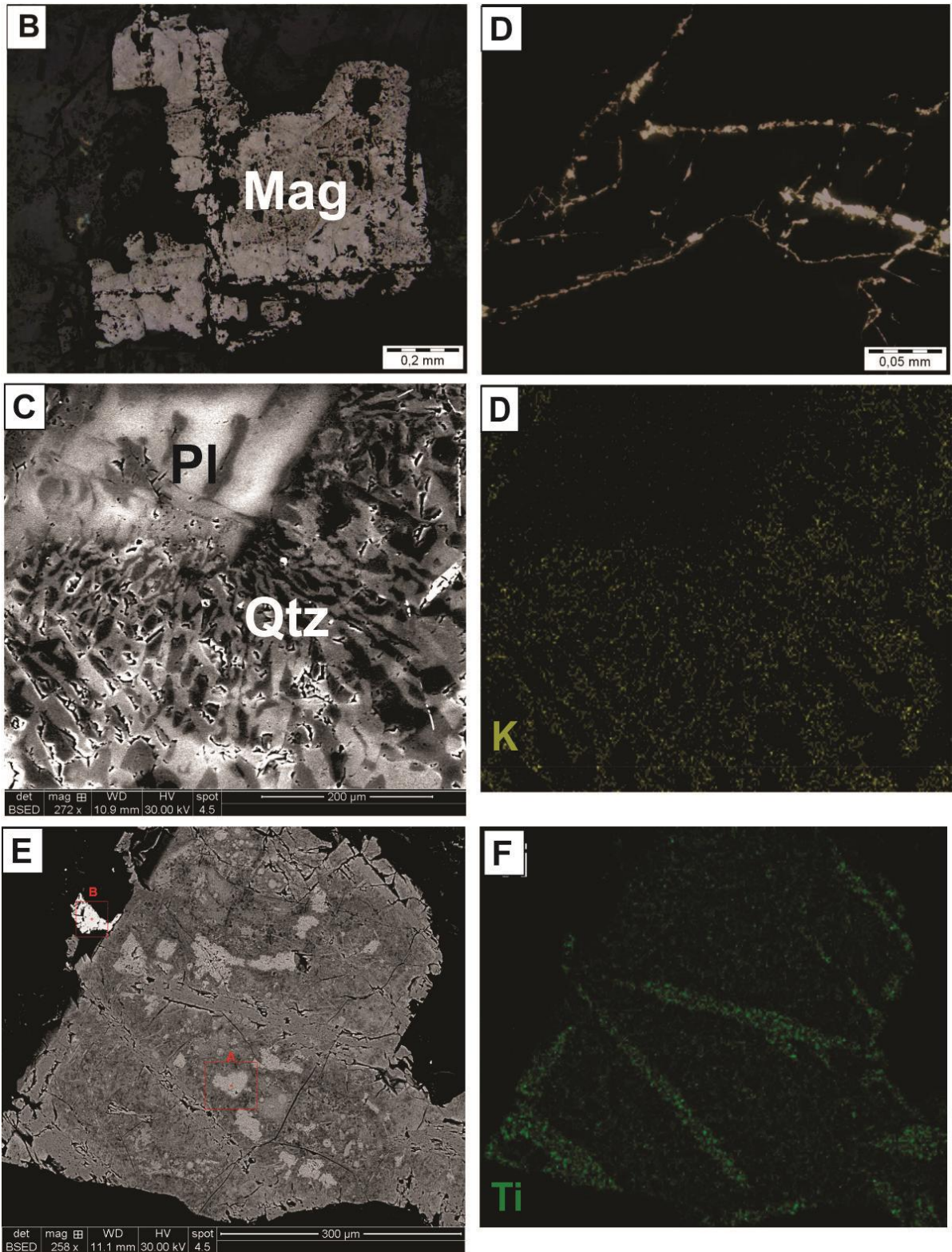


Figura 22: (A) Fotomicrografia de cristal anedral de magnetita; (B) Fotomicrografia feita sob luz refletida de cristais de pirita preenchendo fraturas em augita e plagioclásio; (C) Imagem de elétrons retroespalhados da textura mimerquita formado por quartzo vermicular; (D) mapa composicional para potássio (K) da imagem A; (E) Imagem de elétrons retro-espalhados de um cristal de magnetita e (F) Mapa composicional para para Ti da figura E, obtidos via EDS.

Minerais	Magmático	
	Sin	Pós
Enstatita	-----	
Augita	-----	
Plagioclásio	-----	
Quatzo	-----	
Epidoto		-----
Clorita		-----
Magnetita		-----
Calcopirita		-----
Pirita	----	-----

Figura 23: Sequência de cristalização proposta para as rochas do intrusão B1.

4.2.4 B2 – Quartzo-hornblenda gabro

Macroscopicamente essa rocha é verde escura acinzentada, porfirítica fina, inequegranular, e constituída por hornblenda, augita, plagioclásio e quartzo. É moderadamente magnética, não deformada e sem indícios de hidrotermalismo (Figura 24).



Figura 24: Fragmento de amostra da amostra TF-15 da intrusão B2, sendo um quartzo-hornblenda gabro.

Microscopicamente, a rocha é halotriomórfica, inequigranular, fanerítica fina a muito fina, composta por hornblenda (28,1%), augita (30,24%), plagioclásio

(33,35%), quartzo (7,6%), titanita (< 1%) e minerais opacos (< 1%) como minerais primários, hornblenda sericita, epidoto e carbonato como a fase secundária (Figuras 25A-D).

O plagioclásio apresenta geminação lei da albita e periclina bem desenvolvidas, seu comprimento varia entre 0,1 a 0,3 mm, tem hábito eudral a subedral e ocorre intersticialmente na matriz. Apresenta-se parcialmente alterado para sericita, carbonato e epidoto.

A augita apresenta hábito subedral, com comprimento variando entre 0,40 a 1,20 mm. Apresenta cor cinza pálida e cor de interferência de alta ordem, variando de marrom a azul, está alterando nas bordas para hornblenda, clorita, carbonato e epidoto (Figura 25A).

A hornblenda tem coloração esverdeada, sendo fanerítica seriada e comprimento variando de 0,10 a 1,60 mm. Apresenta dois modos de ocorrência: (i) cristais eudrais a subedrais de origem magmática e (ii) cristais anedrais resultantes do processo de uralitização da augita. Em ambos os casos, altera-se para clorita, carbonato e epidoto (Figuras 25A e B).

A clorita é esverdeada, com hábito placoso, de comprimento pequeno e cor de interferência de baixa ordem. É formada a partir do processo de recristalização de hornblenda, de forma moderada do centro para a borda dos minerais e nos planos de clivagem dos cristais augita.

O epidoto ocorre de forma anedral, apresenta cor bege clara e cor de interferência de alta ordem, bem como relevo alto (Figura 25B). É produto de alteração de hornblenda, augita e plagioclásio, ocorrendo geralmente no núcleo desses minerais.

A titanita é rara, apresenta forma anedral, tamanhos variando de 0,4 a 1,1 mm, apresenta-se levemente fraturada e contato irregulares com cristais de augita, hornblenda e plagioclásio (Figura 25C).

Os minerais opacos são compostos por magnetita e pirita. Ambos são raros, subedrais a anedrais, diminutos e inclusos em cristais de augita e hornblenda (Figura 25D).

Com base nas relações texturais dos minerais presentes, a sequência de cristalização proposta para as rochas da intrusão B2 é apresentada na Figura 26.

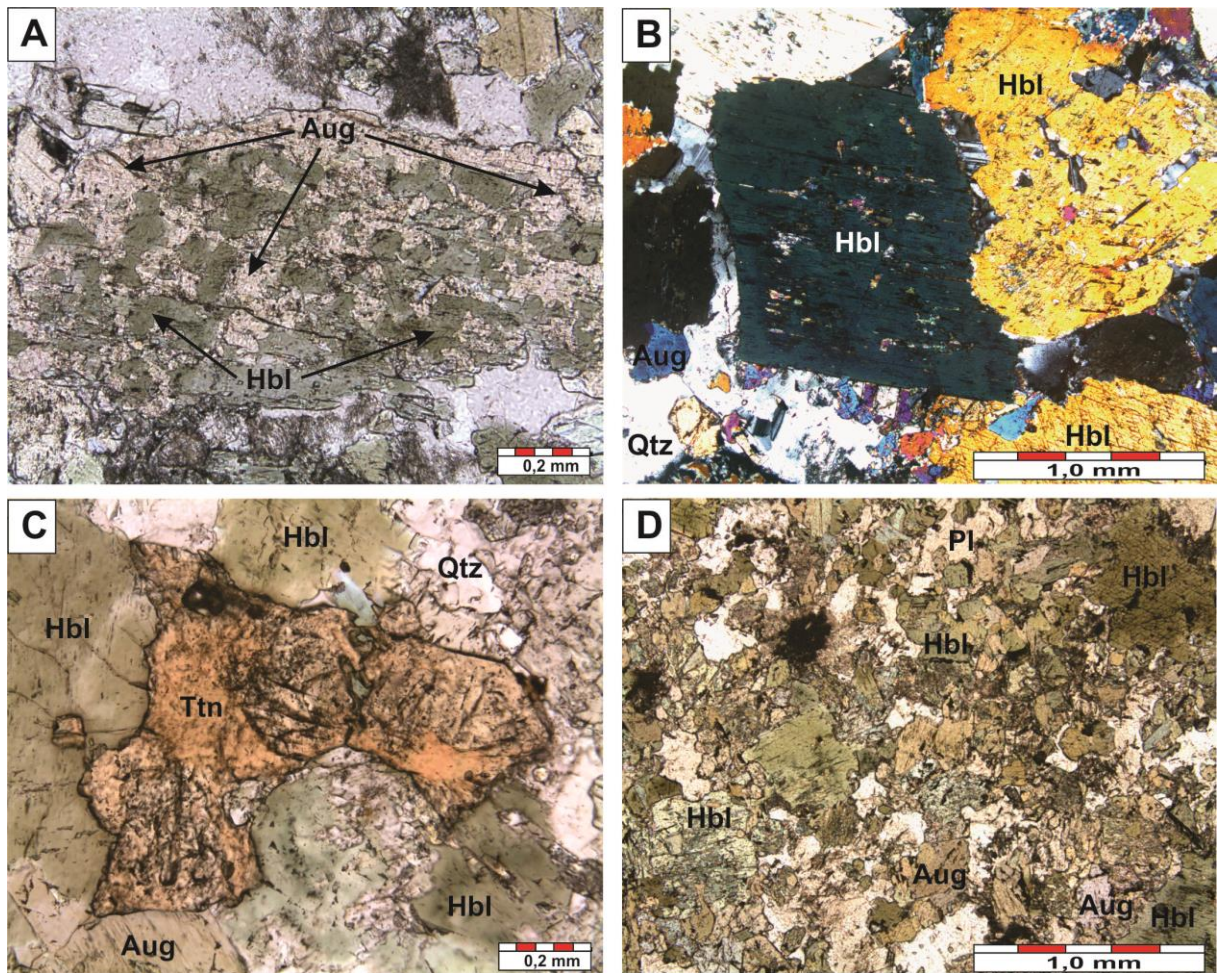


Figura 25: Fotomicrografias da amostra de gabro da intrusão B2. (A) Augita parcialmente uralitizada para hornblenda; (B) Hornblenda alterando para epidoto e com inclusões de plagioclásio; (C) titanita envolvida por hornblenda e augita; (D) Vista geral da rocha ao microscópio, mostrando os cristais de augita e hornblenda, com nicois paralelos. Legendas: Hbl – hornblenda, Qtz – quartzo, Aug – augita, Ttn – titanita.

Minerais	Magmático	
	Sin	Pós
Magnetita	-----	
Pirita	?-----	
Titanita	?-----	
Augita	-----	
Hornblenda	-----	-----?
Plagioclásio	-----	
Quartzo	-----	
Epidoto		-----
Calcita		-----
Clorita		-----

Figura 26: Sequência de cristalização proposta para as rochas da intrusão B2.

4.2.5 B3 – Olivina-enstatita gabro

Macroscopicamente a rocha é fanerítica fina, inequegranular, de coloração verde esbranquiçada, moderadamente magnética, não deformada e/ou hidrotermalizada (Figura 27). É composta por plagioclásio, hornblenda, augita enstatita e olivina.



Figura 27: Fragmento da amostra TF-16, referente ao olivina-enstatita-gabro da intrusão B3.

Microscopicamente, observou-se a presença de cristais reliquiais de olivina, além de enstatita e augita. Entretanto, a rocha apresenta um intenso grau de alteração deutérica, ou seja, os minerais primários estão intensamente saussuritizados, serpentinizados e uralitizados (Figuras 28A-F). Como minerais acessórios têm-se magnetita e pirita.

A enstatita apresenta hábito anedral, cor bege pálido, cor de interferência acinzentada e tem comprimento entre 0,10 a 0,30 mm. Localmente, encontra-se incluso em cristais de augita e raramente alterando-se para serpentina (Figuras 28A e B).

Os cristais de olivina são raros e diminutos, apresentam hábito anedral, com cor de interferência de alta. Ocorrem inclusos em enstatita e alterando para serpentina e também com pequenas inclusões de magnetita e pirita (Figuras 28C e D).

O plagioclásio tem hábito anedral, com comprimento variando entre 0,10 a 0,40 mm, apresenta geminação lei da albita e periclina e extinção ondulante. Os cristais estão intensamente saussuritizado e compõem a matriz aleatoriamente.

A augita apresenta hábito anedral, comprimento variando entre 0,50 a 1,10 mm, cor marrom pálida e cor de interferência variando de marrom a azul, de moderada a alta ordem. Altera-se para hornblenda da borda para o centro, clorita do centro para a borda, e também calcita e epidoto (Figuras 28B e D). Apresenta também inclusões de magnetita, e localmente núcleos preservados de enstatita.

A hornblenda é anedral, tem comprimento variando de 0,2 a 1,1 mm, cor verde clara. É formada a partir da da hidratação de piroxênios, além de estar fortemente cloritizada e epidotizada (Figuras 28D e E).

A serpentina possui hábito fibroso, formando pequenos aglomerados sempre associados à cristais de enstatita, sendo provavelmente produto da hidratação deste mineral. Apresenta relevo baixo, cor bege clara e cor de interferência cinza de primeira ordem (Figuras 28A e B).

O epidoto é um mineral neoformado a partir de plagioclásio e hornblenda, ocorre de forma anedral e tamanhos variados, mas sempre diminuto.

Já a clorita apresenta forma acicular e fibrosa, cor esverdeada clara e cor de interferência cinza a amarelo de primeira ordem. É neoformada a partir da hornblenda ao longo dos planos de clivagem, bordas e núcleo (Figuras 28B).

Os minerais opacos compostos por pirita e magnetita, são raros, anedrais, têm tamanhos variados e geralmente ocorrem inclusos em enstatita e augita.

Com base nas relações texturais dos minerais presentes, a sequência de cristalização proposta para as rochas da intrusão B3 é apresentada na Figura 29.

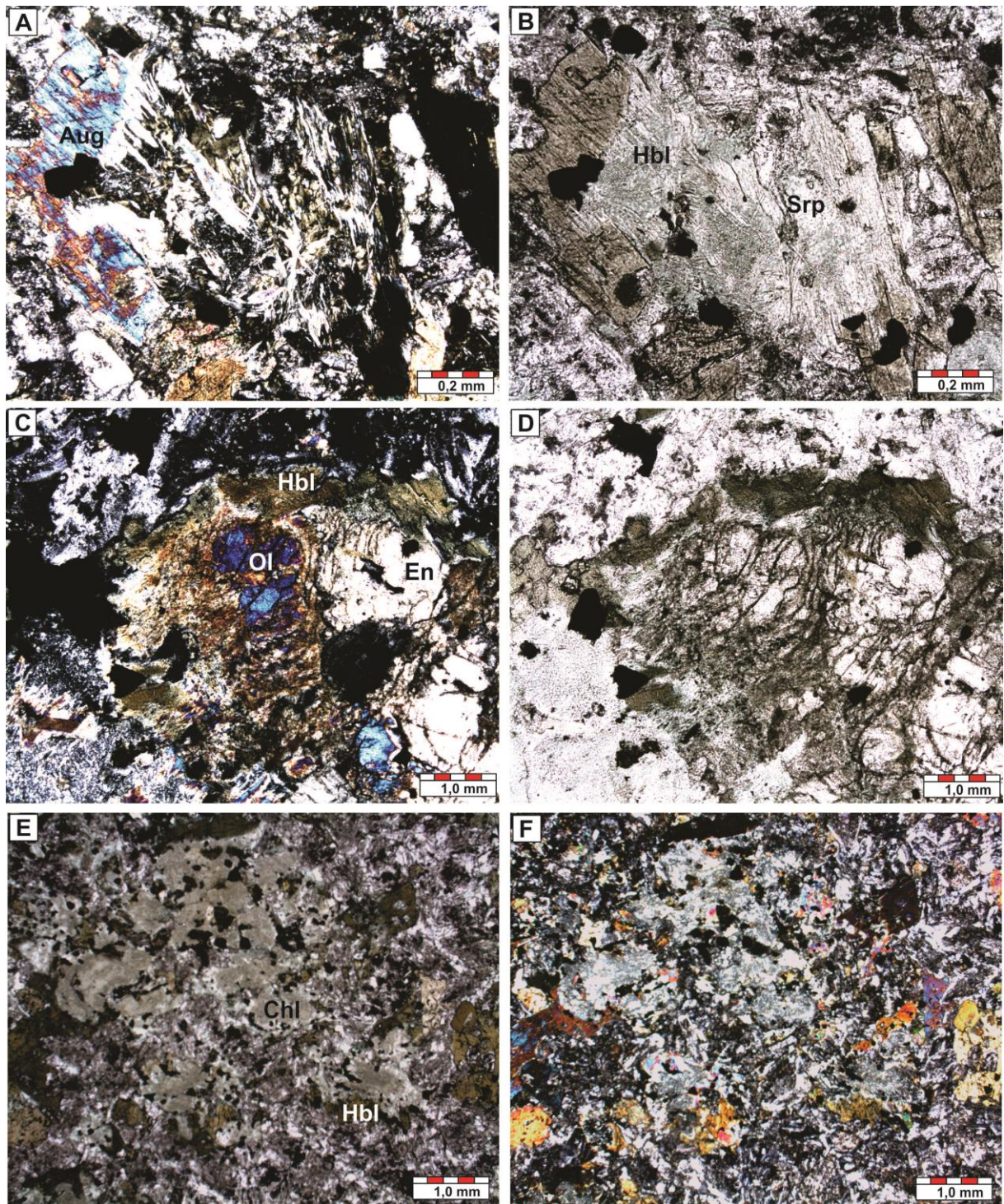


Figura 28: Fotomicrografias da amostra de gabro da intrusão B3 (TF-16): (A) e (B) Cristal de augita alterando para clorita, com núcleo serpentizado, com nicol paralelo e cruzado respectivamente; (C) e (D) Cristal de enstatita alterando para hornblenda da borda para o centro e com inclusões de olivina, com nicol paralelo e cruzado respectivamente; (E) e (F) Visão geral da rocha fortemente alterada, com destaque para os cristais de hornblenda, com nicol paralelo e cruzado respectivamente. Legendas: Ol – olivina; En – enstatita; Aug – augita; Hbl – hornblenda, Chl – clorita; Srp – serpentina.

