



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia

**“Geologia das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto:
Granitoides de três estágios evolutivos do Arco
Magmático de Mara Rosa”**

Autor: FERNANDO SANTOS DIENER

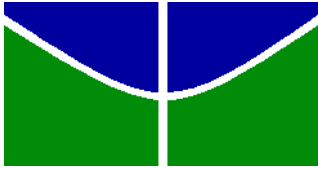
Dissertação de Mestrado

Dissertação Nº: 339

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOLOGIA REGIONAL

Orientador: Nilson Francisquini Botelho

Brasília, 13 de Março de 2015



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia

**“Geologia das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto:
Granitoides de três estágios evolutivos do Arco
Magmático de Mara Rosa”**

Autor: FERNANDO SANTOS DIENER

Dissertação de Mestrado

Dissertação Nº:339

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOLOGIA REGIONAL

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (Universidade de Brasília - orientador)

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (Universidade de Brasília – examinador interno)

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira (Universidade de Brasília – examinador interno)

Brasília, 13 de Março de 2015

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade de
Brasília. Acervo 1020862.

D562g Diener, Fernando Santos.
Geologia das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto
: granitoides de três estágios evolutivos do Arco
Magmático de Mara Rosa / Fernando Santos Diener. --
2015.
xii, 102 f. : il. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) - Universidade de Brasília,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação
em Geologia, 2015.

Inclui bibliografia.

Orientação: Nilson Francisquini Botelho.

1. Geologia - Goiás (Estado). 2. Geologia - Tocantins.
3. Granito. I. Botelho, Nilson Francisquini. II. Título.

CDU 553.521

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todos que direta ou indiretamente colaboraram para a realização deste trabalho que representa um esforço coletivo de contribuir no avanço do conhecimento geológico da Plataforma Sul Americana.

Agradeço a Deus por ter me dado forças e por ter colocado uma lógica no mundo o que permitiu que eu realizasse este trabalho.

Agradeço a minha família, em especial a minha companheira Samara que sempre esteve ao meu lado e me apoiou na realização deste trabalho; ao meu filho Tales, que do seu jeito (pulando no meu pescoço, digitando coisas no computador e chamando para brincar) fez o contraponto que me ajudou a escrever vários capítulos desta dissertação. Aos meus pais, irmãos, tios, primos, cunhadas, amigos e meu filho Arthur, que tornaram minhas idas a Brasília, para realização do mestrado, ainda mais prazerosas.

Ao meu Orientador Prof. Dr. Nilson Botelho pela sua serenidade, presteza, disposição e confiança depositada, pois apesar da minha ausência física na universidade, acreditou que eu realizaria o trabalho. Com certeza seus ensinamentos serão um marco divisor na minha vida profissional.

Ao graduando Gabriel Franco que ofereceu um grande auxílio realizando boa parte das análises de química mineral.

Aos professores Elton Dantas, Massimo Matteini, Afonso Brod e Nilson Botelho por ministrarem excelentes aulas que contribuíram muito na realização desta dissertação.

Aos meus colegas de trabalho e particularmente a equipe do Projeto NW de Goiás, Moreton, Hugo Polo, Karine, Débora e Fernando Rosa que labutaram no sol quente de Goiás em nome da ciência. Um abraço especial para meu amigo Hugo Polo companheiro incansável de mapeamento, que me acompanhou em incursões desde o interior de Goiás até as inóspitas terras dos índios Cinta Larga no noroeste do Mato Grosso.

Um grande abraço e meus agradecimentos aos meus amigos e companheiros de sala Daliane, Fernanda e Jonatas que tanto me incentivaram e auxiliaram no término desta dissertação e que tornam o ambiente de trabalho na CPRM cada dia mais agradável. Outro agradecimento ao Jonatas que foi muito prestativo e me auxiliou na tradução do Resumo.

Por fim, agradeço a banca examinadora, por terem disponibilizado seu tempo para avaliar e contribuir na finalização desta dissertação.

Dedico este trabalho a todos que de alguma forma me apoiaram durante esta jornada.

RESUMO

No Neoproterozoico, após a fragmentação do Supercontinente Rodínia, uma série de esforços predominantemente compressivos culminou com a formação do Gondwana no início do Cambriano. O Arco Magmático de Mara Rosa, localizado na porção noroeste do Estado de Goiás e sul de Tocantins, é um exemplo de crosta juvenil relacionada a formação do Gondwana Ocidental na Plataforma Sul Americana. Na porção noroeste do Estado de Goiás, foram estudadas 3 suítes graníticas que representam o magmatismo de três estágios distintos da evolução deste arco. A Suíte Travessia é representada por uma extensa faixa de direção NE-SW composta por tonalitos e granodioritos com assinatura cálcio-alcálica de baixo à médio potássio de arco de ilhas intraoceânico. Foi possível distinguir duas fácies desta suíte, uma mais primitiva mesocrática e outra mais evoluída leucocrática e altamente peraluminosa com a presença de biotita rica em alumínio e muscovita rica em ferro e titânio, provavelmente de origem magmática. Amostra do granodiorito leucocrático indicou idade de 860 ± 13 Ma interpretada como idade de cristalização. Análise isotópica de Sm-Nd em gnaisse tonalítico resultou em idade modelo T_{DM} de 852 Ma e $\epsilon_{Nd(840)}$ de +5,9 indicando a natureza juvenil desta rocha. As rochas da Suíte Travessia podem ser correlacionadas ao arco de ilhas intraoceânico que foi acrescido à margem do Maciço de Goiás por volta de 800 Ma. A Suíte Bonfim é caracterizada por 3 corpos graníticos intrusivos nas rochas de arco de ilhas intraoceânico. Esta suíte apresenta composição variando entre quartzo monzonítica à monzogranítica, geralmente peraluminosa. Esta suíte apresenta assinaturas de granitos tardi colisionais, do tipo I, e cálcio-alcálica de alto potássio. A biotita desta suíte é reequilibrada, mas ainda apresenta assinatura de suítes cálcio-alcálicas orogênicas. Datação U-Pb em zircão de amostra do Corpo Esmeril obteve idade de cristalização de 605 ± 6 Ma, além de zircões herdados de idade mesoproterozóica, indicando contaminação de crosta antiga na gênese destas rochas. As rochas da Suíte Bonfim podem ser associadas a magmatismo de colisão continental da Orogenia Brasileira, relacionado a amalgamação do Gondwana Ocidental que ocorreu por volta de 600 Ma. A Suíte Novo Planalto é constituída por uma série de corpos monzograníticos indeformados, de composição química álcali-cálcica de natureza meta a peraluminosa. Apresenta assinatura de granitos do tipo I de estágio tardi à pós tectônico. A biotita desta suíte é magmática, rica em TiO_2 , tem composição da siderofilita e caráter peraluminoso. Datação U-Pb em zircão em amostra do Granito Infusão obteve idade de cristalização de 511 ± 3 Ma. Zircão herdado com idade de 583 ± 31 Ma e idade modelo T_{DM} de 1446 e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -7,1 indicam interação de diferentes fontes na geração deste magma. Estes dados mostram que o magmatismo da Suíte Novo Planalto pode ser correlacionados ao estágio tardi a pós tectônico da Orogenia Brasileira.

Palavras Chaves: Arco Magmático de Goiás, Neoproterozoico, Gondwana, Orogenia Brasileira

Abstract

In Neoproterozoic, after Rodinia fragmentation, a series of mainly compressive stresses resulted in the formation of Gondwana in the early Cambrian. An important example of juvenile crust related to formation of West Gondwana is Mara Rosa Magmatic Arc, which lies on the northern portion of Goiás Magmatic Arc in the South American Platform. Three granitic suites occurring in northwestern Goiás were studied. They represent clear-cut three different evolution stages of this arc. The Travessia Suite is composed of low to medium potassium calc-alkaline tonalite and granodiorite with intraoceanic island arc signature. It occurs in an extensive direction ranging from SW to NE. Two facies of this suite were separated: a more primitive mesocratic one; and other highly peraluminous leucocratic containing Al rich biotite and Ti- and Fe-bearing muscovite, probably of magmatic origin. The U-Pb zircon age determination obtained for a leucocratic granodiorite indicated age of 860 ± 13 Ma (crystallization age). Isotopic analysis for a mesocratic tonalite gneiss yielded Sm-Nd T_{DM} model age of 852 Ma and $\epsilon_{Nd(840)}$ of +5.9. These data point to the juvenile nature of Travessia Suite and allow a correlation between it and the intraoceanic island arc that was accreted to Goiás Massif margin 800 Ma ago. The Bonfim Suite is characterized by three granitic bodies intrusive in the intraoceanic island arc rocks. The composition of this suite ranges from quartz monzonite to monzogranite. It is usually peraluminous and presents signature of I-type granites, tardi-collisional and high potassium calc-alkaline series. The biotite of this suite is rebalanced featuring orogenic calc-alkaline signature. This unit has been dated, through U-Pb in zircon of a monzogranite, at crystallization of 605 ± 6 Ma. Besides, Mesoproterozoic inherited zircons were found, indicating contamination of old crust in the genesis of Bonfim Suite. This magmatism may be associated with the collision event in the Brazilian Orogeny during the amalgamation of the West Gondwana which occurred around 600 Ma. The Novo Planalto Suite consists of a series of alkali-calcic monzogranitic undeformed bodies featuring meta- to peraluminous nature. It displays late to post tectonic I-type granite signature. The Ti-bearing biotite of this suite has siderophyllite composition and peraluminous character. Dating U-Pb in zircon of monzogranite sample yielded crystallization age of 511 ± 3 Ma. Zircon inherited age of 583 ± 31 Ma, T_{DM} model age of 1,446 Ma, and $\epsilon_{Nd(t)} = -7.1$ indicate interaction of different sources in the generation of this magma. These data show that the magmatism of Novo Planalto Suite can be correlated to the tardi to post tectonic stage of Brasiliano Orogeny.

Key Words: Goiás Magmatic Arc, Neoproterozoic, Gondwana, Brasiliano Orogeny

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação.....	2
1.2 Objetivos.....	3
1.3 Localização.....	3
1.4 Materiais e Métodos	5
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 – Contexto Geológico da Área de Estudo.....	10
2.1.1 – Complexo Serra Azul de Goiás.....	11
2.1.2 – Grupo Serra da Mesa.....	11
2.1.3 – Província Estanífera de Goiás – Suíte de Granitos da Sub Província do Rio Tocantins (Granitos Serra Dourada e Serra do Encosto)	11
2.1.4 - Suíte Alcalina de Peixe.....	12
2.1.5 – Arco Magmático de Goiás.....	13
2.1.5.1 - Compartimentação Geotectônica	13
2.1.5.2 - Associações litológicas	14
2.1.5.2.1 – Plutônicas sin tectônicas	14
2.1.5.2.2 - Sequências metavulcanossedimentares	15
2.1.5.2.3 - Plutônicas sin à tardi orogênicas.....	16
2.1.5.2.4 - Plutônicas tardi à pós orogênicas.....	16
2.1.6 - Grupo Baixo Araguaia – Formação Xambioá.....	17
2.1.7 – Graben Água Bonita - Formação Água Bonita	18
CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA DAS SUÍTES TRAVESSIA, BONFIM E NOVO PLANALTO	19
3.1 Geofísica da área de estudo	20
3.2 Suíte Travessia.....	22
3.2.1 Aspectos microscópicos.....	25
3.2.2 Química Mineral	29
3.2.3 Composição química das rochas	33
3.3.4 Geocronologia	40
3.4 Suíte Bonfim	41
3.4.1 Granito Esmeril.....	42
3.4.1.1 Aspectos microscópicos	44
3.4.2 Granito Vista 1.....	47
3.4.2.1 Aspectos microscópicos	48

3.4.3 Química das Micas.....	50
3.4.4 Composição química das rochas	52
3.4.5 Geocronologia	56
3.5 Suíte de Granitos Novo Planalto.....	57
3.5.1 Granito Infusão.....	59
3.5.2 Granito Dois Irmãos.....	61
3.5.2.1 Aspectos microscópicos	63
3.5.3 Granito Gutupá.....	64
3.5.3.1 Aspectos microscópicos	65
3.5.4 Granito Pouso.....	66
3.5.4.1 Aspectos microscópicos	66
3.5.6 Química da Biotita	67
3.5.7 Composição química das rochas	70
3.5.8 Geocronologia	74
3.6 Classificação Tectônica a partir da Composição Modal, Química dos Elementos Maiores e Traços.....	75
3.7 Classificação Tectônica a partir da química da biotita	80
3.8 Discussões.....	81
3.8.1 SUÍTE TRAVESSIA	81
3.8.1.1 Correlações regionais	84
3.8.2 SUÍTE BONFIM	84
3.8.2.1 Correlações regionais	87
3.8.3 SUÍTE NOVO PLANALTO.....	88
3.8.3.1 Correlações regionais	89
CAPÍTULO 4 – CONCLUSÕES	91
CAPÍTULO 5 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Contexto geotectônico da área de estudo durante a aglutinação do Gondwana. A) Crátons e faixas móveis do Supercontinente Gondwana (Modificado de Wit e Ransone, 1992). B) Detalhe do Gondwana oeste, suas placas continentais e arcos magmáticos. 1 – Coberturas plataformais; 2 - Margem continental passiva e sequências metavulcanossedimentares; 3 – Zonas de subducção com o sentido do mergulho e 4 – Vergência estrutural (Modificado de Brito Neves et al., 1999).	1
Figura 1.2 - Articulação das Folhas do Projeto NW de Goiás realizado pela CPRM e UnB e contorno do levantamento de geofísica aérea realizado pela CPRM para a região.	3
Figura 1.3 - Localização da área de estudo.....	4
Figura 2.1 - Faixas móveis do Ciclo Brasileiro e sua relação com os crátons (Modificado de Dardenne, 2000).7	7
Figura 2.2 - Compartimentação geotectônica da Província Tocantins e localização da área de estudo (Modificado de Delgado et al., 2003.).....	8
Figura 2.3 - Compartimentação geotectônica da Faixa Brasília (Modificado de Valeriano et al., 2004).	9
Figura 2.4 - Contexto geológico da área de estudo (Modificado de Pimentel et al., 1997).....	10
Figura 3.1 - Mapa geológico da área estudada (Modificado de Dantas et al., (2006), Polo e Diener (2012) e Diener e Polo (2012). Referências Geocronologia: (a) Presente estudo; (b) Pimentel et al., (1997); (c) Polo e Diener (2012); (d) Dantas et al., (2006); (e) Junges et al., (2008); (f) Kitajima (2002); (g) Diener e Polo (2012).	19
Figura 3.2 - Variação pela média do conteúdo de K, Th e U para algumas rochas com acréscimo de SiO ₂ (modificado de Dickson e Scott, 1997). A imagem colorida ao fundo é uma tentativa de representação de cada rocha ígnea por uma cor em uma imagem CMY invertida (simulação de RGB) de K, eTh e eU.....	20
Figura 3.3 - Mapas aerogeofísicos que englobam a área de estudo. A) Mapa de composição RGB e B) mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA).....	21
Figura 3.4 - Sistema modal da IUGS, Streckeisen (1976) com a classificação das amostras da Suíte Travessia.	22
Figura 3.5 - Rochas da Suíte Travessia. A) Lajedo de gnaiss tonalítico no leito do rio Santa Tereza. Afloramento HP - 175. B) Amostra de biotita hornblenda gnaiss tonalítico. C) Intercalação de hornblenda gnaiss tonalítico grosso com metatonalito fino maciço. Afloramento HP-182. D), Biotita tonalito grosso foliado com enclave máfico boundinado. E) Biotita tonalito com enclave máfico anguloso. F) Biotita tonalito com enclave anguloso de biotita-muscovita granito grosso (Afloramento HP-397).	23
Figura 3.6 - Granito Porteiras. A) Afloramento de biotita-muscovita granodiorito cataclástico de coloração esbranquiçada com capa de intemperismo cinza (Afloramento HP-190). B) e C) Detalhe do biotita granodiorito cataclástico (Amostra HP-190). D) Amostra do biotita granodiorito cataclástico leucocrático (Amostra HP-196).	24
Figura 3.7 - Fotografias do Granito Barreirão. A) Aspecto geral do afloramento de biotita monzogranito protocataclasado (Afloramento HP-391). B) e C) Biotita granodiorito cataclasado com duas foliações entrecortantes (Afloramento HP-392). D) Biotita monzogranito leucocrático (Amostra HP-391).	25
Figura 3.8 - Fotomicrografias de lâminas da Suíte Travessia. A) Metagranodiorito com foliação bem marcada pela orientação de biotita e hornblenda. Predomínio das texturas granoblástica e nematoblástica. Cristais de quartzo parcialmente recristalizados (Amostra HP-386 N//). B) Hornblenda gnaiss tonalítico com textura	

granonematoblástica. Plagioclásio e hornblenda granulares. Quartzo com deformação intracristalina o que sugere que não houve recristalização (Amostra HP-182A N X). C) Granodiorito com deformação incipiente evidenciada pela extinção ondulante do quartzo. Mirmequita no contato dos cristais grossos de plagioclásios com cristais finos de K-F (Amostra 195A NX). D) Biotita tonalito com zoneamento ígneo do plagioclásio (Amostra HP-195CNX). 26

Figura 3.9 - Fotomicrografias do Granodiorito Porteiras. A) Biotita granodiorito cataclástico (Amostra HP-190 NX). B) Detalhe da orientação das micas, cristais de feldspatos cominuídos e quartzo estirados na forma de feixes sigmoidais (NX). C) e D) Detalhe da associação de biotita, muscovita, epidoto e titanita na amostra (Amostra HP-196 N// e NX). E) Feixe de quartzo boudinado e fraturado (Amostra HP-196 NX). F) Bolsão de quartzo xenomórfico intensamente fraturado com extinção ondulante, contato serrilhado e formação de sub-grão (Amostra HP-196 NX). 27

Figura 3.10 - Fotomicrografias do Corpo Barreirão. A) Destaque para biotita (Bt) de granulação fina com orientação preferencial em corredores cataclásticos e biotita média sem orientação no Biotita granodiorito cataclástico (Amostra HP-392 N//). B) Biotita monzogranito protocataclástico de granulação grossa com grãos de oligoclásio (Pl) e microclina (Mc) com bordas cominuídas (Amostra HP-391 N//). C) Oligoclásio grosso com bordas arredondados extremamente cominuídas, envolvido por uma matriz fina rica em grãos de quartzo, microclina e plagioclásio (Amostra HP-391 NX). D) Grão de biotita em contato com muscovita primária (Amostra HP-391 N//). 28

Figura 3.11 - Diagramas para as análises de química mineral para amostras da fácies granodiorito leucocrática da Suíte Travessia. A) Classificação de micas de Tischendorf et al., (2004). B) Diagrama de discriminação de biotita com os campos de: A – Primária magmática; B – Reequilibrada; e C – Neoformada (Nachit et al., 2005). 29

Figura 3.12 - Diagrama Al₂O₃vs TiO₂ com análises químicas da biotita e muscovita do corpo Porteiras. 30

Figura 3.13 - Diagramas litoquímicos para a Suíte Travessia. A) Diagrama Q-P Debon et al., (1988) para rochas saturadas em sílica. B) Diagrama A/CNK-A/NK (Shand, 1943). 38

Figura 3.14 - Diagrama de variação entre SiO₂ e outros elementos maiores (% em peso) das amostras da Suíte Travessia (diagrama de Harker). A seta mostra a tendência evolutiva das rochas da suíte. 39

Figura 3.15 - Aranhogramas para a Suíte Travessia. A) ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984). B) elementos LILE/HFSE, normalizados pelo ORG de Pearce et al., (1984). 39

Figura 3.16 - Diagrama de concórdia de datação U-Pb em zircão da amostra HP-190, mostrando intercepto 860 ± 13Ma. 40

Figura 3.17 -Diagrama modal da IUGS (Streckeisen,1976) com a classificação das amostras da Suíte Bonfim. 41

Figura 3.18 - Fotografias do Granito Esmeril, Suíte Bonfim. A) Aspecto geral do monzogranito, mostrando fraturas metricamente espaçadas (Afloramento HP-174). B) Foliação marcada pela orientação de filetes ricos em biotitas e faixas de quartzo e feldspatos orientados no monzogranito (Afloramento FD-075). C) Aspecto geral do biotita monzogranito leucocrático com granulação média (Afloramento HP-173). D) Veio centimétrico que corta o monzogranito composto por quartzo na borda e turmalina no centro (Afloramento HP-173). 43

Figura 3.19 - Fotografias do Granito Esmeril, Suíte Bonfim. A) Afloramento de quartzo monzonito foliado (Afloramento HP-171). B) Quartzo monzonito foliado com intrusões de granito leucocrático (HP-171). C)

Detalhe dos quartzo monzonitos e dos granitos leucocráticos (porção esbranquiçada). D) Detalhe do quartzo monzonito mesocrático. E) Brechas de biotita monzogranito mesocrático envolvido por monzogranito leucocrático (Afloramento HP-172). F) Autólito de monzogranito mesocrático estirado, com invasão de borda e de fenocristais de microclina proveniente do monzogranito leucocrático (HP-172)..... 44

Figura 3.20 - Fotomicrografias do monzogranito do Granito Esmeril. A) Aspecto geral do biotita monzogranito (NX) e B) Detalhe dos cristais lamelares de biotita, allanita com halo metamórfico, cristais subédricos de titanita e turmalina azul alongada (Amostra HP-172 N//). C) Textura granular no biotita monzogranito. Cristais médios de microclina com maclas em xadrez e na borda finos cristais derivados de cominuição além de biotita ocupando os interstícios e cristais de quartzo xenoblásticos com contatos levemente interlobados. D) Allanita metamictizada (Amostra HP-14N//). E) Intercrescimento mirmequítico entre quartzo e oligoclásio no contato com a microclina (NX). 46

Figura 3.21 - Fotomicrografias do quartzo monzonito, Granito Esmeril (Amostra HP171). A) e B) Textura granoleptoblástica mostrando biotita lamelar orientada, cristais de plagioclásio e quartzo hipidioblásticos e actinolita prismática. C) Detalhe da actinolita. D) Titanita subédrica de granulação média e agulhas de apatita, comuns na rocha. 47

Figura 3.22 - Fotografias do monzogranito do Granito Vista 1, Suíte Bonfim. A) Aspecto geral de afloramento do monzogranito (Afloramento HP-149). B) Biotita monzogranito com granulação média (Afloramento HP-185). C) Detalhe do biotita monzogranito granular leucocrático (Amostra HP-185). D) Biotita monzogranito granular intemperizado, cor amarelo claro com argilização dos feldspatos e cloritização da biotita (Amostra HP-170). 48

Figura 3.23 - Fotomicrografias do monzogranito do Granito Vista1 (Amostra 185). A) e B) Biotita monzogranito leucocrático. Observa-se intenso processo de sericitização do oligoclásio e titanita inclusa na microclina. C) Detalhe do biotita monzogranito com cristais xenomórficos e bolsões de quartzo. D) Cristais de quartzo xenomórficos com extinção ondulante, contato serrilhado e migração de borda de grão. E) Fenocristal de allanita com metamictização da borda. C) Cristal subédrico de titanita. 49

Figura 3.24 - Diagramas para as análises de biotita em amostras do Granito Esmeril (Suíte Bonfim). A) Classificação de micas de Tischendorf et al., (2004). B) Diagrama de discriminação com os campos das biotitas : A – Primária magmática; B – Reequilibrada; e C – Neoformada de Nachit et al., (2005). 50

Figura 3.25 - Diagrama de classificação litoquímica R1-R2 De la Roche et al., (1980) para a Suíte Bonfim. 53

Figura 3.26 - Diagramas de classificação litoquímicos para a Suíte Bonfim. A) Diagrama Q-Ab-Or (Tuttle e Bowen, 1958). B) Diagrama A/CNK-A/NK (Shand, 1943). 54

Figura 3.27 - Diagrama de variação entre SiO₂ e outros elementos maiores (% em peso) das amostras da Suíte Bonfim. 54

Figura 3.28 – Aranhogramas para: A) ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984). B) elementos LILE+HFSE normalizados pelo ORG de Pearce et al., (1984) da Suíte Bonfim. 56

Figura 3.29 - Imagens de backscattering ilustrando a variação de proporção e a presença de zoneamentos, permitindo a separação de núcleo e borda. Além disto, observam-se fraturas perpendiculares à borda. À esquerda, grão MT57_10 e à direita, grão MT57_01 (não foi possível completar a análise deste grão). 56

Figura 3.30 - Diagrama com o cálculo da idade concórdia. Círculos em azul foram desconsiderados do cálculo da idade, mas foram considerados no cálculo da média da idade 206Pb/238U 57

Figura 3.31 - Sistema modal da IUGS, Streckeisen (1976) com a classificação das amostras da Suíte Novo Planalto.....	58
Figura 3.32 - Fotografias do Granito Infusão. A) e B) Hornblenda-biotita granito granular de granulação média e cor cinza, cortado por granito granular de cor rosa (Afloramento FR-176). C) Detalhe do hornblenda-biotita granito granular cinza (Afloramento FR-176A). D) Detalhe do monzogranito rosado (Afloramento FR-176B). E) e F) Gnaisses graníticos de cor rosa que ocorrem nas regiões de borda do corpo (Afloramentos FR-83 e FR-169).....	59
Figura 3.33 - Fotomicrografias do Granito Infusão A) Aspecto geral do hbl-bt monzogranito médio granular (Amostra FR-176A). B) Fenocristal de oligoclásio subédrico com zonação ígnea e saussuritização intensa (Amostra FR-176A). C) Mirmequita no contato entre oligoclásio e microclina (Amostra FR-176A). D) Hbl-bt granito milonítico onde observam-se cristais de quartzo extremamente estirados e sigmoidais. E) Hornblenda-Biotita granito gnaisse mostrando agregados de biotita orientados envolvendo porfiroclasto de microclina, além de quartzo recristalizado. F) Titanita subédrica, tardi magmática, com inclusões de quartzo.	61
Figura 3.34 - Fotografias do Granito Dois Irmãos. A) Serra Dois Irmãos, onde aflora o granito homônimo.B) Biotita monzogranito granular leucocrático (Amostra FR-182).C) Textura de fluxo magmático no monzogranito (Afloramento FR-181) D) Xenólito de anfíbolito fino foliado alongado, envolvido por monzogranitoleucocrático granular médio (Afloramento FR-180). E) Autólito arredondado de monzogranito fino rico em biotita, envolvido por monzogranito granular médio leucocrático (Afloramento FR-180). F) Dique de espessura métrica do Granito Dois Irmãos (DI) interceptando gnaisse tonalítico do Complexo Porangatu (CP) (Afloramento FR-183).	62
Figura 3.35 - Fotomicrografias de amostras do Granito Dois Irmãos. A) Aspecto geral do biotita monzogranito granular e predominante no corpo (Amostra FR-180A). B) Grãos anédricos de plagioclásio, com zonação ígnea e inclusão de allanita, além de titanita tardi-magmática intersticial. Saussuritização intensa nos núcleos dos grãos de oligoclásios (Amostra FR-180A). C) Biotita monzogranito com orientação de fluxo dos minerais (Amostra FR-181A). D) Titanita intensamente fraturada, tardi-magmática com inclusões de quartzo (Amostra 180A). E) Cristal euédrico de allanita com zonação ígnea (Amostra FR-181A). F) Epidotização de oligoclásio, muito comum nas rochas deste corpo (Amostra FR-181A).	63
Figura 3.36 - Fotografias do Granito Gutupá. A) e B Aspectos gerais dos afloramentos (Afloramentos FR-60 e 61). C) Biotita monzogranito granular leucocrático cortado por veio pegmatóide de espessura centimétrica (Afloramento FR-60). D) e F) Detalhe de biotita monzogranito equigranular, de granulação média (Amostra FR-61 e FR-79). E) Detalhe de filete rico em biotita no monzogranito (Afloramento FR-61).	64
Figura 3.37 - Fotomicrografias do monzogranito do Granito Gutupá. A) Aspecto geral do biotita monzogranito granular, onde observa-se cristal de allanita em contato com biotita e finas agulhas de apatita dispersas (Amostra FR-67). B) Fenocristal tabular de oligoclásio com zonação ígnea. Observa-se saussuritização mais intensa no núcleo (Amostra FR-79). C) Mirmequitas no contato entre oligoclásio e microclina (Amostra FR-72). D) Fenocristal anédrico de microclina pertítica (Amostra FR-67) E) Cristal subédrico de titanita tardia, com inclusão de quartzo (Amostra FR-67). F) Cristal euédrico de allanita com halo metamórfico (Amostra FR-79).....	65
Figura 3.38 - Fotografias do Granito Pouso. A) Região peneplanizada com matacões do Granito Pouso (Afloramento FR-134). B) Biotita monzogranito granular leucocrático de cor rosa (Amostra FR-147).C)Biotita monzogranito leucocrático, cortando hornblenda-biotita gnaisse tonalítico do Complexo Porangatu. (Afloramento FR-133). D) Biotita monzogranito médio a fino, rico em biotita.	66

Figura 3.39 - Fotomicrografias de amostras do Granito Pouso. A) Aspecto geral do biotita monzogranito de granulação média e textura granular (Amostra FR-134). B) Agrupamento de lamelas de biotita (Amostra FR-134). C) Cristal de oligoclásio com zonação ígnea, intensamente fraturado (Amostra FR-134). D) Destaque para mirmequita no contato entre plagioclásio e microclina (Amostra FR-148).....	67
Figura 3.40 - Diagramas para as análises de química mineral para amostras da Suíte Novo Planalto. A) Classificação de micas de Tischendorf et al., (2004). B) Diagrama de discriminação de biotitas A – Primária magmática; B – Reequilibrada; e C – Neoformada. Nachit et al. (2005).....	68
Figura 3.41 - Diagrama de classificação litoquímica R1-R2 De la Roche et al., (1980) para a Suíte Novo Planalto.	71
Figura 3.42 - Diagramas de classificação litoquímicos para a Suíte Novo Planalto. A) Diagrama Q-Ab-Or (Tuttle e Bowen 1958). B) Diagrama A/CNK-A/NK (Shand, 1943).	71
Figura 3.43 - Aranhogramas para os ETR, normalizados pelo condrito de Boynton (1984), e para os elementos LILE+HFSE normalizado pelo ORG de Pearce et al. (1984). Suíte Novo Planalto: A) Granito Infusão. B) Granito Dois Irmãos. C) Granito Gutupá e D) Granito Pouso.	73
Figura 3.44 - Imagens de backscattering dos grãos MT67_23 (à esquerda) e MT_67_31 (à direita).	74
Figura 3.45- Diagrama de concordância de datação U-Pb em zircão da amostra FR-176A, mostrando intercepta a $511 \pm 3\text{Ma}$	74
Figura 3.46 - Diagramas de classificação geotectônica para as três suítes estudadas. A) Diagrama QAP Streckeisen (1976) com a variação composicional dos sete grupos de Maniar e Piccoli (1989) e linhas de tendências das séries de granitoides de Lameyre e Bowden (1982).	76
Figura 3.47 - Diagrama A/CNK-A/NK de Shand (1943) com os sete campos de granitos de Maniar & Piccoli (1989).	77
Figura 3.48 - Diagrama R1-R2 segundo Batchelor & Bowden (1985) com ambientes geotectônicos e tendências evolutivas das séries graníticas.....	77
Figura 3.49 - Diagrama binário de Rb x (Y+Nb) modificado de Pearce (1996), com os campos dos granitos: GAV- de Arco Vulcânico; GCC - de áreas de colisão; GMO - de cadeias meso-oceânicas, GIP- de domínio intra-placa e GPO - pós colisionais.	78
Figura 3.50 - Aranhogramas para os elementos LILE+HFSE normalizado pelo ORG de Pearce et al. (1984) comparando os padrões das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto com diferentes regiões do mundo. A) Comparação entre a tendência da Suíte Travessia e Ambientes de Arco Vulcânicos (GAV). B) Comparação entre a tendência da Suíte Bonfim e diferentes granitos colisionais (GCC). D) Comparação entre a tendência da Suíte Novo Planalto com os granitos tardi orogênicos (GPO).	79
Figura 3.51 - Diagramas de classificação tectônica com base na química de biotita. A) Diagrama binário de Mg X Al(total) de Nachit (1985). B) Diagrama Al ₂ O ₃ -MgO e C) Diagrama ternário de MgO-Fetot-Al ₂ O ₃ ambos de Abdel-Rahman (1994).....	81
Figura 3.52 - Curvas de tendência dos ETR da Suíte Travessia normalizados pelo condrito de Boynton, (1984).	82
Figura 3.53 - Modelo esquemático para zoneamento magmático espacial e temporal das séries magmáticas para basaltos de arcos de ilha (Modificado de Wilson (2007).	84

Figura 3.54 - Curvas de tendência dos ETR (A) normalizados pelo condrito de Boynton, (1984) e curva de tendência dos LILE+HFSE (B) normalizados pelo ORG de Pearce et al., (1984) da Suíte Bonfim.....	85
Figura 3.55 - Diagrama binário de Zr/Hf por Nb/Ta com a linha de tendência evolutiva das rochas da Suíte Bonfim.	86
Figura 3.56 – Desenho geológico esquemático com o processo de gênese do Granito Esmeril.	87
Figura 3.57 - Campos com a tendência dos ETR para os granitos da Suíte Novo Planalto normalizados pelo condrito de Boynton (1984).	89

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1 - Materiais utilizados no presente trabalho.....	6
Tabela 2.1. Subdivisões e principais características das rochas do Grupo Baixo Araguaia (Compilado de Souza e Moreton (1995)).	18
Tabela 3.1 - Teor médio da biotita da fácies granodiorito leucocrático da Suíte Travessia.	31
Tabela 3.2 – Resultados analíticos e teor médio da muscovita do granodiorito Porteiras.....	32
Tabela 3.3 - Composição química (% em peso) e normativa CIPW das amostras da fácies tonalítica a granodiorítica mesocrática, Suíte Travessia.	34
Tabela 3.4 - Teores (ppm) dos elementos traços das amostras das amostras da fácies tonalítica a granodiorítica mesocrática, Suíte Travessia.	35
Tabela 3.5 - Composição química (% em peso) e normativa (Mesonorma Granitos) das amostras da fácies granodiorítica leucocrática, Suíte Travessia.	36
Tabela 3.6 - Teores (ppm) dos elementos traços das amostras das amostras da fácies granodiorítica à monzogranítica leucocrática, Suíte Travessia.	37
Tabela 3.7 – Tabela de resultados analíticos U-Pb dos zircões da amostra HP-190, Suíte Travessia.	40
Tabela 3.8 - Teor médio ponderado das biotitas por amostra do Granito Esmeril.....	51
Tabela 3.9 - Composição química (% em peso) e normativa (Mesonorma Granitos) das amostras da Suíte Bonfim.	52
Tabela 3.10 - Teores (ppm) dos elementos traços das amostras da Suíte Bonfim.	55
Tabela 3.11 – Tabela de resultados analíticos U-Pb dos zircões da amostra HP-172, Suíte Bonfim.	57
Tabela 3.12 - Características dos corpos da Suíte Novo Planalto.....	58
Tabela 3.13 - Fórmulas estruturais médias para a biotita dos diferentes corpos da Suíte Novo Planalto.	68
Tabela 3.14 - Teor médio das biotitas da Suíte Novo Planalto. (sempre que fizer média, recalcule a fórmula da média).....	69
Tabela 3.15 - Composição química (% em peso) e normativa (Mesonorma Granitos) da Suíte Novo Planalto.	70
Tabela 3.16 - Teores (ppm) dos elementos traços das amostras da Suíte Novo Planalto.	72
Tabela 3.17 – Tabela de resultados analíticos U-Pb dos zircões da amostra HP-176A, Suíte Novo Planalto. ..	75

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

No Neoproterozóico, após a fragmentação do Supercontinente Rodínia, uma série de esforços predominantemente compressivos culminou com a formação do Gondwana no início do Cambriano. Registros dos eventos tectônicos relacionados à formação deste supercontinente estão expostos no mundo inteiro, inclusive na Plataforma Sul Americana (ver Brito Neves *et al.*, 1999 e Fuck *et al.*, 2008,). Na região noroeste do Estado de Goiás e sul de Tocantins, estão expostas séries de rochas de crosta juvenil neoproterozoica que constituem o Arco Magmático de Mara Rosa e são correlacionáveis a este evento tectônico. Estas rochas foram geradas durante ciclo Brasiliano e representam parte da história evolutiva que deu origem ao Gondwana Ocidental (Figura 1.1). Dentre os constituintes litológicos cartografados nesta região destacam-se: sequências metavulcanossedimentares, ortognaisses, corpos ígneos tardi a pós-tectônicos e porções do embasamento (Pimentel *et al.*, 2000).

O presente trabalho apresenta a geologia, litoquímica, química mineral, geocronologia e classificação geotectônica de rochas das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto, localizadas na área das folhas Mata Azul (SD-22-X-D-11) e Novo Planalto (SD-22-XC-III). Estas unidades representam diferentes estágios da evolução geotectônica do Arco Magmático de Mara Rosa, durante a Orogenia Brasiliana.

Estas áreas foram estudadas recentemente pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil no Projeto NW de Goiás, realizado pelo Programa de Levantamentos Geológicos Básicos em escala 1:100.000. Os dados provenientes deste estudo constituem a maior parte do acervo utilizado nesta Dissertação de Mestrado.

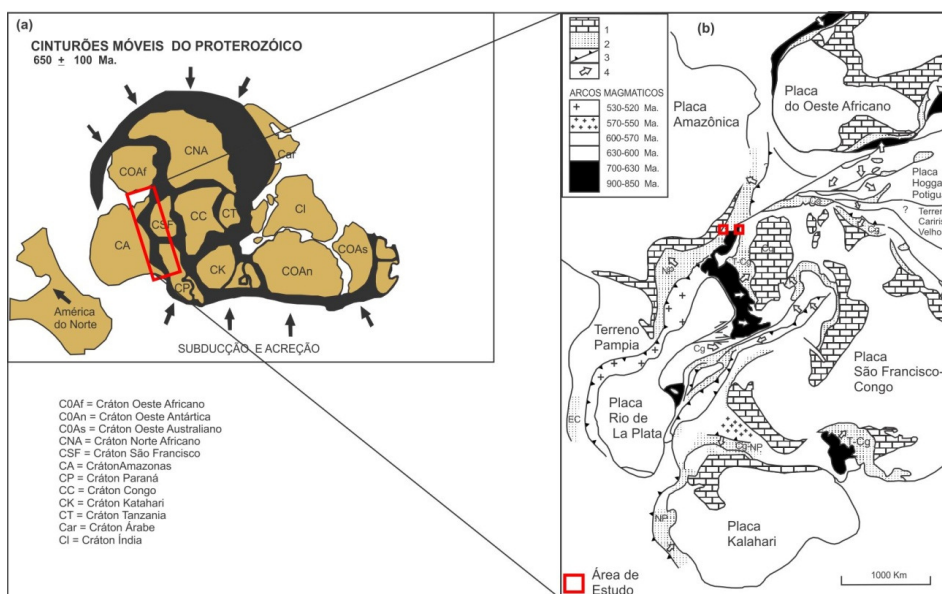


Figura 1.1 - Contexto geotectônico da área de estudo durante a aglutinação do Gondwana. A) Crátons e faixas móveis do Supercontinente Gondwana (Modificado de Wit e Ransone, 1992). B) Detalhe do Gondwana oeste, suas placas continentais e arcos magmáticos. 1 – Coberturas plataformais; 2 - Margem continental passiva e sequências metavulcanossedimentares; 3 – Zonas de subducção com o sentido do mergulho e 4 – Vergência estrutural (Modificado de Brito Neves *et al.*, 1999).

1.1 Apresentação

Os estudos geológicos da região do Arco Magmático de Mara Rosa estão relacionados principalmente às diversas ocorrências de ouro que são conhecidas desde os tempos coloniais. Desde então, vários trabalhos de pesquisa foram realizados, e a partir deles, descobriram-se entre outros os depósitos de Au-Ag-Ba Zacarias, Au-Cu Chapada e esmeralda de Campos Verdes (Oliveira *et al.*, 2006).

Apesar das descobertas, as extensas coberturas regolíticas dificultam os trabalhos científicos e prospectivos direcionados ao substrato rochoso são, limitando assim, o conhecimento geológico da região.

Contudo, este problema foi minimizado com a realização do Levantamento Aerogeofísico do Estado do Goiás – Arco Magmático de Mara Rosa, pela CPRM em 2004 (Figura 1.2). Este trabalho reavivou o interesse pelo Arco Magmáticos de Mara Rosa, pois facilitou a cartografia dos diferentes litotipos, bem como nas interpretações estruturais, contribuindo para solucionar problemas, mas também gerando novas dúvidas e assim, fomentando de forma significativa os trabalhos de pesquisa geológica.

Desde então a Universidade de Brasília - UnB, a Companhia de Pesquisa e Recurso Minerais - CPRM, bem como empresas da iniciativa privada (Vale, Anglo Gold, Yamana, entre outras), vêm realizando inúmeros trabalhos de pesquisa geológica na região. Dentre os trabalhos destacam-se o Programa Geologia do Brasil realizado pela CPRM, que realizou levantamentos geológicos sistemáticos em escala 1:100.000. No estado do Goiás foram mapeadas as folhas Mata Azul (SD-22-X-D-11), Novo Planalto (SD-22-XC-III) e Bonópolis (SD-22-X-C-VI) totalizando 9.000 Km² de superfície cartografada (Figura 1.2).

A Universidade de Brasília também faz parte deste programa por meio do PRONAGEO (Programa Nacional de Retomado de Levantamento Geológico Básico no Brasil do Ministério de Minas e Energias) através da parceria UnB/CPRM/FINATEC, onde, próximo à área de estudo foram publicados os mapas geológicos nas folhas Porangatu (SD 22 X- D-I) (Dantas *et al.*, 2006), Santa Terezinha de Goiás (SD 22 Z-A-III) (Fuck *et al.*, 2006) e Campinorte (SD 22 Z- B-I) (Oliveira *et al.*, 2006) enquanto os mapas das folhas Jaú e Mutunópolis estão em andamento (Figura 1.2). Além desses, diversos trabalhos finais de graduação, de mestrado e teses de doutorado, bem como trabalhos científicos publicados em revistas renomadas foram realizados pela UnB nestas áreas.

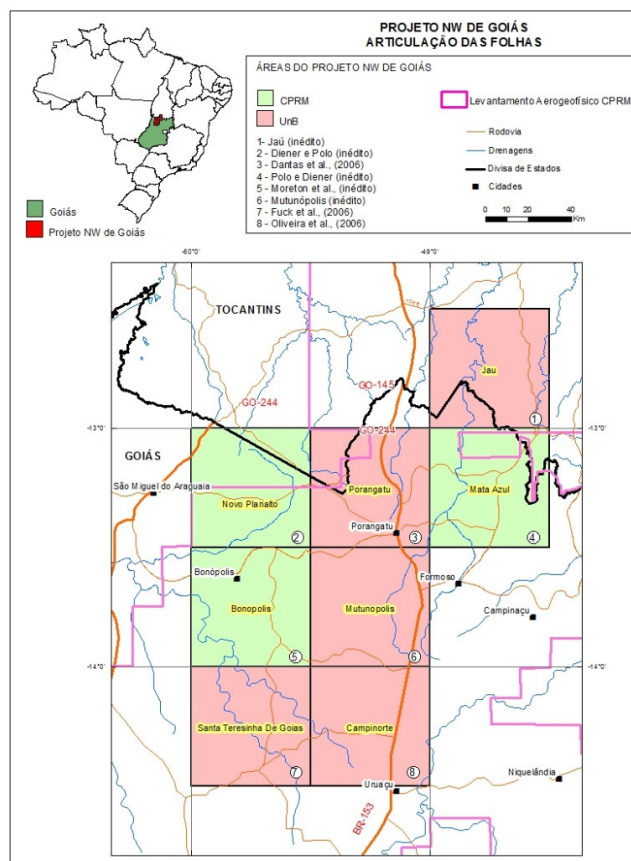


Figura 1.2 - Articulação das Folhas do Projeto NW de Goiás realizado pela CPRM e UnB e contorno do levantamento de geofísica aérea realizado pela CPRM para a região.

1.2 Objetivos

Este projeto de mestrado tem como principal objetivo a caracterização geológica de corpos granitoides das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto por meio do estudo das suas relações de campo, petrografia, litoquímica, química mineral e geocronologia, para, a partir destas informações, entender a relação destas unidades com os processos tectônicos responsáveis pelo desenvolvimento (ou pela evolução) do Arco Magmático de Mara Rosa.

1.3 Localização

As rochas estudadas estão localizadas na área de abrangência das folhas cartográficas Mata Azul (SD-22-X-D-11) e Novo Planalto (SD-22-XC-III) ambas localizadas na porção noroeste do Estado do Goiás e sudoeste do Estado do Tocantins.

A Folha Mata Azul está limitada entre os paralelos 13° S e $13^{\circ} 30'$ S e meridianos 49° W e $48^{\circ} 30'$ W, e abrange parte dos municípios de Formoso, Minaçu, Montividiu do Norte, Porangatu, Santa Tereza de Goiás e Trombas no Estado do Goiás e Jaú do Tocantins e Palmeirópolis no Estado do Tocantins (Figura 1.1).

A Folha Novo Planalto está localizada na porção noroeste do Estado do Goiás e sudoeste de Tocantins, é limitada entre os paralelos 13° S e $13^{\circ} 30'$ S e meridianos 50° W e $49^{\circ} 30'$ W. Compreende a

microrregião de Porangatu e abrange parte dos municípios de São Miguel do Araguaia, Novo Planalto, Araguaçu, Porangatu e Bonópolis no Estado de Goiás e Rio Formoso no Estado de Tocantins (Figura 1.1).

A partir de Goiânia - GO, chega-se a área de estudo utilizando a BR-153 (Belém - Brasília) passando por Anápolis e na direção de Belém - PA. O percurso total é de 407 Km até Porangatu. Ao chegar a Porangatu a área da Folha Mata Azul pode ser acessada tanto pela GO-145 quanto pela GO-244 seguindo a esquerda pela GO – 142 enquanto para a Folha Novo Planalto segue-se a GO - 244 por 45 Km em direção à cidade de São Miguel do Araguaia (Figura 1.3).

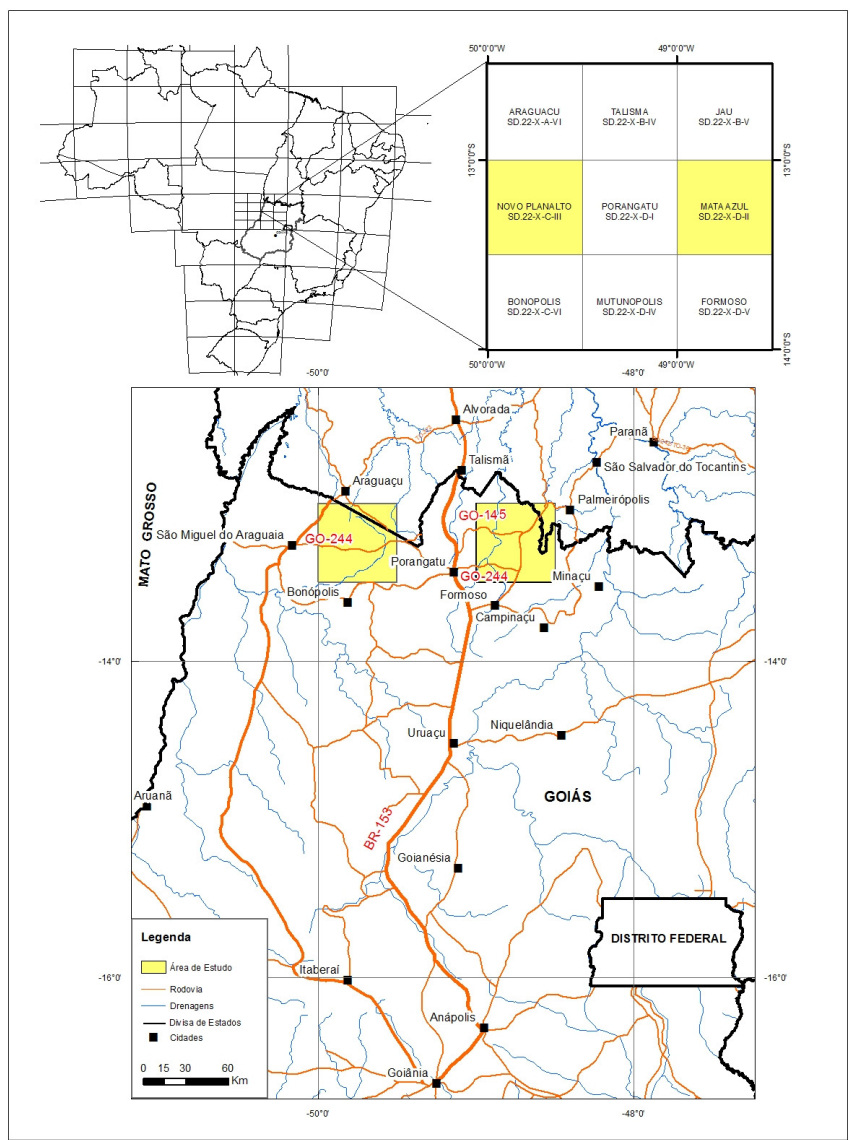


Figura 1.3 - Localização da área de estudo.

1.4 Materiais e Métodos

As amostras utilizadas no trabalho constituem parte do acervo coletado no Projeto NW de Goiás, folhas Mata Azul e Novo Planalto realizados pela CPRM-GO. Este acervo é composto por fragmentos de rocha coletados *in situ*, fotografias, descrições de campo, lâminas delgadas, laudos de análises químicas de rocha, laudos de datação geocronológica e mapas geológicos. Utilizando as amostras de rocha foram confeccionadas também novas lâminas delgadas para a realização de análises de química mineral e análises isotópicas U-Pb realizadas pelo Instituto de Geociências da UnB (Tabela 1.1). Para obtenção destes materiais, foram utilizados os seguintes métodos:

Descrições de Campo, Fotografias e Mapa geológico: – Foi realizado caminhamento de campo em escala em escala 1:100.000. Os pontos foram descritos em caderneta e fotografados, quando possível foram coletadas amostras de rocha acondicionadas em sacos de plástico e pano. As informações coletadas (descrição de campo, coordenadas, estruturação etc.), e os produtos do SIG (geofísica, imagens de satélite, fotos aéreas, etc.), análises litoquímicas, geocronológicas e petrográficas foram utilizados para a confecção do mapa geológico.

Coleta de amostras de rocha – Buscou-se sempre a coleta de amostras frescas e orientadas quando possível. Estas foram embaladas e destinadas a diferentes fins: Análises química, lâminas petrográficas, análises geocronológicas, análises de química mineral e acervo do projeto.

Lâminas petrográficas – As lâminas petrográficas delgadas foram confeccionadas nos laboratórios de preparação de lâminas da CPRM Goiânia e do Instituto de Geociências da Unb. A partir destas lâminas foram realizadas descrições petrográficas e a documentação fotográfica realizada em microscópio óptico de luz polarizada no laboratório de petrografia da CPRM Goiânia.

Análises químicas de rocha total – As análises químicas foram realizadas pelo laboratório SGS/GEOSOL. A preparação das amostras de rochas consistiu na secagem, britagem a 2 mm, homogeneização, quarteamento e pulverização de 250-300g em moinho de aço a 95% e 150 mesh.

Os elementos maiores foram determinados a partir da abertura da amostra por fusão com metaborato de Lítio e análise por ICP-AES. Os óxidos analisados foram SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e perda ao fogo com fechamento analítico indicativo variando entre 95-105%. Para os elementos traços foi utilizada a digestão por Água Régia e determinação por ICP-AES e ICP-MS. Para os ETR foi realizada a abertura da amostra por fusão com metaborato de Lítio e análise por ICP-MS.

Microssonda eletrônica – Para a obtenção de dados de química mineral, as amostras selecionadas a partir de análise petrográfica foram metalizadas com carbono e em seguida foram levadas a microssonda eletrônica, buscando-se a realização de pelo menos duas análises pontuais em cada mineral, uma na borda e outra no núcleo. A análise foi realizada no Instituto de Geociências da UnB com o equipamento JEOL JXA-8230, que dispõe de cinco espectrômetros de dispersão por comprimento de onda (WDS), operando a 15KV e 25 nA.

Análises geocronológicas U-Pb – Parte das análises U-Pb em zircão foram realizadas no LAM-MC-ICP-MS nas dependências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As amostras foram analisadas no instrumento Neptune da Finnigan, com sistema de ablação acoplado (Nd-YAG laser - k=213 nm) da New Wave Research. As imagens de *backscattering* foram obtidas no equipamento de

microscopia eletrônica JEOL JSM 5800, na mesma universidade. Os dados foram executados e reduzidos pela Profa. Juliana Charão Marques, pelas Geólogas Maria Luiza C.C. Rosa e Joseneusa Brilhante Rodrigues. Uma amostra foi analisada pelo Laboratório de Geocronologia da UnB também no LAM-MC-ICP-MS em equipamento e procedimentos semelhantes.

Análise Sm-Nd – As análises isotópicas de Sm-Nd foram realizadas nas dependências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul seguindo o método descrito por Gioia & Pimentel (2000). Neste procedimento cerca de 50 mg de amostra pulverizada é misturada a uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd . A amostra é dissolvida em cápsulas Savillex® por meio de sucessivos ataques ácidos em HF, HNO_3 e HCl. Os conteúdos de Sm e Nd são extraídos através de colunas de trocas catiônicas, confeccionadas em Teflon e preenchidas com resina LN-Spec. Os sais de Sm e Nd são depositados em filamentos de rênio com ácido nítrico e evaporados. As leituras das razões foram realizadas no espectrômetro de massas multicoletor do tipo TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*) modelo Triton da Finnigan em modo estático. As incertezas para as razões de Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são inferiores a $\pm 0.5\%$ (2σ) e $\pm 0.005\%$ (2σ), respectivamente, baseados em repetidas análises nos padrões internacionais BHVO-1 e JNDi. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada em função da razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. Os valores de T_{DM} foram calculados usando o modelo de De Paolo (1981).

Tabela 1.1 - Materiais utilizados no presente trabalho.

ÁREA/FO LHA	UNIDADE	CORPO/FÁCIES	PONTOS	LÂMINAS	ANÁLISE			
					LITOQUÍMICA	QUÍMICA MINERAL	GEOCRONOLOGIA	
							U-Pb	Sm-Nd
MATA AZUL	SUÍTE TRAVESSIA	TONALITO/ GRANODIORITO	15	15	12	0		1
		PORTEIRAS	2	2	2	8	1	
		BARREIRÃO	2	2	2	4		
	SUÍTE BONFIM	ESMERIL	8	10	7	21	1	
		VISTA	4	1	1	0		
NOVO PLANALTO	SUÍTE NOVO PLANALTO	INFUSÃO	6	6	4	6	1	1
		GUTUPÁ	6	4	4	6		
		DOIS IRMÃOS	6	6	4	11		
		POUSO	4	2	2	4		
TOTAL			53	48	38	60	3	2

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo compreende a região de abrangência dos cortes cartográficos das folhas Mata Azul e Novo Planalto do IBGE. Os corpos granitoides estudados estão localizados no extremo noroeste do Estado de Goiás no contexto geológico do Arco Magmático de Mara Rosa, uma unidade pertencente a Faixa Brasília. A Faixa Brasília, bem como as faixas Araguaia e Paraguai, são cinturões dobrados que representam três seguimentos da Província Tocantins (Almeida et. al., 1977). A Província Tocantins é o resultado da convergência e colisão dos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema, originada pela orogênese Brasileira/Pan Africana (Figura 2.1). A evolução deste orógeno culminou na formação do supercontinente Gondwana no final do Neoproterozóico (Valeriano et. al., 2004).

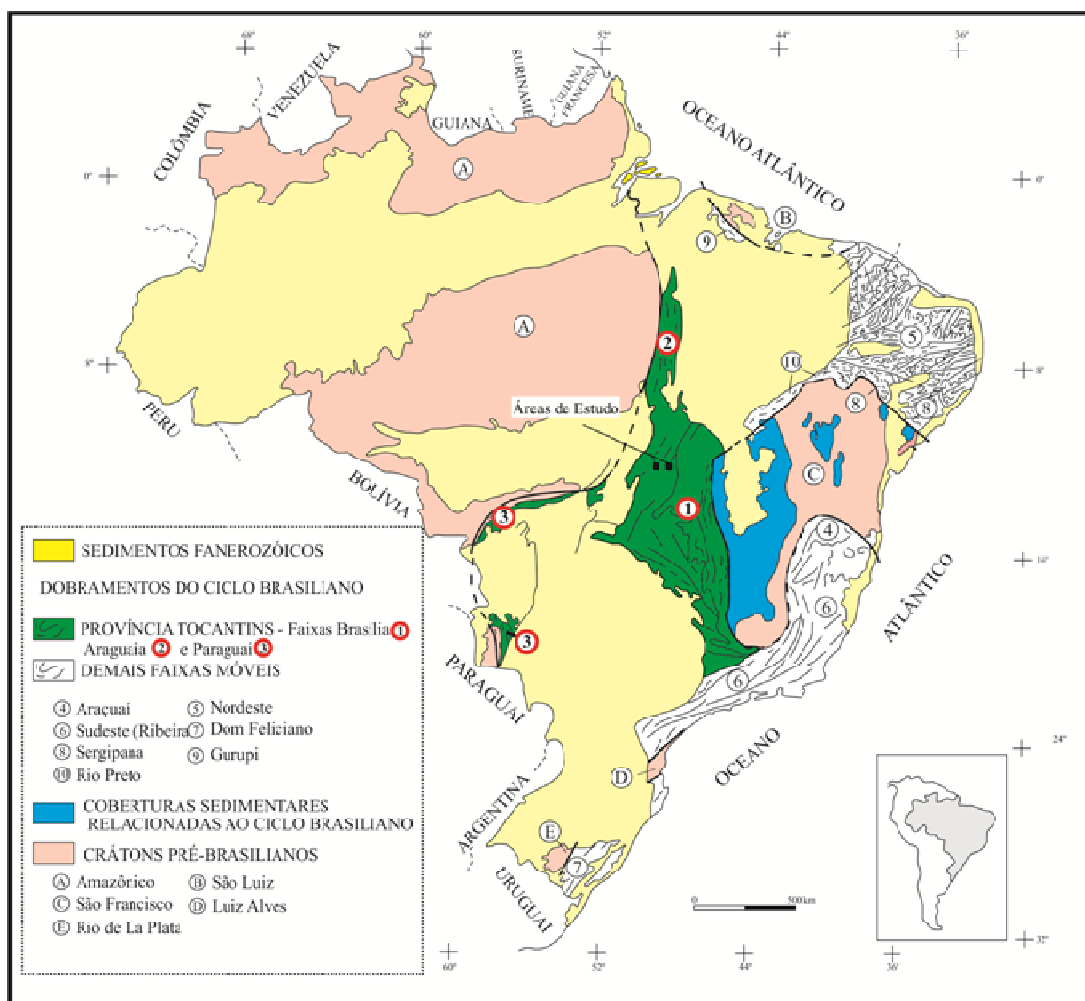


Figura 2.1 - Faixas móveis do Ciclo Brasileiro e sua relação com os crátons (Modificado de Dardenne, 2000).

A resposta a este sistema colisional foi a formação de três faixas orogênicas de evolução diacrônica, que constituem o arcabouço da Província Tocantins: faixas Araguaia e Paraguai, localizadas, respectivamente, na borda leste e sudeste do Crátón Amazônico, e a Faixa Brasília, que bordeja a margem oeste e sul do Crátón São Francisco e é constituída por terrenos de idades distintas (Fuck et al., 2005) (Figura 2.2). Nesta província, destaca-se o Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus et al., 1975), que é

uma descontinuidade continental, de direção NE-SW, com mais de 3.000 km de extensão, representando uma mega-sutura envolvida na formação do supercontinente Gondwana (Cordani *et al.*, 2000).

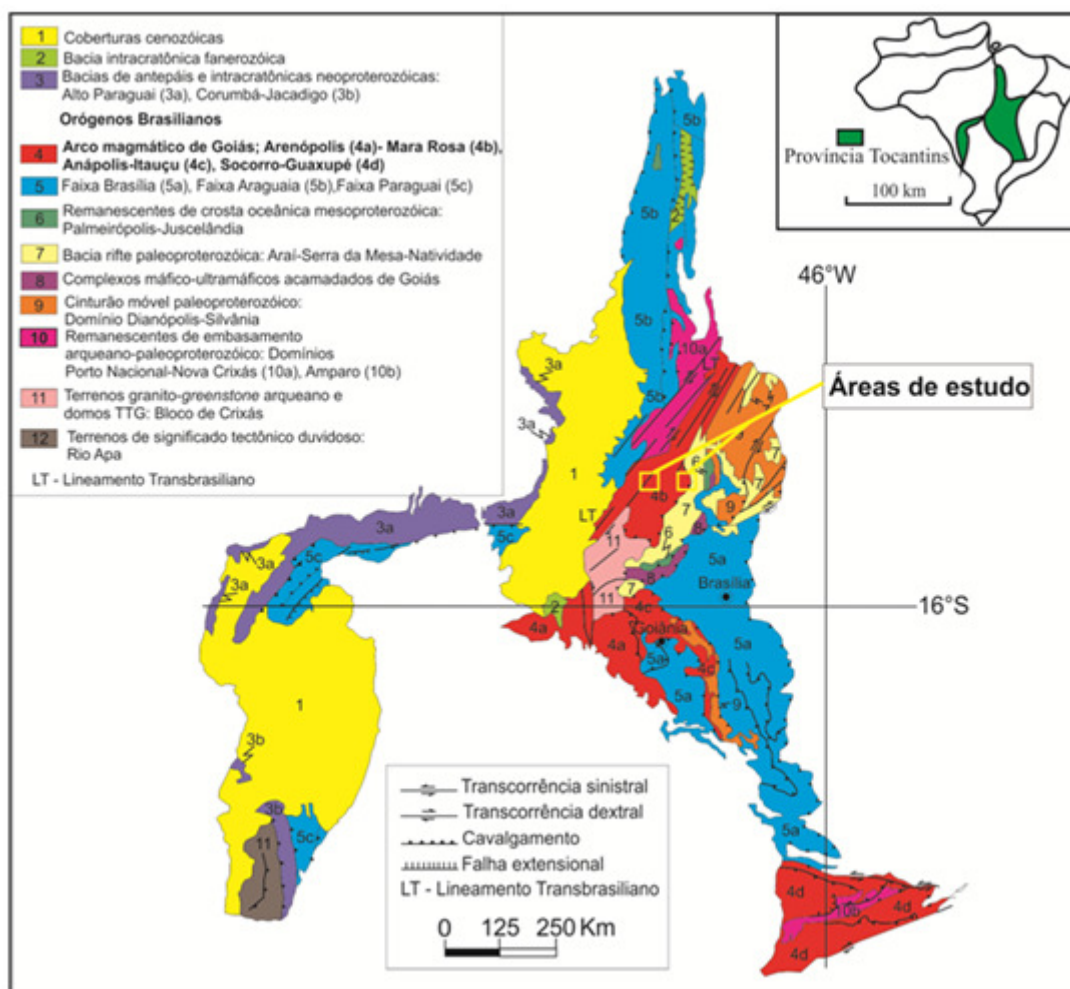


Figura 2.2 - Compartimentação geotectônica da Província Tocantins e localização da área de estudo (Modificado de Delgado *et al.*, 2003.)