Minerais	Magmático	
	Sin	Pós
Magnetita	-----?	
Pirita	?-----	
Olivina	-----	
Enstatita	-----	
Augita	-----	
Plagioclásio	-----	
Hornblenda	-----	
Serpentina	-----	
Epidoto	-----	
Calcita	-----	
Clorita	-----	

Figura 29: Sequência de cristalização proposta para as rochas do intrusão B3.

4.2.6 B4 – Olivina gabronorito serpentizado

Macroscopicamente essa rocha possui cor verde acinzentada, fanerítica fina, moderadamente magnética. É constituída por hornblenda, serpentina, actinolita e plagioclásio, com base na mineralogia calculada por meio da norma CIPW (Cross, Iddings, Pirsson & Washington, 1903) e classificada como olivina-gabronorito (Le Maitre, 2002). A rocha está indeformada, sem estruturas magmáticas e/ou indícios de hidrotermalismo (Figura 30).

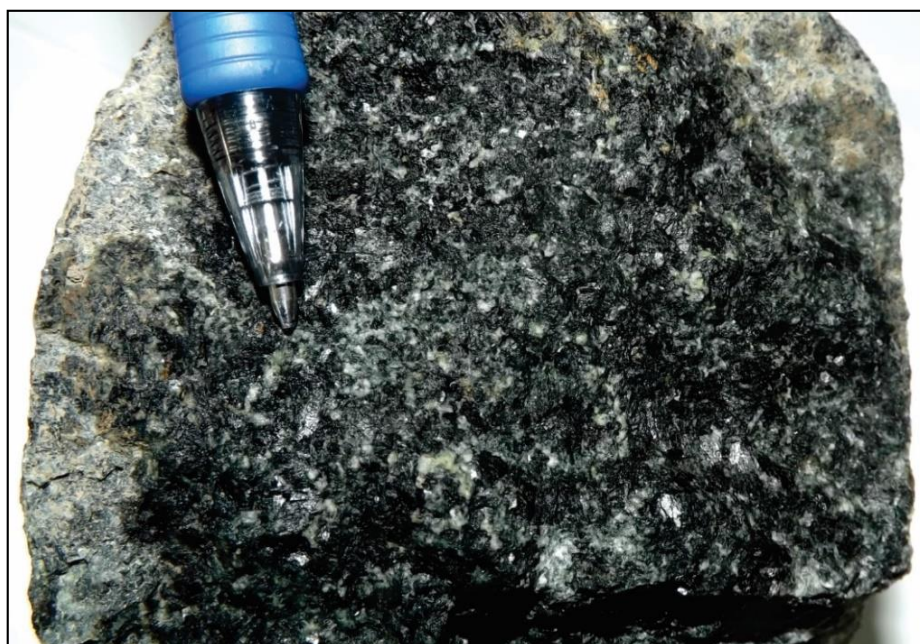


Figura 30: Fragmento de olivina-gabronorito serpentizado (intrusão B4) (TF-14).

Microscopicamente essa rocha é hipidiomórfica, inequigranular, composta por hornblenda (43,09 %), serpentina (39,48 %), actinolita (13,02 %) e plagioclásio (4,41 %), como minerais principais, e clorita, sericita, epidoto e calcita como minerais secundários (figura 31A-D).

A hornblenda tem coloração bege esverdeada, textura fanerítica, com hábito eudral a anedral, com comprimento variando de 0,1 a 0,6 mm. Apresenta contatos justapostos entre si e interlobado com plagioclásio. Está alterando para clorita, calcita, e talco, e também sendo substituída por tremolita-actinolita. A alteração ocorre principalmente da borda para o centro do cristal.

A serpentina possui hábito fibroso, encontra-se disseminada na rocha formando pequenos aglomerados, apresenta relevo baixo, cor bege clara e cor de interferência cinza a amarelo de primeira ordem (Figura 31A-B). É produto de alteração, possivelmente, de cristais de olivina e enstatita, porém não observados em lâmina.

Os cristais de actinolita-tremolita compõem uma solução sólida, ocorrem comumente intercrescidos, entretanto a actinolita é mais abundante. Apresentam hábito placoso, subedral a anedral, granulação média a fina, cor variando do incolor ao verde pálido, com cores de interferência de alta ordem e sendo substituídos por hornblenda (Figura 31C-D).

O plagioclásio tem hábito eudral a subedral, apresenta geminação lei da albita, e o seu comprimento varia de 0,10 a 0,30 mm. Dispõe-se aleatoriamente compondo intersticialmente a matriz e alterando para sericita, calcita e epidoto (i.e., saussuritização).

A clorita é rara, apresenta coloração esverdeada, hábito placoso e fibroso, com granulação fina e cor de interferência de baixa ordem. É neoformada a partir da hornblenda, tendo o processo de cloritização variando de moderado a fraco e ocorre do centro para a borda da hornblenda.

O epidoto é neoformado a partir do plagioclásio e da hornblenda, tem relevo alto, com forma subedral a anedral, granulação fina a muito fina, e cor de interferência alta (Figura 31A).

Os minerais opacos compõem a fase acessória e são compostos por magnetita e pirita. São subedrais a anedrais, de granulação muito fina e estão inclusos em cristais de hornblenda.

Com base nas relações texturais dos minerais presentes, a sequência de cristalização proposta para as rochas da intrusão B4 é apresentada na Figura 32.

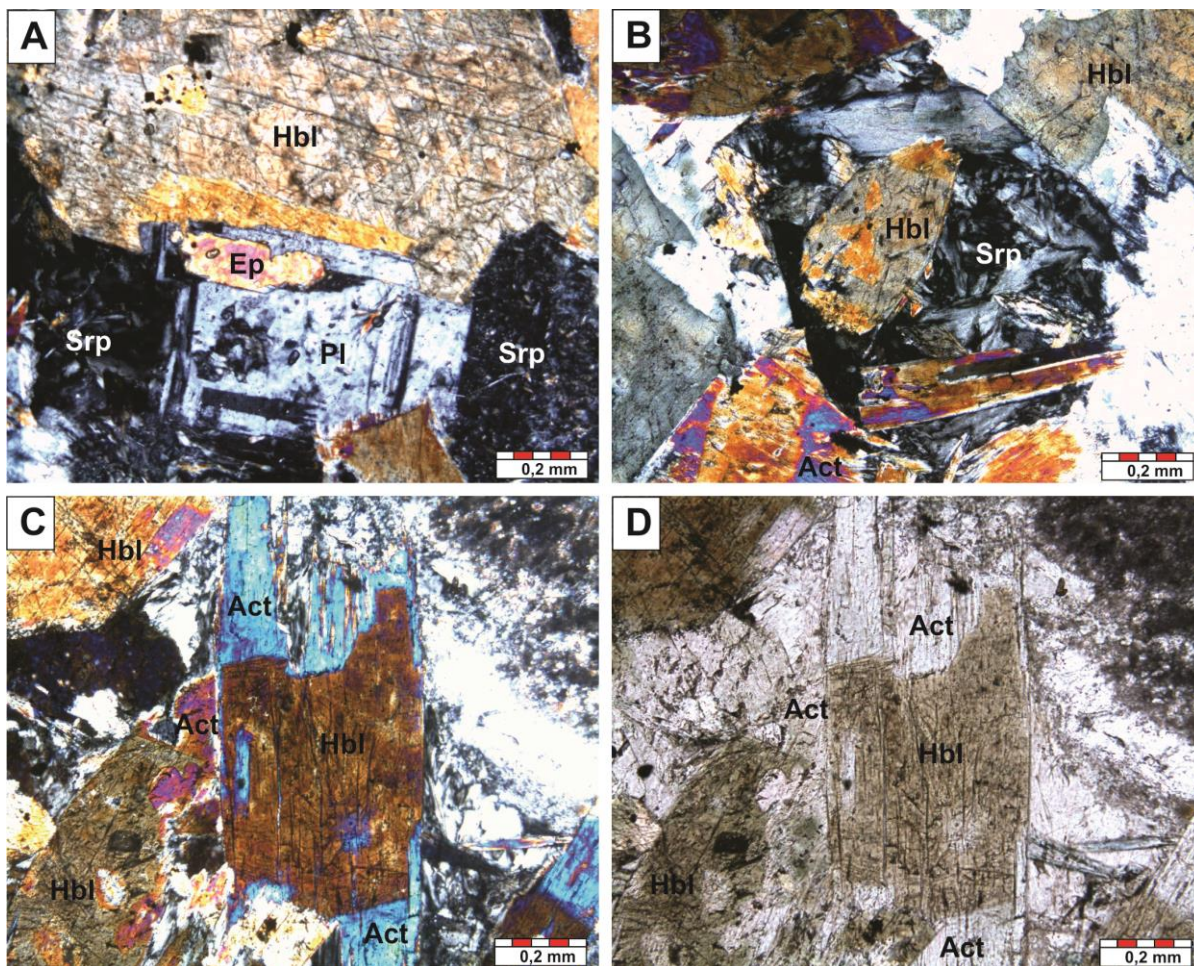


Figura 31: Fotomicrografias da amostra de olivina websterito serpentizado da intrusão B4. (A) Cristal de hornblenda na seção basal em contato com o plagioclásio; (B) aglomerados de cristais de serpentina em contato com hornblenda, com nicois cruzados. Hornblenda sendo substituída por actinolita e serpentina, com nicois cruzados (C) e com nicois paralelos (D). Legendas: Pl – plagioclásio, Hbl – hornblenda, Ep – epidoto, Act – actinolita, Srp – serpentina.

Minerais	Magmático	
	Sin	Pós
Magnetita	-----	
Pirita	-----	
Plagioclásio	-----	
Serpentina		-----
Hornblenda		-----
Actinolita/Tremolita		-----
Epidoto		-----
Calcita		-----

Figura 32: Sequência de cristalização proposta para as rochas do intrusão B4.

4.3 LITOGEOQUÍMICA

Neste trabalho foram utilizados 12 (doze) análises de rocha total (Tabela 1), sendo seis deste estudo (TF) e seis publicadas na área de estudo ou muito próximo dela, pela CPRM (1999, 2010). Todos os dados geoquímicos foram utilizados com a finalidade de verificar a natureza da fonte, identificar a afinidade geoquímica e o comportamento geoquímico dos óxidos e elementos analisados, investigar os processos magmáticos envolvidos durante a evolução das rochas estudadas e inferir seus ambientes tectônicos.

Petrograficamente, as rochas incorporadas a este estudo, na sua grande maioria, apresentam textura cumulática e composição gabróica a diorítica. Entretanto, as amostras SR-40a e LM-07b, nomeadas como hornblenditos pela CPRM, (1999), tiveram sua petrografia refeita e classificadas como gabronorito e diorito, respectivamente. Uma outra informação importante é que as amostras SR-233a e SR-40a pertencem, respectivamente, às bordas das intrusões W e E. A incorporação dessas amostras a este trabalho baseou-se em critérios, como: localização geográfica, composição mineralógica e geoquímica e contexto geológico compatíveis com esse estudo. As amostras do corpo B3 não foram analisadas para rocha total, pois encontravam-se bastante intemperizadas.

Neste trabalho, a amostra TF-01 devido aos altos valores de MgO (23,63 wt%), Cr (1148 ppm), Ni (870 ppm) e Mg# (77,44), e baixa concentração de SiO₂ (48,83%) (Tabela 7) é interpretada como a mais primitiva de todas. Contudo, por ser uma rocha de textura cumulática (Figura 15) e a sua composição não representaria, assim, a do magma parental. Em alguns diagramas apresentados, a amostra TF-01 está identificada diferentemente das demais do corpo W, a fim de facilitar a apresentação e discussão dos dados.

Tabela 1: Análises geoquímica de rocha total dos óxidos maiores, menores e elementos traços para as rochas máficas-ultramáficas da região de Amajari, RR.

Intrusões	W	B4	W	-	E	E	-	W	B2	-	-	B1	
Amostras/ Elemento	TF-01	TF-14	SR-233a (1)	MF-143 (2)	SR-40a (1)	TF-10	LM-07b (1)	TF-06	TF-15	MF-108c (2)	SR-108b (1)	TF-08	
	Websterito	Gabronorito	Gabro	Gabro	Gabronorito	Gabronorito	Diorito	Norito	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	
Óxidos (% em peso)	SiO ₂	48.83	45.29	51.50	46.13	51.70	51.05	56.90	46.41	52.16	49.07	53.10	51.49
	TiO ₂	0.27	0.88	0.33	0.82	0.53	0.50	0.84	0.16	0.70	0.66	0.96	0.99
	Al ₂ O ₃	3.74	12.08	9.32	12.32	8.59	10.48	7.71	18.60	11.74	16.83	13.1	15.75
	Fe ₂ O _{3T}	14.13	11.93	6.42	11.7	9.09	8.20	9.63	6.82	10.21	9.95	13.82	10.80
	MnO	0.25	0.18	0.17	0.19	0.13	0.15	0.19	0.12	0.22	0.14	0.25	0.16
	MgO	23.67	14.78	14.10	12.98	12.2	11.90	11.80	10.28	9.10	8.15	5.97	5.82
	CaO	6.60	8.70	17.30	12.18	16.1	13.41	10.80	14.64	10.47	7.50	9.21	10.07
	Na ₂ O	0.31	1.22	0.53	1.72	1.21	1.52	1.22	1.24	2.15	2.76	2.12	2.35
	K ₂ O	0.06	0.49	0.12	0.9	0.25	0.46	0.62	0.10	1.01	1.22	0.25	0.60
	P ₂ O ₅	<0,01	0.06	0.02	0.29	0.09	0.08	0.08	<0,01	0.15	0.42	0.13	0.15
	Cr ₂ O ₃	0.34	0.20	-	0.15	-	0.19	-	0.08	0.05	0.02	-	0.02
	PF	1.20	3.80	1.21	2.30	0.77	1.50	1.00	1.30	1.70	3.10	0.01	1.70
	TOTAL	99.40	99.61	101.02	101.68	100.66	99.44	100.79	99.75	99.66	99.82	98.92	99.90
	CaO/Al ₂ O ₃	1.76	1.85	0.72	0.99	0.89	1.87	1.4	0.79	0.64	0.44	0.7	1.28
	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	13.85	28.24	13.72	15.02	16.77	16.2	9.17	116.25	15.9	25.5	13.64	20.96
	Mg#	77.44	71.74	81.82	75.63	73.34	74.84	71.52	75.54	64.62	69.45	46.96	52.48
Elementos-traço (ppm)	Ba	84.00	288.00	41.00	1348.50	152.00	240.00	330.00	60.00	646.00	774.50	-	208.00
	Rb	1.60	21.40	-	33.40	13.00	4.50	5.00	0.60	22.70	39.80	-	21.50
	Sr	63.50	110.80	172.00	524.90	232.00	377.90	132.00	456.30	518.50	667.20	-	247.00
	Zr	8.70	50.10	-	58.60	51.00	29.40	97.00	6.30	83.60	78.40	-	122.00
	Nb	0.30	2.10	-	5.30	5.10	1.40	8.10	0.10	3.30	4.30	-	6.30
	Ni	870.00	502.00	176.00	312.00	106.00	111.00	112.00	249.00	45.00	106.00	-	63.00
	Co	114.50	78.20	36.00	59.60	40.00	45.00	51.00	50.40	42.80	43.50	-	51.30
	Zn	36.00	22.00	43.00	26.00	45.00	2.00	71.00	4.00	9.00	52.00	-	51.00
	Cr*	2305.85	1382.14	-	1026.34	-	1300.03	-	540.54	362.64	136.85	-	109.48
	Ti*	1618.61	5275.46	1978.30	4915.77	3177.27	2997.42	5035.67	959.17	4196.39	3956.59	5769.58	5934.89
	Y	8.20	21.10	-	25.20	5.00	9.30	57.00	6.30	16.70	25.20	-	33.20
	Cs	0.30	1.00	-	0.80	-	0.10	-	0.10	0.20	1.10	-	0.90
	Ta	0.10	0.20	-	0.20	-	0.10	-	0.10	0.20	0.20	-	0.40
	Hf	0.40	1.60	-	1.60	-	1.10	-	0.20	2.40	2.60	-	3.30
	U	<0,1	0.20	-	0.70	-	0.50	-	<0,1	0.50	0.60	-	0.60
	Th	<0,2	1.20	-	2.40	-	1.20	-	<0,2	1.50	2.40	-	2.90
	V	152.00	214.00	162.00	252.00	182.00	195.00	142.00	82.00	214.00	159.00	-	244.00
	W	4.50	1.00	-	0.80	-	3.80	-	4.80	5.00	0.60	-	4.60
	Ga	5.90	12.80	-	15.40	-	12.10	-	14.70	15.10	18.00	-	19.00
	Ag	<0,1	<0,1	-	-	-	<0,1	-	<0,1	<0,1	-	-	<0,1
	As	<0,5	1.40	-	-	-	<0,5	-	1.00	<0,5	-	-	1.70
	Bi	<0,1	<0,1	-	-	-	<0,1	-	0.10	0.10	-	-	<0,1
	Cd	<0,1	<0,1	-	-	-	<0,1	-	<0,1	<0,1	-	-	0.10
Cu	17.00	71.40	43.00	120.20	172.00	56.00	15.00	95.50	17.50	77.60	-	176.90	
Hg	<0,01	<0,01	-	-	-	<0,01	-	0.20	<0,01	-	-	<0,01	
Mo	0.30	0.20	-	-	-	0.30	-	1.30	0.40	-	-	0.60	
Pb	0.50	1.60	15.00	1.50	10.00	0.90	20.00	45.50	1.20	1.70	-	2.50	
Sb	<0,1	<0,1	-	-	-	<0,1	-	0.30	0.40	-	-	<0,1	

Continuação Tabela 1.