A Faixa Brasília ocupa a porção centro-leste da Província Tocantins e tem cerca de 1.100 km de extensão norte-sul. Limita-se a norte com a Faixa Araguaia, a sul-sudoeste é balizada pela Bacia do Paraná e a sul-sudeste pela Faixa Ribeira (Fuck *et al.*, 2005). A Faixa Brasília é representada por um extenso sistema de dobramentos e *nappes* que apresentam vergência geral voltada para leste e são projetadas sobre a porção oeste do cráton São Francisco (Fuck, 1994) (Figura 2.3). Esta faixa é segmentada em Faixa Brasília Setentrional de orientação NE e Faixa Brasília Meridional de orientação NW que se encontram nas proximidades do paralelo Brasília na denominada Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 2000).

Para Lacerda Filho e Frasca (2008), a compartimentação da Faixa Brasília no estado do Goiás compreende: Terrenos *Granito-Greenstone* (Maciço de Goiás); Cinturões Paleoproterozoicos (Terrenos Almas-Natividade); Bacias Intracontinentais – Rift Intracontinental Paleo-Mesoproterozoico (Grupo Arai); Sequências Pós-Rift (Grupo Serra da Mesa) e Bacia Oceânica Mesoproterozoica (Sequências metavulcanosedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia); Arco Mágmatco de Goiás (arcos de Mara Rosa e Arenópolis); Bacia Marginal de Arco (Grupo Araxá); Intrusões Máfico-Ultramáfico Acamadadas (complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava); Raiz de Arco Mágmatco (Complexo

granulítico Anápolis Itauçu); Bacia de Margem Passiva (grupos Paranoá, Canastra e Vazante) e Bacia de Antepaís (Grupo Bambuí) (Figura 2.3).

A Faixa Araguaia representa a porção noroeste da Província Estrutural Tocantins, apresenta direção geral N-S, com cerca de 1.000 Km de comprimento por 150 Km de largura, e se estende desde o extremo norte do estado do Tocantins até a região de São Miguel do Araguaia em Goiás. A leste, a faixa é capeada pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e a oeste cavalga o Cráton Amazônico (Delgado *et al.*, 2003).

A Faixa Araguaia é constituída principalmente por rochas metassedimentares pelítico-psamíticas, localmente carbonatadas denominadas Grupo Baixo Araguaia. Subordinadamente, ocorrem corpos alóctones de crosta oceânica Proterozoica, constituídos por rochas máfico-ultramáficas da Serra do Tapa e Quatipuru com idade de cristalização de 756 ± 49 Ma (Souza e Moreton 1995; Paixão, 2009), além de diversos corpos intrusivos (Santa Luzia, Ramal do Lontra) e plútons alcalinos das suítes Monte Santo e Serra da Estrela (Delgado *et al.*, 2003). Na porção norte, afloram rochas do embasamento representadas pelos domos gnáissicos Colméia, com idade Pb-Pb de 2,5 Ga (Moura e Gaudette, 1999), Lontra e Xambioá.

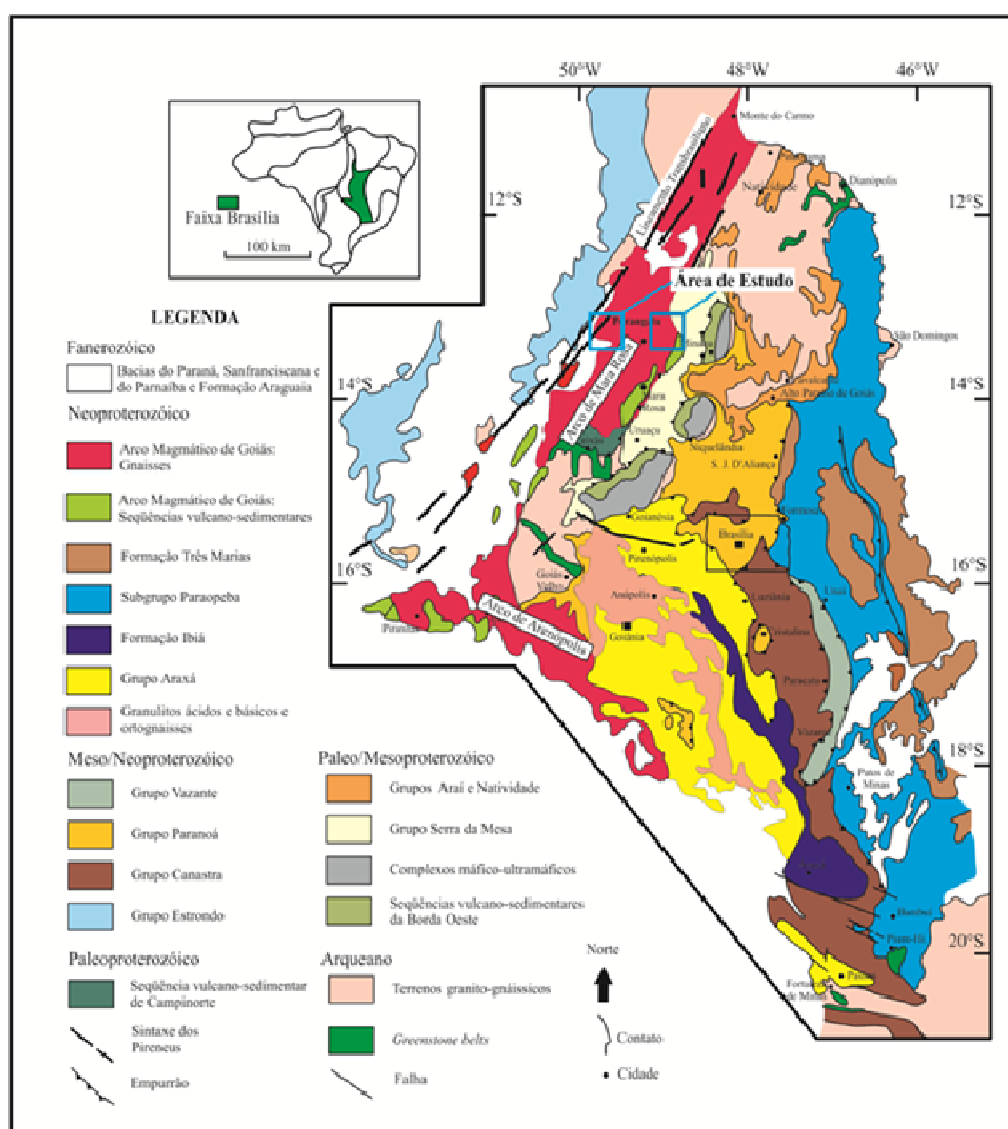


Figura 2.3 - Compartimentação geotectônica da Faixa Brasília (Modificado de Valeriano et al., 2004).

2.1 – Contexto Geológico da Área de Estudo

Os corpos granitoides estudados estão localizados nas proximidades das cidades de Montividiu do Norte e Novo Planalto, na região que compreende o Arco magmático de Mara Rosa. Nesta região, a leste da Falha Rio dos Bois, afloram rochas do embasamento da Faixa Brasília: o Grupo Serra da Mesa, os granitos Serra Dourada, Serra do Encosto e o Complexo Alcalino de Peixe. Na porção central da área afloram rochas neoproterozoicas e cambrianas do Arco Mágmatco de Mara Rosa e uma unidade arqueana denominada de Complexo Serra Azul de Goiás. Na porção oeste ocorrem rochas da Formação Xambioá, pertencente a Faixa Araguaia. O lineamento transbrasiliano é uma megaestrutura que afeta praticamente todas as rochas pré à sin tectônicas deste contexto geotectônico.

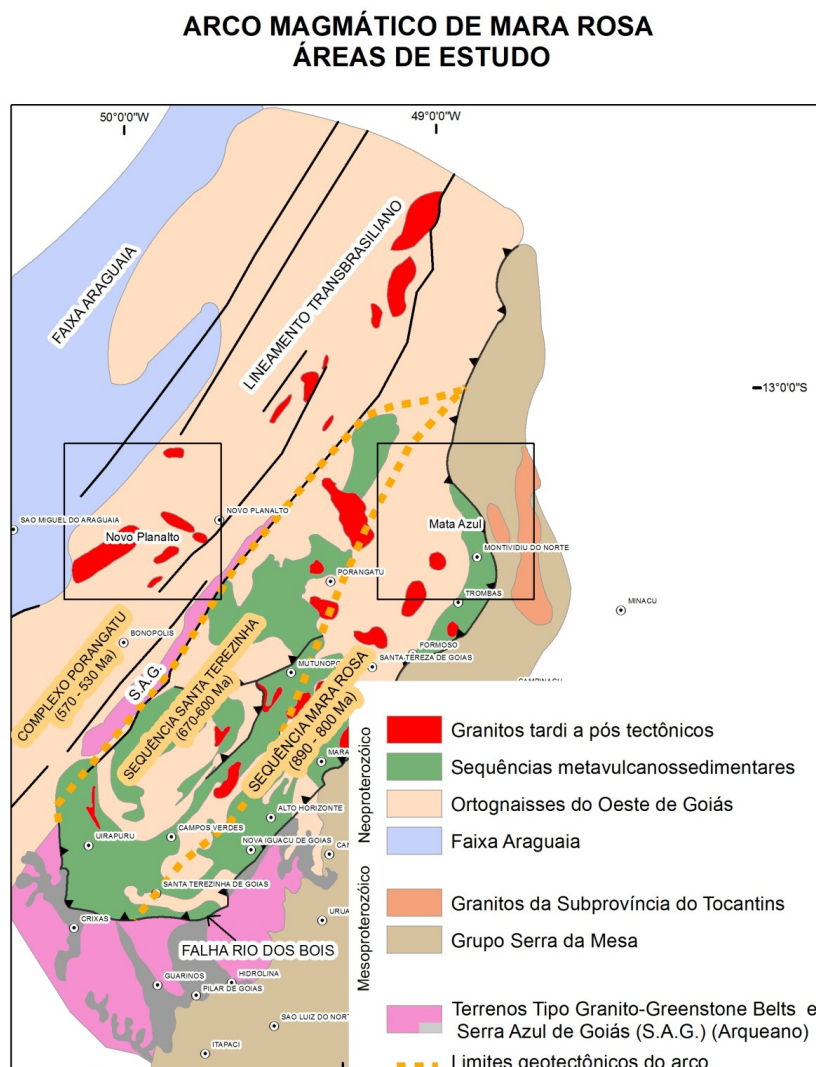


Figura 2.4 - Contexto geológico da área de estudo (Modificado de Pimentel et al., 1997).

2.1.1 – Complexo Serra Azul de Goiás

A obtenção de isócronas Sm-Nd de 3058 ± 120 M.a, com ϵ_{Nd} inicial de +2,1 por Pimentel *et al.* (2000) em ortognaisses que ocorrem na região da Serra Azul serviu de suporte para a definição do Complexo Serra Azul de Goiás. Esta unidade é representada por rochas gnaissificadas de composição granítica a tonalítica, orientadas NE-SW paralelo ao lineamento Transbrasiliano que ocorre na serra homônima. Para Dantas *et al.* (2006), as rochas deste complexo são interpretadas como uma lasca tectônica arqueana imbricada nas rochas mais jovens durante a tectônica transcorrente instalada na região no fim do ciclo Brasileiro. Os autores sugerem ainda, com base em outro grupo de idades-modelo T_{DM} em torno de 2,4 Ga, que materiais Paleoproterozoicos, ou reciclagens desses, estão intrudidos ou amalgamados no complexo.

2.1.2 – Grupo Serra da Mesa

Marini *et al.* (1977) propuseram a denominação de Grupo Serra da Mesa para rochas metassedimentares localizadas entre a Serra Dourada e a Serra da Mesa. Posteriormente Marini *et al.* (1984b) propõem uma divisão estratigráfica para o Grupo Serra da Mesa posicionando na base quartzitos grossos e conglomeráticos (± 80 m), que passam a quartzitos finos, intercalados com muscovita xistos, seguidos de camadas de calcixistos com lentes de mármore, culminando com xistos no topo. A presença de biotita, granada, estauroлита nestes xistos sugerem um metamorfismo de fácies anfibolito para este grupo (Polo e Diener (em preparação)).

Lacerda Filho *et al.* (1999) sugere a fusão do Grupo Serra da Mesa com o Grupo Serra Dourada devido principalmente à semelhança litológica, ambiental e continuidade física a norte e sul da Megaflexura dos Pirineus. No trabalho, são discriminadas as unidades A, quartzítica, onde predominam quartzitos e a B, metapsamo-pelítica que compreende quartzo xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, magnetita-clorita-muscovita xistos e granada-clorita-muscovita xistos com intercalações de quartzito e lentes de calcixistos e mármore encaixados em níveis de micaxistos granadíferos.

Marques (2009) considera que este grupo se desenvolveu no estágio *pós rift* do Grupo Araí, sendo representado por uma sequência marinha depositada em uma plataforma marinha silico-carbonatada metamorfizadas em fácies anfibolito e com dobramento apertado assimétrico. Idades de proveniência Sm-Nd indicam fontes Paleoproterozoicas variando entre 1,85 e 2,4 Ga e idades U-Pb de zircões detríticos tanto do Grupo Araí como do Serra da Mesa forneceram principalmente idades variando entre 1,55 a 2,4 Ga.

A relação desta unidade com os Granitos da Sub Província Tocantins ainda é controversa e será tratada no próximo item.

2.1.3 – Província Estanífera de Goiás – Suíte de Granitos da Sub Província do Rio Tocantins (Granitos Serra Dourada e Serra do Encosto)

A Província Estanífera de Goiás (PEG), definida por Marini & Botelho (1986), abrange uma série de granitos anorogênicos em sua maioria mineralizados em cassiterita. Esta província é compartimentada em quatro sub-provínias Rio Tocantins, Rio Paranã, Pirenópolis-Goianésia e Ipameri que apresentam idades e características distintas. As sub-provínias Rio Tocantins e Rio Paranã apresentam dois grupos de granitos com idades e assinaturas geoquímicas distintas. Para Pimentel e Botelho (2001) o grupo g1, mais antigo, com idades U-Pb em zircão de 1,77 Ga são ricos em potássio e de natureza metaluminosa contendo alto Nb,

Zr, Th, Y e ETR e o grupo g2 são mais jovens com idade U-Pb em zircão em torno de 1,6 Ga (Pimentel *et al.*, 1991), apresentam características peraluminosas com baixa razão K/Na e alto conteúdo de Li, Rb, Sn e Ta e são mais evoluídos. Na Sub-província do Rio Paranã ocorrem os granitos dos grupos g1 e g2 enquanto na do Rio Tocantins ocorrem apenas os granitos g2 (Botelho e Moura 1998). Os granitos Serra Dourada e Encosto que ocorrem na região de estudo pertencem a Sub-província Rio Tocantins.

A Suíte de Granitos da Subprovíncia Tocantins é constituída por corpos graníticos ovalados circunscritos por rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa (granitos Serra Dourada, Serra do Encosto, Serra da Mesa) e do Grupo Araí (Serra Branca, Bom Sucesso de Baixo, Chapada de São Roque, Florêncio, Pirapitinga, Serra da Cangalha e Raizaminha (Marini e Botelho 1986). Ainda segundo estes autores os litotipos característicos destes corpos são biotita granitos com mais ou menos muscovita, ricos em flúor, que exibem estrutura gnáissica acentuada e contêm mineralizações em albitos, greisens e pegmatitos. Datações de Pimentel *et al.*, (1991) indicam idades variando entre 1,658 e 1,574 Ga.

O Granito Serra Dourada é um dos maiores domos da Província Estanífera de Goiás, nele predomina biotita granito róseo a cinza, inequigranular médio a fino, às vezes porfirítico. O Granito Serra do Encosto (Marini *et al.* 1976 e Bilal *et al.* 1997) é constituído essencialmente de hornblenda-biotita granito róseo, porfirítico. As bordas do corpo possuem granulação mais fina e textura de milonito-gnaisse.

Os dados litoquímicos apresentados por Polo e Diener (inédito) mostram que estes corpos apresentam enriquecimento em álcalis, teores de sílica variando entre 68 a 78%, caráter peraluminoso, baixa razão K/Na e alto conteúdo de Sn, Ta, Nb e a datação U-Pb em zircão do Granito Serra Dourada obteve idade de cristalização de 1.542 ± 1 Ma. Estes dados confirmam o enquadramento destes corpos no grupo g2 da Sub-província do Rio Tocantins.

Os principais trabalhos abrangendo as rochas desta subprovíncia divergem sobre a relação de contato com o Grupo Serra da Mesa. Macambira, (1983); Macambira e Villas, (1985); Dardenne *et al.*, (2003); Rossi *et al.*, (1992); Rocha, (2003) consideram estes corpos intrusivos no Grupo Serra da Mesa enquanto Marini *et al.* (1984) consideram que estas rochas não são intrusivas. Polo e Diener (inédito) destacam a presença de auréolas de quartzitos e xistos que circundam os granitos Serra Dourada e Serra do Encosto, que podem ser evidências da intrusão destes corpos nas rochas do Grupo Serra da Mesa.

2.1.4 - Suíte Alcalina de Peixe

A Suíte Alcalina de Peixe (Barbosa *et al.* 1969) é caracterizada por um conjunto de rochas alcalinas saturadas e insaturadas que ocorrem no extremo sul do Estado do Tocantins.

De acordo com Kitajima (2002), esta unidade é composta essencialmente por biotita-nefelina sienitos deformados e indeformados e de forma mais restrita, taramita-nefelina sienito. Nas bordas do corpo destacam-se diopsídio-biotita granito e anfibólio sienito. Ferroedenita-feldspato alcalino granito, biotita-feldspato alcalino sienito, ferroedenita-feldspato alcalino sienito, hendenbergita-feldspato alcalino sienito, ferropargasita-feldspato alcalino sienito ocorrem na parte SSE do complexo. São comuns também pegmatitos e xenólitos do Grupo Serra da Mesa, além de mineralizações de zircão, allanita, monazita e coríndon. Datações U-Pb em zircão mostram idade de 1.503 ± 5 Ma para o complexo. O caráter intrusivo desta unidade no Grupo Serra da Mesa também é corroborado por Dardenne (2000).

2.1.5 – Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás, definido por Pimentel e Fuck, (1992), é representado por extensas áreas de rochas de crosta juvenil neoproterozoica-cambrianas que se desenvolveu entre aproximadamente 900-500 Ma, sendo o resultado do fechamento do oceano Goianides durante a Orogenia Brasileira que culminou com a aglutinação do Gondwana (Pimentel *et al.*, 2000a; 2004).

2.1.5.1 - Compartimentação Geotectônica

O Arco Magmático de Goiás se divide em dois segmentos separados pelos terrenos *granito-greenstones* do Maciço de Goiás (Laux *et al.*, 2005). O bloco localizado na porção noroeste de Goiás e sudoeste de Tocantins recebe a denominação Arco Magmático de Mara Rosa enquanto a porção sudoeste é denominada Arco Magmático de Arenópolis (Pimentel *et al.*, 2000a) (Figura 2.3).

O Arco Magmático de Mara Rosa pode ser compartimentado em três faixas principais que representam diferentes estágios da evolução deste sistema de arcos. Na porção leste, limitada pela Falha Rio dos Bois afloram rochas desenvolvidas no estágio de arco de ilha intraoceânico com idades variando entre aproximadamente 920-800 Ma, sendo que as unidades mais representativas deste contexto são a Sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa e as rochas metaplutônicas associadas (Pimentel *et al.*, 2000a; 2004; Junges *et al.*, 2008; Matteini *et al.*, 2010).

Na porção Central, limitada oeste pelo Complexo Serra Azul de Goiás e a leste pela Descontinuidade Geofísica de Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (DG-PUMA) (Chiarini, 2007), ocorrem rochas de margem continental ativa com idades variando entre 670-600 Ma (Ver: Oliveira *et al.*, 2006; Fuck *et al.*, 2006; Junges *et al.*, 2008). As unidades mais representativas deste estágio são a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás e as unidades metaplutônicas associadas (Oliveira *et al.*, 2006; Fuck *et al.*, 2006).

Na porção oeste, limitadas leste pelo Complexo Serra Azul de Goiás e a oeste pela Faixa Araguaia, também ocorrem rochas de margem continental ativa, todavia com idades variando entre 570-530 Ma, assinaturas isotópicas distintas e intensamente afetadas pelo Lineamento Transbrasiliano sendo que a principal unidade que representa este estágio evolutivo é o Complexo Granulítico Porangatu (Dantas *et al.*, 2006).

A Falha Rio dos Bois, localizada no limite leste e sul do Arco de Mara Rosa, é uma falha de empurrão que coloca as rochas da sequência Mara Rosa sobre as rochas do embasamento como o Maciço de Goiás e o Grupo Serra da Mesa (Kuyumjian, 1994; Ramos filho *et al.*, 2003). Sua implantação é atribuída a colisão das rochas do Arco de Ilha Intraoceânico à margem do Maciço de Goiás. Isócronas Sm-Nd em granadas de rochas metassedimentares mostram um provável pico metamórfico em 750 ± 75 Ma com temperaturas de 600-650 °C e pressão de 7 Kbar, dados estes correlacionáveis a esta acreção (Junges, 1998 e Junges *et al.*, 2002). A deformação relacionada a este evento gerou dobramentos, com transporte tectônico predominante para E. A progressão desta deformação originou dobramentos recumbentes, delaminação dos flancos inversos destas dobras dando origem a falhas reversas e de empurrão (Kuyumjian, 1994; Ramos filho *et al.*, 2003; Araújo e Diener 2006).

Outro pico metamórfico de aproximadamente 610 Ma registrado por Junges (1998) pode ser a evidencia de outro registro acrescional deste arco.

O Lineamento Transbrasiliano é considerado uma feição intracontinental formada no final do neoproterozoico que se estende desde o litoral do Ceará até o sudoeste do Estado do Mato Grosso do Sul (Schobbenhaus *et al.*, 1975; Marini *et al.*, 1984). Para Dantas *et al.*, 2006 na região do Arco Magmático esta

estrutura é representada por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes com direção preferencial N20-40E e cinemática preferencialmente dextral onde a idade deste sistema pode ser estimada entre 570-540 Ma, onde idades de leucossomas de migmatitos indicam que este sistema pode ter ficado ativo até 490 Ma.

2.1.5.2 - Associações litológicas

A cartografia geológica do Arco Magmático de Goiás permitiu a distinção de diferentes associações litológicas que podem ser agrupados da seguinte forma: plutônicas sin tectônicas, sequências metavulcanossedimentares; plutônicas sin à tardi orogênicas e plutônicas tardi à pós orogênicas.

2.1.5.2.1 – Rochas Plutônicas sin tectônicas

Estas rochas ocorrem em toda extensão do Arco Magmático de Goiás principalmente como segmentos que separam diversas sequências metavulcanossedimentares ou em espessas faixas como é o caso do Complexo Porangatu e da Suíte Travessia (ver Pimentel *et al.*, 2000; 2004; Viana *et al.*, (1995); Dantas *et al.*, (2006); Pimentel e Fuck (1992), Polo e Diener, inédito).

Para Lacerda Filho e Frasca (2008) suas características geoquímicas e isotópicas são de crosta juvenil de ambiente de arco de ilhas ou margem continental ativa. Formam juntamente com sequências de rochas supracrustais e demais rochas correlacionadas um segmento de crosta juvenil com ampla variação cronológica, fruto da colagem de diversos arcos neoproterozoicos. São reunidos sob a denominação genérica de Ortognaisses do Oeste de Goiás (Pimentel e Fuck 1992) (Ex.: gnaisses de Arenópolis, Sanclerlândia, Matrinxã Firminópolis, Turvânia, Mara Rosa e granitoide Choupana).

Segundo Pimentel *et al.*, (2000) os granitoides sintectônicos mais primitivos relacionados aos arcos de ilha intraoceânicos são representados por ortognaisses cálcico à calcio-alcálicos, ricos em hornblenda e biotita, com paragênese indicando metamorfismo na fácies anfíbolitos e cujos protólitos apresentam composições tonalíticas à granodioríticas. Datações U-Pb mostram protólitos ígneos cristalizados entre 890 e 800 Ma para as rochas intrusivas na Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (Pimentel *et al.*, 2004). Como exemplo, podem-se citar datações U-Pb de ortognaisse tonalítico coletado nas proximidades de Mara Rosa com 856 ±13/-7 Ma e granito milonítico da Mina de Posse apresenta idade de 862±8 Ma (Viana *et al.*, 1995; Pimentel *et al.*, 1997, 2004). Estudos isotópicos de Junges *et al.*, (2008) mostram que na região do Arco de Mara Rosa, as rochas inseridas neste contexto apresentam idades de cristalização entre 920-800 Ma, ϵ Nd positivo e idade modelo TDM 1,0 Ga que indicam natureza juvenil.

Parte das rochas plutônicas relacionados ao ambiente de margem continental ativa apresentam idades variando entre 670-600 Ma (Oliveira *et al.*, 2006; Fuck *et al.*, 2006). Os granitoides justapostos a sequência Santa Terezinha de Goiás são constituídos por ortognaisses de composição tonalíticas, granodiorítica a graníticas a que se associam pequenos plugs de metagabro/diorito, esteatito e talco xisto (Fuck *et al.*, 2006). Por volta de 650-630 Ma ocorrem uma série de corpos de gabros, dioritos e granodioritos que intrudem as rochas mais antigas (Junges *et al.*, 2008).

A faixa de granitoides mais jovens, com idades entre 570-530 Ma e com assinaturas de margens continentais ativas são representadas principalmente pelo Complexo Granulítico Porangatu (Dantas *et al.*, 2006). Segundo Dantas *et al.*, (2006) este complexo engloba ortognaisses tonalíticos à monzograníticos e granulitos que ocorrem a oeste da Serra Azul e compreende regiões arrasadas nas proximidades de Novo

Planalto. Idades U-Pb de 554 ± 6 Ma em gnaisses tonalíticos no Estado do Tocantins, indicam o prolongamento destas rochas para o norte (Lacerda Filho e Frasca, 2008).

2.1.5.2.2 - Sequências metavulcanossedimentares

As sequências ocorrem em estreitas faixas alongadas intercaladas nos ortognaisses, representam bacias marginais dos arcos com idades entre 890 e 600 Ma (Viana *et al.*, 1995). No Arco de Arenópolis apresentam orientação preferencial NNW e de oeste para leste são denominadas sequências Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amarinópolis, Jaupaci e Anicuns-Itaberaí. No Arco de Mara Rosa apresentam direção preferencial NNE e de leste para oeste são denominadas de sequências metavulcanossedimentares de Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás (Pimentel *et al.*, 2004). De forma genérica, nestas faixas podem ocorrer metabasaltos, metatufos, metagrauvas, granadas mica xistos, metacherts, formações ferríferas, quartzitos e metaultramáficas (Pimentel e Fuck 1987 e Arantes *et al.*, 1991).

Segundo Junges *et al.*, (2002) dados Sm-Nd indicam que a deposição dos sedimentos da Sequência Mara Rosa ocorreu em bacia oceânica, distante de fontes continentais. Estas rochas apresentam composições e assinaturas geoquímicas típicas de rochas magmáticas cálcicas a cálcio-alcálicas de arcos vulcânicos intraoceânicos (Viana *et al.*, 1995, Pimentel *et al.*, 1997, 2000, 2004). Datação U-Pb para rocha metavulcanoclástica do estágio inicial de formação desta sequência apresenta idade de 914 ± 4 Ma (Junges *et al.*, 2002 e Matteini *et al.*, 2010).

A Sequência Santa Terezinha Goiás é conhecida por abrigar um importante depósito de esmeralda na região de Campos Verdes. De maneira geral, compõe-se de rochas de origem supracrustal, incluídos produtos derivados de atividade vulcânica, sejam derrames ou manifestações piroclásticas e depósitos sedimentares, estes provavelmente incorporando produtos epiclásticos derivados da erosão de depósitos vulcânicos do arco magmático (Oliveira *et al.*, 2006).

Fuck *et al.*, (2006) separou esta sequência em sete sub unidades de acordo com a predominância de certos tipos petrográficos ou pela associação de mais de um tipo petrográfico. De forma genérica os principais litotipos que representam esta sequência são quartzitos, clorita-muscovita xistos, clorita xistos, anfibólitos xistos e xistos feldspáticos. Datações U-Pb em zircões de rochas vulcânicas félsicas apresentam idades de cerca de 670 Ma e anfibólitos e clorita xistos dessa sequência comumente apresentam idades modelo Sm-Nd entre 1,0-1,3 Ga (Dantas *et al.*, 2001; Fuck *et al.*, 2006).

Datações U-Pb de zircões detríticos em amostra de rocha metassedimentar da sequência Santa Terezinha de Goiás apresentaram populações com idades variando entre 940, 880-750 e de 720-640 Ma indicando que as principais fontes dos sedimentos são rochas do próprio arco e presença de monazita metamórfica com 640 Ma indica a idade limite da sedimentação (Junges *et al.*, 2008). As rochas ígneas associadas a este ambiente apresentam assinatura de margem continental ativa com idades T_{DM} variando entre 0,78-1,96 Ga e ϵ_{Nd} positivos e negativos indicando rochas juvenis e com contaminação crustal respectivamente (Junges 1998 e Junges *et al.*, 2002, 2003 e 2008). Dados Sm-Nd obtidos por Dantas *et al.*, (2001) estudando rochas metassedimentares inclusas neste contexto também mostram retrabalhamento de crosta mais antiga com idades, paleoproterozoica e arqueanas misturadas a fontes neoproterozoicas.

Na região de Porangatu Dantas *et al.*(2006) reconheceu a Sequência Serra da Sabina que é constituída por metapsamitos, metapelitos, metagrauvas, e metavulcânicas subordinadas metamorfizadas em fácies xisto verde a anfibólito que segundo os autores se diferenciam das sequências Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás pela predominância de espessos pacotes de quartzitos puros e grande quantidade de

rochas metaultramáficas. No referido trabalho os autores discriminaram 6 sub-unidades paraestratigráficas que apresentam idades modelo TDM e constituintes litológicos distintos.

2.1.5.2.3 – Rochas Plutônicas sin à tardi orogênicas

Para Valeriano *et al.*, (2004) e Pimentel *et al.*, (2000) o período entre aproximadamente 620-640 M.a concentra a maioria das idades relacionadas ao fenômeno de colisão continental envolvendo metamorfismo de alta pressão seguido de granitogênese de fusão crustal relacionados à colisão dos cratons Amazonas e São Francisco. Junges *et al.*, (2003) mostra a partir de dados U-Pb que no Arco Magmático de Mara Rosa este magmatismo de natureza peraluminosa tem idade variando entre 615-640 M.a e marca o pico deformacional/metamórfico do Ciclo Brasileiro. Análises Sm-Nd em granada xistos deste contexto geológico mostram um intervalo de pico metamórfico entre 604-610 Ma corroborando com estas interpretações (Junges *et al.*, 2002).

Na região do Arco Magmático de Mara Rosa dentre as suítes graníticas relacionadas a esta fase pode-se citar a Suíte Santa Tereza, caracterizada por diversos corpos de biotita granitos sigmoidais foliados, cálcio-alcálicos ricos em álcalis e peraluminosos e com assinatura de granitos sin colisionais (Polo e Diener (2012). Datação U-Pb em um corpo desta suíte apresentadas em Junges *et al.*, (2002) mostra idade de 605 ± 33 M.a. e herança de idade paleoproterozoica, concordante com a T_{DM} de 1,96 Ga.

Outros corpos que podem ser correlacionados a esta fase são o granito Faina com idade de cristalização U-Pb 567 ± 5 Ma (Pimentel *et al.*, 2000) e o Granito Amador com idade T_{DM} de 1,21 a 1,31 (Junges *et al.*, 2002). Os pegmatitos da Suíte Mata Azul podem representar a fase final desta granitogênese, pois segundo Marini *et al.*, (1974) as rochas desta unidade resultam de líquidos graníticos residuais. Datação U-Pb obtida por Kitajima (2002) para estes granitos obteve idade de cristalização de 557 ± 15 Ma.

Uma série de intrusões máficas e ultramáficas também podem ser correlacionadas a esta fase. Junges *et al.*, (2003) obteve datação U-Pb de 603 ± 3 Ma e idades modelo Sm-Nd T_{DM} de 1.323 Ma para anfíbolito intrusivo nas rochas da Sequência Mara Rosa. O Complexo Americano do Brasil, localizado no Arco de Arenópolis apresenta idade isocrônica Sm-Nd em amostras de rocha total de 616 ± 81 Ma e ϵ_{Nd} de +2,4 que indica derivação a partir de manto empobrecido (Nilson *et al.*, 1997). Cristais de zircão de gabros dessa intrusão forneceram idade de 626 ± 8 Ma (Laux *et al.*, 2005).

2.1.5.2.4 – Rochas Plutônicas tardi à pós orogênicas

Para Ferreira (2009) a amalgamação final e a consolidação da plataforma Sul Americana por volta de 600 Ma foi seguida de eventos magmáticos tardi à pós tectônicos desenvolvidos ao longo das Faixas Brasília, Paraguai e Araguaia. Este autor consegue distinguir uma população de granitos com idade de cristalização U-Pb em zircão em torno de 540 Ma e assinatura cálcio-alcálico tipo I altamente diferenciados e uma população de granitos com idades de cristalização U-Pb em zircão variando entre 508-485 Ma, mais alcalinas e semelhantes a granitos tipo A. Ambas as populações, com idades modelo Sm-Nd variando entre 1,59-1,97 e ϵ_{Nd} exclusivamente negativos.

No Estado de Tocantins nas proximidades de Palmas ocorre uma série de corpos graníticos agrupados por Gorayeb *et al.*, (2001) na Suíte Lajeado. Para Gorayeb *et al.*, (2001, 2013) estas rochas são representadas por granitos meta à ligeiramente peraluminosos com assinatura anorogênica, idades modelo Sm-Nd variando entre 2,1-1,7 Ga e ϵ_{Nd} negativo, sugerindo a participação de crosta paleoproterozoica na

gênese destes granitos. Datações Pb-Pb obtidas por evaporação em zircão mostram idades cristalização em torno de 540 M.a. para estas rochas (granitos Lajeado (546 ± 6 Ma), Palmas (548 ± 5 Ma) e Matança (552 ± 4 Ma) (Gorayeb *et al.*, (2001). O Granito Ramal do Lontra é um corpo leucogranito com altos valores de ETR, Nb, Ta e Y intrusivo nas rochas da Faixa Araguaia também correlacionável à Suíte Lajeado (Alves 2006).

Nas proximidades de Gurupi Frasca *et al.*, (2010) identificou o granito São José Pequeno, correlacionável à Suíte Lajeado, de composição cálcio-alcálica muito diferenciada com tendência alcalina e assinatura pós orogênica à anorogênica. Idade de cristalização U-Pb em zircão para amostra deste corpo obteve idade de $509,4 \pm 1.6$ Ma e herança em torno de 2128 ± 120 Ma e idade modelo ao redor de 1009 Ma.

Nas proximidades de Porangatu Dantas *et al.*, (2006) cartografa o Granito Esperança, onde predomina a textura porfirítica, peraluminosos e de afinidade cálcio-alcálica de médio à alto potássio. Nascimento (2008) obteve idade de cristalização U-Pb em zircão de 525 ± 7 M.a para amostra deste corpo.

Uma série de corpos máficos e ultramáficos indeformados e de idade cambriana são correlacionáveis ao estágio tardi à pós tectônicos. Dentre as principais unidades relacionadas a este magmatismo estão as intrusões acamadadas estudadas por Lima *et al.*, (2008) localizadas próximo à região de Porto Nacional, com idade de cristalização Pb-Pb em zircão em torno de 530 M.a. e idades modelo paleoproterozoicas com E_{Nd} exclusivamente negativos. A Intrusão Rio Crixás constituída principalmente por anortositos intercamadados e máficas cumuláticas com idade de cristalização U-Pb em zircão de aproximadamente 530 M.a (Frasca *et al.*, 2010).

O corpo máfico Morro da Mata constituído por cumalatos máficos (Frasca *et al.*, 2010 e o Complexo Serra do Estrondo (Dantas *et al.*, 2006), um corpo acamadado levemente deformado constituído por gabros, noritos, anfíbolitos e dioritos, apesar de não apresentarem trabalhos de datação absoluta, também podem estar relacionado a esta fase magmática.

2.1.6 - Grupo Baixo Araguaia – Formação Xambioá

As primeiras referências as rochas do Grupo Baixo Araguaia são atribuídas a Moraes Rêgo (1933) que a chamou de Série Tocantins ao estudar rochas metassedimentares localizadas na região de confluência entre os rios Tocantins e Araguaia.

Hasui *et al.*, (1977) definiram o Supergrupo Baixo Araguaia que incluía as Formações Estrondo, Pequizeiro e Couto Magalhães. Já Abreu (1978) propõe subdividi-lo em Grupo Estrondo (Formação Morro do Campo e Xambioá) e Tocantins (Formação Couto Magalhães e Pequizeiro).

O termo Grupo Baixo Araguaia foi atribuído por Souza e Moreton (1995) para designar as rochas metassedimentares pelítico-psamíticas, localmente carbonatadas que se desenvolveram em único ciclo sedimentar e tectônico na Faixa Araguaia. Este grupo é subdividido em zona interna representada pelas formações Morro do Campo e Xambioá, e a zona externa, marcada pelas unidades metassedimentares das formações Pequizeiro e Couto Magalhães (Delgado *et al.*, 2003) (Tabela 2.1).

Tabela 2.1. Subdivisões e principais características das rochas do Grupo Baixo Araguaia (Compilado de Souza e Moreton (1995)).

Grupo baixo Araguaia	Zona	UNIDADE	Principais litologias
	Interna	Formação Morro do Campo	Metaconglomerados, quartzitos mica xistos e xistos com estauroлита, cianita e granada.
		Formação Xambioá	Mica xistos, xistos calcífero, mármore e lentes de anfibolito
	Externa	Formação Pequizeiro e Couto Magalhães	Quartzo clorita-muscovita xistos
Formação Couto Magalhães		Filitos, metassiltitos e metargilitos	

As unidades exibem estruturação preferencial norte-sul, com mergulhos suaves a moderados para leste e decréscimo na granulometria em direção a oeste. Possuem foliação planar transposta, as vezes milonítica. São comuns mesodobras e microdobras assimétricas, desenvolvidas por cisalhamento dúctil progressivo durante a inversão tectônica da faixa (Delgado *et al.*, 2003).

A idade deste grupo ainda é controversa. Estudos geocronológicos mostram diversas idades das fontes para os sedimentos desta unidade. Pinheiro (2011) utilizando o método de idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) obtém misturas de fontes desde arqueanas até neoproterozoicas. Lucas e Moura (2006) em estudo de zircão detrítico em quartzitos da Formação Pequizeiro indicam como rochas fontes o Maciço de Goiás, Craton São Francisco e Arco Magmático de Goiás. E ainda a datação destes zircões mostram que a idade máxima de deposição desta sequência foi 733 ± 9 Ma.

2.1.7 – Graben Água Bonita - Formação Água Bonita

O termo Formação Água Bonita foi proposto inicialmente por Baptista & Cartner-Dyer (1966) para designar um pacote de arenitos intercalados com siltitos aflorantes na porção Central da Província Tocantins. Sua área tipo é o *graben* de Água Bonita, uma estrutura de direção NE-SW com cerca de 30 Km de comprimento e 4,7 km de largura máxima. Localizado nas proximidades de São Miguel do Araguaia e se estende para nordeste para o interior do Tocantins (Moreira *et al.*, 2008).

Schobbenhaus *et al.* (1984) correlaciona esta unidade com as formações Gorotire, Furnas, Serra Grande, Coimbra e Rio das Barreiras, sugerindo assim uma idade Siluro-Devoniana.

Esta Formação tem poucas dezenas de metros de espessuras e na porção basal é representada por conglomerados, sobrepostos por arenitos micáceos médios a grossos com intercalações de decimétricas de siltito cinza-claro. Mais para o topo predominam camadas plano paralelas de arenitos com intercalações decimétricas de siltito e níveis arenosos seixosos. O acamamento é sub-horizontal e localmente basculado por falhas normais métricas (Moreira *et al.*, 2008).

Na folha Novo Planalto estas rochas sedimentares localizam-se na porção noroeste desta folha, sendo balizados a leste pelo Complexo Porangatu e a oeste pela Formação Xambioá. Estão preservadas em pequenas elevações lenticulares formando padrões geomorfológicos de mesetas e pináculos orientados NE-SW, formando um relevo plano e arrasados com predomínio de latossolos arenosos e bancos de areia (Diener e Polo, 2012).

CAPITULO 3 – GEOLOGIA DAS SUÍTES TRAVESSIA, BONFIM E NOVO PLANALTO

O capítulo 3 tem como principal intuito o estudo petrológico de três suítes graníticas, visando entender a relação deste magmatismo com os eventos tectônicos que ocorreram no Arco Magmático de Mara Rosa durante o Neoproterozoico até o início do Cambriano. São alvos do estudo a Suíte Travessia, dois corpos da Suíte Bonfim (granitos Esmeril e Vista 1) e quatro corpos da Suíte Novo Planalto (granitos Infusão, Dois Irmãos, Gutupá e Pouso) (Figura 3.1). Tendo em vista as várias ferramentas utilizadas, o capítulo foi dividido em três partes. A primeira aborda as respostas gammaespectométricas e magnetométricas destes corpos, por meio de dados de geofísica aérea. A segunda apresenta a caracterização e a classificação petrográfica dos corpos quanto aos aspectos macroscópicos, microscópicos e químicos utilizando dados obtidos por meio de descrições de campo, petrografia, química mineral das micas, geocronologia, litoquímica de elementos maiores e traços. A terceira discute os processos de granitogênese e a investigação dos ambientes geotectônicos formadores destas rochas, a partir das características de cada unidade. O mapa com os afloramentos utilizados nesta dissertação está no Anexo 1. Foram utilizadas as abreviaturas de Kretz (1983) nas fotos das lâminas petrográficas.

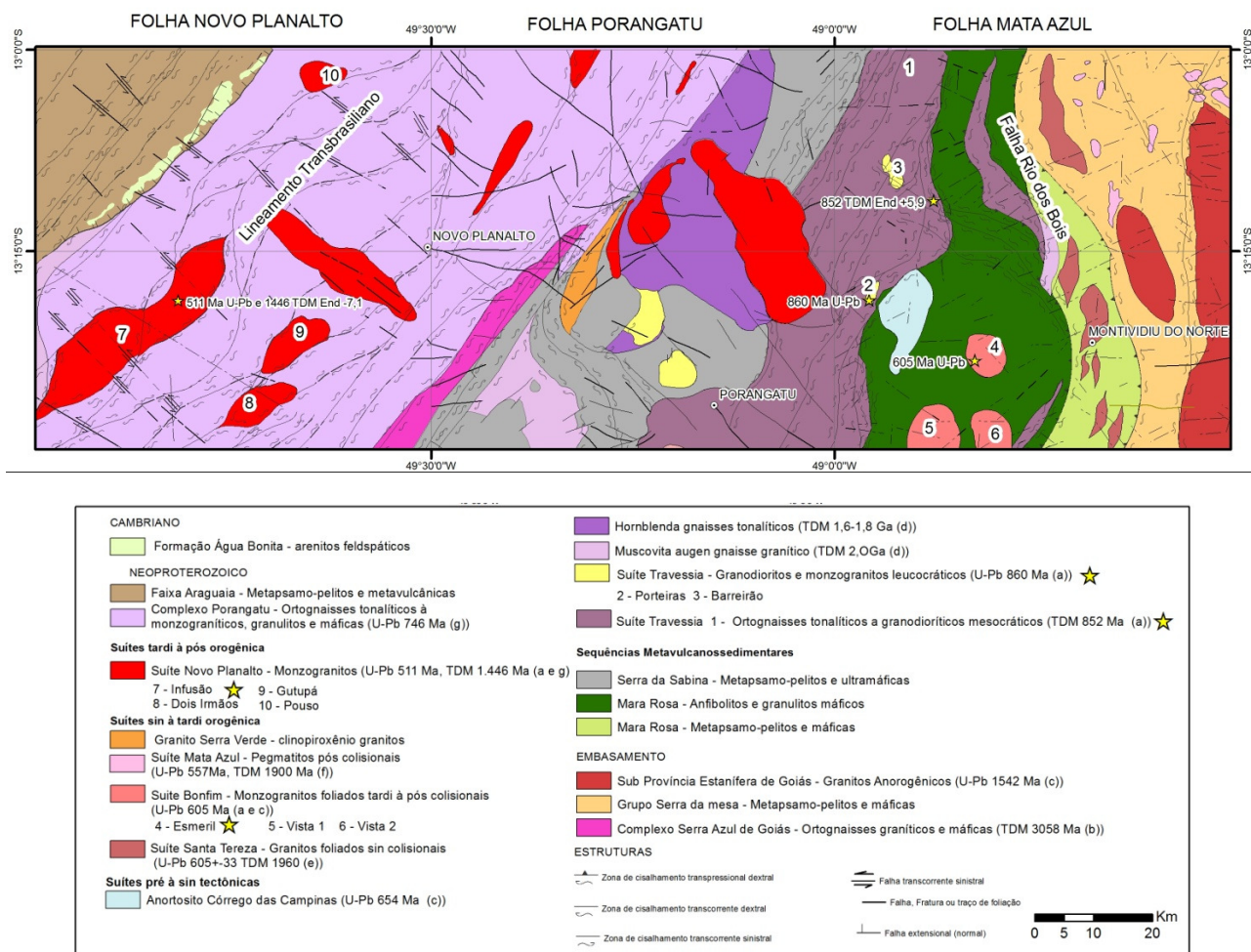


Figura 3.1 - Mapa geológico da área estudada (Modificado de Dantas et al., (2006), Polo e Diener (2012) e Diener e Polo (2012). Referências Geocronologia: (a) Presente estudo; (b) Pimentel et al., (1997); (c) Polo e Diener (2012); (d) Dantas et al., (2006); (e) Junges et al., (2008); (f) Kitajima (2002); (g) Diener e Polo (2012).

3.1 Geofísica da área de estudo

O Levantamento aerogeofísico magnetométrico e gammaespectrométrico em escala 1:500 (CPRM 2004) recobre quase toda região de estudo, apenas a porção noroeste da área onde está localizado o granito Pouso está fora deste levantamento (Figura 3.2).

Para a interpretação dos dados gammaespectrométricos foi utilizada a composição RGB onde o potássio (K%), que tem maior intensidade, foi utilizado no canal R (vermelho), o tório (Th ppm) no canal do verde e o urânio (U ppm) no canal do azul (Figura 3.3A). A vantagem desta composição é que ela possibilita visualizar a variação destes elementos em conjunto, permitindo a separação de domínios e visualização de contatos entre unidades que contenham quantidades de radioelementos distintas. Para auxiliar na interpretação dos resultados obtidos nesta composição, foram utilizados os parâmetros de Dickson e Scott (1997) para rochas ígneas e correlacionando estes padrões com as variações de respostas decorrente do intemperismo (Figura 3.2).

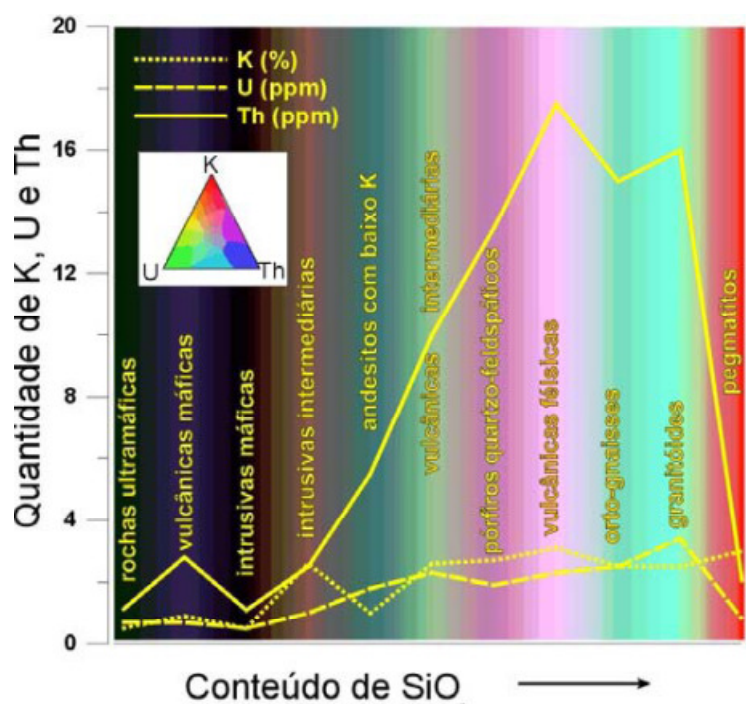


Figura 3.2 - Variação pela média do conteúdo de K, Th e U para algumas rochas com acréscimo de SiO₂ (modificado de Dickson e Scott, 1997). A imagem colorida ao fundo é uma tentativa de representação de cada rocha ígnea por uma cor em uma imagem CMY invertida (simulação de RGB) de K, eTh e eU.

O mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) mostra as anomalias magnéticas centralizadas, tendo assim como principais vantagens não depender do campo magnético terrestre e nem da direção de magnetização da fonte. Este produto foi utilizado para delimitar parâmetros geométricos e limites dos diferentes domínios que podem representar respostas geológicas e estruturais (Figura 3.3B).

O mapa RGB mostra que a Suíte Travessia apresenta uma coloração preta azulada que corresponde baixos teores de K, Th e U. Esta resposta pode ser relacionada à composição intermediária das rochas que compõe esta unidade. Nos corpos Barreirão e Porteiros, os tons são sutilmente mais azul avermelhados,

resposta essa possivelmente relacionados à natureza mais félsica destes corpos que apresentam maior quantidade de microclina e muscovita em relação às demais rochas desta suíte (Figura 3.3A). O mapa ASA exhibe relevo rugoso com cores variando entre verde e vermelho que sugerem anomalias magnéticas moderadas a altas, possivelmente relacionadas à maior concentração de minerais magnéticos. A orientação preferencial NE-SW destas anomalias é compatível com a estruturação regional da Suíte Travessia (Figura 3.3B).

Na composição RGB ressalta-se o formato ovalar e a coloração branca azulada do Granito Esmeril. Estes altos valores radiométricos podem estar relacionados à maior proporção de microclina, biotita, allanita e zircão presente neste corpo. Nos granitos Vista 1 e 2 também se destacam os formatos ovais alongados e coloração azul avermelhada. Considera-se a possibilidade destes valores radiométricos menos expressivos, em relação ao Granito Esmeril, estarem relacionados a extensas coberturas intempéricas que se desenvolveram sobre estes granitos (Figura 3.3A). No mapa de ASA, as altas anomalias magnéticas se restringem às porções de borda, no contato com as encaixantes (Figura 3.3B).

A composição RGB mostra o formato alongado e a orientação NE-SW dos granitos Infusão, Gutupá e Dois Irmãos. Neste mapa o Granito Infusão apresenta coloração verde, ressaltando os altos valores de Th, em relação ao K e U. Esta coloração pode estar relacionada a concentração do Th nas extensas coberturas lateríticas que se desenvolveram sobre este corpo. Já nos granitos Dois Irmãos e Gutupá, o mapa RGB mostra textura azul avermelhada que pode estar associada às boas exposições de rocha fresca destes corpos (Figura 3.3A). No mapa de ASA, os granitos Dois Irmãos e Infusão apresentam fracas anomalias magnéticas, caracterizadas por relevo levemente rugoso avermelhado, enquanto o Granito Gutupá apresenta baixa anomalia magnética, caracterizada por um relevo plano e cor azulada (Figura 3.3B).

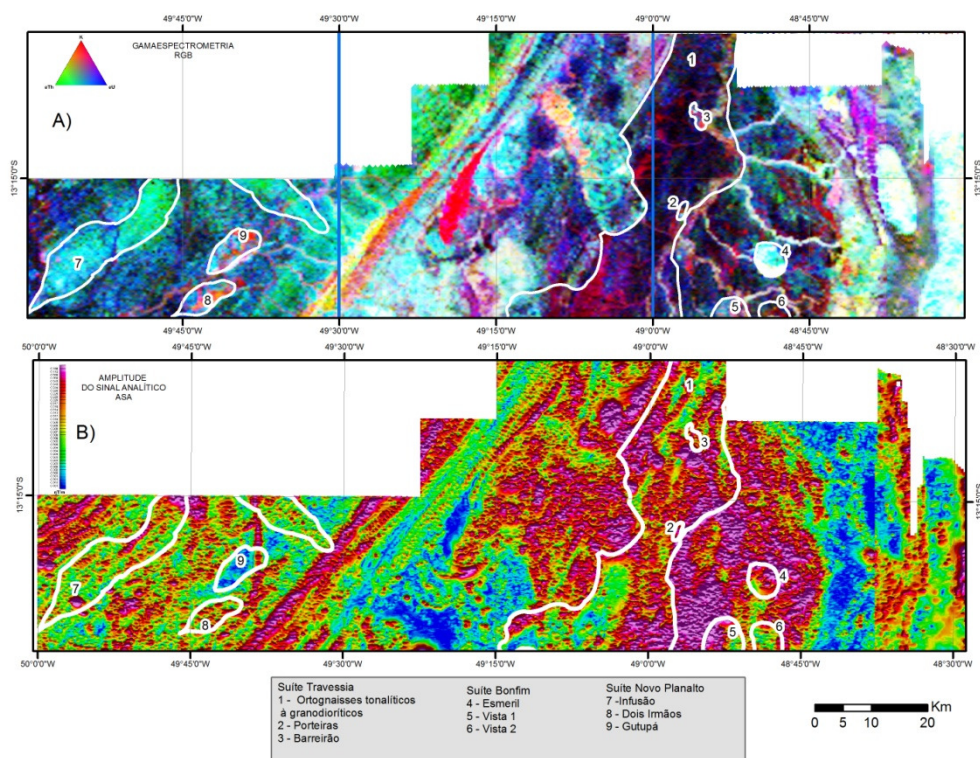


Figura 3.3 - Mapas aerogeofísicos que englobam a área de estudo. A) Mapa de composição RGB e B) mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

3.2 Suíte Travessia

As rochas que constituem a Suíte Travessia eram denominadas genericamente de Ortognaisses do Oeste de Goiás, termo utilizado por Pimentel e Fuck (1992) para designar ortognaisses sintectônicos neoproterozoicos que ocorrem no oeste de Goiás.

No mapa geológico da Folha Mata Azul, Polo e Diener (2012) descrevem uma série de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos que ocorrem na margem oeste do Rio Santa Tereza que denominaram de Suíte Travessia. Estes ortognaisses são correlacionáveis às unidades biotita tonalito (NP1γ1btn) e gnaiss tonalítico (NP1γ1gnt), propostas por Dantas *et al.* (2006) no trabalho “Geologia e Recursos Minerais da Folha Porangatu”.

Os dados obtidos nesta dissertação permitem associar mais dois corpos granitoidegranitoides (Granitos Porteiras e Barreirão) que eram descritos na Suíte Bonfim (Polo e Diener, 2012) como pertencentes à Suíte Travessia.

As rochas da Suíte Travessia ocorrem numa extensa faixa de direção preferencial NE-SW localizadas a oeste do Rio Santa Teresa (Figura 3.1). Nesta unidade as exposições de rocha não intemperizada são limitadas e o terreno é em grande parte recoberto por latossolos, elúvios, colúvios e lateritas. Os melhores afloramentos ocorrem na forma de lajedos, em sua maioria no leito do Rio Santa Teresa.

Dois fácies graníticas foram reconhecidas na Suíte travessia. A fácies predominante é constituída por ortognaisses mesocráticos de composição tonalítica a granodiorítica. A fácies mais restrita é composta por granodiorito leucocrático, com deformação cataclástica (Figuras 3.1 e 3.4).

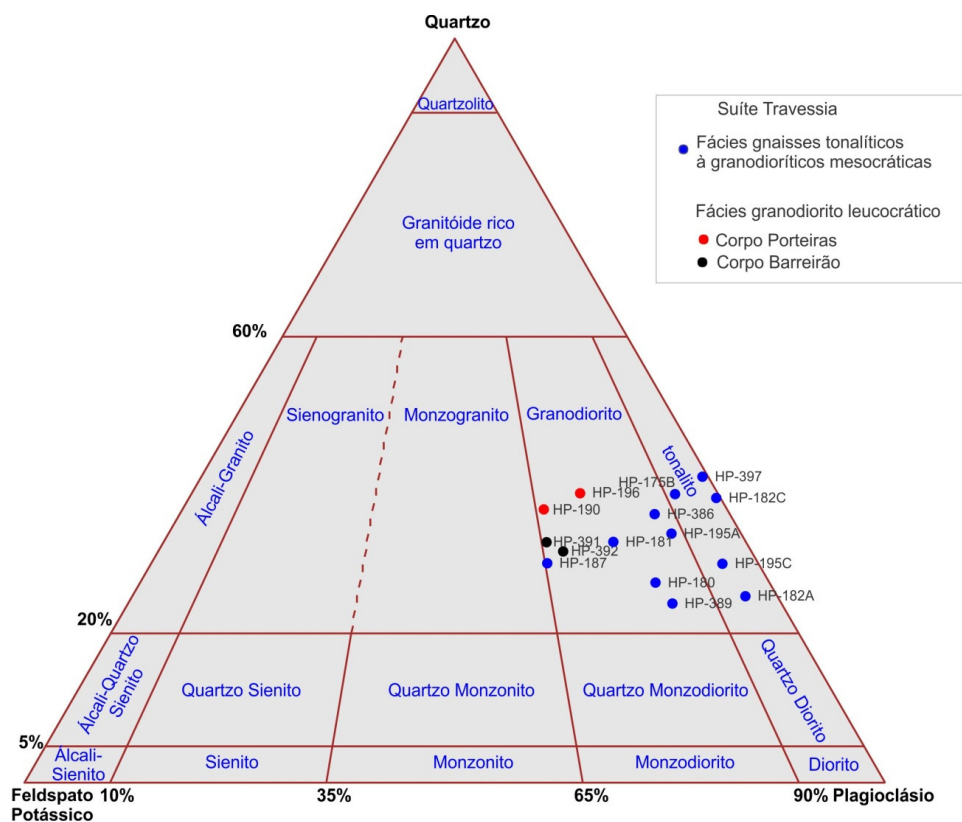


Figura 3.4 - Sistema modal da IUGS, Streckeisen (1976) com a classificação das amostras da Suíte Travessia.

A fácies gnaiss tonalítico a granodiorítico mesocrático é representada principalmente por biotita ± hornblenda ± epidoto gnaiss tonalítico, biotita ± hornblenda grandodiorito, hornblenda metatonalito, hornblenda metagranodiorito, biotita metagranodiorito e anfibolitos. De forma mais restrita são observados lentes e xenólitos anfibolíticos e graníticos. Nesta fácies, o bandamento é decimétrico a métrico, com granulação fina a grossa, eventualmente com porfiroclastos de plagioclásio, e as cores variam entre cinza claro a escuro. As texturas predominantes são granoblástica e nematoblástica. O bandamento pode ser composicional ou apenas granulométrico. Porções escuras são mais ricas em anfibólio e biotita orientadas, enquanto nas porções mais claras predominam os feldspatos e quartzo recristalizados. Nas rochas gnaissificadas, evidencia-se a predominância de texturas granolepidoblástica, granonematoblástica e porfírica com matriz granolepidoblástica. Nas rochas com textura ígnea preservada observa-se a textura granular (Figura 3.5).