Intrusões	W	B4	W	-	E	E	-	W	B2	-	-	B1	
Amostras/ Elemento	TF-01	TF-14	SR-233a (1)	MF-143 (2)	SR-40a (1)	TF-10	LM-07b (1)	TF-06	TF-15	MF-108c (2)	SR-108b (1)	TF-08	
	Websterito	Gabronorito	Gabro	Gabro	Gabronorito	Gabronorito	Diorito	Norito	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	
ETR (ppm)	La	5,40	9,90	5,31	32,70	6,27	8,40	28,57	2,10	14,90	26,10	5,70	16,60
	Ce	6,90	15,40	13,86	54,40	14,60	14,90	55,28	4,10	31,70	48,80	13,94	33,10
	Pr	1,56	2,38	-	7,70	-	1,86	-	0,59	4,13	7,42	-	4,53
	Nd	6,10	10,70	-	5,30	5,10	8,20	8,10	3,10	17,70	4,30	-	19,40
	Sm	1,38	2,66	2,31	6,40	1,41	1,98	5,23	0,93	3,79	5,90	3,02	4,98
	Eu	0,39	0,90	0,52	1,77	0,45	0,64	1,15	0,36	1,11	1,66	0,91	1,44
	Gd	1,58	3,35	2,11	5,32	1,22	1,98	4,08	1,13	3,83	4,88	3,48	5,83
	Tb	0,27	0,58	-	0,87	-	0,31	-	0,18	0,59	0,80	-	0,96
	Dy	1,63	3,55	2,22	4,23	1,06	1,88	3,58	1,17	3,42	4,04	3,75	5,91
	Ho	0,32	0,75	0,44	0,90	0,20	0,38	0,67	0,22	0,61	0,84	0,70	1,18
	Er	1,01	2,19	1,19	2,56	0,50	1,03	1,59	0,64	1,87	2,38	1,64	3,41
	Tm	0,14	0,31	-	0,33	-	0,15	-	0,08	0,26	0,37	-	0,49
	Yb	0,96	1,93	0,83	2,29	0,33	0,95	1,10	0,59	1,57	2,20	1,08	3,04
Lu	0,15	0,29	0,11	0,31	0,04	0,14	0,13	0,09	0,23	0,34	0,13	0,45	
ΣETR	27,79	54,89	37,00	125,08	31,18	36,00	109,48	15,28	71,31	110,03	34,35	88,22	
ΣETRL/ ΣETRP	3,31	2,96	4,29	5,73	7,21	4,18	7,90	2,43	4,67	5,28	1,94	3,08	
Au (ppb)	<2	3,00	-	-	-	<2	-	4,00	<2	-	-	4,00	
Pd (ppb)	19,00	5,00	-	-	-	10,00	-	19,00	8,00	-	-	14,00	
Pt (ppb)	<3	4,00	-	-	-	12,00	-	21,00	10,00	-	-	18,00	
(La/Yb) _N	4,04	3,68	4,59	10,25	13,63	6,35	18,64	2,55	6,81	8,51	3,79	3,92	
La/Ta	54	49,5	-	163,5	-	84	-	21	74,5	130,5	-	41,5	
Eu/Eu*	0,81	0,92	0,72	0,93	1,05	0,99	0,76	1,08	0,89	0,95	0,86	0,82	
La/Nb	18,00	4,71	-	6,17	1,23	1,02	3,53	21,00	0,84	6,07	-	0,86	
Ti/Yb	182,34	305,12	264,33	232,43	1059,90	354,23	506,41	181,78	298,92	202,01	591,94	219,02	
Nb/Yb	0,31	1,09	-	2,31	15,45	1,47	7,36	0,17	2,10	1,95	-	2,07	
TiO ₂ /Yb	0,28	0,46	0,40	0,36	1,61	0,53	0,76	0,27	0,45	0,30	0,89	0,33	
Th/Yb	-	0,62	-	1,05	-	1,26	-	-	0,96	1,09	-	0,95	
Ta/Yb	0,10	0,10	-	0,09	-	0,11	-	0,17	0,13	0,09	-	0,13	
Nb/Y	0,04	0,10	-	0,21	1,02	0,15	0,14	0,02	0,20	0,17	-	0,19	
Zr/Y	1,06	2,37	-	2,33	10,20	3,16	1,70	1,00	5,01	3,11	-	3,67	
Ti/Y	21,35	27,91	-	21,12	69,95	36,18	9,77	17,02	28,10	17,64	-	20,06	
ΔNb	0,25	0,02	-	0,36	-0,19	-0,04	0,45	-0,06	-0,31	0,03	-	-0,07	

Legenda: Fonte dos dados: (1) – CPRM (1999) e (2) CPRM (2010); Fe₂O₃T (ferro total); PF – (perda por fogo); (-) ausência de dados analíticos ou informações; (<) indica que o valor obtido foi menor que o limite de detecção do método analítico, em que todos os amostras tiveram valores abaixo do limite para Selênio e Tório; (*) no Cr e Ti indica que foram calculados a partir dos seus respectivos óxidos; Eu/Eu* calculado conforme Taylor & McLennan (1985); Mg# (Mg# = 100Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺)); razão (La/Yb)_N normalizado pelo manto primitivo de Sun & McDonough (1989); ΔNb calculado conforme Fitton *et al.* (1997).

4.3.1 Elementos Maiores e Menores

Diversos estudos petrológicos (POLAT *et al.*, 1999; PINHEIRO, 2013; MA *et al.*, 2016), foram bem sucedidos usando elementos maiores com o objetivo de verificar a tendência de formação ou não de agrupamentos e associações de rochas, e elementos menores e traços para identificar processos magmáticos e possíveis fontes.

As rochas estudadas, quanto a sua composição geoquímica, estão plotadas no campo das rochas gabroicas (Figura 33), apresentam caráter sub-alcálico (Figura 34A), sendo provenientes de um magma de composição basáltica toleítica, enriquecido em Fe e Mg e empobrecido em álcalis (Na + K) (Figura 34B).

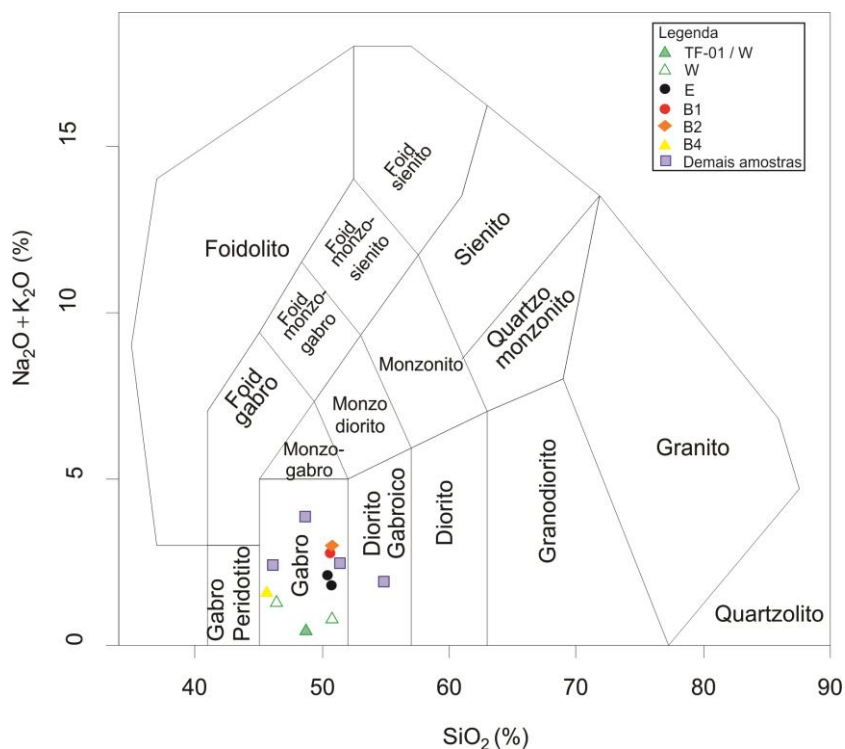


Figura 33: Diagrama de SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, modificado de Middlemost (1985).

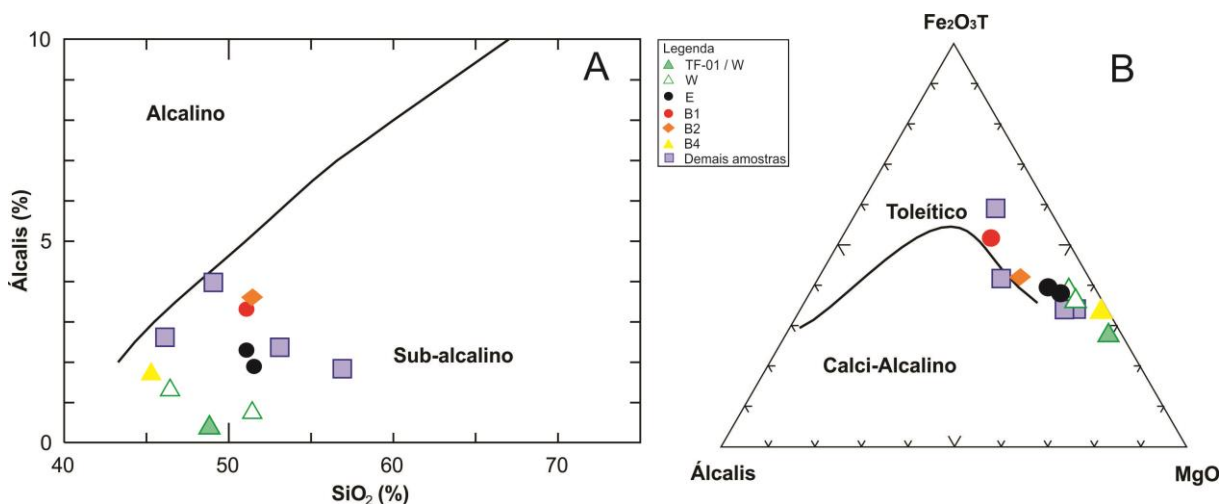


Figura 34: A – Diagrama binário SiO_2 vs Álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$); B – Diagrama ternário que define a afinidade geoquímica das rochas estudadas (IRVINE & BARAGAR, 1971).

Quanto aos óxidos maiores, as amostras apresentam uma variação significativa em MgO (5,82% - 23,67%), Al₂O₃ (3,74% - 18,63%), CaO (6,60% - 17,30%) e Mg# (46,96 - 81,82) e menor em SiO₂ (45,29% - 56,90%) e Fe₂O_{3(T)} (8,20% - 14,13%) (Tabela 1). Entre as amostras estudadas, as razões de CaO/Al₂O₃ (0,44 - 1,87) e Al₂O₃/TiO₂ (9,17 - 28,24) apresentam valores menores ou próximos as do manto primitivo (i.e. 0,75 e 22,09, respectivamente: McDonough & Sun 1995). Entretanto, a razão Al₂O₃/TiO₂ (116,25) da amostra TF-06 difere-se das demais, devido à baixa concentração de TiO₂ (0,16%).

Por se tratar de rochas máficas-ultramáficas, nos diagramas de Harker o MgO foi utilizado como o índice de diferenciação no eixo X, ao invés do teor SiO₂ o qual apresenta pouca variação. A partir da análise dos diagramas binários, é possível identificar *trends* parcialmente alinhados, dispersão moderada de pontos em alguns componentes e a amostra TF-01 isolada das demais (Figura 35). Para checar se essa amostra TF-01 pertenceria a um grupo distinto de amostra ou não, foi verificado o posicionamento as demais amostras da intrusão W, uma vez que são cogenéticas entre si. Assim, utilizou-se uma simbologia diferente para essas amostras (TF-06 e SR-233a) e observa-se que somente a amostra TF-01 e difere-se de todo o grupo (Figura 35).

Nos diagramas, o sentido das setas indica *trends* que cada óxido ou elemento forma em relação ao MgO, podendo este ser positivo ou negativo. É notório observar que os valores de MgO apresentam comportamento compatível com CaO, Ni e Cr₂O₃ e incompatível com SiO₂, TiO₂, Fe₂O_{3(T)}, MnO, Na₂O, K₂O, P₂O₃ e Zr e Al₂O₃, (Figura 35), sugerindo que nas amostras mais enriquecidas em Mg o processo de cristalização fracionada foi controlado pela precipitação de olivina, enstatita, augita e labradorita, alguns destes na fase *cumulus* (E.g., olivina e enstatita nas amostra TF01 e TF06, intrusão W: Figuras 15A-D). Além disso, diferentes estágios de fracionamento e cristalização de hornblenda e óxidos de Fe e Ti também poderiam explicar as variações observadas (Figura 35).

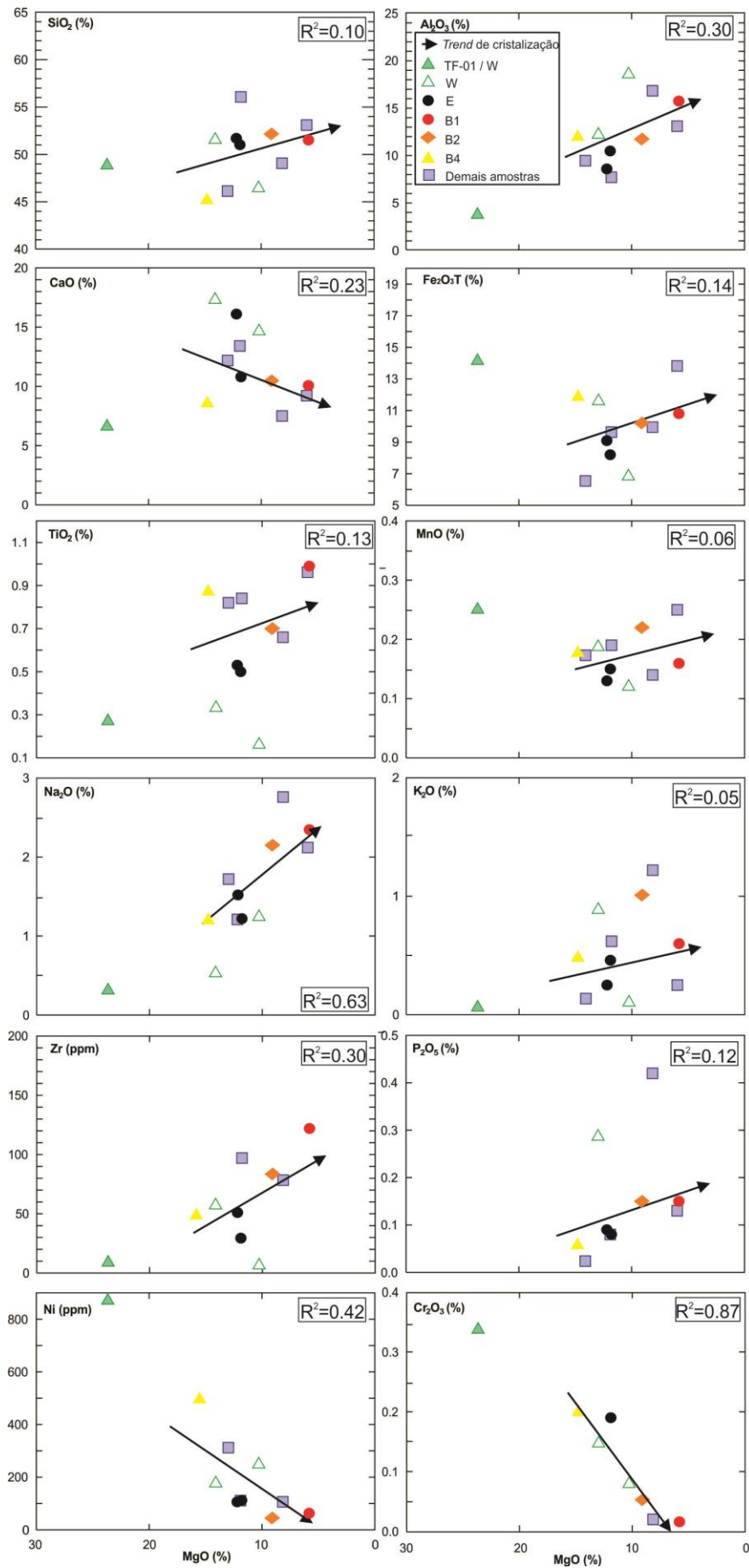


Figura 35: Diagramas binários MgO versus óxidos maiores e menores em %; Ni e Zr em ppm. O sentido da seta indica que o *trend* é compatível com o aumento da SiO₂. A setas foram calculadas por regressão linear no Excel, excluindo a amostra TF-01.

4.3.2 Elementos traços

Em geral, a distribuição dos elementos traços, tais como Th, U, Zr, Y, Nb e La em relação ao MgO é bastante errática, não sendo observados *trends* ou associações de rochas, além da amostra TF-01 estar plotada isolada das demais (Figura 36). A dispersão desses elementos poderia estar relacionada à cristalização de fases minerais acessórias em concentrações variadas para cada rocha e/ou à não incorporação dos elementos traços na cristalização de fases minerais predominantes, tais como plagioclásio, olivina, enstatita, augita, anfibólios, sendo assim classificados como elementos incompatíveis.