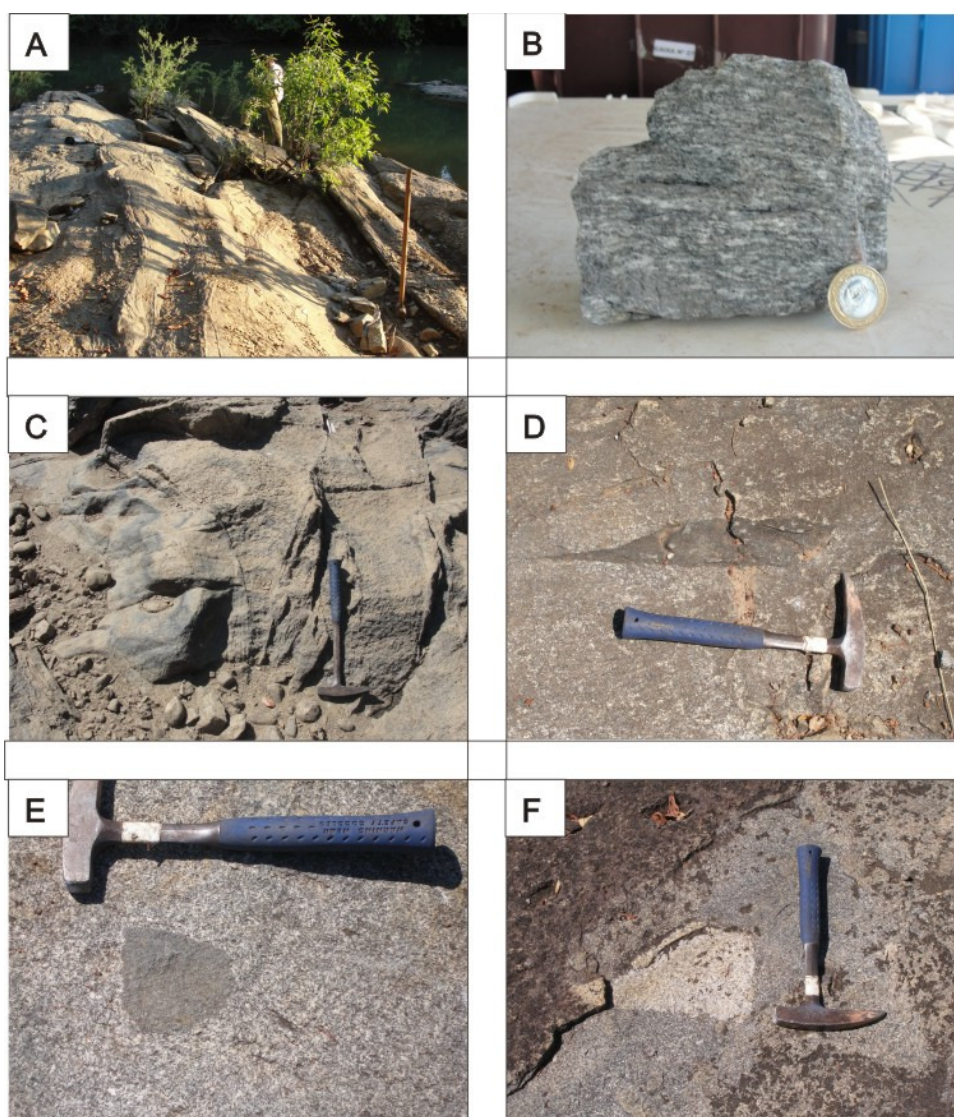


Figura 3.5 - Rochas da Suíte Travessia. A) Lajedo de gnaiss tonalítico no leito do rio Santa Tereza. Afloramento HP - 175. B) Amostra de biotita hornblenda gnaiss tonalítico. C) Intercalação de hornblenda gnaiss tonalítico grosso com metatonalito fino maciço. Afloramento HP-182. D), Biotita tonalito grosso foliado com enclave máfico boundinado. E) Biotita tonalito com enclave máfico anguloso. F) Biotita tonalito com enclave anguloso de biotita-muscovita granito grosso (Afloramento HP-397).

Os corpos Porteiras e Barreirão, pertencentes à fácies granodiorítica leucocrática, apresentam formato sigmoidal em planta e estão associados a zonas de cisalhamento (Figura 3.1).

O corpo Porteiras está localizado 21Km a nordeste da cidade de Porangatu na margem oeste do Rio Santa Tereza, sendo recortado pelo Córrego das Porteiras. Apresenta orientação N30E, 4 Km de comprimento por 1,5 de largura perfazendo cerca de 6Km² de área superficial. Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos rasteiros em meio a latossolo esbranquiçado rico em grumos e cascalho laterítico (Figura 3.6A e B). Este corpo é constituído por biotita granodiorito grosso cataclástico, leucocrático, caracterizado por pofiroclastos de feldspato de cor branca e quartzo hialino estirado e orientado, às vezes formando textura ocelar. Estes minerais são circundados por lamelas de biotita e muscovita também orientadas. Concordantes com a foliação são observados finos níveis de epidoto verde claro. Quando alterada a rocha ganha uma coloração esbranquiçada e amarelo ocre (Figura 3.6C e D).

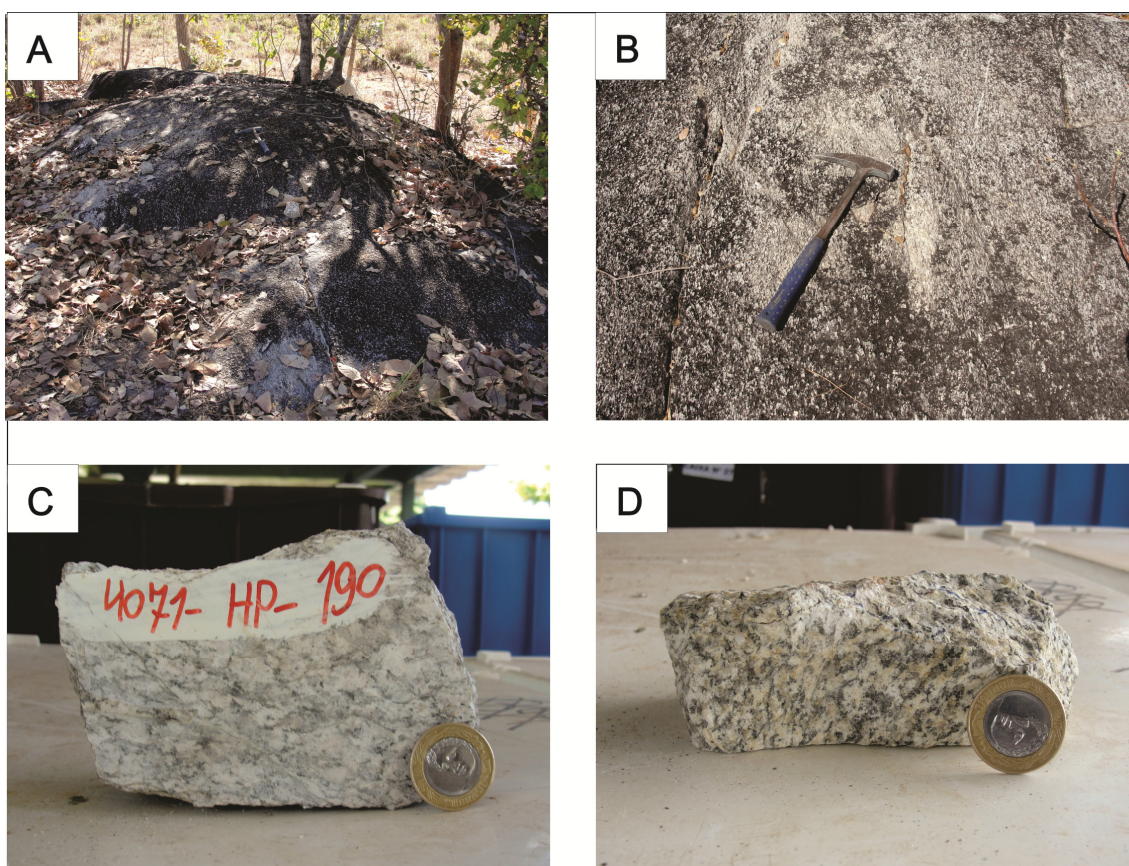


Figura 3.6 - Granito Porteiras. A) Afloramento de biotita-muscovita granodiorito cataclástico de coloração esbranquiçada com capa de intemperismo cinza (Afloramento HP-190). B) e C) Detalhe do biotita granodiorito cataclástico (Amostra HP-190). D) Amostra do biotita granodiorito cataclástico leucocrático (Amostra HP-196).

O corpo Barreirão apresenta formato ovalar alongado em planta, orientação N-S, 5Km de comprimento por 2Km de largura e cerca de 10Km² de área de superfície aflorante. Sobre o corpo o relevo é plano e coberto por latossolo esbranquiçado quartzoso e laterita ferruginosa.

A composição do Corpo Barreirão varia de granodiorito equigranular grosso cataclasado e leucocrático. Estas rochas apresentam aspecto maciço a levemente orientado e são compostas

essencialmente por microclina rosada, oligoclásio, quartzo e biotita. Localmente apresenta metamorfismo em fácies xisto verde caracterizado pela cristalização de epidoto (Figura 3.7).

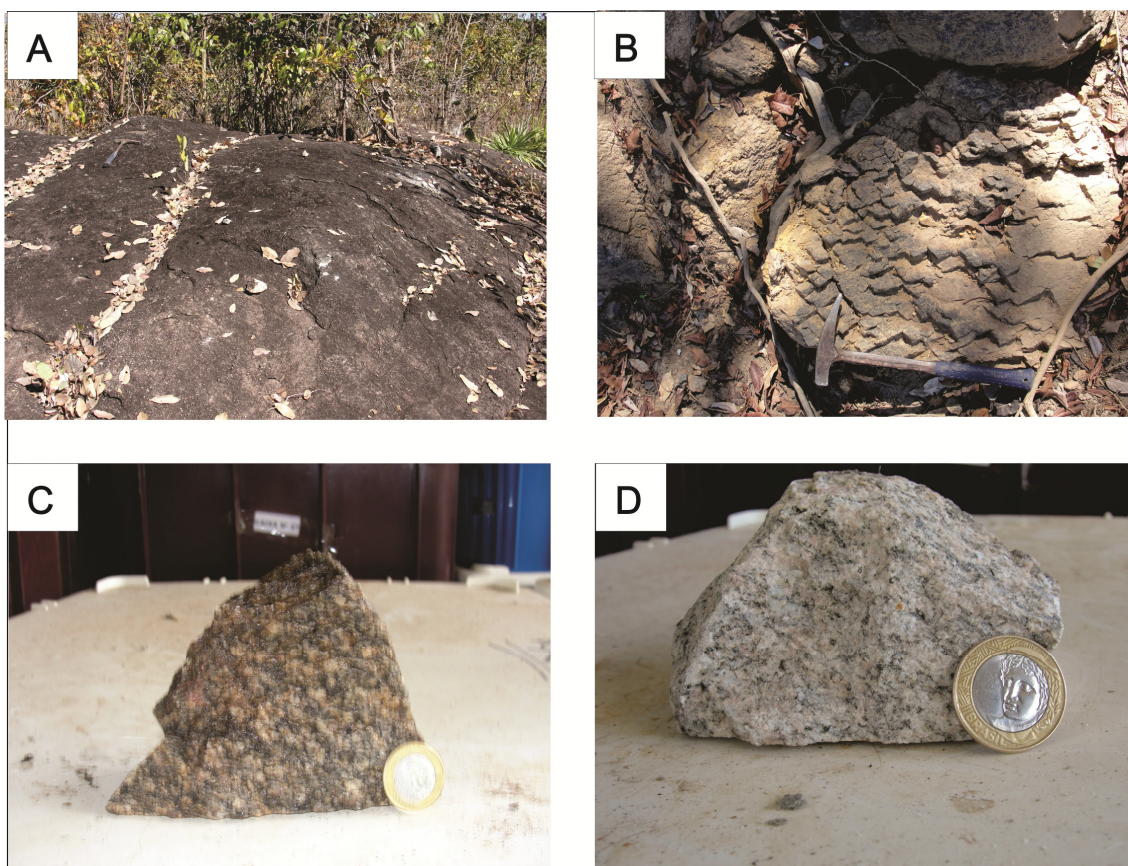


Figura 3.7 - Fotografias do Granito Barreirão. A) Aspecto geral do afloramento de biotita monzogranito protocataclasado (Afloramento HP-391). B) e C) Biotita granodiorito cataclasado com duas foliações entrecortantes (Afloramento HP-392). D) Biotita monzogranito leucocrático (Amostra HP-391).

3.2.1 Aspectos microscópicos

A análise de lâminas delgadas das rochas pertencentes à fácies gnaiss tonalítico a granodiorítico mesocrático mostra mineralogia essencial composta por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e hornblenda. Os cristais de plagioclásio (34-57%) são hipidiomórficos, podendo formar porfiroclastos. Apresentam-se muitas vezes recrystalizados, com maclas de deformação e extinção ondulante. Em porções restritas ainda é visível o zoneamento ígneo e intercrescimento mirmequítico no contato com o K-feldspato (Figura 3.8C e D). Quando alterado, observam-se porções saussuritizadas e epidotizadas. O K-feldspato (8-19%) é representado por grãos finos de microclina, o que dificulta sua identificação, sendo melhor visualizados quando apresentam bordas mirmequitizadas. O quartzo (25-47%) ocorre como cristais xenoblásticos, as vezes estirados, que apresentam contatos retilíneos e interlobados com os demais minerais. As feições de metamorfismo como migração de borda, recrystalização e extinção ondulante são comuns. A hornblenda (7-20%) ocorre como grãos finos a grossos, prismáticos ou hipidioblásticos. Em algumas porções ocorrem inclusões de quartzo. A biotita (7-20%) ocorre como minerais lamelares, geralmente orientados com a hornblenda marcando a foliação da rocha (Figura 3.8 A e B). O epidoto ocorre geralmente como cristais finos xenoblásticos, dispersos pela rocha como mineral de alteração da hornblenda, biotita e plagioclásio. Os minerais acessórios são titanita, apatita, allanita, magnetita e zircão. A

paragênese metamórfica indica que essas rochas foram submetidas a pressão e temperatura compatíveis com a fácies xisto verde a anfibolito baixo.

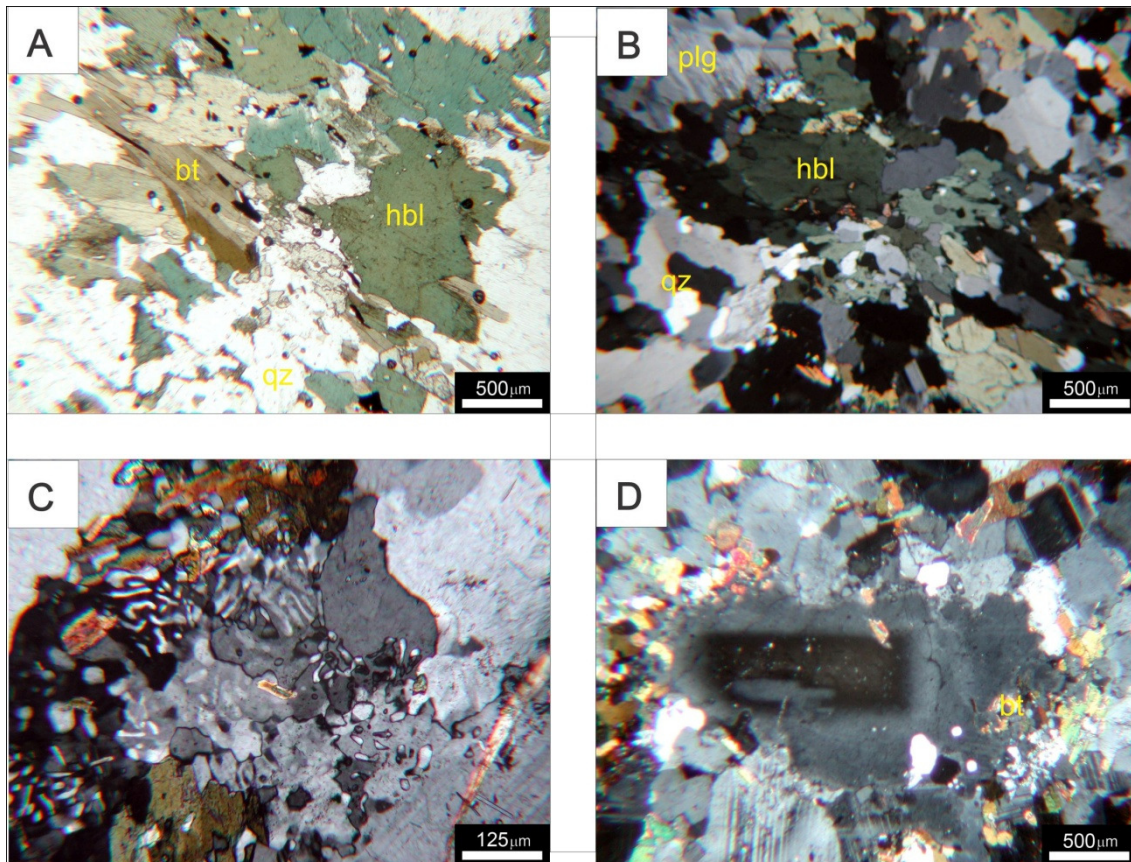


Figura 3.8 - Fotomicrografias de lâminas da Suíte Travessia. A) Metagranodiorito com foliação bem marcada pela orientação de biotita e hornblenda. Predomínio das texturas granoblástica e nematoblástica. Cristais de quartzo parcialmente recristalizados (Amostra HP-386 N//). B) Hornblenda gnaiss tonalítico com textura granonematoblástica. Plagioclásio e hornblenda granulares. Quartzo com deformação intracristalina o que sugere que não houve recristalização (Amostra HP-182A N X). C) Granodiorito com deformação incipiente evidenciada pela extinção ondulante do quartzo. Mirmequita no contato dos cristais grossos de plagioclásios com cristais finos de K-F (Amostra 195A NX). D) Biotita tonalito com zoneamento ígneo do plagioclásio (Amostra HP-195CNX).

A análise de lâmina delgada das rochas da fácies granodiorítica leucocrática mostra que o granodiorito do corpo Porteiras (Amostras HP-190 e HP-196) apresenta mineralogia essencial composta por oligoclásio, microclina, quartzo e biotita. (Figura 3.9). O oligoclásio (37-40%) tem granulação média a grossa, com grãos hipidiomórficas maclados pela lei da albita, fortemente orientados e estirados, sendo que na matriz cominuída a granulação é fina. A microclina (20%) tem granulação média, formas hipidiomórficas, maclas em xadrez e contatos retilíneos interlobados. A biotita (7-10%) ocorre na forma lamelar, tem tonalidade castanha e está fortemente orientada. O quartzo (30%) ocorre como grãos xenoblásticos estirados, médios a grossos, orientados e fraturados, com deformação intracristalina que se manifesta pela extinção ondulante e sub-grãos (Figura 3.9F). Na rocha são identificadas duas gerações de muscovita, uma caracterizada por grãos lamelares associadas à biotita provavelmente de origem magmática e outra secundária que ocorre na forma de lamelas finas associadas ao feldspato. Os demais minerais acessórios são

titanita, zircão, apatita e allanita. Como mineral secundário ocorre epidoto (5%) xenomórfico de granulação fina, que está associado à biotita.

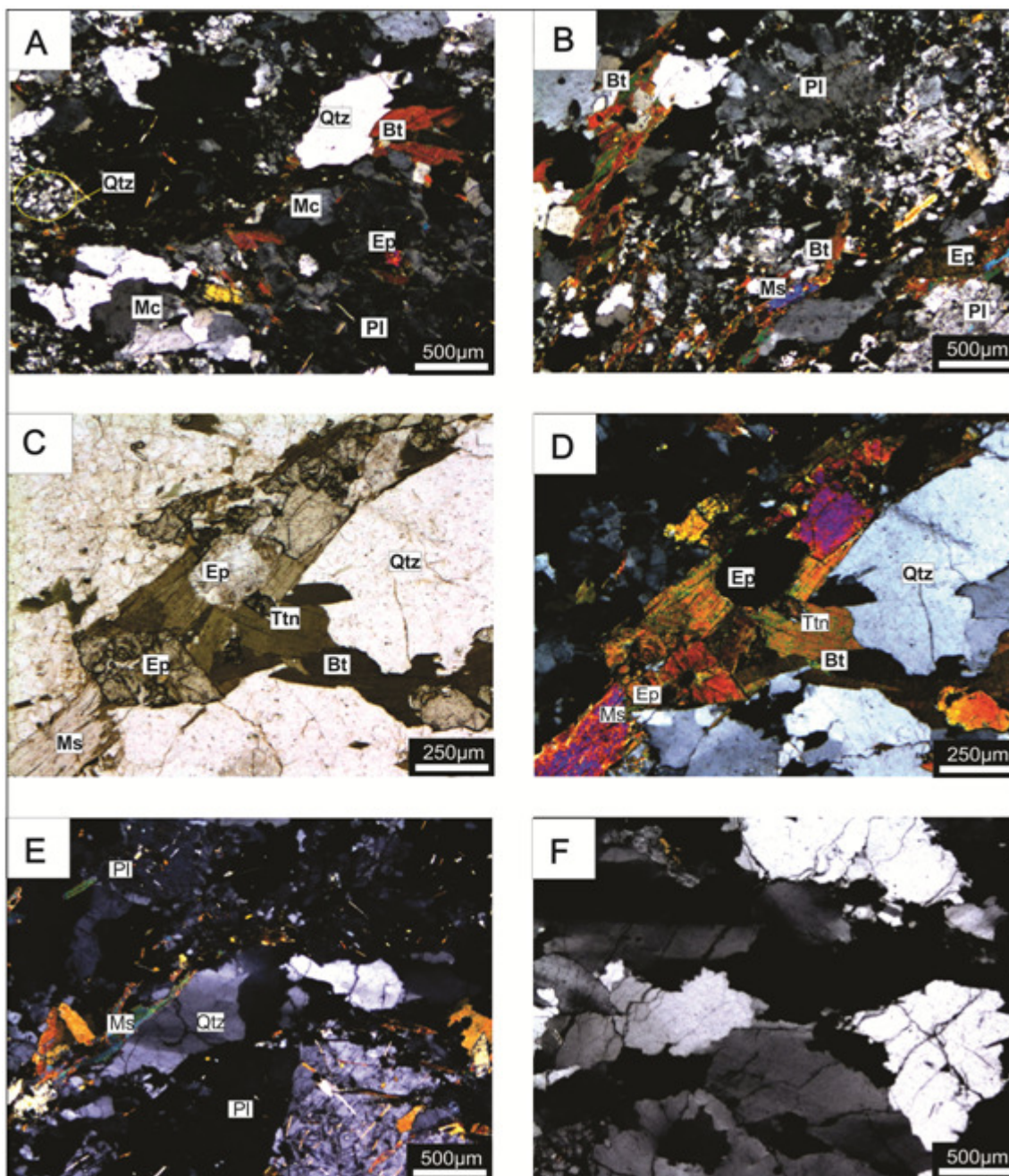


Figura 3.9 - Fotomicrografias do Granodiorito Porteiras. A) Biotita granodiorito cataclástico (Amostra HP-190 NX). B) Detalhe da orientação das micas, cristais de feldspatos cominuídos e quartzo estirados na forma de feixes sigmoidais (NX). C) e D) Detalhe da associação de biotita, muscovita, epidoto e titanita na amostra (Amostra HP-196 N// e NX). E) Feixe de quartzo boudinado e fraturado (Amostra HP-196 NX). F) Bolsão de quartzo xenomórfico intensamente fraturado com extinção ondulante, contato serrilhado e formação de sub-grão (Amostra HP-196 NX).

No corpo Barreirão a análise de lâmina petrográfica do biotita granodiorito leucocrático cataclástico (Amostras HP-391 e 392) evidencia rocha granular grossa com corredores cataclásticos, caracterizada principalmente pela cominuição dos minerais e orientação da biotita e muscovita. Esta rocha é composta

essencialmente por microclina (20-25%), oligoclásio (35%) quartzo (29-33%) e biotita (5-11%) (Figura 3.10). A microclina está localizada principalmente nos interstícios com os demais minerais, apresenta fraturamento, maclas em xadrez, formas hipidiomórficas além de intercrescimento pertítico em alguns cristais (Figura 3.10B). O oligoclásio ocorre como porfiroclastos ou nos corredores cataclásticos onde os grãos são finos devido a cominuição (Figura 3.10C). Os cristais são hipidiomórficos, maclados segundo a lei da albita, muitos cristais apresentam extinção ondulante e maclas de deformação e os contatos entre os cristais geralmente são retilíneos. No contato com a microclina apresenta intercrescimento mimerquítico. Localmente estão sericitizados (Figura 3.10E). Os grãos de quartzo podem ser grossos, xenomórfico, com extinção ondulante, formação de sub-grãos, migração de borda de grãos e leve orientação cristalográfica de alguns agregados. A biotita tem granulação fina a média, formas lamelares e tonalidade castanha. Há duas gerações de muscovita, uma de granulação fina à média associada à biotita como visualizada na Figura 3.10F ou como mineral de granulação fina resultado da alteração do oligoclásio. Zircão e apatita ocorrem como minerais acessórios. O epidoto é um mineral secundário, está orientado segundo a foliação, tem granulação fina, forma subédrica e está associado a biotita (Figura 3.10 D).

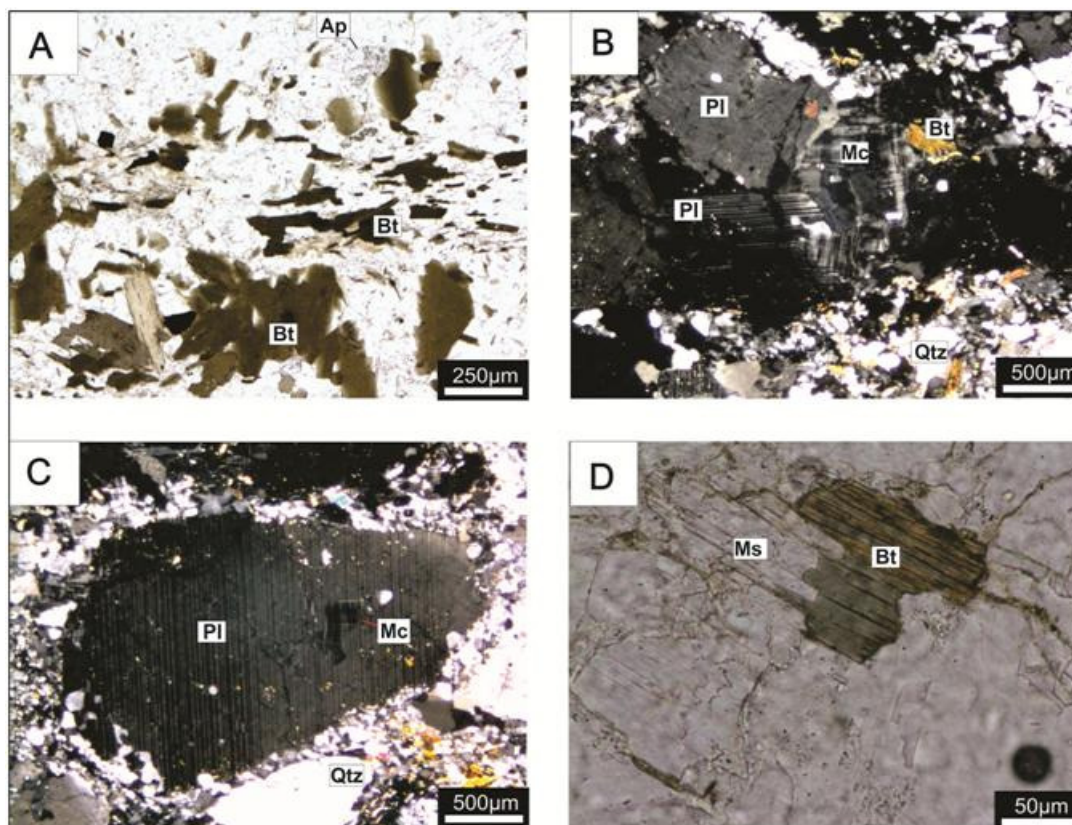


Figura 3.10 - Fotomicrografias do Corpo Barreirão. A) Destaque para biotita (Bt) de granulação fina com orientação preferencial em corredores cataclásticos e biotita média sem orientação no Biotita granodiorito cataclástico (Amostra HP-392 N//). B) Biotita monzogranito protocataclástico de granulação grossa com grãos de oligoclásio (Pl) e microclina (Mc) com bordas comúnuídas (Amostra HP-391 N//). C) Oligoclásio grosso com bordas arredondados extremamente comúnuídas, envolvido por uma matriz fina rica em grãos de quartzo, microclina e plagioclásio (Amostra HP-391 NX). D) Grão de biotita em contato com muscovita primária (Amostra HP-391 N//).

3.2.2 Química Mineral

Na Suíte Travessia, foram realizadas: 4 análises de biotita e 4 de muscovita do corpo Porteiras; e 4 análises de biotita do corpo Barreirão. O cálculo da fórmula estrutural destas biotitas e muscovita foi realizado utilizando-se 11 átomos de oxigênio equivalentes. A média ponderada dos teores por amostra e a fórmula estrutural calculada a partir da média estão sumarizada nas tabelas 3.1 e 3.2. No diagrama de Nachit *et al.* (2005), a biotita do corpo Barreirão plota no campo da biotita primária magmática enquanto a do corpo Porteiras plota no campo da biotita reequilibrada por processos metamórficos, mas muito próxima ao campo da biotita primária magmática (Figura 3.11B). No diagrama de Tischendorf *et al.*, (2004) a biotita dos dois corpos plota na região limítrofe entre os campos da biotita e da siderofilita (Figura 3.11A).

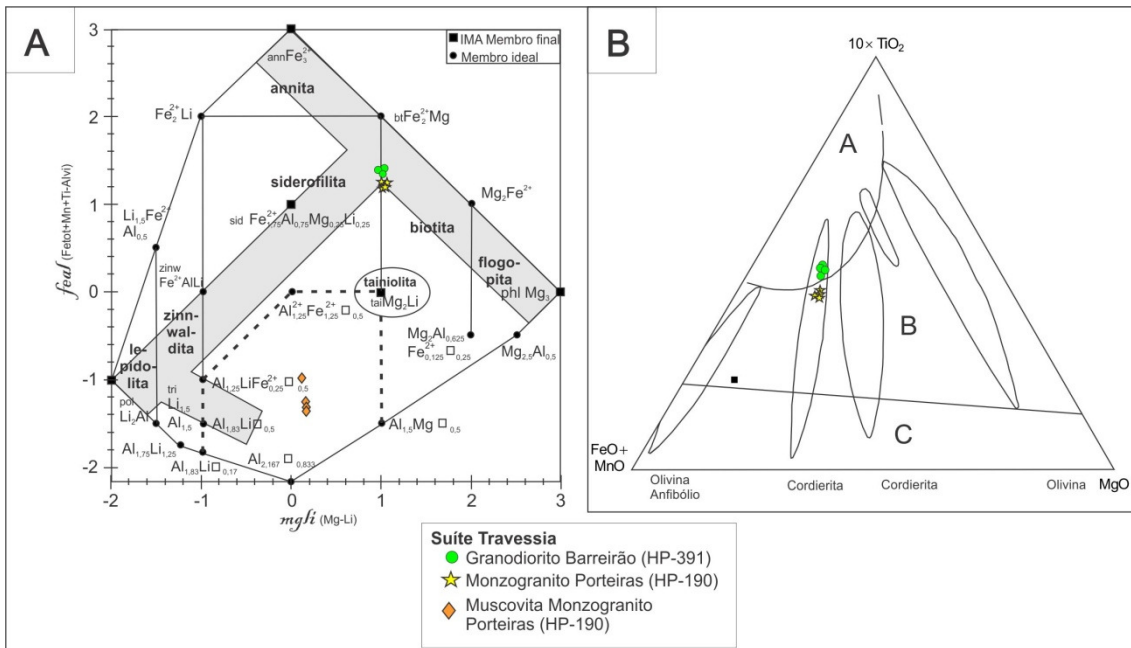


Figura 3.11 - Diagramas para as análises de química mineral para amostras da fácies granodiorito leucocrática da Suíte Travessia. A) Classificação de micas de Tischendorf *et al.*, (2004). B) Diagrama de discriminação de biotita com os campos de: A – Primária magmática; B – Reequilibrada; e C – Neofomada (Nachit *et al.*, 2005).