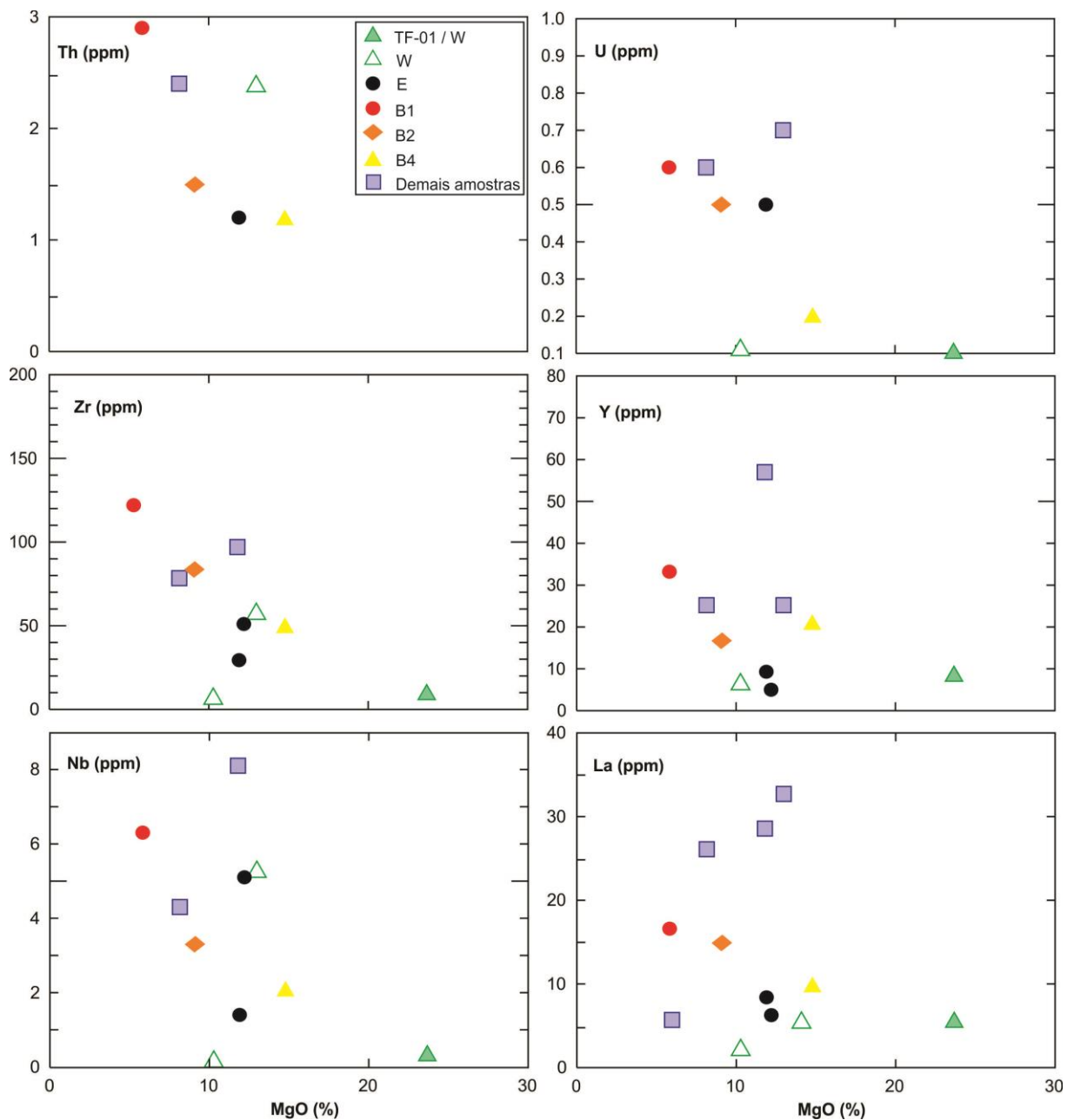


Figura 36: Diagramas binários de MgO versus HFSE

4.3.3 Diagrama multi-elementar

Segundo Li *et al.* (2015), os diagramas multi-elementares que combinam elementos traços de alto potencial iônico (i.e., HFSE: Ti, Th, Nb, Zr, Ta e Hf) e terras raras (i.e., La, Ce, Nb, Sm, Gd, Yb e Lu) têm se mostrado bastante eficientes na discriminação de ambientes geotectônicos e fontes mantélicas atuais de rochas basálticas.

De modo geral, nas amostras estudadas, os valores de HFSE, com exceção do Ti, mostram-se enriquecidos quando comparados aos do manto primitivo de Sun & McDonough (1989) (Figura 37). Entretanto, Nb, Zr e Hf estão empobrecidos em duas amostras (TF-01 e TF-06), e Yb e Lu em uma (SR-40a). Por outro lado, La apresenta-se fortemente enriquecido, chegando a próximo de 50 vezes em algumas amostras.

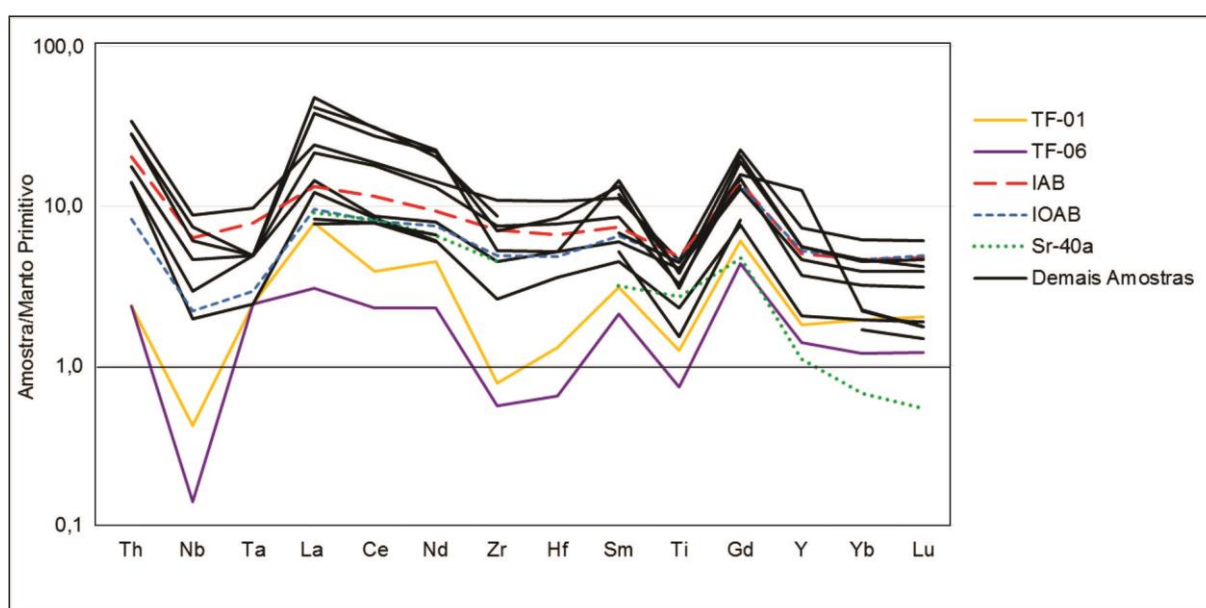


Figura 37: Diagrama multielementar das amostras estudadas, comparadas com fontes basálticas atuais (Li *et al.*, 2015) e normalizados pelo manto primitivo (Sun e McDonough, 1989). Legenda: IAB – Basalto de arco de ilha e IOAB – Basalto de arco intra-oceânico.

Os resultados obtidos, quando comparados aos dados de fontes e/ou ambientes tectônicos modernos, são compatíveis com aqueles dos basaltos de arco de ilha (IAB) e/ou intra-oceânicos (IOAB) (Figura 37). Contudo, nesses ambientes, o Ti apresenta-se levemente enriquecido em relação ao manto primitivo. Segundo Pearce (1983), a baixa concentração de Ti em rochas de assinatura de arco, poderia estar relacionada com a retenção de rutilo na fonte. Partindo deste princípio, o empobrecimento de ETRP (i.e., Yb e Lu) para a amostra SR-40a poderia sugerir a

retenção de granada na fonte ou, ainda, devido ao fracionamento de hornblenda a partir de um líquido basáltico (Rollinson, 1993).

4.3.3 Elementos Terras Raras (ETR)

Com base no comportamento geoquímico e no grau de fracionamento dos elementos terras raras, foi possível separar as rochas em quatro subgrupos distintos: A, B, C e D.

O subgrupo A é composto pelas amostras da intrusão W (TF-01, TF-06 e SR-233a); o subgrupo B pelas amostras das intrusões B1, B2 e B4 (TF-08, TF-14 e TF-15, respectivamente); o subgrupo C representado pelas amostras da intrusão E (TF-10 e SR-40A); e o subgrupo D compõem as demais amostras (LM-07B, MF-143 e MF-108C).

De maneira geral, subgrupo A possui um padrão semi-retilíneo com leve variação nas concentrações de ETRL (Figura 38A) em relação ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989), sendo que o nível de enriquecimento de ETR neste subgrupo é menor que nos demais subgrupos. Contudo, podem apresentar enriquecimento de até 5 vezes em relação ao manto primitivo, sugerindo que o magma de composição mais mantélica que gerou essas rochas, era levemente enriquecimento em ETRs, sobretudo dos leves. Além disso apresenta um baixo grau de fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP, evidenciado pelas razões $(La/Yb)_N$ (2,55 – 4,59) e $\sum ETRL/\sum ETRP$ (i.e. 1,15 – 4,29) (Tabela 1). Ao comparar este subgrupo com uma fonte E-MORB, nota-se uma semelhança entre ambos, principalmente para a amostra TF-01 (Figura 38A).

Nos subgrupos B e C, observa-se um padrão decrescente de comportamento dos ETRs, com um enriquecimento um pouco maior dos ETRL na ordem de 10 até 40 vezes em relação ao manto primitivo (Figuras 38B-C). Como consequência, o grau de fracionamento é maior, como demonstrado pelas razões $(La/Yb)_N$ (3,68 – 6,81) e $\sum ETRL/\sum ETRP$ (i.e. 2,96 – 4,67) para o subgrupo B, e $(La/Yb)_N$ (6,35 – 13,63) e $\sum ETRL/\sum ETRP$ (i.e. 4,18 – 7,41) para o subgrupo C.

O subgrupo D, apresenta um padrão inclinado decrescente com maior ângulo de inclinação, e isso reflete em um maior grau de fracionamento entre os ETR leves e pesados (Figura 38 D), evidenciado pelas razões $(La/Yb)_N$ (8,51 – 18,64,) e $\sum ETRL/\sum ETRP$ (i.e. 5,28– 7,90). Este comportamento pode estar atrelado a graus maiores de contaminação crustal e/ou de fracionamento do magma durante o processo de cristalização fracionada.

Em todos os subgrupos de rochas, os dados indicam pouco ou nenhum fracionamento do plagioclásio (i.e, Eu/Eu^* : Taylor & McLennan, 1985), marcado pela baixa variação da razão Eu/Eu^* de 0,72 a 1,08) (Figura 38A-D; Tabela 1).

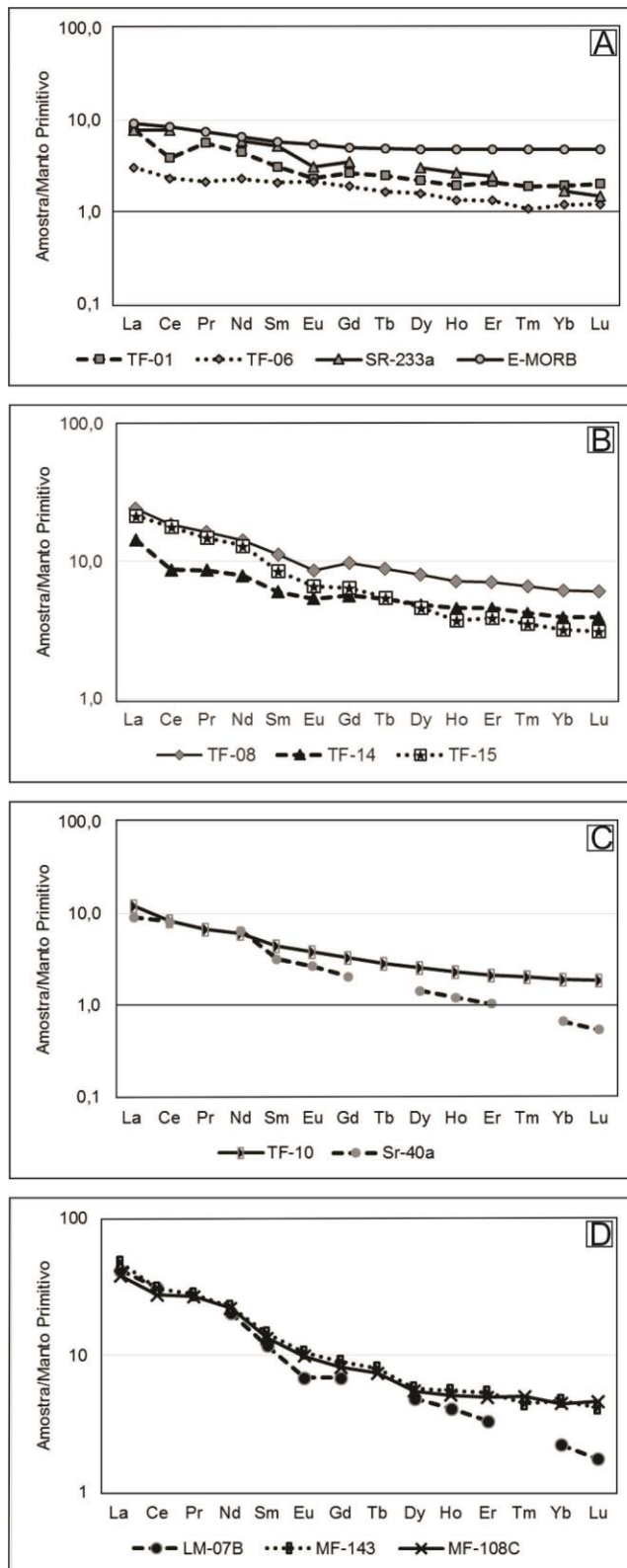


Figura 38: Diagrama Multielementar de ETR: A – intrusão W e E-MORB; B – intrusões B1, B2 e B4; C – intrusão E; e D – demais amostras. Normalizador e E-MORB retirados de Sun & McDonough (1989).

5. DISCUSSÕES

5.1 PROCESSOS MAGMÁTICOS

O correlação de elementos traços incompatíveis (i.e., Th e ETR total) e compatíveis (i.e., Cr e Ni), visualizada em diagramas binários, é uma ferramenta importante na investigação preliminar de processos magmáticos, tais como cristalização fracionada, mistura de magmas e fusão parcial, presentes na evolução de um ou mais grupos de rochas.

Assim, com o intuito de identificar os possíveis processos magmáticos responsáveis pela geração das rochas estudadas, as correlações supracitadas foram aplicadas. Analisando os diagramas, observa-se uma maior variação dos elementos incompatíveis comparados aos compatíveis (Figura 39). Além disso, a correlação entre Cr e os elementos incompatíveis forma um *trend* curvilíneo (Figura 39). Entretanto, esse padrão não é observado em relação ao Ni, onde as rochas estudadas estão distribuídas de modo disperso (Figura 40). Desta forma, os dados sugerem que o processo de cristalização fracionada pode ter ocorrido, porém com diferentes níveis de contaminação crustal.

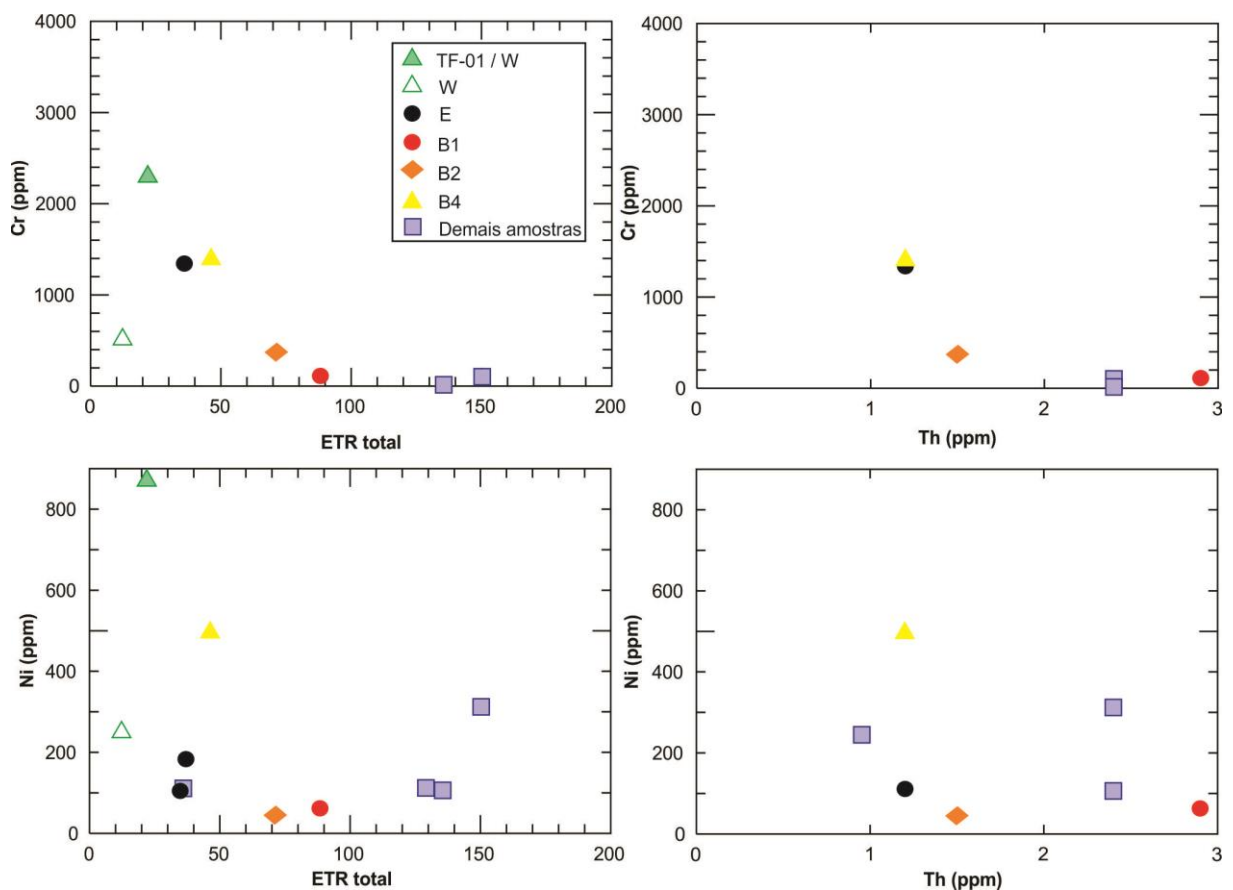


Figura 39: Diagramas de variação de variáveis incompatíveis *versus* compatíveis para as rochas deste estudo.