A fórmula estrutural média da biotita do corpo Barreirão é $(K_{0,92} Na_{0,01}) Fe_{1,39} Mg_{1,00} Mn_{0,03} Ti_{0,16} Al^{VI}_{0,22} [Al^{IV}_{1,16} Si_{2,83} O_{10}] (OH_{1,90} F_{0,08})$. Mostra substituição do K por Na nas intercâmbias, enquanto o sítio octaédrico apresenta entrada restrita de Mn e Ti.

A fórmula estrutural média da biotita do corpo Porteiras é $(K_{0,92} Na_{0,01}) Fe_{1,34} Mg_{1,01} Mn_{0,04} Ti_{0,12} Al^{VI}_{0,28} [Al^{IV}_{1,11} Si_{2,88} O_{10}] (OH_{1,93} F_{0,06})$. Observa-se portando a substituição de K por Na nas intercâmbias, entrada de Mn, Ti e Al nas camadas octaédricas (Y) e F substituindo o (OH). Além disso, esta biotita tem concentração de Al e Ti semelhante à encontrada no corpo Barreirão.

Tendo em vista a composição da biotita e as características petrográficas dos dois corpos serem muito similares sugere-se que apesar do gráfico de Nachit *et al.*, (2005) mostrar que a biotita do Corpo Porteiras estar reequilibrada, não houve expressivas modificações na sua composição original.

A muscovita do corpo Porteiras no diagrama de Tischendorf *et al.* (2004) plota no campo da muscovita rica em ferro longe do campo ideal da muscovita (Figura 3.11A). A fórmula estrutural média para

esta muscovita é $(K_{0,92} Na_{0,03}) Fe_{0,27} Mg_{0,17} Ti_{0,02} Al^{vi}_{1,56} [Si_{3,30} Al^{iv}_{0,69} O_{10}] (OH_{3,98})$. Observa-se as substituições isomórficas de K por Na, entrada de Fe, Mg e Ti nos sítios octaédricos. A relação entre a biotita e muscovita no diagrama de Al_2O_3 x TiO_2 sugere que estes minerais estão em equilíbrio (Figura 3.12). Das quatro análises realizadas na muscovita três apresentam teores de TiO_2 variando entre 0,57 e 0,81, que sugerem uma origem magmática (Tabela 3.2).

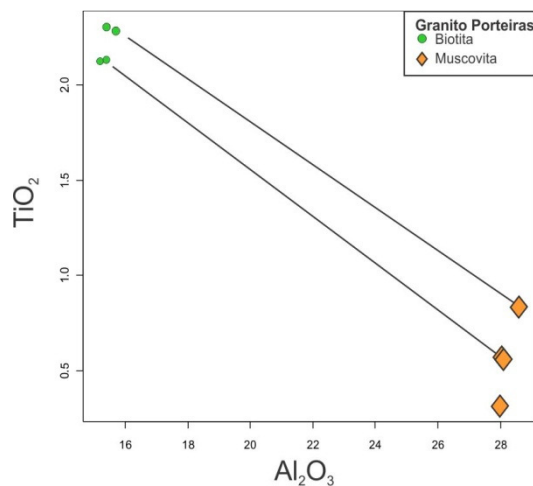


Figura 3.12 - Diagrama Al_2O_3 vs TiO_2 com análises químicas da biotita e muscovita do corpo Porteiras.

Tabela 3.1 - Composição média da biotita da fácies granodiorito leucocrático da Suíte Travessia.

MINERAL	BIOTITA	
	Barreirão	Porteiras
CORPO		
QTD. ANÁLISES	4	4
LITOLOGIA	Granodiorito	Monzogranito
AMOSTRA	HP-391	HP-190
SiO ₂	36,78	37,42
TiO ₂	2,86	2,21
Al ₂ O ₃	15,24	15,42
FeO	21,61	20,81
MnO	0,52	0,66
MgO	8,71	8,87
CaO	0,04	0,06
Na ₂ O	0,10	0,10
K ₂ O	9,40	9,43
SrO	0,03	0,01
BaO	0,06	0,05
F	0,36	0,26
Cl	0,03	0,03
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01
Li ₂ O*	0,00	0,01
H ₂ O*	3,71	3,76
Subtotal	99,49	99,11
O=F,Cl	0,16	0,11
Total	99,33	99,00
Si	2,838	2,881
Al iv	1,162	1,119
Al vi	0,225	0,281
Ti	0,166	0,128
Cr	0,002	0,000
Fe	1,395	1,340
Mn	0,034	0,043
Mg	1,002	1,018
Li*	0,000	0,000
Ca	0,003	0,005
Na	0,016	0,016
K	0,925	0,926
Sr	0,002	0,000
Ba	0,002	0,002
OH*	1,908	1,934
F	0,088	0,063
Cl	0,003	0,003
TOTAL	9,772	9,761
Y total	2,824	2,813
X total	0,948	0,949
Al total	1,386	1,400
Fe/Fe+Mg	0,582	0,568
Luhr <i>et al.</i> 84	916,156	893,360

Tabela 3.2 – Composição da muscovita do granodiorito Porteiras.

AMOSTRA	190 musc sec1 1n	190 musc sec1 1b	190 musc sec2 1n	190 musc sec2 1b	MÉDIA
SiO ₂	48,625	47,566	48,890	49,909	48,748
TiO ₂	0,573	0,833	0,571	0,314	0,573
Al ₂ O ₃	28,062	28,601	28,031	27,975	28,167
FeO	4,725	6,228	4,552	4,104	4,902
MnO	0,069	0,055	0,041	0,087	0,063
MgO	1,782	1,230	1,904	1,883	1,700
CaO	0,008	0,023	0,000	0,000	0,008
Na ₂ O	0,187	0,287	0,279	0,225	0,245
K ₂ O	10,750	10,668	10,755	10,758	10,733
SrO	0,000	0,072	0,000	0,011	0,021
BaO	0,151	0,216	0,084	0,090	0,135
F	0,027	0,038	0,000	0,017	0,021
Cl	0,003	0,009	0,014	0,006	0,008
Cr ₂ O ₃	0,135	0,054	0,012	0,000	0,050
Li ₂ O*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H ₂ O*	8,799	8,775	8,830	8,886	8,822
Subtotal	103,896	104,655	103,963	104,265	104,195
O=F,Cl	0,012	0,018	0,003	0,009	0,010
Total	103,884	104,637	103,960	104,256	104,184
Si	3,309	3,243	3,319	3,364	3,309
Al iv	0,691	0,757	0,681	0,636	0,691
Al vi	1,559	1,541	1,561	1,587	1,562
Ti	0,029	0,043	0,029	0,016	0,029
Cr	0,007	0,003	0,001	0,000	0,003
Fe	0,269	0,355	0,258	0,231	0,278
Mn	0,004	0,003	0,002	0,005	0,004
Mg	0,181	0,125	0,193	0,189	0,172
Li*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001
Na	0,025	0,038	0,037	0,029	0,032
K	0,933	0,928	0,931	0,925	0,929
Sr	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001
Ba	0,004	0,006	0,002	0,002	0,004
OH*	3,994	3,991	3,998	3,996	3,995
F	0,006	0,008	0,000	0,004	0,004
Cl	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001
TOTAL	11,012	11,046	11,015	10,986	11,015
Y total	2,050	2,070	2,044	2,028	2,048
X total	0,962	0,976	0,970	0,957	0,966
Al total	2,251	2,298	2,243	2,223	2,254
Fe/Fe+Mg	0,598	0,740	0,573	0,550	0,615

3.2.3 Composição química das rochas

O acervo litoquímico desta unidade é representado por 12 análises químicas da fácies gnaisse tonalítico a granodiorítico mesocrático e 4 análises químicas da fácies metagranodiorítica leucocrática sendo duas do corpo Porteiras e duas do Barreirão.

Para a fácies de composição tonalítica a granodiorítica mesocrática, observam-se teores intermediários à ácidos de SiO_2 que variam entre 53 e 68%, o Al_2O_3 varia de moderado à altos entre 14,3 e 19,7%, elevados teores de CaO (2,5-8,3%) e Na_2O (2,3-4,8%) enquanto os teores de K_2O são baixos variando entre 0,3 e 2,2%. Os teores de Fe_2O_3 são moderados à altos, variando entre 3,8 e 9,4%, enquanto os teores de MgO são moderados, variando entre 0,9 e 4,7%. Os teores de TiO_2 , MnO , P_2O_5 e Cr_2O_3 não apresentam valores muito expressivos. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ é menor que 1 (Tabela 3.3).

Nas análises químicas dos dois corpos da fácies de composição granodiorítica o teor de SiO_2 é maior e varia entre 66 e 73%, mostrando caráter ácido, o teor de Al_2O_3 varia de moderado a alto entre 12 e 16%, o Na_2O é elevado (3,6 à 4,8%) em relação aos teores de CaO e K_2O que variam entre 1,2 à 1,9% e 2,3 à 3,7% respectivamente. O teor de Fe_2O_3 também é relativamente baixo variando entre 1,7 e 3,4%. Os teores de TiO_2 , MnO , P_2O_5 e Cr_2O_3 não apresentam valores muito expressivos. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ é menor que 1 (Tabela 3.3).

No diagrama Q-P Debon *et al.*, (1988) as amostras da Suíte Travessia ocupam os campos do quartzo diorito, tonalito e granodiorito, classificação semelhantes às determinadas a partir da composição modal das amostras, sendo que algumas ligeiras discrepâncias podem estar relacionadas à dificuldade de visualização dos K feldspatos nas lâminas petrográficas. Observa-se também que as amostras da fácies leucocrática plotam somente no campo do granodiorito (Figura 3.13A). No diagrama A/CNK as amostras apresentam caráter metaluminoso a altamente peraluminoso no caso das amostras da fácies leucocrática (Figura 3.13 B).

O diagrama de Hacker mostra que para as rochas desta unidade o incremento de sílica acarreta na diminuição do CaO , Al_2O_3 , MgO , FeO , TiO_2 e P_2O_5 e o aumento do K_2O e Na_2O . Observa-se também que as amostras do granodiorito leucocrático apresentam maior quantidade de SiO_2 (Figura 3.14).

De forma geral, as amostras desta suíte apresentam enriquecimento em ETR em relação ao condrito, com padrão ligeiramente inclinado caracterizado por leve enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados. Predomina a baixa anomalia negativa de Eu (Figura 3.15A).

Nos diagramas de elementos litófilos (LILE) e de alto potencial iônico (HFSE) normalizados pelo ORG (Pearce *et al.*, 1984), observa-se leve enriquecimento nos LILE (K_2O , Rb, Ba, Th) e empobrecimento nos HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Y e Yb) (Figura 3.15B).

Tabela 3.3 - Composição química (% em peso) e normativa CIPW das amostras da fácies tonalítica a granodiorítica mesocrática, Suíte Travessia.

AMOSTRA	HP-175B	HP-180	HP-181	HP-182A	HP-182B	HP-182C	HP-195C	HP-386	HP-387	HP-389	HP-390	HP-397
LITOLOGIA	Bt Gnaiss tonalítico	Bt Gnaiss tonalítico	Bt gnaiss granodiorítico	Hbl gnaiss tonalítico	Metatonalito		Bt tonalito	Hbl metagranodiorito	Bt metatonalito	Hbl bt gnaiss tonalítico	Hbl metatonalito	Metatonalito
SiO ₂	66,67	64,52	61,27	57,59	63,75	60,41	61,37	53,37	67,96	62,07	57,41	63,96
TiO ₂	0,34	0,79	0,91	0,75	0,55	0,70	0,62	0,52	0,40	0,98	0,89	0,98
Al ₂ O ₃	17,12	17,94	18,12	14,37	16,42	15,44	19,95	19,79	14,65	15,57	17,54	17,55
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01
Fe ₂ O ₃	3,84	5,34	7,89	7,99	4,56	6,64	5,52	9,44	3,90	6,58	7,40	7,15
*FeO	3,45	4,80	7,10	7,19	4,10	5,97	4,97	8,49	3,51	5,92	6,66	6,43
MnO	0,04	0,08	0,13	0,14	0,07	0,11	0,07	0,18	0,06	0,10	0,12	0,19
MgO	0,98	1,33	2,45	4,73	1,89	4,21	1,67	4,28	1,16	2,90	4,07	1,67
CaO	3,53	3,06	4,76	7,16	4,02	4,50	5,10	8,36	2,54	4,51	6,76	3,53
K ₂ O	0,84	1,67	2,38	0,48	1,50	0,30	1,45	0,51	2,25	1,38	0,78	2,25
Na ₂ O	4,17	4,83	3,50	2,83	3,57	2,34	4,68	3,63	3,71	3,81	3,50	4,73
P ₂ O ₅	0,12	0,25	0,20	0,25	0,13	0,17	0,19	0,18	0,14	0,26	0,19	0,41
LOI	<0,01	0,13	0,40	0,24	0,43	0,93	0,35	0,47	0,12	0,41	0,58	0,31
TOTAL	97,67	99,94	102,01	96,54	96,88	95,76	100,97	100,75	96,90	98,58	99,23	102,71
K ₂ O/Na ₂ O	0,20	0,35	0,68	0,17	0,42	0,13	0,31	0,14	0,61	0,36	0,22	0,48
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	50,35	22,71	19,91	19,16	29,85	22,06	32,18	38,06	36,63	15,89	19,71	17,91
CaO/Na ₂ O	0,85	0,63	1,36	2,53	1,13	1,92	1,09	2,30	0,68	1,18	1,93	0,75
Q	30,51	21,62	18,37	19,50	26,08	30,21	15,53	7,40	30,99	21,37	14,58	18,78
C	3,22	3,22	1,61	0,00	1,93	3,49	1,86	0,00	1,83	0,23	0,00	1,90
Or	4,96	9,87	14,07	2,84	8,87	1,77	8,57	3,01	13,30	8,16	4,61	13,30
Ab	35,29	40,87	29,62	23,95	30,21	19,80	39,60	30,72	31,39	32,24	29,62	40,02
An	16,73	13,55	22,31	25,09	19,10	21,22	24,06	36,20	11,69	20,68	29,85	14,83
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	0,00	0,00	0,00	6,85	0,00	0,00	0,00	2,75	0,00	0,00	1,91	0,00
Hy	2,44	4,58	6,42	8,61	4,92	10,49	4,56	9,38	2,89	7,22	9,25	4,52
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	5,37	7,74	11,44	2,67	6,61	0,88	8,00	0,00	5,48	7,28	3,84	10,37
Ap	0,28	0,59	0,47	0,59	0,31	0,40	0,45	0,43	0,33	0,62	0,45	0,97
TOTAL	99,59	103,54	106,03	97,67	99,06	95,62	103,82	100,41	98,78	101,22	100,54	106,54
Ab/Na	2,11	3,02	1,33	0,95	1,58	0,93	1,65	0,85	2,69	1,56	0,99	2,70
Or/Ab	0,14	0,24	0,47	0,12	0,29	0,09	0,22	0,10	0,42	0,25	0,16	0,33

*FeO calculado e não incluído no TOTAL.

Tabela 3.4 - Teores (ppm) dos elementos traços das amostras das fácies tonalítica a granodiorítica mesocrática, Suíte Travessia.

AMOSTRA	HP-175B	HP-180	HP-181	HP-182A	HP-182B	HP-182C	HP-195C	HP-386	HP-387	HP-389	HP-390	HP-397
LITOLOGIA	Bt Gnaiss tonalítico	Bt Gnaiss tonalítico	Bt gnaiss granodiorítico	Hbl gnaiss tonalítico	Metatonalito		Bt tonalito	Hbl metagranodiorito		Hbl bt gnaiss tonalítico		Metatonalito
Ba	339,00	312,00	493,00	69,00	384,00	160,00	332,00	202,00	636,00	388,00	200,00	524,00
Rb	23,40	48,10	73,80	5,70	42,20	5,40	50,10	10,30	50,90	29,00	13,30	67,90
Th	3,00	3,50	3,90	4,30	2,90	2,50	2,70	1,10	3,20	2,90	1,00	5,20
Nb	1,68	10,02	25,71	3,94	24,05	4,06	4,56	0,53	5,05	9,61	5,36	24,27
Ta	0,36	0,69	1,78	0,50	0,53	0,54	0,35	0,26	0,45	0,71	0,54	1,43
Be	0,40	2,00	2,50	0,60	1,10	0,80	1,30	1,00	1,00	1,30	1,00	2,20
Cs	0,66	0,71	1,97	0,08	0,77	0,19	1,69	0,79	0,88	0,63	0,29	2,01
Ga	18,50	19,00	22,40	18,00	20,80	18,80	22,30	21,90	16,10	20,00	20,60	22,90
Hf	2,40	4,42	5,94	3,01	2,57	3,41	3,31	1,18	3,76	6,67	1,40	6,54
Sn	1,10	2,70	1,80	2,10	1,10	2,20	<0.3	2,40	0,80	0,80	8,30	9,80
Sr	527,00	327,00	324,00	383,00	458,00	306,00	745,00	649,00	264,00	368,00	447,00	385,00
U	0,21	0,48	1,10	1,36	0,51	0,51	0,77	0,59	0,33	0,58	0,31	1,49
W	3,30	<0.1	<0.1	3,00	3,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Y	4,11	16,98	30,10	14,11	12,22	15,05	8,38	12,25	14,54	27,47	22,85	43,17
Zr	82,00	139,00	188,00	83,90	68,60	102,00	119,00	27,60	109,00	214,00	25,70	215,00
Cd	0,03	0,05	0,05	0,06	0,02	0,08	0,03	0,03	<0.01	0,03	0,04	0,14
Co	3,50	6,10	14,60	6,40	11,60	6,90	9,20	8,30	6,60	10,60	12,40	5,90
Cu	23,40	8,40	28,70	53,40	54,00	66,00	137,00	48,20	3,10	38,20	52,90	11,60
Mo	0,08	0,33	1,33	0,36	0,14	0,20	0,61	0,16	0,17	0,23	0,14	0,57
Ni	4,00	2,10	7,70	26,50	25,20	20,50	10,00	6,60	10,60	25,70	29,00	3,80
Pb	1,40	1,70	1,70	1,30	1,10	1,70	2,10	0,90	1,00	0,80	0,70	2,80
Zn	32,00	54,00	82,00	20,00	54,00	12,00	59,00	32,00	42,00	49,00	31,00	123,00
La	19,10	18,70	29,20	13,50	20,20	13,20	20,70	6,80	17,40	21,70	11,20	28,80
Ce	39,80	46,20	68,20	32,00	36,20	32,70	43,70	14,80	38,70	51,30	29,10	71,40
Pr	4,93	5,67	8,38	4,28	4,61	4,22	5,19	2,92	4,76	6,67	4,77	9,50
Nd	17,80	21,90	32,60	17,80	16,90	16,70	19,30	11,30	17,20	27,50	20,20	39,90
Sm	2,10	4,30	6,30	3,50	3,00	3,10	3,30	2,20	3,20	5,30	4,40	8,40
Eu	0,60	0,94	1,32	1,02	0,81	0,83	1,02	0,69	0,58	1,52	1,24	2,08
Gd	1,48	4,11	5,66	3,11	2,93	2,98	2,40	2,13	2,88	5,37	4,33	8,28
Tb	0,15	0,54	0,81	0,38	0,42	0,41	0,27	0,32	0,47	0,76	0,65	1,20
Dy	0,81	3,18	5,28	2,57	2,14	2,68	1,56	1,87	2,40	4,74	4,10	7,63
Ho	0,13	0,57	1,10	0,46	0,46	0,51	0,23	0,43	0,51	0,93	0,80	1,47
Er	0,41	1,68	2,91	1,44	1,03	1,44	0,75	1,16	1,29	2,77	2,18	4,29
Tm	0,06	0,23	0,45	0,19	0,18	0,19	0,10	0,18	0,19	0,35	0,27	0,62
Yb	0,20	1,50	3,20	1,40	1,00	1,50	0,60	1,20	1,30	2,60	2,10	4,60
Lu	0,09	0,27	0,51	0,21	0,20	0,30	0,17	0,22	0,23	0,45	0,36	0,75

Tabela 3.5 - Composição química (% em peso) e normativa (Mesonorma Granitos) das amostras da fácies granodiorítica leucocrática, Suíte Travessia.

CORPO	GRAMITO PORTEIRAS		BARREIRÃO	
	AMOSTRA	HP190	HP196	HP391
LITOLOGIA	Bt granodiorito cataclástico	Bt granodiorito	Bt granodiorito protoclástico	Bt granodiorito cataclástico
SiO ₂	75,32	71,29	70,98	67,21
TiO ₂	0,20	0,21	0,18	0,36
Al ₂ O ₃	13,19	14,73	15,94	16,64
Cr ₂ O ₃	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
Fe ₂ O ₃	1,83	2,62	2,11	3,49
*FeO	1,64	2,36	1,89	3,14
MnO	0,07	0,06	0,04	0,04
MgO	0,49	0,55	0,37	0,86
CaO	1,30	1,78	1,37	1,97
K ₂ O	2,94	2,69	3,72	2,34
Na ₂ O	3,70	4,04	4,25	4,90
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,07	0,16
LOI	0,49	0,29	0,10	0,25
TOTAL	99,63	98,33	99,13	98,22
K ₂ O/Na ₂ O	0,80	0,67	0,87	0,48
FeO/MgO	7,05	9,01	10,92	7,71
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	67,65	71,15	89,55	45,70
CaO/Na ₂ O	0,35	0,44	0,32	0,40
Q	38,99	34,38	29,62	25,72
C	1,70	2,11	2,61	2,81
Or	15,58	13,62	21,16	10,85
Ab	30,58	34,73	36,42	41,00
An	5,78	8,52	6,44	8,62
Bt	2,09	4,09	1,59	4,35
Anf	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	0,19	0,17	0,17	0,38
Mt	2,58	3,86	3,09	5,00
He	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	0,18	0,20	0,17	0,34
TOTAL	97,56	101,51	101,19	98,88
Ab/Na	5,29	4,08	5,66	4,75
Or/Ab	0,51	0,39	0,58	0,26

*FeO calculado e não incluído no TOTAL.

Tabela 3.6 - Teores (ppm) dos elementos traços das amostras das amostras da fácies granodiorítica à monzogranítica leucocrática, Suíte Travessia.

CORPO	PORTEIRAS		BARREIRÃO	
AMOSTRA	HP190	HP196	HP391	HP392
LITOLOGIA	Bt granodiorito cataclástico	Bt granodiorito	Bt granodiorito protoclataclástico	Bt granodiorito cataclástico
Ba	851,00	836,00	901,00	872,00
Rb	59,00	54,10	68,00	48,10
Th	5,90	4,50	6,80	6,80
Nb	9,98	8,80	8,98	11,70
Ta	1,01	0,85	0,56	0,71
Be	1,60	2,30	1,50	1,50
Cs	0,60	1,86	0,71	2,01
Ga	18,10	17,00	17,50	26,00
Hf	2,36	2,45	3,00	3,43
Sn	0,90	0,40	8,90	7,80
Sr	191,00	212,00	526,00	887,00
U	1,61	1,10	0,95	0,84
W	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Y	38,57	13,91	5,20	6,53
Zr	55,20	64,90	83,40	97,80
Cd	0,02	<0.01	0,00	0,05
Co	2,40	2,70	1,70	3,20
Cu	6,60	6,80	2,80	11,60
Mo	0,11	0,17	0,21	0,08
Ni	3,10	3,30	2,10	3,70
Pb	2,30	1,60	2,10	2,20
Zn	38,00	38,00	24,00	51,00
La	46,80	5,00	24,00	22,90
Ce	33,00	21,20	49,10	50,40
Pr	16,41	5,16	4,99	3,00
Nd	58,90	17,30	16,60	12,70
Sm	7,20	1,40	2,30	2,40
Eu	1,40	0,03	0,29	0,36
Gd	7,62	1,35	1,20	5,88
Tb	1,18	0,25	0,14	0,03
Dy	7,54	1,97	0,81	4,46
Ho	1,41	0,40	0,19	0,23
Er	3,76	1,40	0,48	0,54
Tm	0,56	0,19	0,08	0,06
Yb	3,40	1,40	0,40	0,50
Lu	0,54	0,27	0,10	0,13

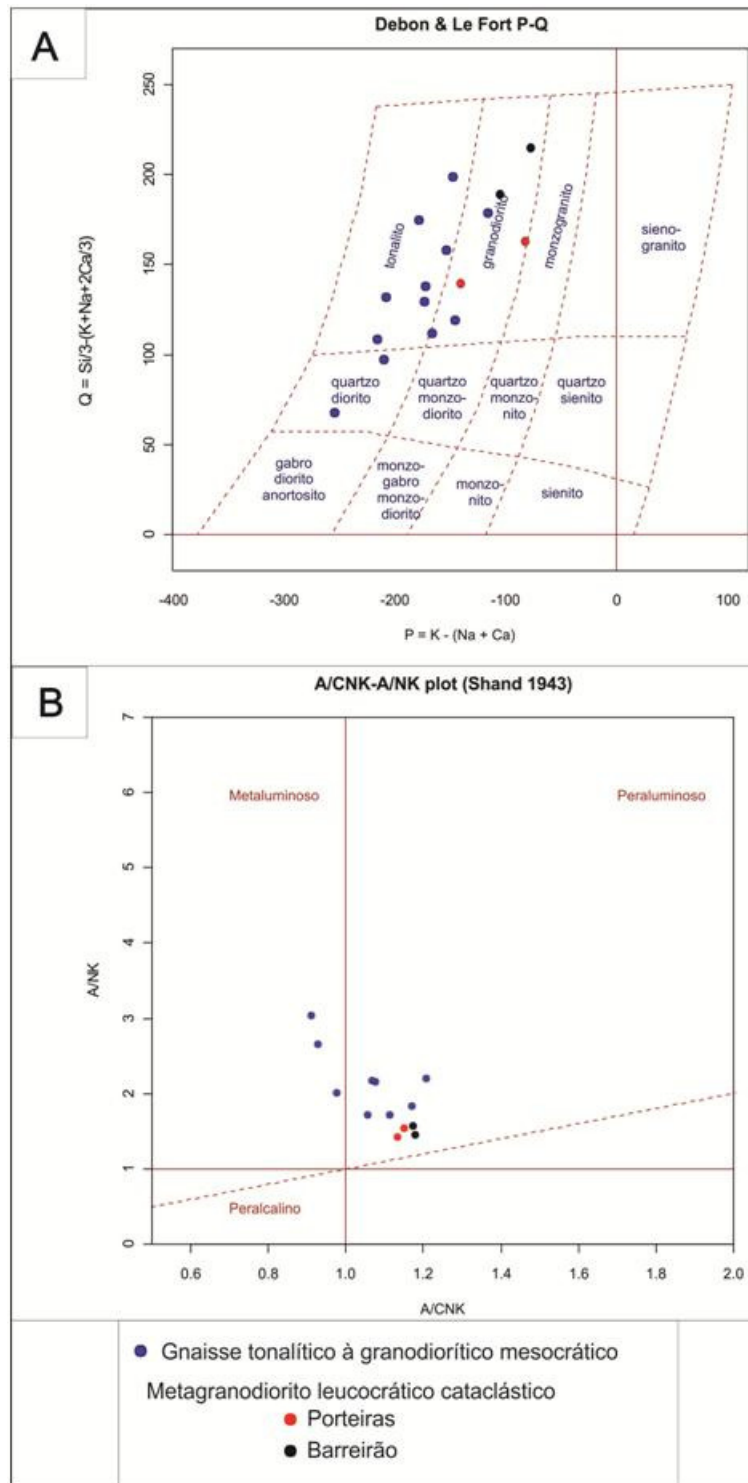


Figura 3.13 - Diagramas litoquímicos para a Suíte Travessia. A) Diagrama Q-P Debon et al., (1988) para rochas saturadas em sílica. B) Diagrama A/CNK-A/NK (Shand, 1943).

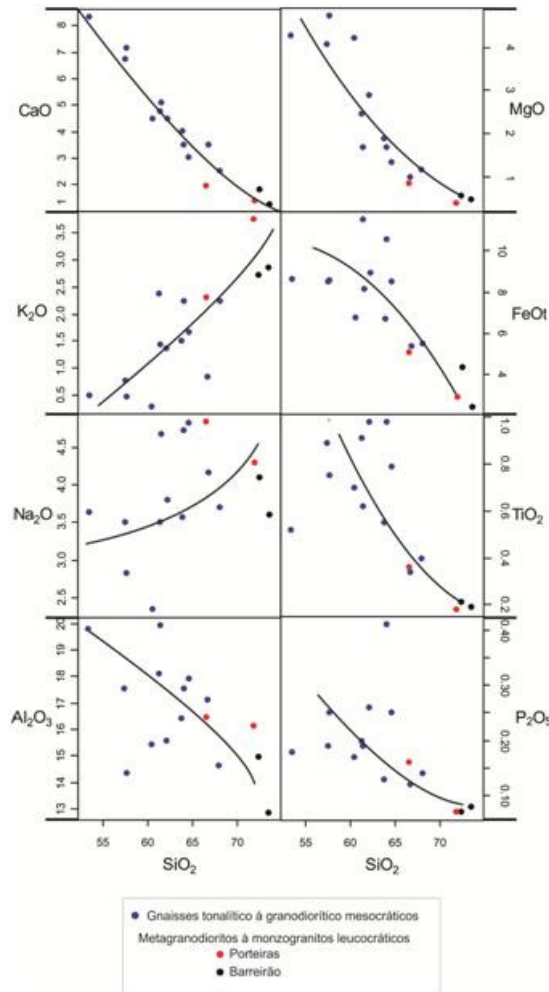


Figura 3.14 - Diagrama de variação entre SiO₂ e outros elementos maiores (% em peso) das amostras da Suíte Travessia (diagrama de Harker). A seta mostra a tendência evolutiva das rochas da suíte.

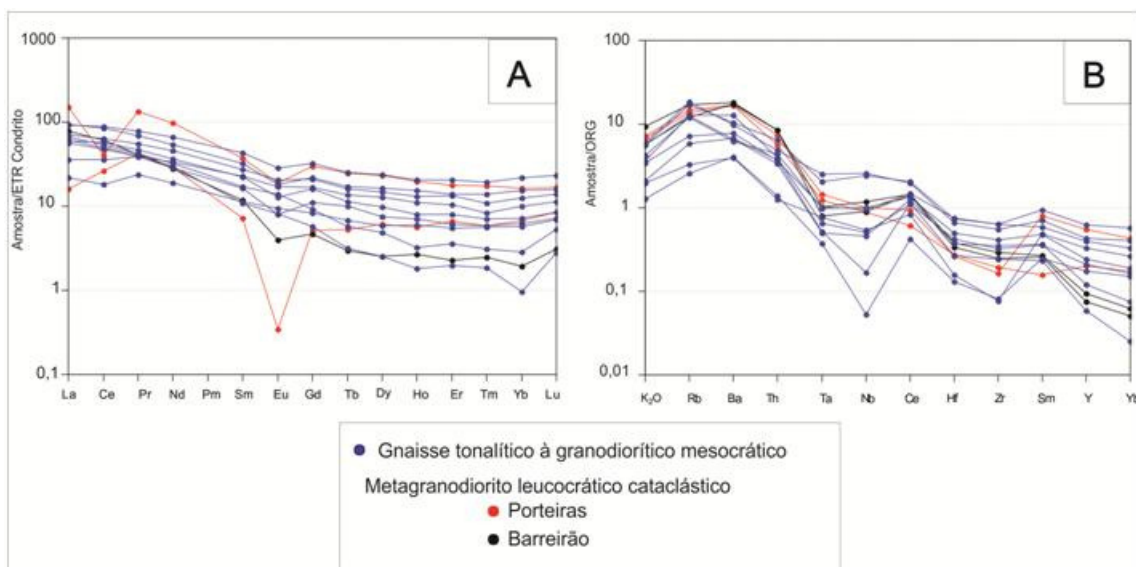


Figura 3.15 - Aranhagramas para a Suíte Travessia. A) ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984). B) elementos LILE/HFSE, normalizados pelo ORG de Pearce et al., (1984).