Diante do exposto, para investigar quais processos magmáticos contribuíram para a formação dessas rochas, foi realizada uma modelagem geoquímica a partir de elementos incompatíveis. Assim, para averiguar se essas rochas evoluíram por cristalização fracionada, sem assimilação concomitante, a partir de gabronorito até um gabro, levou-se em consideração o comportamento dos elementos traços em um sistema magmático, como o descrito pela equação de fracionamento de *Rayleigh* (Rayleigh, 1896, *apud* Albarède, 1995):

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)} \quad (1), \text{ onde:}$$

C_L = concentração do elemento traço no líquido evoluído;

C_0 = concentração do elemento traço no líquido primário ou parental;

F = quantidade de líquido remanescente

D = coeficiente de partição total, que é definido por:

$$D = \sum_{i=1}^n W_i \cdot K_{di} \quad (2), \text{ onde:}$$

W_i = a proporção da fase fracionante i ;

K_{di} = coeficiente de partição cristal/líquido para líquidos e fases i .

Para que o uso da equação de Rayleigh (1) seja satisfatória, são necessários acurados valores de coeficientes de partição (K_{di}) para cada elemento, em diferentes fases minerais e líquidos, sendo que essa variável é principalmente dependente da composição e secundariamente da pressão, temperatura e atividade de oxigênio no líquido.

Os minerais selecionados como a fase fracionante foram os cristais cumuláticos de plagioclásio (53,4%), enstatita (21,7%) e augita (24,9%) identificados na amostra TF-14, a mais primitiva (i.e. maior teor de MgO, Ni, Cr e menor teor de SiO₂ segundo os critérios de Wilson, 1989). Os elementos Ti, Y, Nb e Sm, comumente tido como imóveis durante o processo de cristalização fracionada (Wilson, 1989), foram os selecionados como os incompatíveis. Os coeficientes de partição (K_{di}) desses elementos para cada fase mineral e líquido são apresentados na Tabela 2. A amostra TF-08 representa a fase mais evoluída das rochas estudadas, por conter maior concentração de SiO₂ e menor de MgO e ter sido analisada para os elementos que foram selecionados para modelagem.

Tabela 2: Elementos traços com seus respectivos valores de K_d em diferentes fases minerais e líquidos.

Elemento	K_d (Plagioclásio)	K_d (ortopiroxênio)	K_d (clinopiroxênio)
Ti	0.039 - Basalto Aignertorres et al., (2007)	0,024 - Basalto McKenzie & O'Nions, (1991)	0,34 - Basalto Johnson, (1998)
Y	0,009 - Basalto Aignertorres et al., (2007)	0,095 - Basalto Toleítico Green et al., (2000)	0,24 - Basalto Toleítico Green et al., (2000)
Nb	0.029 - Basalto Aignertorres et al., (2007)	0,0013 - Basalto Toleítico Green et al., (2000)	0,0006 - Basalto Toleítico Green et al., (2000)
Sm	0.044- Basalto Aignertorres et al., (2007)	0,015 - Basalto Toleítico Green et al., (2000)	0,23 - Basalto Toleítico Green et al., (2000)

A modelagem geoquímica realizada com os parâmetros supracitados indica que as rochas estudadas não foram geradas exclusivamente por cristalização fracionada (i.e., sem assimilação concomitante), visto que não é possível explicar as variações nas concentrações dos elementos incompatíveis (i.e. Ti, Y, Nb e Sm) pela mesma quantidade de cristalização fracionada (1-F) (Tabela 3).

Tabela 3: Parâmetros utilizados na modelagem do processo de cristalização fracionada sem assimilação concomitante, usando como base uma assembleia mineral fracionante: plagioclásio (53,4%), enstatita (21,7%) e augita (24,9%). As amostras, TF-01 e LM-07b, representam o líquido parental e o mais evoluído, respectivamente.

Assembleia Fracionantes	Elementos			
	K_d			
	Ti	Y	Nb	Sm
Plagioclásio	0,039	0,009	0,029	0,0440
Ortopiroxênio	0,024	0,095	0,0013	0,0150
clinopiroxênio	0,34	0,24	0,0006	0,2300
	D			
	Ti	Y	Nb	Sm
	0,1107	0,085	0,0159	0,084
Concentração (ppm)	Ti ¹	Y	Nb	Sm
Amostra Evoluída	5934,89	33,2	6,3	4,98
Amostra parental	5275,46	21,10	2,10	2,66
F	0,88	0,61	0,33	0,50
1-F ²	0,12	0,39	0,67	0,50

¹Ti foi recalculado a partir da sua concentração em óxido TiO₂.

² Quantidade de cristalização fracionada;

Assim, de modo a testar a hipótese de que as amostras estudadas poderiam ter sido geradas por cristalização fracionadas com assimilação concomitante (i.e. AFC) foi feita uma modelagem numérica desenvolvida por DePaolo (1981), na qual descreve a evolução de magmas segundo a seguinte equação:

$$C_L^c/C_L^u = (r/(r-1+D)) \cdot (C_c/C_L^u \cdot (1-f)) + f \quad (3), \text{ onde:}$$

C_L^c = concentração do elemento traço no líquido contaminado;

C_L^u = concentração do elemento traço no líquido parental;

C_c = concentração do elemento traço no líquido contaminante;

r = taxa de assimilação, sendo 0,2-0,5 (crosta superior) e 0,6-0,8 (crosta inferior);

D = coeficiente de partição total, sendo $D = \sum_{i=1}^n W_i \cdot K_{di}$ (equação 2);

$f = F^{-(r-1+D)/(r-1)}$; onde F é a quantidade de líquido remanescente.

Com base na equação 3, foram utilizados os elementos incompatíveis (i.e., Ti, Y, Nb e Sm) e seus respectivos K_{di} nas fases minerais e líquidos (Tabela 2), taxa de assimilação e cristalização (r) típica de crosta continental superior (i.e., 0,35) e a concentração média dos elementos incompatíveis na crosta continental superior (421,9, 21, 12 e 4,7 ppm, respectivamente: Rudnick & Gao, 2003) representando o líquido contaminante. As amostras TF-14 e TF-08 representam a composição do líquido menos e mais evoluído, respectivamente.

Para a assembleia fracionante constituída por plagioclásio (53,4%), enstatita (21,7%) e augita (24,9%) e os pares de elementos Nb-Ti, e Sm-Y, a modelagem indica que os magmas representados por este grupo de amostras evoluíram, respectivamente, por 1% (Ti vs. Nb) e 19% (Y vs. Sm) de cristalização fracionada com assimilação concomitante de uma rocha de composição compatível com a média da crosta continental superior (Rudnick & Gao, 2003) (Figura 40A-B).

Deste modo, essa modelagem sugere que a partir do processo de AFC seria plausível alcançar as concentrações obtidas nas rochas estudadas mais evoluídas a partir da cristalização fracionada da amostra mais primitiva (TF-14) e assimilação concomitante de rochas compatíveis com a composição média da crosta continental superior (Figuras 40A-B).

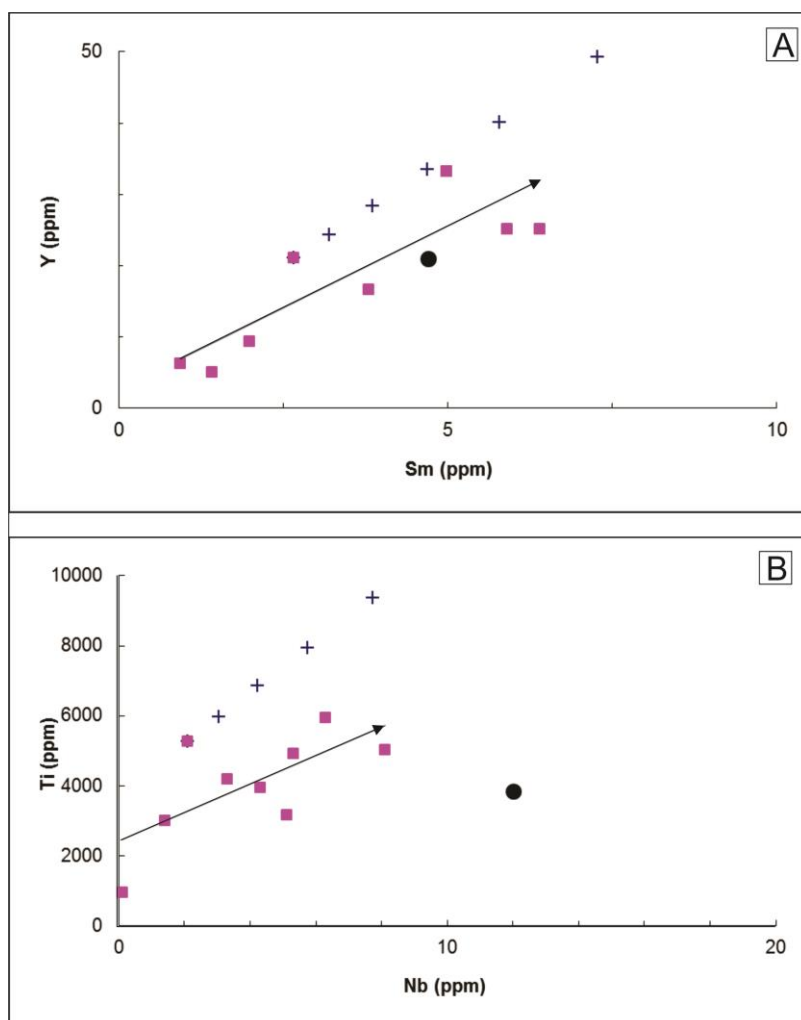


Figura 40: Modelo de AFC para: A – elementos Nb e Ti, e B – Sm e Y. A curva de AFC (+) mostra intervalos de 10% de F (entre 0 e 80% em A e B). As concentrações das amostras estão plotadas no diagrama (quadrados). O círculo preto indica a composição da rocha contaminante, a seta indica a tendência da evolução magmática das rochas estudadas no sentido composição contaminante. Os quadrados rosas são as rochas que compõem o banco de dados geoquímico.

Assim, a modelagem AFC também foi testada utilizando-se como líquido contaminante as rochas do Grupo Cauarane e da Suíte Pedra Pintada, já que estas representam as unidades geológicas que afloram em maior volume na área de estudo e também hospedam as intrusões estudadas. Os valores médios obtidos para as rochas do Grupo Cauarane e Suíte Pedra Pintada foram, respectivamente, 45,97 e 29,23 ppm para Y e, 7,97 e 6,89 ppm para Sm (CPRM, 2010).

A partir dessa modelagem ficou demonstrado que as rochas máficas-ultramáficas estudadas podem ter sido geradas por cristalização fracionada e assimilação concomitante em taxas de 14% e 9% de assimilação das rochas da Suíte Pedra Pintada e do Grupo Cauarane respectivamente (Figuras 41A-B).

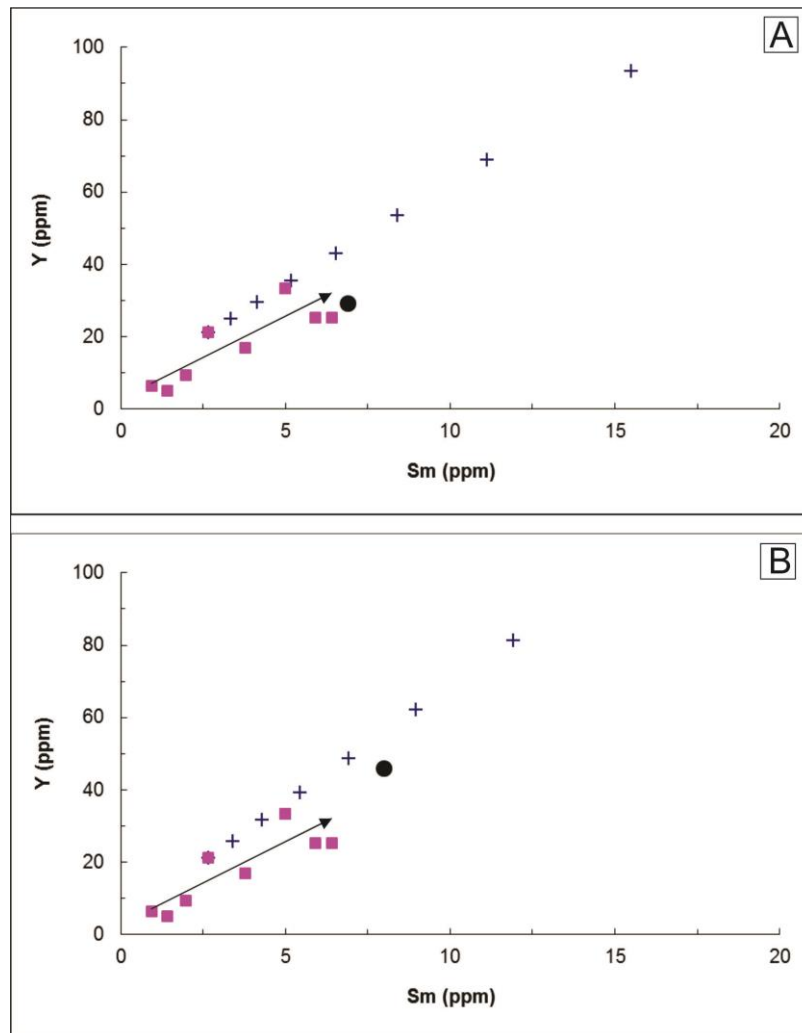


Figura 41: Modelo de AFC para os elementos Sm e Y: A – rocha contaminante é da Suíte Pedra Pintada, e B – rocha contaminante é do Grupo Cauarane. A curva de AFC (+) mostra intervalos de 10% de F (entre 0 e 80%). As concentrações das amostras estão plotadas no diagrama (quadrados), o círculo preto indica a composição da rocha contaminante. A seta indica a tendência da evolução magmática da rochas estudadas no sentido composição contaminante, sendo ela os granitoides da Suíte Pedra Pintada. Mesma legenda da figura 38 para os quadrados.

5.2 AMBIENTE TECTÔNICO E TIPO DE FONTE

Partindo do princípio que as amostras estudadas são cogenéticas e que foram geradas por AFC, pôde-se, a partir disso, investigar o ambiente tectônico e possível fontes que deram origem a essas rochas.

As razões Nb/Yb, Th/Yb e TiO₂/Yb (Tabela 1) quando combinadas em diagramas binários podem inferir diferentes ambientes geotectônicos e tipos de fonte para rochas de composição basáltica (Pearce, 2008). As rochas máficas-ultramáficas estudadas quando plotadas nesses diagramas encontram-se dispersas no campo dos basaltos de cadeia meso-oceânica, entre as fontes empobrecidas (N-MORB) e enriquecidas (E-MORB) em elementos incompatíveis (Figuras 42A-B), sugerindo uma possível interação entre tais fontes.

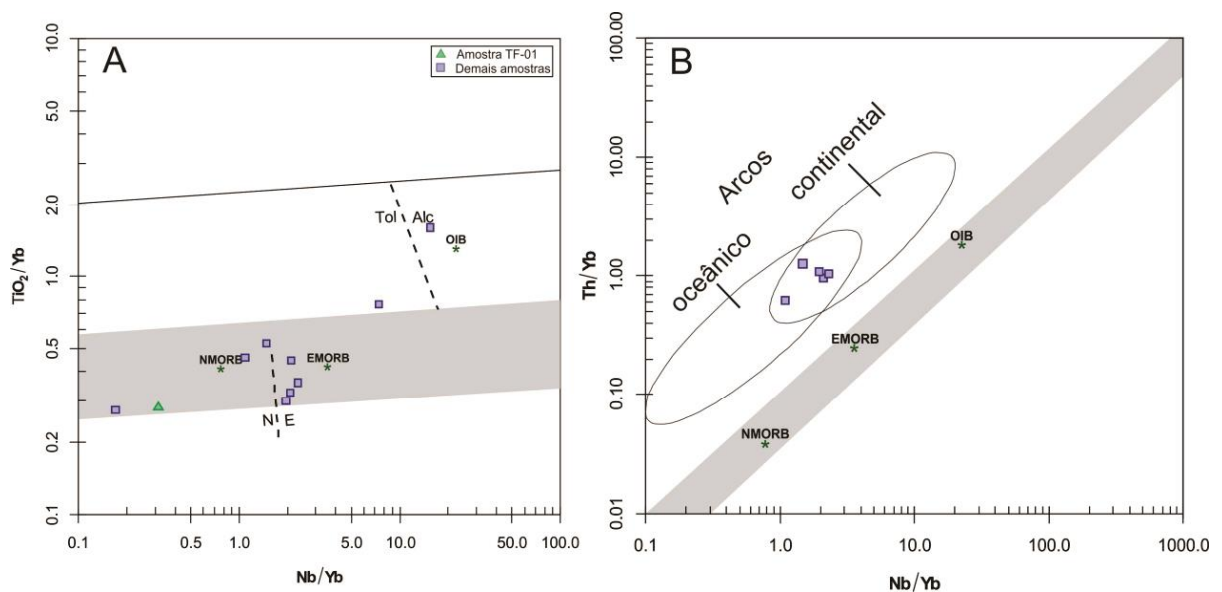


Figura 42: Diagrama indicando possíveis fontes magmáticas e suas interações. A - razão Nb/Yb vs. TiO_2/Yb , e B - razão Nb/Yb vs. Th/Yb, (Pearce, 2008). Em B, os campos de arcos magmáticos oceânico e continental foram extraídos de Pearce et al., (2014).

Para as amostras estudadas, a razão Nb/Yb varia significativamente (Tabela 1; figuras 42A-B) e plotam no campo de arcos magmáticos continental e/ou oceânico e acima das fontes E-MORB (Figura 42B). Essas características sugerem que essas rochas foram geradas em ambiente de arco, associado a zona de subducção. Tal hipótese também é corroborada pelos valores de Zr, TiO_2 e Y e suas respectivas razões (Figuras 43A e B). Entretanto, para alguns autores (Riker *et al.*, 1999b), as rochas máficas-ultramáficas da área de estudo foram geradas por magmatismo intra-placa, aproveitando algumas anisotropias pré-existentes na crosta.

Para investigar em qual tipo de arco as rochas poderiam ter sido geradas utilizou-se os diagramas binários Ta/Yb *versus* Th/Yb (Figura 43C) e Ti/1000 *versus* V (Figura 43D). Nesses diagramas, os dados não são conclusivos, pois as amostras estão dispersas, algumas até distribuídas fora das áreas demarcadas. Essa dispersão observada poderia ser explicada pelo comportamento geoquímico dos elementos Ta, Th, Yb, Y e Zr, e seus diferentes coeficientes de partição entre os minerais, tais como olivina, enstatita e plagioclásio, bem como pelo comportamento incompatível destes com a cristalização de augita e hornblenda. Entretanto para o diagrama da figura 43C pode-se fazer a mesma interpretação que foi feita para os diagramas da figura 42B, rochas associadas a um arco, não sabendo se ele foi de ilha ou margem continental.

A interpretação integrada desses diagramas infere que as rochas estudadas foram geradas em ambiente de arco de ilha oceânica ou de margem continental ativa. Essa interpretação também é corroborada por anomalias negativas de Nb e Ti

observadas nessas rochas (Figura 37), típica de rochas associadas zona de subducção (Wyman, 1999).

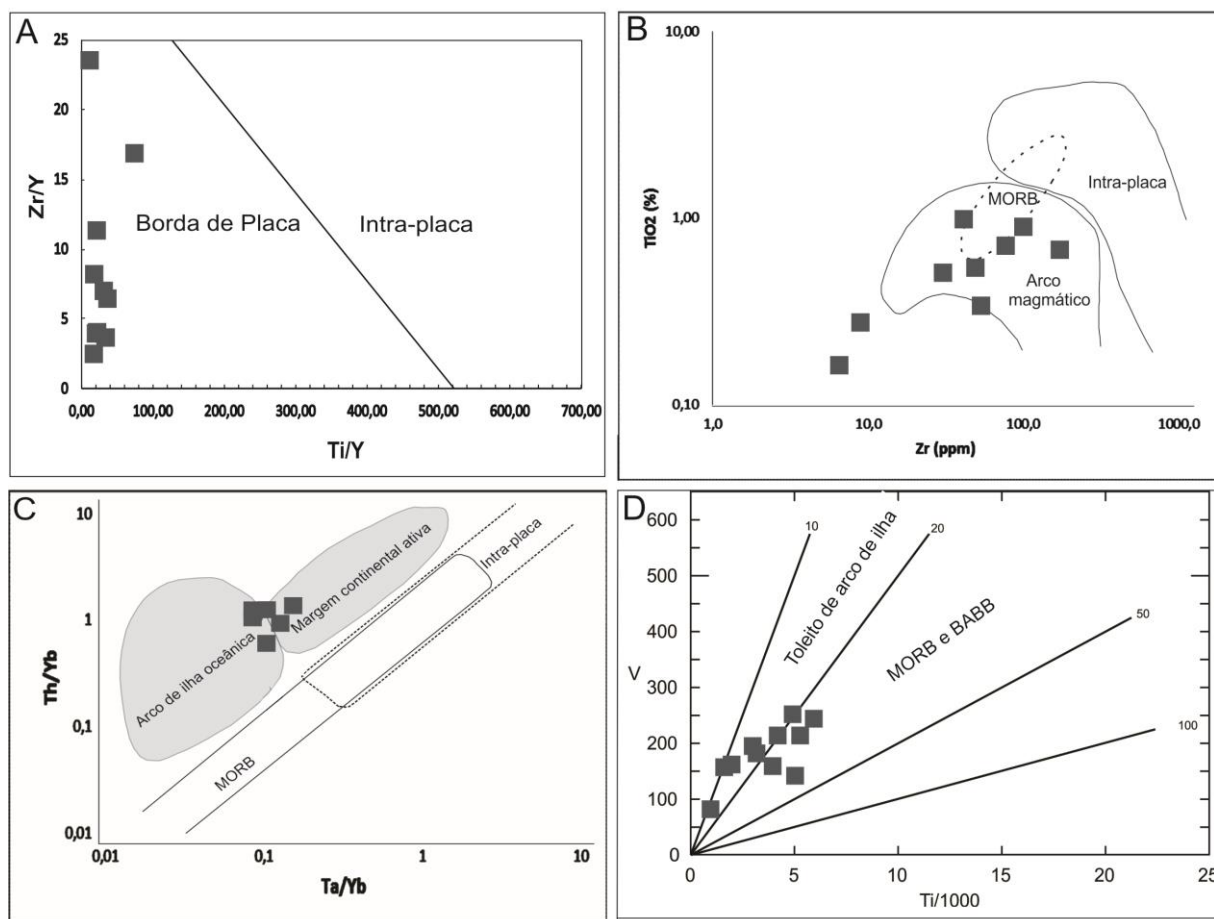


Figura 43: Diagrama de dispersão de pontos: A – de Ti/Y vs. Zr/Y (Pearce & Gale, 1977); B – Zr vs. TiO₂ Pearce, (1983); C – Ta/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 1983); D – Ti/1000 vs. V (Shervais, 1982). Quadrados negros representam as amostras do banco de dados. BABB (basalto de bacia de retro-arco).

Os resultados obtidos com a modelagem geoquímica apontam que as rochas máficas-ultramáficas estudadas foram geradas por processos magmáticos de cristalização fracionada associado a assimilação crustal (Figuras 40 e 41). Além disso, dado isotópico de Sm-Nd em uma das amostras (MF-R-143) apresenta valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ de +2,76, indicando uma fonte mantélica, para uma idade (t) de 1800 Ma (Tabela 5: CPRM, 2010) para as amostras estudadas. Uma outra amostra (HG-R-44: CPRM, 2010) também apresenta a mesma assinatura com $\epsilon_{Nd}(t)$ de +3,30, entretanto não é informada as coordenadas de amostragem.

Tabela 4: Dados isotópicos Sm-Nd de amostras do Gabro Igarapé Tomás (CPRM, 2010).

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	erro (ppm)	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	T _{DM} (Ma)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	t
HG-R-44	3,58	14,62	0,14791	0,51223	52	-7,99	3,30	1872	0,51048	1800
MF-R-143	6,10	31,00	0,11890	0,51186	17	-15,22	2,76	1894	0,51045	1800

Diante do exposto, com o objetivo de avaliar a contribuição e natureza das fontes mantélicas nas rochas estudadas, utilizou-se o parâmetro delta Nb (ΔNb) definido por Fitton *et al.* (1997), sendo:

$$\Delta Nb = 1,74 + \log(Nb/Y) - 1,92 \log(Zr/Y) \quad (4)$$

O ΔNb é caracterizado fundamentalmente pela fonte, sendo insensível aos efeitos de diferentes graus de fusão parcial do manto e do empobrecimento da fonte, pela extração por fusão e/ou por alteração posterior dos mesmos. É um parâmetro que pode ser aplicado somente em rochas com MgO > 5 % e expressa o desvio de uma linha de referência ($\Delta Nb = 0$) que separa matrizes paralelas de N-MORB e fontes mantélicas de basaltos encontrados na Islândia, de magmatismo complexo e heterogêneo, que no diagrama é limitado por duas linhas paralelas, que representam uma equação logarítmica (4) das razões Nb / Y *versus* Zr / Y (Figura 44).

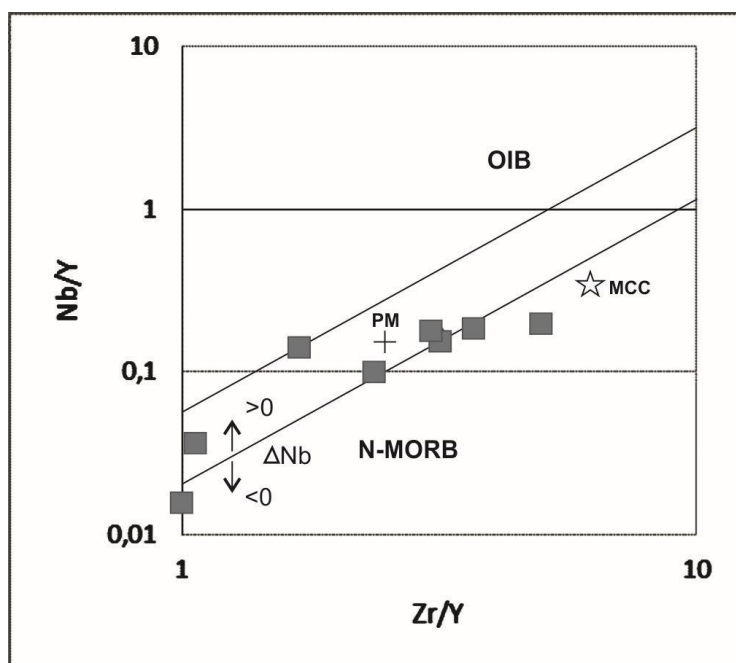


Figura 44: Diagrama de Zr/Y vs. Nb/Y, com linhas paralelas inclinadas definidas para $\Delta Nb=0$ e para o limite superior de ΔNb referente magmatismo da Islândia do tipo pluma mantélica mais MORB, conforme Fitton *et al.*, (1997). Estrela (MCC - Média da crosta continental segundo Rudnick & Foutain, 1995) e o símbolo (+) é o Manto primitivo (PM – *primitive mantle* em inglês) segundo McDonough & Sun (1995).

As rochas com fontes mantélicas tipo N-MORB tem ΔNb inferiores a zero, sendo ou não contaminadas pela crosta continental e/ou por fluidos metassomáticos oriundos de placas recicladas em zona de subducção, logo nunca terão valores positivos (Figura 44).

Já o E-MORB é quimicamente parecido com o OIB em relação a esse parâmetro, dessa forma os valores de ambos tendem a ser positivos (i.e., $\Delta\text{Nb} > 0$), com OIB > E-MORB (Figura 44). Entretanto, havendo contaminação crustal o valor do ΔNb sempre diminuirá, independente da fonte, podendo se aproximar de zero para E-MORB e OIB. É importante salientar que o E-MORB tem razões Zr/Y maiores que o N-MORB e menores que o OIB.

No diagrama, as rochas estudadas mostram valores de ΔNb próximos de zero ou levemente negativos ou positivos (Figura 44). Além disso, as amostras possuem baixas razões de Nb/Y (i.e, 0,04 a 0,21: Tabela 1), ou seja, não são oriundas de fonte origem mantélica profunda (Pearce, 2008). E mais, nenhuma amostra está plotada no campo OIB, descartando assim, tal fonte.

A partir da modelagem geoquímica foi possível demonstrar que o processo ocorrido nessas rochas foi por AFC, bem como a assinatura de arco, que provavelmente reciclou a crosta pré-existente em uma zona de subducção. Essas rochas conseqüentemente tiveram seus valores de ΔNb diminuídos. Com base nesse contexto geológico e no diagrama é possível inferir que as fontes são provavelmente uma mistura de E-MORB com N-MORB com uma parcela de contaminação crustal. Essa interpretação vai de acordo com CPRM (2010), que afirma que essa rochas tem assinatura de fonte do tipo N-MORB com variados graus de contaminação crustal.

5.1 CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS PRELIMINARES

É sabido há mais de um século que concentrações econômicas de Cr-Ni-Cu-(EGP)-Co-Fe-Ti-V estão associadas a rochas máficas-ultramáficas, sendo essas mineralizações controladas por parâmetros térmicos, conteúdos de voláteis, volume do magma, viscosidade, teor de enxofre assimilado ou não e trajetória de cristalização do magma. Entender como esses parâmetros afetam o processo de mineralização e se eles ocorreram nas rochas estudadas, torna-se essencial para investigar o real potencial metalogenético.

Apesar de não haver nenhum registro ou conhecimento de extração de metais Ni, Cu, (EGP), Cr, Co, V, Fe e Ti associados a rochas máficas-ultramáficas no estado de Roraima, alguns levantamentos geológicos de cunho metalogenético foram realizados pela CPRM (1994, 2000a, 2000b) em solos associados à rochas desta natureza, nos domínios Surumu e Parima, norte de Roraima.

No domínio Surumu, região de Amajari, amostras de solo e concentrados de bateia em solo (CPRM, 2000) associadas as rochas estudadas foram analisadas para Au, Co, Cr, Ni, Pd e Pt (Tabela 5). Os resultados mostraram duas anomalias de Pt em solo, três de Pd em concentrado de bateia de solo, com destaque para uma amostra (RG-B-177B) com 2,63 ppm de Pd. Esse valor difere-se dos demais e pode estar relacionado ao fato de ser uma amostra de concentrado em que o enriquecimento não foi natural e sim durante a amostragem, já que é um valor isolado. Para os outros elementos, destaque para o Cr com 3 amostras com teor acima do *background*, mas nada acima de 5000 ppm (2,5x o *background* para o solo) e que possa ser levado em consideração. Já os outros elementos não apresentaram nenhum resultado significativo, com exceção um uma amostra de Au com 0,448 ppm e uma outra de Co de 280 ppm, ambas isoladas.

Tabela 5: Análises químicas (em ppm e ppb) realizadas em solos relacionada a rochas máficas-ultramáficas da região de Amajari, RR.

	Amostra	Co	Ni	Cr	Au (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)
A	RG-L-168	4	5	120	6	3	20
	RG-L-174	20	62	1275	1	33	13
	RG-L-178	3	14	380	60	50	10
	RG-L-179	280	385	2300	6	16	6
	RG-L-181	39	142	2150	1	3	1
	RG-L-182	38	235	2750	1	3	1
	RG-L-183	4	32	1975	2	3	20
B	RG - B - 167	-	-	-	85	3	1
	RG - B - 174	-	-	-	1	3	200
	RG - B - 176	-	-	-	1	3	212
	RG - B - 177A	-	-	-	488	3	4
	RG - B - 177B	-	-	-	6	3	2.633
Background para solo (BOYLE, 1982)		40	500	2000	-	25	20

Em (A) amostras solo e (B) concentrado de bateia de solo, (CPRM, 2000) e em negrito as amostras com teores considerados anômalos. A simbologia (-) indica ausência de dados.

Assim, diante da potencialidade metalogenética dessas rochas e dos resultados obtidos por CPRM (2000), seis amostras de rocha e duas de crosta laterítica *in situ* foram analisadas para Ni, Cr, Cu, Au, Pd e Pt (Tabela 6). Os resultados mostram variações significativas nos teores de Ni, Cr Pd e Pt (Tabela 6, Figura 50). Como era esperado, as rochas ultramáficas portadoras de olivina (até 22,40%) e enstatita (até 37,75%) apresentam os maiores teores de Ni, que variam de 249 a 870 ppm (Tabela 6). Devido à ausência de minerais sulfetados de Ni,

olivina e ortopiroxênio podem ter hospedados Ni em suas estruturas cristalinas. Tais rochas também apresentam os maiores teores de Cr, entre 1300 a 2305 ppm, o qual foi detectado em cristais de magnetita (MEV-EDS). Já a maior concentração de Cu (i.e., 176,6 ppm) foi detectada na amostra TF-08, a qual contém calcopirita.

Com relação as crosta lateríticas, observou-se um enriquecimento supergênicos de Cr e Cu quando comparado às suas respectivas rochas (TF-03/TF01 e TF11/TF-10), sendo este da ordem de quase 2 e 4, respectivamente.

Para Au, Pt e Pd, os valores mais altos obtidos em rocha, foram respectivamente de 8, 18 e 14 ppb (Tabela 6). Já para crostas observou-se um enriquecimento na concentração de Pt comparado com a rocha, chegando até 44 ppb (amostra TF-11). Esse processo ocorreu devido ao processo de lixiviação no ambiente supergênico, que Bowles, (1989) afirma que em condições de Ph ácido e Eh oxidante de um perfil laterítico permitem que os EGP sejam solubilizados, transportados e remobilizado, neste caso específico observado de forma mais intensa com a Pt.

Tabela 6 Análises químicas dos referidos elementos indicados, em amostras de rocha e crosta laterítica.

Intrusões	W			E		B1	B2	B4
	TF-01	TF-03	TF-06	TF-10	TF-11	TF-08	TF-15	TF-14
	Websterito	Crosta	Norito	Gabronorito	Crosta	Gabro	Gabro	Websterito
Ni (ppm)	870,00	356,00	249,00	111,00	130,00	63,00	45,00	502,00
Cr* (ppm)	2305,85	4468,00	540,54	1300,03	3763,30	109,48	362,64	1382,14
Cu (ppm)	17,00	95,50	12,60	56,00	129,20	176,90	17,50	71,40
Au (ppb)	<2	4,00	8,00	<2	9,00	4,00	<2	3,00
Pt (ppb)	<3	21,00	11,00	12,00	44,00	18,00	10,00	4,00
Pd (ppb)	19,00	19,00	19,00	10,00	18,00	14,00	8,00	5,00
Pd/Pt	-	0,90	1,73	0,83	0,41	0,78	0,80	1,25

Mesma legenda da Tabela 1 para (*), (<) e (-).

Para as rochas, foram elaborados alguns diagramas (Figura 45A – C), que mostram, no geral, os principais elementos que podem formar depósitos minerais em magmas máficos-ultramáficos, normalizados ao manto primitivo (McDonough & Sun, 1995). Para Cr, Ni, Co e Zn todas as amostras estão empobrecidas, já para os demais elementos (Pt, Pd, V e Cu), tendem a ser mais enriquecidas do que empobrecidas.