3.4 Suíte Bonfim

A Suíte Bonfim foi definida por Polo e Diener (2012) na cartografia geológica na área de abrangência da Folha Mata Azul, sendo ali representada por 5 corpos graníticos intrusivos em rochas da sequência Mara Rosa e Suíte Travessia. A revisão dos dados, como explicado anteriormente, levou à retirada dos Corpos Porteiras e Barreirão desta suíte, mantendo assim apenas os granitos Esmeril, Vista 1 e Vista.

O Granito Esmeril apresenta diversas exposições rochosas e por isso apresenta o maior acervo de dados desta suíte. O Granito Vista 1 apresenta poucos afloramentos com rocha fresca, sendo que na superfície predominam saprólitos e solos derivados deste granito. A área de abrangência do Granito Vista 2 foi delimitada a partir das respostas geofísicas semelhantes ao Granito Vista 1; todavia, em campo, não foram evidenciados afloramentos com rocha fresca nesta região. Utilizando o sistema de classificação modal da IUGS as rochas da Suíte Bonfim são classificadas principalmente como monzogranito (Figura 3.17).

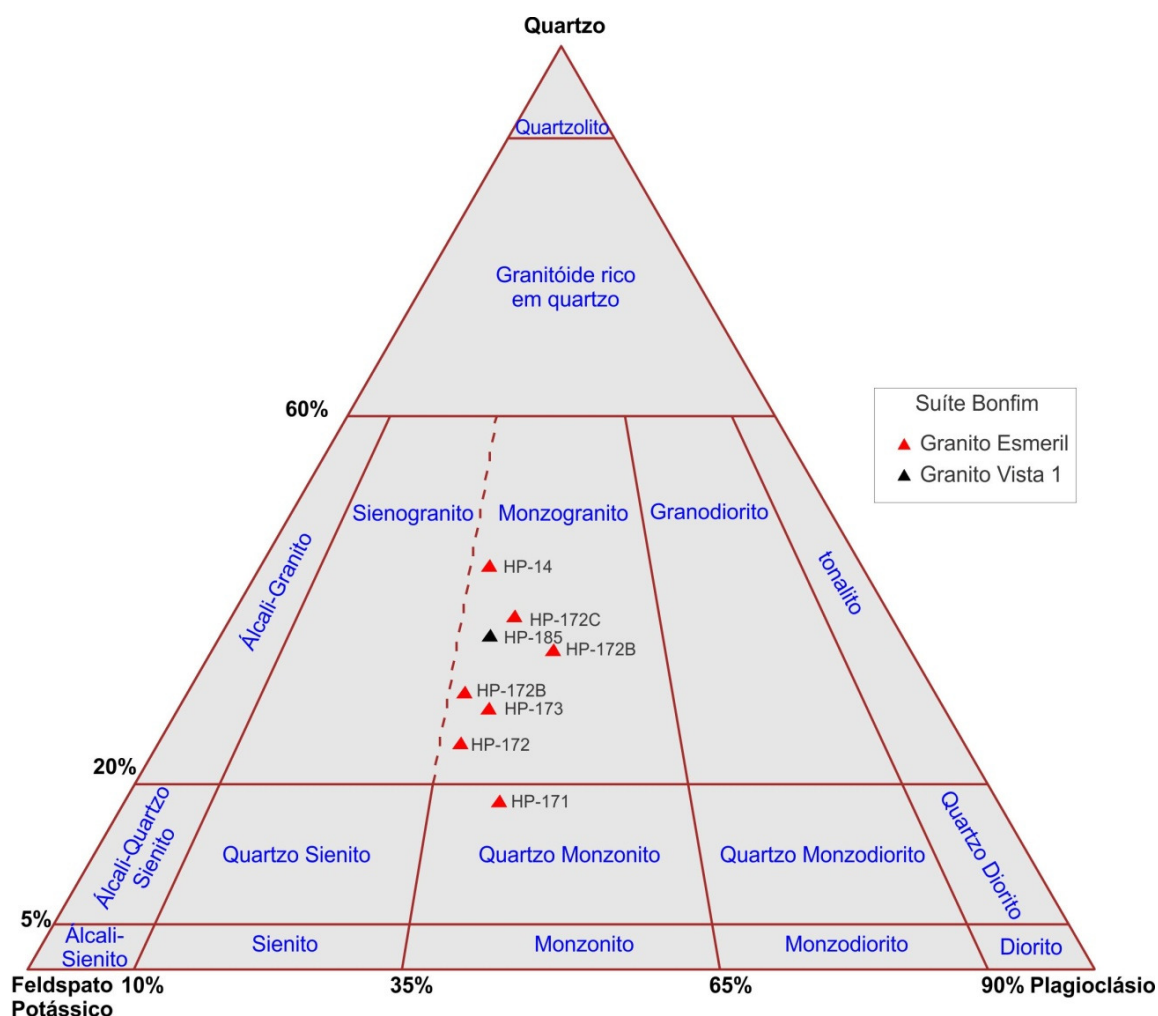


Figura 3.17 -Diagrama modal da IUGS (Streckeisen,1976) com a classificação das amostras da Suíte Bonfim.

3.4.1 Granito Esmeril

O Granito Esmeril está localizado na porção central da Folha Mata Azul, 13Km a noroeste da cidade de Trombas. Este corpo é recortado pelos córregos da Picada, Esmeril e Areia. Em planta apresenta formato circular com 6,5 por 5 Km de diâmetro perfazendo cerca de 30 Km² de superfície aflorante (Figura 3.1).

Neste corpo foram reconhecidas duas fácies, uma que perfaz cerca de 90% do corpo, representada por biotita monzogranito leucocrático, e outra, de quartzo monzonito mesocrático, que ocorre pontualmente na borda sudoeste e apresenta formato anelar em planta. O contato entre estas duas fácies é marcado pelo contraste do latossolo que no monzogranito é cinza claro e no quartzo monzonito é vermelho. De forma geral, o biotita monzogranito apresenta granulação média a grossa, cores variando desde branca a cinza, predominando textura granular hipidiomórfica e pontualmente porfirítica (Figura 3.18). Enquanto no quartzo monzonito a tonalidade é verde, a granulação é média e a textura é granolepdoblástica, apresentando ainda alto magnetismo (Figura 3.19).

Em alguns afloramentos observa-se foliação discreta a penetrativa marcada pela orientação de lamelas e filetes de biotita e no caso do quartzo monzonito também orientação da actinolita e quartzo (Figuras 3.18B e 3.19D). As rochas são recortadas por fraturas geralmente ortogonais e de espaçamento métrico, que podem estar preenchidas por rochas leucocráticas pobres em máficos (<2%) de granulação fina e espessura decimétrica às vezes com ramificações discordantes ao fraturamento e com padrão difuso e irregular (Figura 3.19B e C); ou ainda preenchidas por veios de quartzo retilíneos com turmalina, de espessura centimétrica. Nestes veios geralmente o quartzo preenche a borda enquanto a turmalina ocupa o núcleo (Figura 3.19D).

Ao longo do corpo ocorre também uma série de autólitos de biotita monzogranito mesocrático, magnético, mais rico em biotita em relação ao monzogranito dominante. Os autólitos podem ocorrer isoladamente, ou na forma de brechas, apresentam formatos ovalados, estirados e alongados, tamanhos centimétricos a métricos, sendo que, em escala macroscópica, se distinguem do monzogranito principalmente pela granulação fina e cores verdes a pretas (Pontos HP-172 e HP-173). Nas porções de brechas há uma concentração de autólitos sub arredondados e angulosos métricos envolvidos pelo monzogranito leucocrático. Observa-se a interação de borda entre estas rochas, com invasão dos minerais do monzogranito leucocrático nos autólitos, principalmente microclina (Figura 3.19E e F).

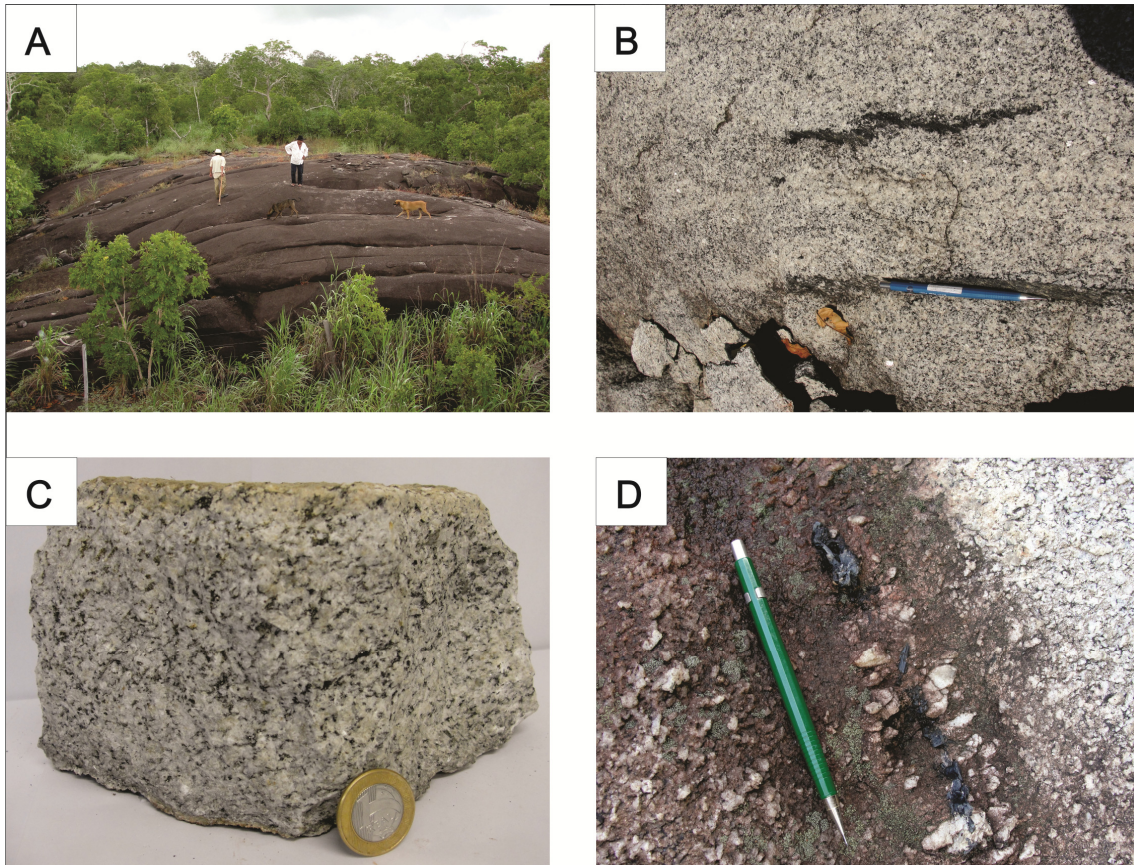


Figura 3.18 - Fotografias do Granito Esmeril, Suíte Bonfim. A) Aspecto geral do monzogranito, mostrando fraturas metricamente espaçadas (Afloramento HP-174). B) Foliação marcada pela orientação de filetes ricos em biotitas e faixas de quartzo e feldspatos orientados no monzogranito (Afloramento FD-075). C) Aspecto geral do biotita monzogranito leucocrático com granulação média (Afloramento HP-173). D) Veio centimétrico que corta o monzogranito composto por quartzo na borda e turmalina no centro (Afloramento HP-173).

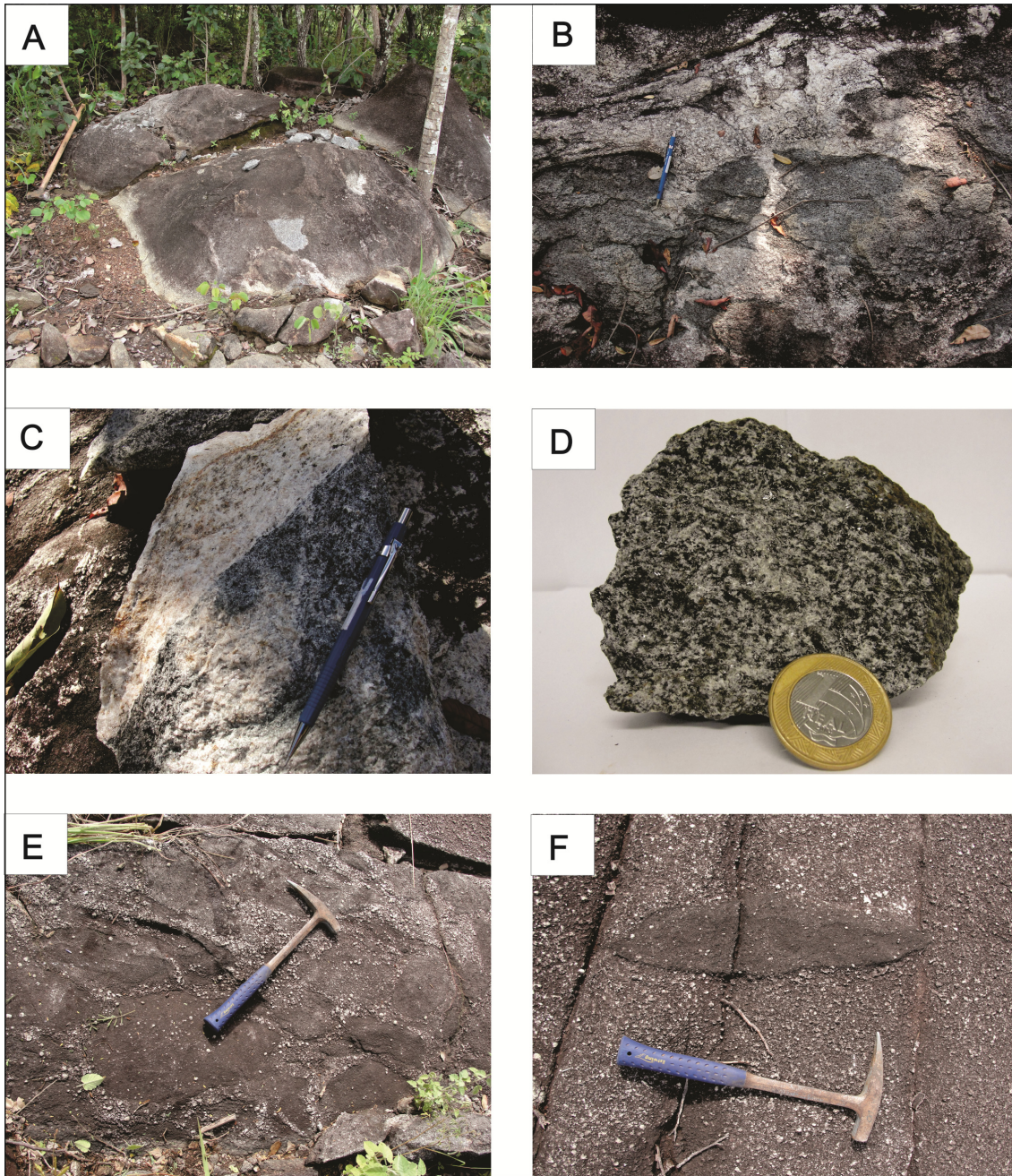


Figura 3.19 - Fotografias do Granito Esmeril, Suíte Bonfim. A) Afloramento de quartzo monzonito foliado (Afloramento HP-171). B) Quartzo monzonito foliado com intrusões de granito leucocrático (HP-171). C) Detalhe dos quartzo monzonitos e dos granitos leucocráticos (porção esbranquiçada). D) Detalhe do quartzo monzonito mesocrático. E) Brechas de biotita monzogranito mesocrático envolvido por monzogranito leucocrático (Afloramento HP-172). F) Autólito de monzogranito mesocrático estirado, com invasão de borda e de fenocristais de microclina proveniente do monzogranito leucocrático (HP-172).

3.4.1.1 Aspectos microscópicos

A petrografia do monzogranito (Lâminas HP-14, HP-172, HP-172C, HP-173 e HP-174) mostra mineralogia essencial composta por microclina (40-60%), oligoclásio (23-32%), quartzo (20-25%) e biotita (8-15%). Os minerais acessórios apresentam granulação fina e são representados por zircão geralmente como inclusão na biotita, turmalina alongada, titanita com forma subédrica, allanita com halos de epidoto, apatita

em forma de agulha. Os principais minerais secundários são mica branca e epidoto em substituição do oligoclásio, mas observa-se também a clorita em substituição da biotita (Figura 3.20).

O microclinio geralmente apresenta granulação média à grossa, forma hipidiomórfica sendo que os contatos podem ser retilínios ou interlobados, maclas em xadrez, além de extinção ondulante e intercrescimento pertítico localizado. Os cristais finos estão localizados na borda dos grossos e possivelmente são produtos de cominuição. O oligoclásio apresenta principalmente formato hipidiomórfico com contatos retilíneos entre os grãos, a granulação varia de média a grossa, podendo ocorrer grãos finos ocupando os interstícios, ocorrem maclas polissintéticas e são visualizadas mirmequitas no contato com a microclina. Na lâmina HP-174 são visualizadas também maclas de deformação, extinção ondulante e cominuição dos grãos. Quando alterados apresentam saussuritização. Os grãos de quartzo apresentam granulação fina a grossa, podem ser granulares à xenoblásticos, os contatos podem ser retilíneos à interlobados, com forte extinção ondulante e deformação intracristalina. Localmente podem estar fraturados e com formação de sub-grãos. As lamelas de biotita ocorrem dispersas pela lâmina, às vezes orientadas. São comuns inclusões de zircão formando halos pleocróicos. Predomina a tonalidade castanha, mas pontualmente tendendo para a cor verde caracterizando uma cloritização. Quando alterada para clorita observa-se filetes escuros nas bordas, possivelmente relacionados a concentrações de ferro e titânio decorrentes da alteração. No caso do autólito de monzogranito (Lâmina HP-173B) as principais diferenças observadas são o predomínio da granulação média à fina, a maior concentração de biotita (20%) e cristais grossos de microclina (Figura 3.20).

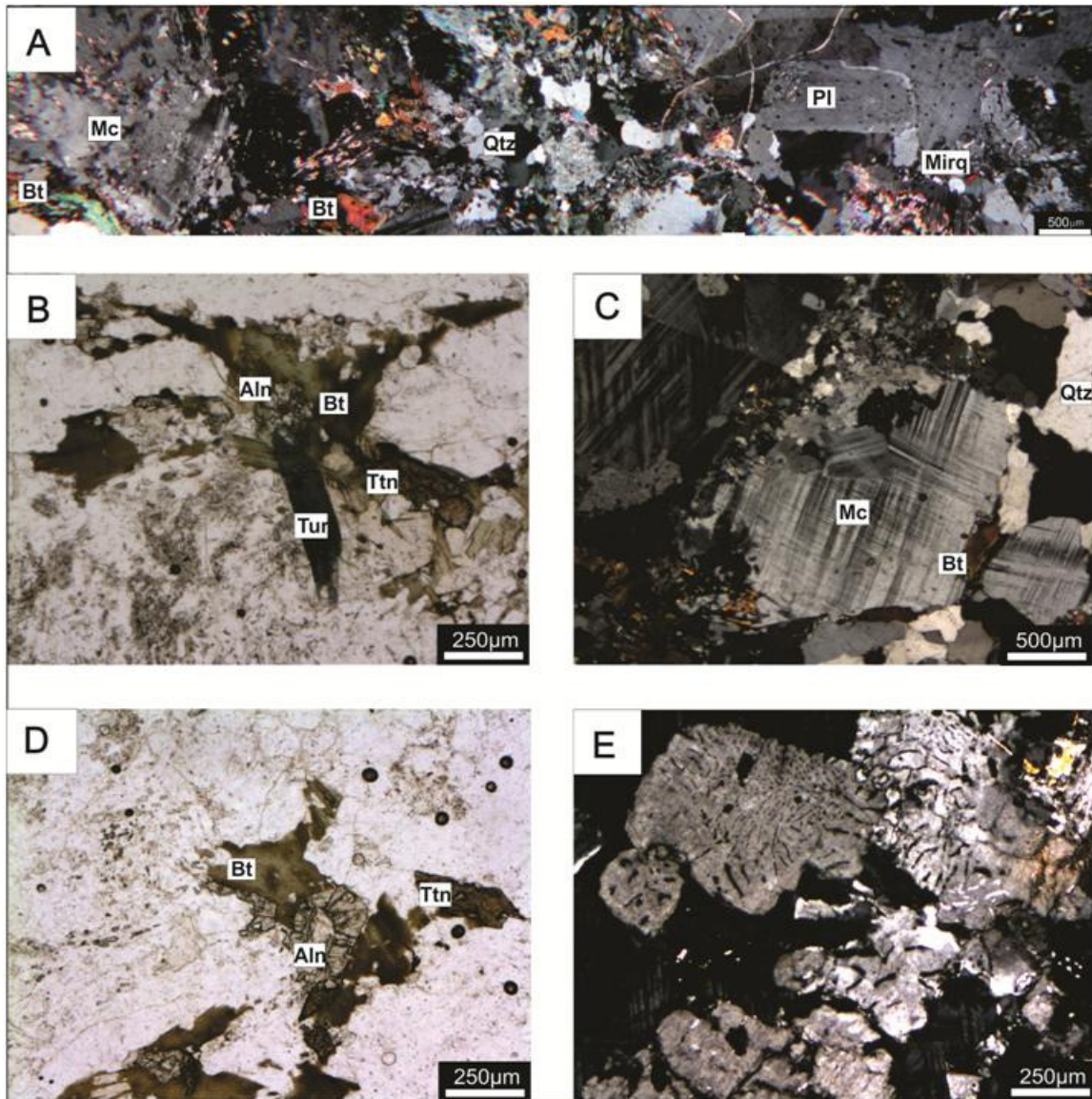


Figura 3.20 - Fotomicrografias do monzogranito do Granito Esmeril. A) Aspecto geral do biotita monzogranito (NX) e B) Detalhe dos cristais lamelares de biotita, allanita com halo metamítico, cristais subédricos de titanita e turmalina azul alongada (Amostra HP-172 N//). C) Textura granular no biotita monzogranito. Cristais médios de microclina com maclas em xadrez e na borda finos cristais derivados de cominuição além de biotita ocupando os interstícios e cristais de quartzo xenoblásticos com contatos levemente interlobados. D) Allanita metamictizada (Amostra HP-14N//). E) Intercrescimento mirmequítico entre quartzo e oligoclásio no contato com a microclina (NX).

No caso do metaquartzo monzonito (Lâmina HP-171), a análise da lâmina petrográfica mostra mineralogia essencial composta de microclina (35%), oligoclásio (30%), quartzo (9%), biotita (15%), actinolita (7%), apatita (1,5%) e titanita (2%). A foliação da rocha é bastante penetrativa evidenciando uma textura granolepdoblástica marcada por bandas com orientação de biotita e actinolita e bandas claras compostas por microclina, quartzo e oligoclásio. A microclina apresenta granulação média, formas hipidiomórficas, com contatos retilíneos a sinuosos, exibe maclas em xadrez muito difusas, além de extinção ondulante. Localmente observa-se intercrescimento perfitico. O oligoclásio tem granulação fina a média, formato hipidiomórfico, contatos retilíneos e sinuosos entre os grãos, é maclado segundo a lei da albita, pode apresentar extinção ondulante e maclas de deformação. A biotita apresenta granulação média, formato

tabular, orientada marcando a foliação da rocha. Nela predomina a cor castanho escuro, às vezes verde. O quartzo tem granulação fina, formas xenoblásticas, exibindo contatos interlobados e extinção ondulante. A actinolita ocorre associada a biotita, podendo estar alongada em formato acicular ou como cristais prismáticos. A granulação é média e o pleocroísmo sutil, variando de amarelo à verde. Observam-se também inclusões de quartzo. A titanita ocorre como cristais subédricos de granulação fina à média, dispersos pela rocha envolvendo outros cristais e com inclusões de quartzo. A apatita ocorre na forma de agulhas de granulação fina dispersas pela lâmina. Os minerais acessórios apresentam granulação fina e são representados principalmente por allanita, zircão e magnetita associados à biotita e a actinolita (Figura 3.21).

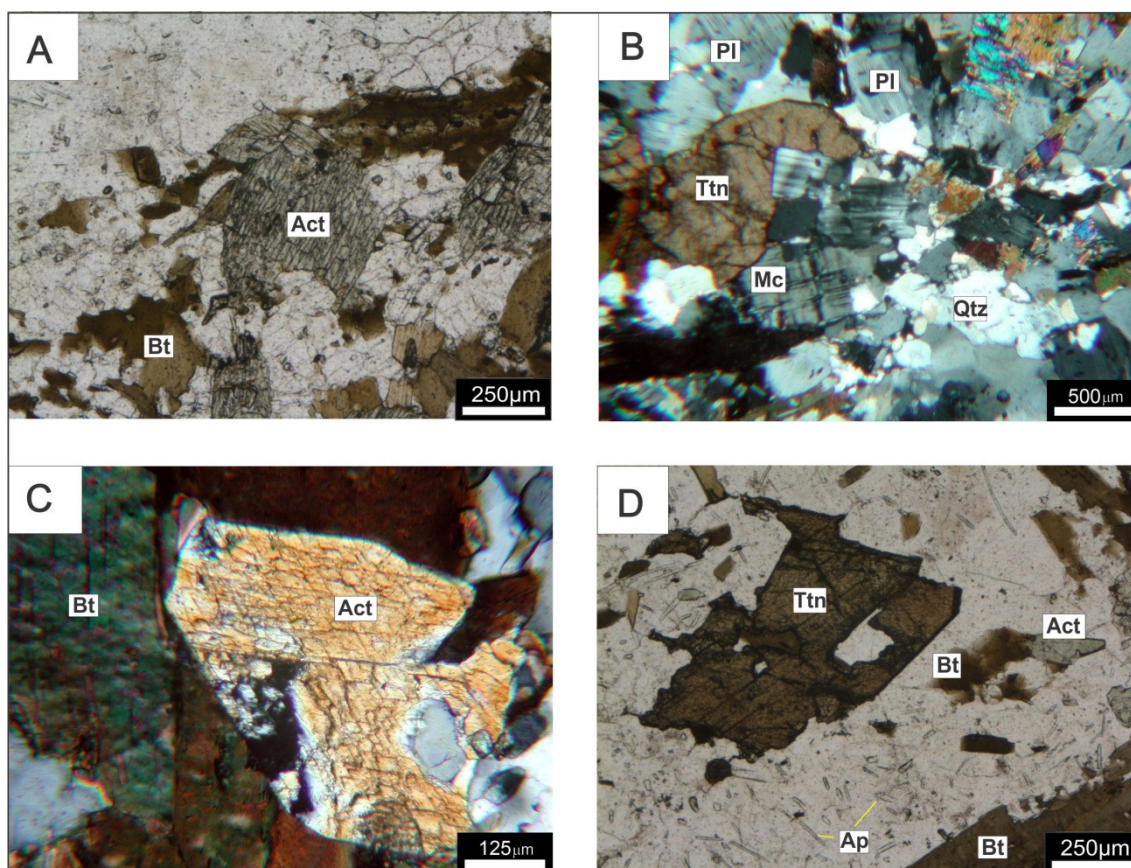


Figura 3.21 - Fotomicrografias do quartzo monzonito, Granito Esmeril (Amostra HP171). A) e B) Textura granolepdoblástica mostrando biotita lamelar orientada, cristais de plagioclásio e quartzo hipidioblásticos e actinolita prismática. C) Detalhe da actinolita. D) Titanita subédrica de granulação média e agulhas de apatita, comuns na rocha.

3.4.2 Granito Vista 1

O Granito Vista 1 está localizado na porção sul da Folha Mata Azul e na porção norte da Folha Formoso. Seu formato superficial ovalar foi delineado principalmente por contrastes geofísicos, visto que, neste corpo, os afloramentos são escassos, predominando perfis espessos de latossolo e saprólitos rasos o que impossibilitou a obtenção de relações de campo com as encaixantes. O Granito Vista 1 é representado por monzogranito equigranular médio a grosso, de cor cinza claro que ocorrem na forma de lajedos rasteiros isolados ou dentro de ravinas. As exposições mais comuns mostram intensa alteração intempérica, marcada

por uma coloração amarelada das rochas, aspecto friável, com substituição de feldspato por argilominerais e de biotita para clorita (Figura 3.22).

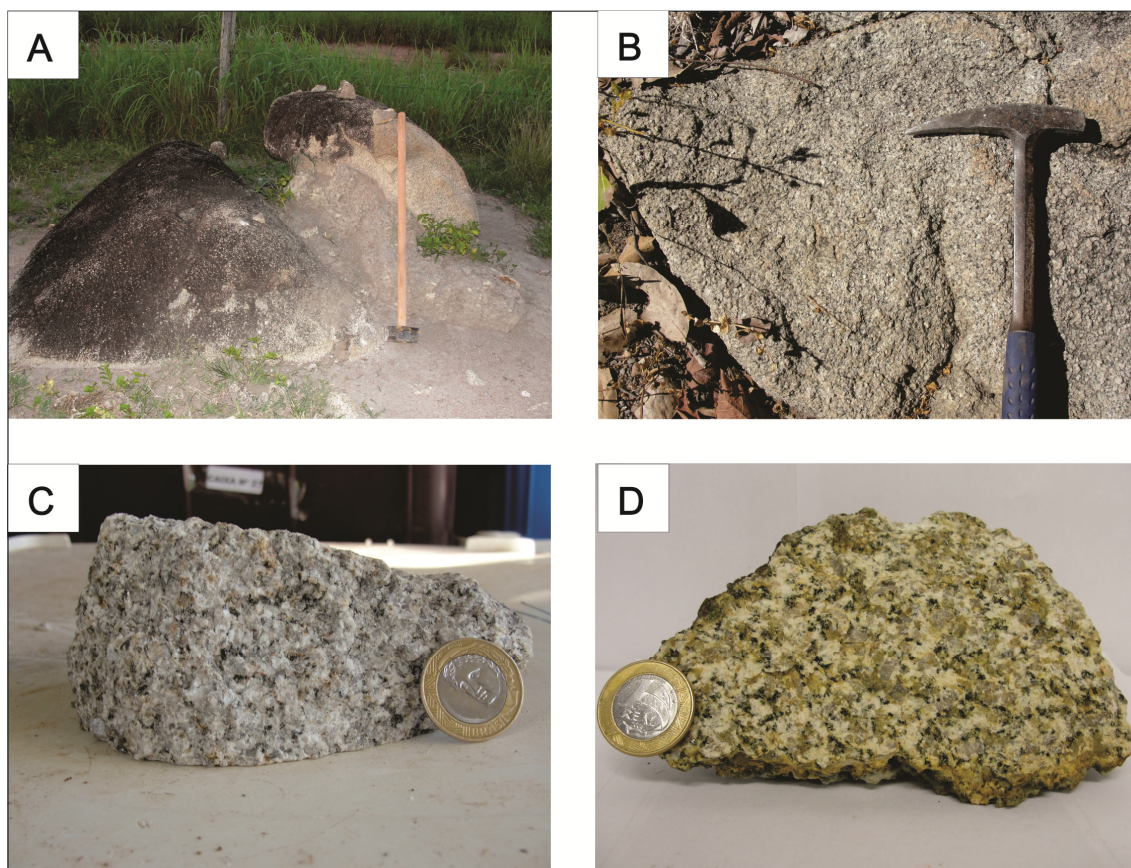


Figura 3.22 - Fotografias do monzogranito do Granito Vista 1, Suíte Bonfim. A) Aspecto geral de afloramento do monzogranito (Afloramento HP-149). B) Biotita monzogranito com granulação média (Afloramento HP-185). C) Detalhe do biotita monzogranito granular leucocrático (Amostra HP-185). D) Biotita monzogranito granular intemperizado, cor amarelo claro com argilização dos feldspatos e cloritização da biotita (Amostra HP-170).