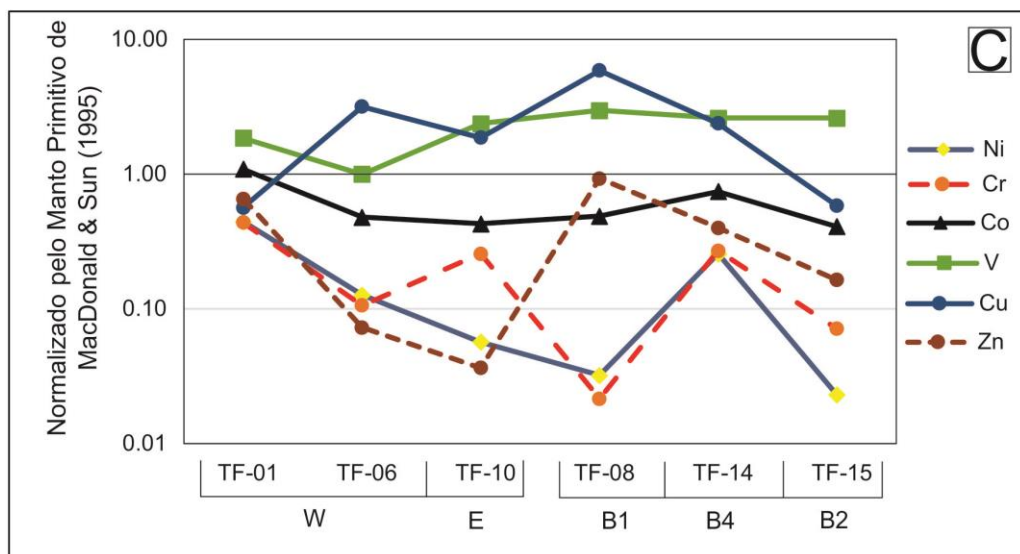
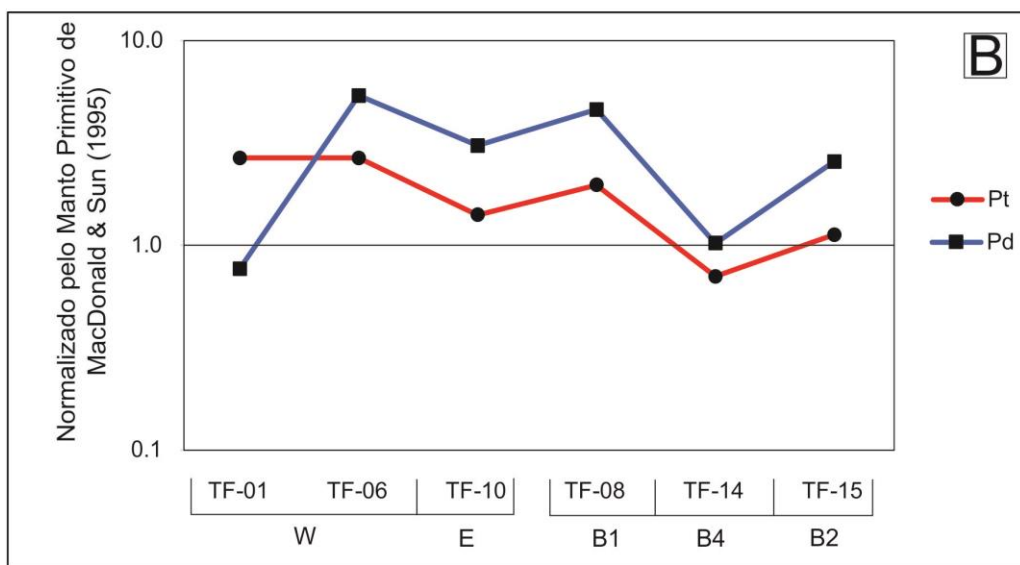
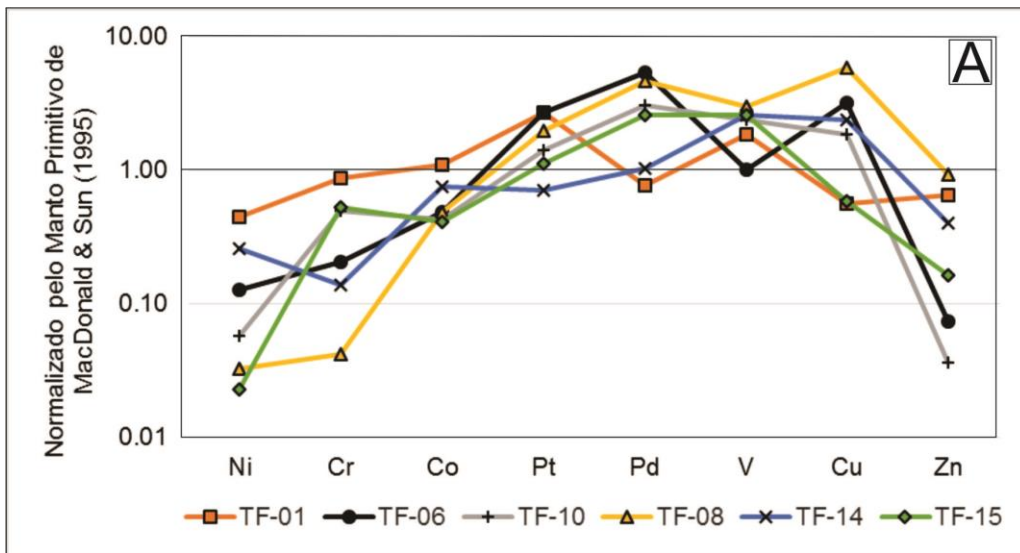


Figura 45: Diagrama multielementar que apresenta: A – a variação das concentrações normalizadas dos elementos que podem formar mineralizações associado à magmatismo máfico-ultramáfico em função das rochas estudadas; B – Variação da concentração de Pt e Pd; e C- variação de Ni, Cr, Co V Cu e Zn em função dos elementos em ambos diagramas. As letras na parte de baixo indica as intrusões.

Ao analisar separadamente os elementos (Figuras 45B), verifica-se que Pt e Pd geralmente tendem a formar pares, exceto na amostra TF-01, com Pd mais enriquecido do que Pt. As concentrações mais elevadas de Pt em comparação ao Pd (tabela 6) sugerem prováveis processos de concentração de um em relação ao outro. Muito provavelmente devido aos diferentes valores de coeficiente de partição e de pontos de fusão. Desta forma, impossibilitando a condição de ter ambos enriquecidos e empobrecidos simultaneamente. Isso pode ser observado pela razão Pd/Pt (Tabela 6), em que todas as amostras, apresentam valores variados.

Um outro fator importante é o volume de magma das intrusões. Segundo Campbell & Naldrett (1979), quanto maior o volume de magma, maior será a chance de sulfetos em equilíbrio com esse magma coletarem eficientemente elementos calcófilos, como Cu, Ni e EGP. Dessa forma, podendo enriquecer os mesmos, sem que necessariamente a fonte magmática esteja enriquecida nesses elementos. Assim, para definir essa condição esses autores definiram o *Fator R*, ou seja, um valor que indica a razão do volume total de um magma silicatado total sobre o volume da porção sulfetada imiscível, existente dentro deste mesmo magma. Dessa forma, quanto maior o *Fator R* maiores serão as chances desses sulfetos em convecção coletarem estes elementos, ou seja, há uma relação direta entre o volume de magma e o volume de sulfetos neste magma.

Por conta do tamanho pequeno das intrusões estudadas (parte aflorante na superfície) pode-se inferir um *Fator R* igualmente pequeno para as mesmas, sendo um pouco maior para as intrusões W e E, já que são visivelmente maiores que a outras. Sabendo disso, e reconhecendo à escassez de diversidades geológicas, bem como a de afloramentos e conseqüentemente de dados geoquímicos e petrográficos, é natural que seja difícil fazer uma maior extrapolação da potencialidade econômica e metalogenética das intrusões máficas-ultramáficas da área de estudo.

Por último, vale destacar a baixa concentração de Fe, Ti e V que essas rochas têm, sendo um indicativo de que esses elementos já foram removidos da líquido magmático que deu origem à essas rochas, sendo assim, tendo sido retidos em uma fase mineral, provavelmente de magnetita e rutilo.

5.2 MODELO GEOLÓGICO

Riker *et al.*, (1999b), infere que essas intrusões máficas-ultramáficas encontradas no Domínio Surumu, foram geradas por magmatismo intraplaca não orogênico, relacionando elas à Suíte Uraricaá. Lembrando que, na área tipo, as rochas pertencentes a esta suíte afloram de forma concordante com a estruturação do Domínio Parima (NW-SE) intrudindo às Suítes Trairão e Pedra Pintada (CPRM, 2014), e de idade mínima de cristalização de 1,88 Ga (informação verbal). Sabendo disso, e usando dados e informações do contexto geológico regional, de petrografia, litogeoquímica, com a assinatura de arco associado a subducção que essas rochas possuem, existem algumas possibilidades de ambiente geológico que atuaram na formação dessas rochas.

Sabendo que a modelagem petrogenética demonstrou que essas rochas podem ser congênicas entre si, através do processo de AFC, tendo como contaminante os granitoides da Suíte Pedra Pintada. Evidenciados indiretamente, também pelos dados de campo. Assim, essas rochas máficas-ultramáficas teriam que ter uma idade de cristalização inferior a essa Suíte, ou seja, inferior a 1,96 Ga. Sendo assim, pensando no contexto geológico regional e com esses dados apresentados, essas rochas não poderiam estar relacionado à orogenia que deu origem ao Cinturão Cauarane-Coerueni ou associado a instalação do Arco de Trairão (2,04 Ga.) proposto por CPRM (2010), pois seriam mais jovens.

Sendo assim, a possibilidade mais plausível, a partir de todos os dados obtidos é de um magmatismo máfico-ultramáfico pós-orogênico, de idade próxima ao fim da orogenia, pode ser inferido como aquele que deu origem a essas rochas, e que carregaria a assinatura de uma fonte mantélica com contribuição de litosfera oceânica, subductada pela orogenia que deu origem ao Arco Trairão.

Vale salientar também a presença de uma fase mineral composta principalmente por hornblenda + clorita \pm serpentina \pm actinolita que evidencia um evento metamórfico estático de baixo grau ocorrido nessas rochas, que quando associado ao eventos tectono-metamórficos regionais pode ter sido gerado pelo Evento K'mudku que afetou a região.

Por último, existe uma possibilidade para as rochas com textura tipicamente cumuláticas de serem na verdade rochas metamórficas de alto grau, uma vez que, com o resfriamento lento, combinado com o ajuste nos limites dos grãos, os minerais cumuláticos poderiam formar uma textura granoblástica poligonal (Harte *et al.*, 1993)

que muitas vezes são indistinguíveis de texturas resultantes da recristalização estática em condições metamórficas de fácies granulito (Ashwal, 1993), bem como, a paragênese mineral de opx + cpx + plagioclásio + granada, pode ser gerada por desidratação de hornblenda e clorita em zona de subducção de litosfera oceânica. Essa possibilidade é mais especulativa do que realmente concreta, uma vez que, não existem evidências de campo e eventos tectono-metamórficos descritos para a região que corroborem para tal possibilidade, entretanto não sendo totalmente impossível. Dados de química mineral e geocronologia futuramente obtidos nessas rochas poderiam vislumbrar ou eliminar essa possibilidade.

Um último ponto que vale destacar, são as características petrográficas de textura subofítica, textura mimerquítica + quartzo vermicular, fraturas preenchidas por pirita + calcopirita e presença de grandes cristais de magnetita, presentes nas rochas da intrusão B1 (TF-08), serem bastante semelhantes as descritas para outra unidade aflorante na área, o Diabásio Avanavero, descrito na área por CPRM (2010). Essa unidade é associada com uma LIP (*large igneous provinces*) de idade de 1,79 - 1,77 Ga. que ocorreu na região (Reis *et al.*, 2013). Entretanto, por mais que petrograficamente sejam semelhantes os dados e modelagem geoquímicos, via AFC, demonstram que são cogenéticas entre si.

6. CONCLUSÕES

Na área de estudo foram mapeadas 6 (seis) intrusões, de diferentes litologias, com composição variando de olivina-websterito até gabro, mas com predominância de rochas gabroicas (Figura 33) e aparentemente todas intrudindo as rochas da Suíte Pedra Pintada. As características magmáticas das rochas estudadas estão bem preservadas, principalmente quanto às feições microscópicas primárias. As texturas ígneas cumuláticas e subofíticas ainda podem ser reconhecidas em escala de afloramento, descartando, assim, qualquer evento deformacional que possa ter afetado essas intrusões. Entretanto, algumas rochas apresentam fases minerais hidratadas, composta principalmente por hornblenda + clorita \pm serpentina \pm actinolita que evidencia um metamorfismo de baixo grau que afetou essas rochas. Provavelmente a fase mineral metamórfica está associada ao Evento K'mudku que afetou a região.

A assinatura geoquímica dessas rochas sugerem que são cogenéticas, pois é observado um *trend* no campo de rochas toleíticas (Figura 34B), além da maior parte das amostras apresentar boa correlação nos diagramas binários para óxidos maiores e menores, e elementos traços em relação ao MgO (Figuras 35 e 36). De maneira similar é observado em relação aos elementos traços e ETRs normalizados ao manto primitivo, os quais apresentam assinatura de arco de magmático com anomalias negativas de Nb e Ti (Figura 37). Já com relação aos ETRs foram encontrados dois padrões de comportamento levemente distintos, ou seja, rochas da intrusão W apresentam padrão mais retilíneo (Figura 38A) e as demais intrusões mostram um maior fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP (Figuras 38B-D), com um padrão mais inclinado decrescente.

No geral, rochas com baixo conteúdo de MgO, Ni, Cr, Co e Sc indicam remoção inicial na fonte de olivina e piroxênios. Já as rochas ultramáficas que possuem valores mais elevados contém as fases minerais supracitadas. A medida que as fases minerais se cristalizam os elementos contidos nesses minerais ficam menos abundantes, o que define um processo de cristalização fracionada para essas rochas a partir de um único magma.

Com o intuito de identificar os processos magmáticos envolvidos na formação dessas rochas, foram observado as tendências de fracionamento com um pouco de contribuição crustal (Figura 39), bem como, a modelagem geoquímica de elementos traços Ti, Y Nb e Sm demonstrou que somente com a cristalização fracionada não

seria possível gerar algumas concentrações desses elementos (Tabelas 2 e 3). Desta forma, o processo de cristalização fracionada com contaminação crustal concomitante (AFC) foi testado a partir da modelagem geoquímica de elementos traços e concluiu-se que um mesmo magma primordial (Figura 40) contaminado com rochas da Suíte Pedra Pintada e/ou do Grupo Cauarane poderia gerar as rochas estudadas (Figura 41).

Quanto ao contexto geotectônico, as anomalias negativas de Nb e Ti (Figuras 37) refletem uma fonte magmática empobrecida em zona de subducção em ambiente de arco (Figuras 42 e 43) para as rochas estudadas. A anomalia negativa de Nb, sugere que as rochas foram geradas a partir da fusão parcial do manto metassomatizado por fluidos derivados do próprio processo de subducção (Pearce, 2008, Dharma Rao *et al.*, 2011).

Já a anomalia negativa de Ti pode estar associada a retenção do mesmo na fonte na forma de óxidos (ilmenita e/ou rutilo) em um ambiente oxidante típico de arco. Com relação ao tipo de fonte magmática foi possível identificar, através do ΔNb que ela é uma possível mistura de uma fonte E-MORB com uma N-MORB, com contribuição crustal de crosta oceânica subductada, em um ambiente de arco magmático (Figura 45).

Com relação ao potencial econômico, é possível afirmar que a partir dos valores obtidos de Ni, Cu, Cr, Pt, Pd e Au (Tabela 6 e Figura 45), nas rochas estudadas, não indicam nenhuma presença de depósitos minerais. Entretanto, a presença da textura cumulática nas rochas de alguns corpos, indica uma natureza estratificada para essas intrusões. Dessa forma, a possibilidade de ainda haver algum potencial econômico, para níveis mais profundos das mesmas, não deve ser, de toda, descartada, especificamente para as intrusões W, pelo fato de ser a mais volumosa e que poderia implicar em um Fator R maior e, conseqüentemente uma chance maior de retenção de Ni-Cu-EGP pela fase sulfetada. Todavia, somente com dados de sondagem seria possível saber se realmente tais intrusões, em níveis mais profundos, podem estar mineralizadas. Vale a pena ressaltar, que não foram encontrados sulfetos disseminados em nenhuma das amostras, apenas ocorrências ínfimas e sem relevância de pirita e calcopirita.

Com relação ao modelo geológico proposto para essas rochas, com base nos dados que se têm, admitisse que poderiam representar intrusões pós-orogênicas associado a um arco magmático em seu estágio inicial de estabilidade.

Já o contexto de correlação estratigráfica e nomenclatura geológica para essas rochas, sugere-se continuar associando-as à Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá, até que novos trabalhos definam melhor essa unidade, principalmente na área tipo (i.e., rio Uraricaá).

Para trabalhos futuros, a fim de melhorar o conhecimento sobre a evolução geológica da área de estudo, recomenda-se obtenção de dados de: (i) geoquímica isotópica (Sm-Nd), para determinação da idade T_{dm}, valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ e tipo de fonte magmática; (ii) química mineral, para identificação das condições de formação dos minerais (pressão, temperatura e profundidade); (iii) datação de rocha (U-Pb ou Re-Os), para obtenção da idade de cristalização das rochas, a idade ou intervalo de instalação do arco magmático. Recomenda-se também fazer esses mesmos estudos, bem como obtenção de dados de litogeoquímica, na área tipo da Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá, para fins de comparações.

REFERENCIAS

- ALMEIDA, F. F. M; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande. Atas, Campina Grande: SGB/Núcleo Nordeste, 363-391, 1977.
- AIGNERTORRES, M., BLUNDY, J., ULMER, P. e PETTKE, T. Laser Ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 647-667, 2007.
- ALBARÈDE, F. Introduction to geochemical modeling. Cambridge University, Press, New York – USA, 543p 1995.
- AMARAL, G.; Geologia pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo, 212 p. Tese (Mestrado Livre-Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, SP. 1974.
- ARAÚJO NETO, H.; BONOW, C. de W.; AMARAL, J. A. F. do; CARVALHO, V. G. D. de. Projeto Tapuruquara: Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, v. I, il, 1977.
- ASHWAL, L. D.; Anorthosites. Springer-Verlag, Berlim, 422pp, 1993.
- BOWLES, J. F. W. The development of platinum-group elements in laterites. In: INTERNATIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION SYMPOSIUM, 13. Rio de Janeiro, SBGq, CPRM/DNPM, p. 42, 1989.
- BOYLE, R. W. Gold, silver, and platinum metal deposits in the Canadian Cordillera -their geological and geochemical setting. In: LEVINSON, A.A. Precious metals in the Northern Cordillera. Spec. Publ. Assoc. Explor. Geochemists, Calgary, n. 10, p. 1-19, 1982.
- CAMPBELL, I. H.; NALDRETT, A. J. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Economic Geology*, 74: 1503-1505, 1979.
- CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W., BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Arica. Actas, Chile, 137-148, 1979;
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B. B. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 12, n. 1/3, 78-88, 1982.
- CORDANI, U.G., TEIXEIRA, W., Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geol. Soc. Am. Memoir* 200, 297–32, 2007.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, INESP/ SBG, 1997. v.1, 142-145, 1997.
- CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais Serviço geológico do Brasil. Programa Nacional de prospecções de metais do grupo da platina. CPRM – Rio de Janeiro, 1994.
- CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil, Projeto Roraima Central: Geologia e Metalogênese. Folha NA.20-X / NA.21-V. Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Manaus, 1 CD-ROM, 1999.
- CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil., síntese geológica e prospectiva das áreas Pedra Preta e Cotingo - RORAIMA. (Informe 12) CPRM - Manaus, 2000a.
- CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil., síntese geológica e prospecção geoquímica/aluvionar das áreas Jaburu, Caracarái, Alto Tacutu e Amajari/RR. (Informe 25) CPRM - Manaus, 2000b.

CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço geológico do Brasil., Projeto Amajari: Cartografia da Amazônia – Levantamentos Geológicos Básicos: Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila de Tepequém NA.20-X-A-III, CPRM - Manaus, 2010.

CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Serviço geológico do Brasil. Mapa da Geologia da Folha Ilha de Maracá, NA.20-X-A, 1:250.000, 2014.

CROSS, W.; IDINGS, J. P.; PIRSSON, L. V.; Washington, H. S. Quantitative Classification of Igneous Rocks. University of Chicago Press, 1903.

DEPAOLO, D.J. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189-202, 1981.

DHARMA RAO, C.V.; WINDLEY, B.F.; CHOUDHARY, A.K. The Chimalpahad anorthosite Complex and associated basaltic amphibolites, Nellore Schist Belt, India: Magma chamber and roof of a Proterozoic island arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, V.40: 1027-1043 pp, 2011.

FARINA, M. Metais do grupo da Platina: Ambiências geológicas e ensaio sobre a geologia quantitativa com aplicação para descobrimento de depósitos. In: CONG. BRAS. GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais...Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 6 v. v.1 p. 144-154, 1988.

FARINA, M. Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina: uma síntese (Parte 2). *A Terra em Revista*, Belo Horizonte, v.2, n.2, p.50-56, ago.1996.

FITTON, J.G., SAUNDERS, A.D., NORRY, M.J., HARDARSON B.S., TAYLOR, R.N., Thermal and chemical structure of the Iceland plume: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 153, p. 197–208, 1997.

FRAGA L.M.B., REIS N.J. - A Reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central durante o Episódio K'Mudku. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, BA, Anais, v. 1, 424-426, 1996.

FRAGA, L. M. B. Geologia Estrutural. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Roraima Central: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D(inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, p. 117-128. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1999.

FRAGA, L. M. B., REIS, N.J. DALL'AGNOL, R., ARMSTRONG, R.. Cauarane - Coeroene Belt – The tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guyana Shield, northern Amazonian Craton In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 33., 2008, Oslo, Noruega. Abstract. Oslo: IUGS, 1 CD-ROM, 2008.

FRAGA, L. M. B., MACAMBIRA, M.J.B, DALL'AGNOL, R, COSTA, J.B.S. 1.94-1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 27, p. 247-257, 2009a.

FRAGA, L. M. B.; REIS, N. J.; DALL'AGNOL, R. Cauarane- Coeroeni Belt– the main tectonic feature of the central Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 11, 2009, Belém Anais Belém: SBG,. 1 CD-ROM, 2009b.

GREEN, T., BLUNDY, J., ADAM, J. e YAXLEY, G. (). SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 Gpa and 1080-1200C. *Lithos* 53: 165-187, 2000.

HADDAD R.C., REIS N.J., FARIA M.S.G. de, FRAGA L.M.B.- Caracterização Faciológica Preliminar dos Granitóides e Rochas Vulcânicas da Porção Nor-Nordeste de Roraima. In: SBG, Simp. Geol. Amaz.6, Manaus, AM. Resumos Expandidos, 523-526, 1999.

HARTE, B.; HUNTER, R.H.; KINNY, P.D., 1993. Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*, V.342: 1-21 p.

- HASUI, Y., ABREU, F.A.M., VILLAS & R.N.N. Província Paraíba, In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher, 36-46, 1984.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548, 1971.
- JOHNSON, K.T.M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133(1-2): 60-68, 1998.
- KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277 – 279, 1983:
- LE MAITRE, R. W. (ed.), 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, Cambridge.
- LUZARDO, R; REIS, Nelson Joaquim. O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. Workshop. Belém: SBG, p. 43-45, 2001.
- LI, C., ARNDT, N.T., TANG, Q., RIPLEY, E.M. Trace element indiscrimination diagrams. *Lithos* 232: 76-83, 2015.
- MA, X.; FAN, H. R.; SANTOSH, M.; GUO, J.; Petrology and geochemistry of the Guyang hornblendite complex in the Yinsha block, North China Craton: Implication for the melting of subduction-modified mantle. *Precambrian Research*, 38-52, 2016.
- MACAMBIRA, E. M. B., Prospecção Geológica e Geoquímica nos Corpos Máfico-Ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Pará, CPRM - Superintendência Regional de Belém, 2001.
- MCDONOUGH, W.F. SUN, S.-S., The composition of the Earth: *Chemical Geology*, v. 120, p. 223–253, 1995.
- MCKENZIE, D. & O'NIONS, R.K. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1.021-1.091, 1991.
- MELO, A. F. F. SANTOS, A. J.; CUNHA, M. T. P.; CAMPOS, M. J. F. de; D'ANTONA, R. J. G.. Projeto Molibdênio em Roraima - Relatório Final. Manaus: CPRM, v. 1A-1B, 1978.
- MIDDLEMOST, E. A. K. *Magmas and Magmatic Rocks*. London: Longman, 1985.
- MONTALVÃO, R. M.G. de; MUNIZ, M. C.; ISSLER, R. S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, P. E. C. A.; SILVA, G. G. Geologia da Folha NA.20- Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. PROJETO RADAM BRASIL. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. Rio de Janeiro: DNPM, (Levantamento de Recursos Minerais, 8), 1975.
- PEARCE, J. A., Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, ed. CJ Hawkesworth, MJ Norry, pp. 230-49, 1983.
- PEARCE, J. A., Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48, 2008.
- PEARCE, J. A.; HASTIE, A. R.; LEAT, P. T.; DALZIEL, I. W.; LAWVER, L. A.; BARKER, P. F.; MILLAR, I. L.. Composition and evolution of the Ancestral South Sandwich Arc: Implication for the flow of deep ocean water and mantle through the Drake Passage Gateway. *Global and Planetary Change*, 2014.
- PINHEIRO, S. S., NUNES, A. C. B.; COSTI, H. T.; YAMAGUTI, H. S.; FARACO, M. T. L.; REIS, N. J.; MENEZES, R. G.; RIKER, S. R. L.. Projeto Catrimani-Uraricoera: Relatório de Progresso. Manaus: CPRM, 1981. v. II-B, p. 399-401, 1981.

PINHEIRO, S. S., REIS, N. J.; COSTI, H.T.. Geologia da Região de Caburaí, Nordeste de Roraima. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. Brasília: DNPM, 1990. 92 p. Convênio DNPM/CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1990.

PINHEIRO, M. A. P.; Geologia e Petrogênese do Corpo Máfico-Ultramáfico da Faixa Brasília Sul, Borda Sul do Cráton São Francisco – MG. Tese de Doutorado – PPGeo/UFOP, 2013.

POLAT, A.; KERRICH, R.; WYMAN, D. A.. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wana greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nb isotope evidence for a heterogeneous mantle. *Precambrian Research*, 139-173 p., 1999.

REIS, N.J.; ARAÚJO, R., V. Complexo Vulcânico Apoteri. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Roraima Central: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21- V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, p. 99-105. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1999.

REIS, N. J.; FRAGA, L. M.; FARIA, M. S.; ALMEIDA, M. E. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. *Géologie de La France*, nº 2-3-4, p. 121-134, 2003.

REIS N. J.; FARIA M.S.G., ALMEIDA M.E., OLIVEIRA M.A., 2004. Folhas NA.20-Boa Vista e NB.20-Roraima. In: SCHOBENHAUS C., GONÇALVES J.H., SANTOS J.O.S., ABRAM M.B., LEÃO NETO R., MATOS G.M.M., VIDOTTI R.M., RAMOS M.A.B., JESUS J.D.A. de (eds.) Folhas NA.20-Boa Vista e NB.20-Roraima. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas-SIG. Folhas NA.20 Boa Vista e NB.20 Roraima. Brasília: CPRM, CD Rom 2/41. Programa Geologia do Brasil – PGB, 2004.

REIS, N. J.; SZATMARI, P.; WANDERLEI FILHO, J. R. Dois eventos de magmatismo máfico mesozoico na fronteira Brasil-Guiana, Escudo das Guianas: enfoque à região do rift Tacutu-North Savannas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43, Aracaju. Resumos. Aracaju: SBG, 2006.

REIS, N. J.; T. W.; HAMILTON M. A.; BISPO-SANTOS, F.; ALMEIDA, M. E.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; Avanço mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. *Lithos*, V.174, P. 175–195, 2013.

RIKER, S. R. L.; ARAÚJO, R. V.; REIS, N. J. Grupo Cauarane. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Roraima Central: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21- V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, p. 20-33. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1999a.

RIKER, S. R. L.; ARAÚJO, R. V.; REIS, N. J. Suíte Máfica-Ultramáfica Urucacá. In: CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Roraima Central: folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras) e folhas NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21- V-C (parciais). Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM, p. 72-79. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, 1999b.

ROLLINSON, H.R. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group Limited: 352 p. Essex, England, 1993.

RUDNICK, R.L., FOUNTAIN, D.M., Nature and composition of the continental-crust - a lower crustal perspective: *Reviews of Geophysics*, v.33, p. 267–309, 1995.

RUDNICK, R. L.; GAO S., Composition of the Continental Crust. In *The Crust* (ed. R. L. Rudnick). *Treatise On Geochemistry*, volume 3, p 1-64, 2003.

SANTOS, J. O. S., Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L.A. et al. (Ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM: Brasília. p. 169-226, 2003.

SANTOS, J. O. S.; ARAÚJO NETO, H. de. Algumas características químicas do magmatismo Parima/Tapuruquara. *Acta Amazônica*, v. 8, n. 4, p. 639- 656, 1978.

SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER L.R.A. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 3(4):453-488, 2000.

SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., RIKER S. R., SOUZA, M. M., ALMEIDA, M. E., McNAUGHTON, N. J.; A compartimentação do Craton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, 2006, Belém. Anais. Belém: SBG, 1 CD-ROM, 2006.

SCHOBENHAUS, C., HOPPE, A., LORK, A., BAUMANN, A. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Craton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros resultados. In: SBG-Congresso Brasileiro de Geologia 38º, Camboriú. Anais, v.2, p. 395-397. 1996.

SHERVAIS J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Plan. Sci. Let.*, 59:101-118, 1982.

SOUZA, V. S., SOUZA, A. G., H.; DANTAS, E. L.; VALERIO, C. S.. K'Mudku A-type magmatism in the southernmost Guyana Shield, central-north Amazon Craton (Brazil): the case of Pedra do Gavião syenogranite. *Braz. J. Geol.*, São Paulo , v. 45, n. 2, p. 293-306, June 2015.

SUN, S.-S., McDONOUGH, W.F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42, 313–345, 1989.

STRECKEISEN, A., To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33, 1976.
TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TASSINARI C.C.G. & MACAMBIRA M.A. Evolução Tectônica do Craton Amazônico. In: MANTESSO-Neto V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO NEVES B.B. de (eds.) *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. São Paulo, BECA, p. 471-486, 2004.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp, 1985.

THOMPSON R. N., MORRISON M. A. Asthenospheric and lower lithospheric mantle contributions to continental extension magmatism: an example from the British Tertiary Province. *JChem Geol* 68: 1–15, 1988.

VIANA, K. L. G. Estudo geoquímico, isotópico e geocronológico de granitóides do tipo S do Domínio Urariquera - Craton Amazônico. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-graduação em geociências da Universidade Federal do Amazonas, 2012.

WILBURN, D. R. Global Exploration and Production Capacity for Platinum-Group Metals from 1995 through 2015. USGS, Scientific Investigations Report 2012–5164, Version 1.1, 2012.

WILSON, M: *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall Edit., UK, 1989.

WYMAN, D. A., A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Precambrian Research* 97, 27-42, 1999.

ANEXOS

**TABELA DE CLASSIFICAÇÃO MODAL E DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO DE
ROCHA**

Tabela 7: Composição modal das rochas da estudadas.

Amostra	TF-01	TF-06	TF-08	TF-10	TF-15	TF-16
Olivina	18,3	24,4	---	---	---	4,3
Enstatita	41,75	16,7	5,37	20,1	---	7,38
Augita	28,13	10,9	35,43	22,3	32,98	15,53
Plagioclásio	10,2	46,05	50,57	51,03	31,58	45,44
Hornblenda	---	---	---	---	30,64	20,25
Quartzo	---	---	2,13	---	0,83	---
Opacos	1,23	1,23	3,07	2,24	0,88	1,4
Acessórios	0,39	0,72	5,56	4,33	3,09	5,7
Olivina	21,04	28,51	---	---	---	---
OPX	47,6	18,74	6,47	21,86	---	10,61
CPX	31,36	---	38,73	24,9	47,55	22,03
Plagioclásio	---	52,75	54,8	53,24	52,45	67,36
Classificação	websterito	norito	gabro	gabronorito	gabro	gabronorito

A amostra TF-14 foi calculada via norma CIPW.

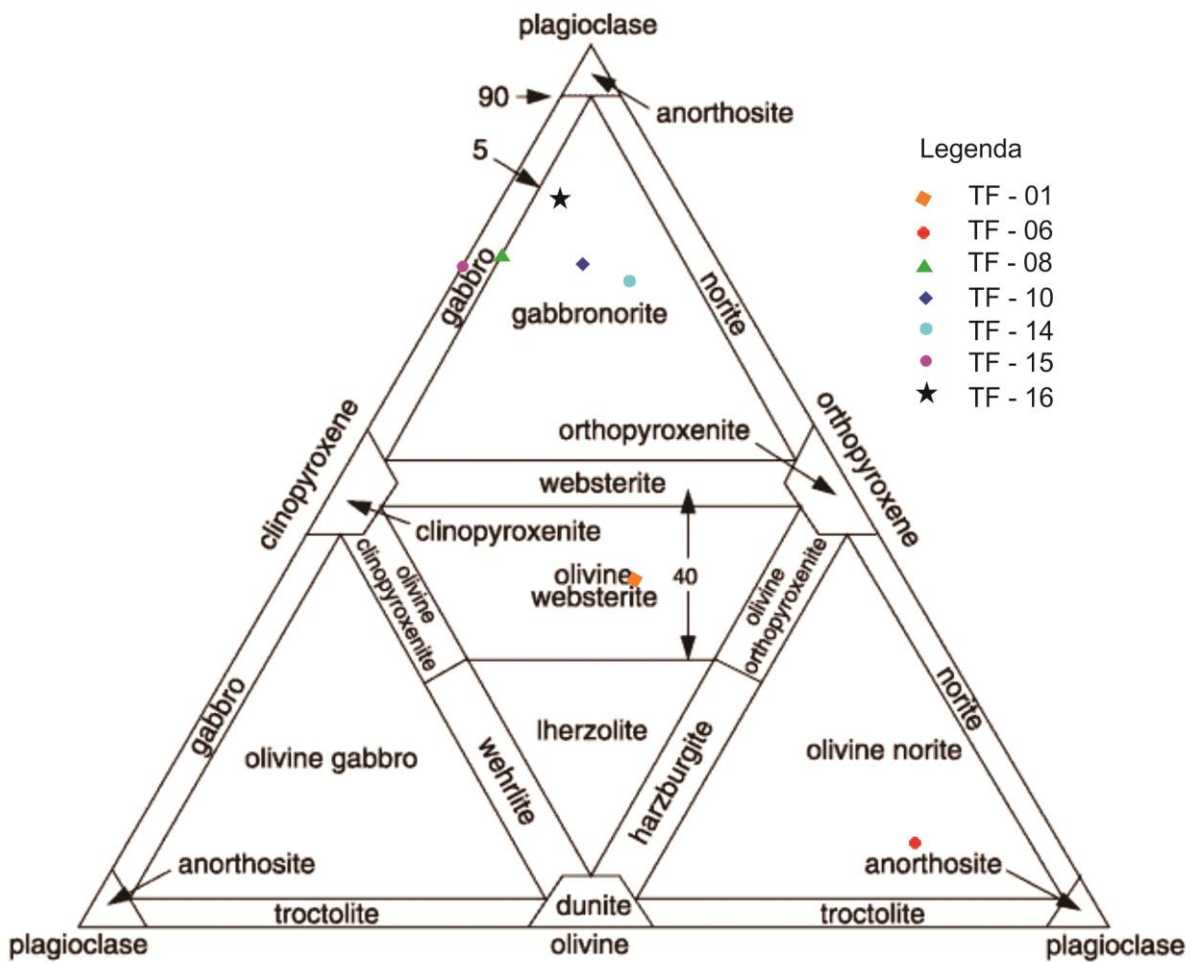


Figura 46: Classificação das rochas desse estudo, conforme Streckeisen, (1967).