3.4.2.1 Aspectos microscópicos

Apenas no afloramento HP-185 obteve-se uma amostra de rocha fresca, do qual foi confeccionada uma lâmina delgada e realizada uma análise litoquímica. A análise petrográfica da lâmina mostra biotita monzogranito leucocrático, equigranular hipidiomórfico de granulação grossa. A mineralogia essencial composta por microclina (32%), oligoclásio (24%), quartzo (26%) e biotita (9%). Os minerais acessórios são titanita, zircão e allanita. A microclina apresenta intenso fraturamento, tem granulação grossa, formas hipidiomórficas com contatos lobulados, maclas em xadrez, as vezes difusa e intercrescimento peritítico. O oligoclásio tem granulação grossa, formas hipidiomórficas, contatos retilíneos a levemente interlobados, maclas segundo a lei da albita. Apresenta intensos processos de sausrutização, sericitização e epidotização. O quartzo tem granulação grossa, forma xenomórfica com deformação intracristalina, o contato com os demais minerais geralmente é serrilhado, sendo comum também extinção ondulante, migração de borda de grão e formação de sub-grãos. A biotita tem forma lamelar, cor de pleocroísmo variando desde castanho à verde escuro. A allanita tem granulação fina à média, geralmente esta bastante fragmentada apresentando formato xenomórfico com contatos serrilhados e com auréolas metamícticas. A titanita tem granulação fina e formato euédrico, ocorre como inclusão na microclina e apresenta inclusões de quartzo. O zircão tem

granulação fina e está associado a biotita. O epidoto ocorre como mineral secundário com formas xenomórficas à hipidiomórficas e granulação média (Figura 3.23).

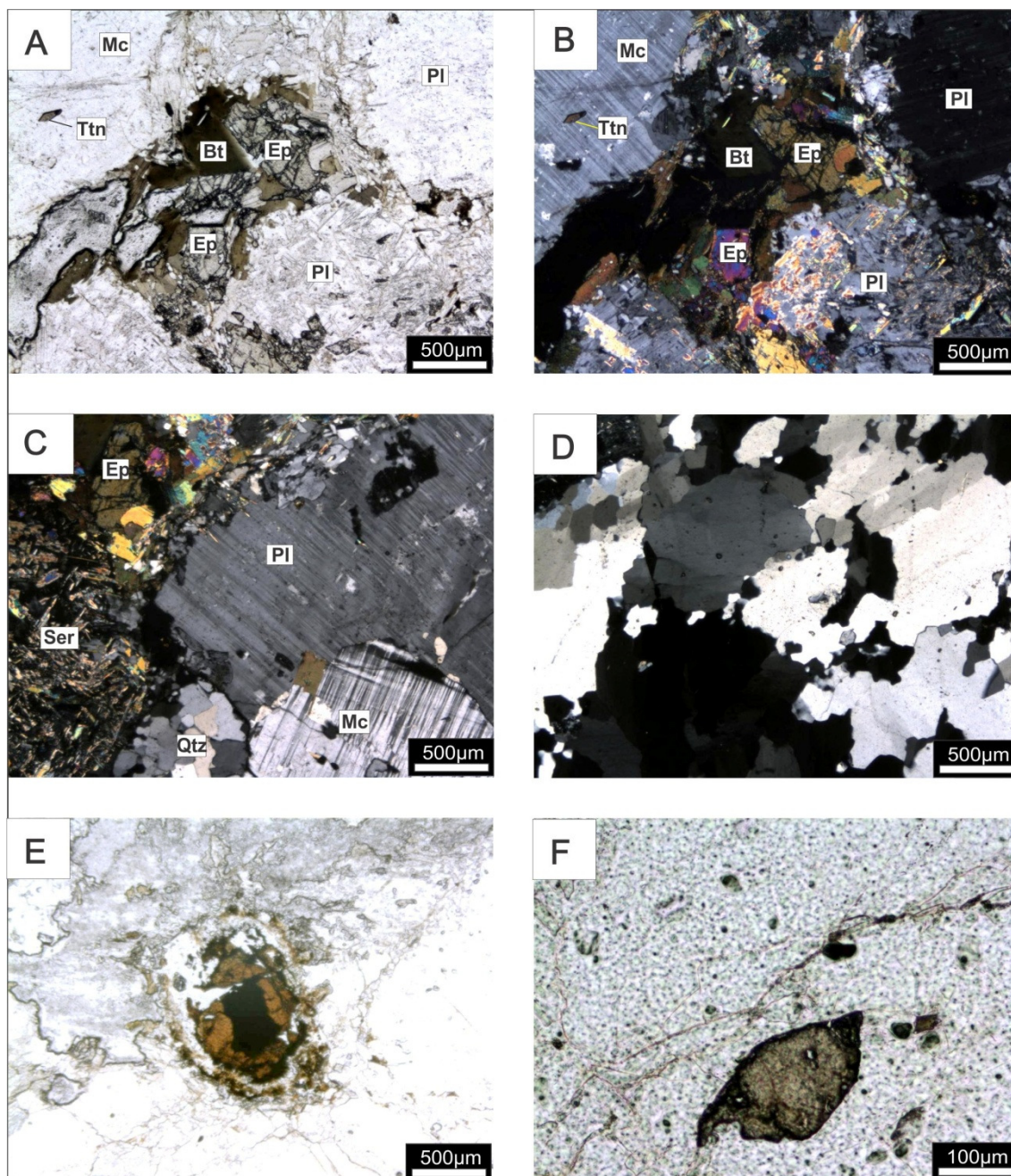


Figura 3.23 - Fotomicrografias do monzogranito do Granito Vista1 (Amostra 185). A) e B) Biotita monzogranito leucocrático. Observa-se intenso processo de sericitização do oligoclásio e titanita inclusa na microclina. C) Detalhe do biotita monzogranito com cristais xenomórficos e bolsões de quartzo. D) Cristais de quartzo xenomórficos com extinção ondulante, contato serrilhado e migração de borda de grão. E) Fenocristal de allanita com metamictização da borda. C) Cristal subédrico de titanita.

3.4.3 Química das Micas

Para o Granito Esmeril foi analisada biotita de 4 amostras de monzogranito totalizando 16 análises e 5 análises pontuais na biotita da amostra do quartzo monzonito. O cálculo da fórmula estrutural destas biotitas foi realizado utilizando-se 11 átomos de oxigênio equivalentes. A média ponderada dos teores por amostra está sumarizada na Tabela 3.8. Plotando-se os resultados analíticos destas amostras no diagrama de Nachit *et al.*, (2005) os baixos teores de TiO_2 mostram que estas biotitas estão reequilibradas metamorficamente (Figura 3.24B).

As amostras do monzogranito plotam no campo da biotita *strictu sensu*, todavia um grupo plota próximo ao campo de transição entre biotita e siderofilita (Figura 3.24A). A fórmula estrutural média destas biotitas é $(K_{0,92} Na_{0,01})Fe_{1,32} Mg_{1,13} Mn_{0,02} Ti_{0,08} Al^{VI}_{0,27}[Al^{IV}_{1,09} Si_{2,90} O_{10}] (OH_{1,57} F_{0,40})$. Comparando-se esta fórmula apresentada por Deer *et al.*, (2008) observa-se, portando, a substituição de K por Na nas intercâmadas, entrada de Mn, Ti e Al nas camadas octaédricas (Y) e F substituindo o (OH). Além disso, esta biotita é moderadamente enriquecida em Fe e Al.

Para o quartzo monzonito as amostras também plotam no campo da biotita, tendendo para composição da flogopita, com fórmula estrutural média $(K_{0,91} Na_{0,01} Ca_{0,04})Fe_{0,95} Mg_{1,81} Mn_{0,01} Ti_{0,9}[Al^{IV}_{1,03} Si_{2,96} O_{10}] (OH_{1,74} F_{0,25})$ (Figura 3.24A). Utilizando-se a mesma comparação anterior verifica-se a substituição de K por Na e Ca nas intercâmadas, enquanto o sítio octaédrico apresenta entrada restrita de Mn e Ti e bastante enriquecimento em Mg.

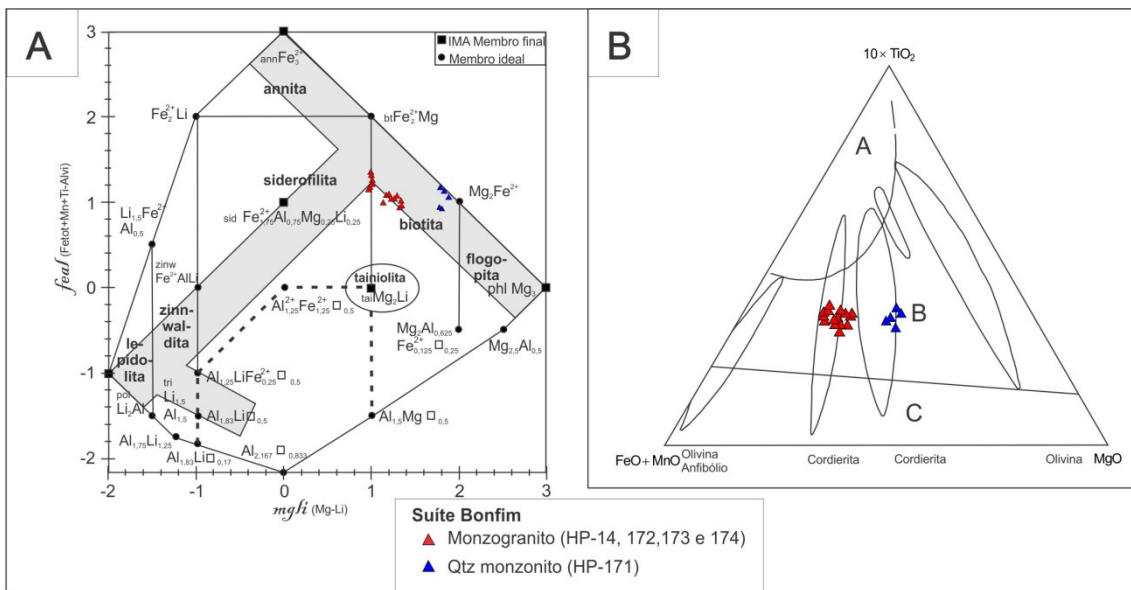


Figura 3.24 - Diagramas para as análises de biotita em amostras do Granito Esmeril (Suíte Bonfim). A) Classificação de micas de Tischendorf *et al.*, (2004). B) Diagrama de discriminação com os campos das biotitas : A – Primária magmática; B – Reequilibrada; e C – Neoformada de Nachit *et al.*, (2005).

Observa-se, portanto que a biotita da fácies quartzo monzonito é mais enriquecida em Mg e pobre em Fe, Al, em relação a biotita do monzogranito, além de apresentar Ca na sua estrutura. A razão $Fe/Fe+Mg$ também reflete a diferença entre as duas fácies, enquanto a biotita do quartzo monzonito apresenta razão média de 0,35 a do monzogranito é de 0,52.

Tabela 3.8 - Teor médio ponderado das biotitas por amostra do Granito Esmeril.

MINERAL	BIOTITA					
CORPO	ESMERIL					
QTD. ANÁLISES	6	2	4	4	21	5
LITOLOGIA	Monzogranito					Qtz monzonito
AMOSTRA	HP-014	HP-173	HP-172	HP-174	MÉDIA	HP-171
SiO ₂	37,89	36,38	38,29	38,56	37,78	39,07
TiO ₂	1,64	1,61	1,52	1,40	1,54	1,59
Al ₂ O ₃	15,17	15,45	14,66	15,03	15,08	12,10
FeO	22,03	21,01	18,97	20,18	20,55	14,95
MnO	0,42	0,40	0,29	0,31	0,35	0,27
MgO	8,62	10,10	10,86	10,06	9,91	16,07
CaO	0,04	0,09	0,02	0,02	0,04	0,05
Na ₂ O	0,09	0,05	0,09	0,07	0,07	0,12
K ₂ O	9,40	9,42	9,44	9,42	9,42	9,50
SrO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04
BaO	0,08	0,18	0,09	0,13	0,12	0,17
F	1,64	1,57	1,90	1,79	1,73	1,06
Cl	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	0,04	0,06	0,19	0,02	0,08	0,02
Li ₂ O*	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02	0,09
H ₂ O*	3,12	3,12	3,00	3,07	3,08	3,44
Subtotal	100,21	99,49	99,39	100,12	99,80	98,54
O=F,Cl	0,69	0,66	0,81	0,76	0,73	0,45
Total	99,52	98,82	98,58	99,36	99,07	98,09
Si	2,916	2,822	2,935	2,943	2,904	2,964
Al iv	1,084	1,178	1,065	1,057	1,096	1,031
Al vi	0,293	0,235	0,260	0,295	0,271	0,001
Ti	0,095	0,094	0,088	0,080	0,089	0,091
Cr	0,002	0,004	0,011	0,001	0,005	0,001
Fe	1,418	1,364	1,216	1,288	1,322	0,950
Mn	0,028	0,026	0,019	0,020	0,023	0,018
Mg	0,989	1,168	1,241	1,144	1,136	1,818
Li*	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004
Ca	0,003	0,008	0,001	0,002	0,004	0,004
Na	0,013	0,007	0,014	0,011	0,011	0,018
K	0,923	0,932	0,924	0,917	0,924	0,920
Sr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Ba	0,003	0,006	0,003	0,004	0,004	0,005
OH*	1,599	1,613	1,534	1,563	1,577	1,741
F	0,398	0,384	0,462	0,433	0,419	0,254
Cl	0,002	0,003	0,004	0,004	0,003	0,005
TOTAL	9,767	9,845	9,778	9,764	9,789	9,825
Y total	2,825	2,892	2,836	2,831	2,846	2,882
X total	0,942	0,953	0,942	0,933	0,942	0,949
Al total	1,376	1,413	1,324	1,352	1,366	1,032
Fe/Fe+Mg	0,589	0,538	0,495	0,530	0,538	0,343
Luhr <i>et al.</i> 84	866,703	868,919	871,359	862,751	867,433	894,029

3.4.4 Composição química das rochas

Foram realizadas 7 análises litoquímicas para o Granito Esmeril e uma para o Granito Vista 1. As análises químicas das 6 amostras classificadas petrograficamente como monzogranito mostram caráter ácido, com teores de SiO₂ variando entre 70 e 76%, elevados teores de álcalis (K₂O+Na₂O > 8%), Al₂O₃ entre 14 e 15% e K₂O (4,59-5,52%), baixos de CaO (1,13-1,49%), MgO (0,4-0,68%) e de TiO₂ (0,20-0,34%) e a razão K₂O/ Na₂O > 1 (Tabela 3.9). Nos diagramas R1-R2 e Q-Ab-Or estas amostras plotam no campo dos granitos *sensu strictu* enquanto no diagrama A/CNK-A/NK estas rochas apresentam caráter peraluminoso com A/CNK variando entre 1,05 à 1,1 (Figuras 3.25 e 3.26). Peraluminosidade que também é evidenciado pela presença de córindon normativo (Tabela 3.9). Os teores dos elementos maiores destas rochas é compatível com a mineralogia evidenciada nas lâminas petrográficas que também classificam estas rochas como granitos *strictu sensu*.

Tabela 3.9 - Composição química (% em peso) e normativa (Mesonorma Granitos) das amostras da Suíte Bonfim.

CORPO	GRANITO ESMERIL							GRANITO VISTA
AMOSTRA	HP136	HP171	HP172	HP172B	HP172C	HP173	HP174	HP185
LITOLOGIA	Bt Metamonzogranito	Meta qtz sienito	Bt Metamonzogranito	Bt Metamonzogranito (autólito)	Bt Metamonzogranito			
SiO ₂	71,18	61,27	70,84	64,17	71,48	70,23	71,91	72,63
TiO ₂	0,33	1,34	0,29	0,77	0,23	0,26	0,19	0,30
Al ₂ O ₃	14,50	12,00	14,66	12,78	14,76	15,22	14,36	14,24
Cr ₂ O ₃	<0,01	0,06	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Fe ₂ O ₃	1,95	4,48	2,07	5,29	1,63	1,87	1,82	2,11
*FeO	1,75	4,03	1,86	4,76	1,47	1,68	1,64	1,90
MnO	0,03	0,11	0,04	0,11	0,03	0,03	0,04	0,05
MgO	0,67	5,56	0,65	2,75	0,52	0,67	0,39	0,48
CaO	1,11	2,80	1,38	1,26	1,34	1,38	1,33	1,42
K ₂ O	5,40	7,85	5,18	7,08	5,30	5,49	5,02	4,37
Na ₂ O	3,25	1,31	3,24	1,30	3,43	3,50	3,41	3,42
P ₂ O ₅	0,12	0,80	0,11	0,39	0,07	0,09	0,09	0,11
LOI	0,36	0,42	0,35	0,54	0,36	0,47	0,23	0,45
TOTAL	98,9	98,00	98,81	96,46	99,15	99,21	98,79	99,58
K ₂ O/Na ₂ O	1,66	5,99	1,60	5,44	1,55	1,57	1,47	1,28
FeOt/MgO	5,56	1,53	6,07	3,66	5,95	5,33	8,94	8,44
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	43,55	8,95	50,91	16,71	64,19	58,99	74,04	48,28
CaO/Na ₂ O	0,34	2,13	0,43	0,97	0,39	0,39	0,39	0,42
Q	30,15	17,23	29,63	29,15	28,54	26,30	31,25	34,96
C	1,61	0,00	1,47	1,71	1,11	1,23	1,15	1,66
Or	30,00	40,09	28,28	34,20	29,29	30,33	28,70	24,55
Ab	28,04	11,52	27,61	11,52	28,97	29,81	29,81	30,41
An	4,82	0,00	6,17	3,86	6,19	6,31	6,21	6,61
Bt	4,05	12,02	3,99	14,97	3,12	3,59	3,14	4,23
Anf	0,00	14,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	0,28	1,96	0,26	0,97	0,17	0,21	0,21	0,28
Mt	2,89	6,73	3,02	8,02	2,36	2,73	2,73	0,00
He	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,22
Il	0,32	1,32	0,28	0,76	0,22	0,25	0,19	0,29
TOTAL	101,99	103,67	100,54	104,52	99,84	100,60	103,25	105,03
Ab/Na	5,82	---	4,47	2,98	4,68	4,73	4,80	4,60
Or/Ab	1,07	3,48	1,02	2,97	1,01	1,02	0,96	0,81

*FeO calculado e não incluído no TOTAL.

A litoquímica da amostra petrograficamente classificada como metaquartzo monzonito (amostra HP-171) mostra teor intermediário de SiO₂ (63,5%), baixo Al₂O₃ (12,4%) e Na₂O (1,3%) e altos CaO (2,9%), K₂O (8,1%), MgO (5,7%), Fe₂O₃ (4,48%), P₂O₅ (0,8%) e TiO₂ (1,3%) para rochas graníticas (Tabela 3.9). Comparando-se estes teores com a mineralogia visualizada nas lâminas petrográficas constata-se que os

elevados teores de MgO e Fe₂O₃ podem estar relacionados a ocorrência em maior proporção de biotita magnésiana (15%) e actinolita (7%) nesta rocha e os teores elevados de P₂O₅ e TiO₂ podem ser correlacionados às quantidades expressivas de apatita (1,5%) e titanita (2%), respectivamente.

No diagrama de classificação R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980) esta amostra plota no campo do quartzo monzonito, provavelmente devido ao seu alto teor de MgO e K₂O presente na amostra (Figura 3.25). No diagrama Q-Ab-Or esta amostra plota fora do domínio de magmas (Figura 3.26A). No diagrama A/CNK-A/NK de Shand, (1943) a amostra mostra caráter metaluminoso (Figura 3.26B).

Os teores dos elementos maiores para uma amostra do autólito de biotita monzogranito (HP-172B) mostra valores intermediários entre os teores do quartzo monzonito e do monzogranito (Tabela 3.9 e Figuras 3.25 e 3.26).

Plotando-se os teores de elementos maiores no diagrama de Harker observa-se pouca variação nos teores dos monzogranitos com o incremento de SiO₂, visto que as amostras concentram-se em regiões específicas nos diferentes diagramas, enquanto o quartzo monzonito e o autólito plotam distantes destes domínios (Figura 3.27).

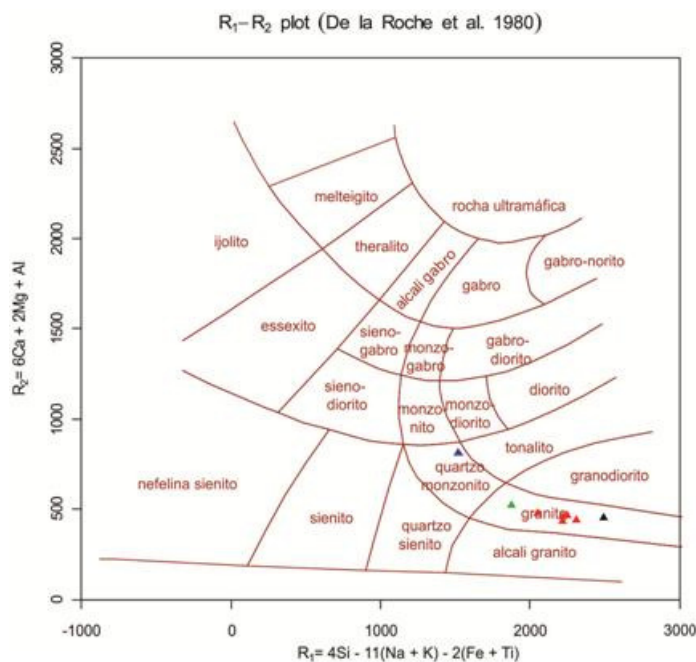


Figura 3.25 - Diagrama de classificação litoquímica R1-R2 De la Roche et al., (1980) para a Suíte Bonfim.

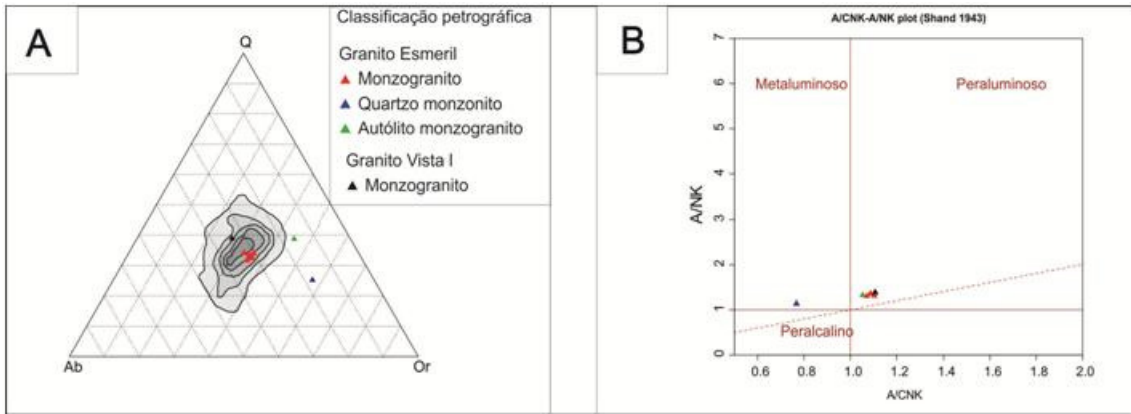


Figura 3.26 - Diagramas de classificação litoquímicos para a Suíte Bonfim. A) Diagrama Q-Ab-Or (Tuttle e Bowen, 1958). B) Diagrama A/CNK-A/NK (Shand, 1943).

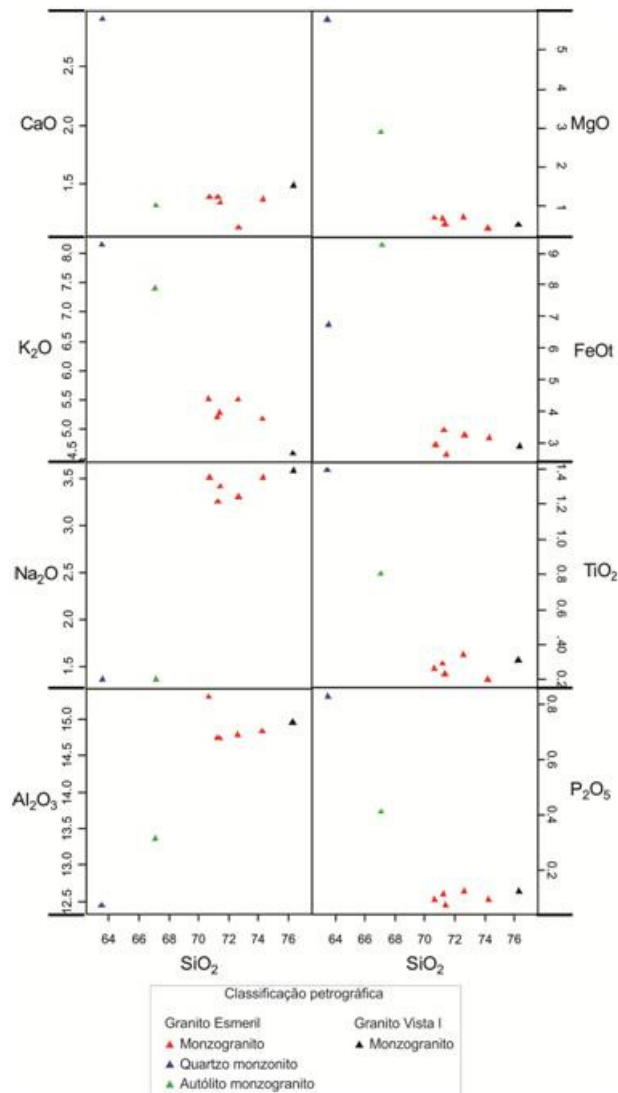


Figura 3.27 - Diagrama de variação entre SiO_2 e outros elementos maiores (% em peso) das amostras da Suíte Bonfim.

No diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizado pelo condrito de Boynton (1984), verifica-se alto fracionamento de ETR leves em relação aos pesados e anomalia negativa de Eu. ETR (Figura 3.28A e Tabela 3.10). Nos diagramas de elementos litófilos (LILE) e de alto potencial iônico (HFSE) normalizados pelo ORG (Pearce *et al.*, 1984) observa-se que as amostras apresentam padrão semelhantes com enriquecimento (até 1.000 vezes) em LILE (K₂O, Rb, Ba, Th, Ce e Sm), enriquecimento moderado de até 10 vezes em Ta, Nb e Ce e empobrecimento em Hf, Zr, Sm, Y e Yb (Figura 3.28B e Tabela 3.10). Em ambos diagramas observa-se que o quartzo monzonito e autólito monzogranito apresentam maior concentração em ETR e LILE+HFSE em relação ao monzogranito.

Tabela 3.10 - Teores (ppm) dos elementos traços das amostras da Suíte Bonfim.

CORPO	GRANITO ESMERIL							GRANITO VISTA
AMOSTRA	HP136	HP171	HP172	HP172B	HP172C	HP173	HP174	HP185
LITOLOGIA	Bt Metamonzogranito	Qtz monzonito	Bt Metamonzogranito	Bt Metamonzogranito (autólito)	Bt Metamonzogranito			
Ba	1295,00	3245,00	1162,00	1928,00	1096,00	1187,00	865,00	878,00
Rb	269,00	421,00	280,00	529,00	243,00	273,00	275,00	216,00
Th	34,70	158,70	44,50	78,50	30,50	36,30	39,10	10,70
Nb	18,46	60,90	17,57	28,80	12,49	16,21	17,48	8,79
Ta	1,09	3,21	1,01	1,16	0,86	1,08	1,22	1,39
Be	6,00	9,50	7,00	3,70	10,10	11,80	10,60	2,40
Cs	6,44	14,22	9,47	30,37	9,10	8,64	9,46	3,94
Ga	24,40	27,60	25,10	27,70	24,00	26,60	26,10	22,50
Hf	7,70	46,32	7,30	15,60	5,52	6,35	6,11	3,15
Sn	4,00	6,30	2,90	5,40	1,70	2,20	5,60	0,90
Sr	583,00	836,00	568,00	404,00	583,00	582,00	526,00	433,00
U	4,91	12,10	4,24	4,62	4,28	4,77	6,23	1,77
W	0,50	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Y	21,15	29,27	8,12	14,06	6,49	8,66	9,58	8,31
Zr	268,00	1778,00	225,00	602,00	171,00	208,00	166,00	81,60
Cd	0,35	1,28	0,38	0,95	0,42	0,35	0,24	0,09
Co	4,30	16,70	3,10	10,80	2,50	2,60	2,00	2,30
Cu	2,40	5,50	2,60	2,70	1,30	1,00	5,80	3,30
Mo	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,13
Ni	11,90	122,00	8,50	87,80	6,80	8,90	7,40	2,60
Pb	18,60	20,60	23,20	20,20	22,10	19,80	2,60	9,80
Zn	47,00	87,00	39,00	123,00	28,00	36,00	9,00	40,00
La	115,50	265,40	81,30	84,70	64,30	71,50	67,60	26,50
Ce	176,00	446,80	136,00	284,10	107,20	116,10	118,40	50,50
Pr	19,37	63,21	15,07	21,18	12,21	13,39	13,50	6,52
Nd	66,00	227,10	49,30	74,40	39,80	44,40	44,30	22,00
Sm	9,00	30,20	7,10	10,80	5,20	6,00	6,40	3,70
Eu	1,29	2,91	0,71	1,08	0,72	0,73	0,87	0,81
Gd	6,00	15,00	3,51	5,80	2,97	3,73	4,32	2,92
Tb	0,57	1,28	0,38	0,61	0,30	0,37	0,45	0,62
Dy	2,77	6,08	1,95	2,90	1,45	1,78	2,07	1,66
Ho	0,48	0,94	0,29	0,49	0,22	0,30	0,30	0,49
Er	1,25	2,13	0,74	1,18	0,66	0,65	0,81	0,96
Tm	0,16	0,26	0,10	0,16	0,06	0,10	0,12	0,32
Yb	1,00	1,50	0,50	0,90	0,60	0,70	0,80	0,70
Lu	0,22	0,24	0,08	0,16	0,08	0,10	0,14	0,32

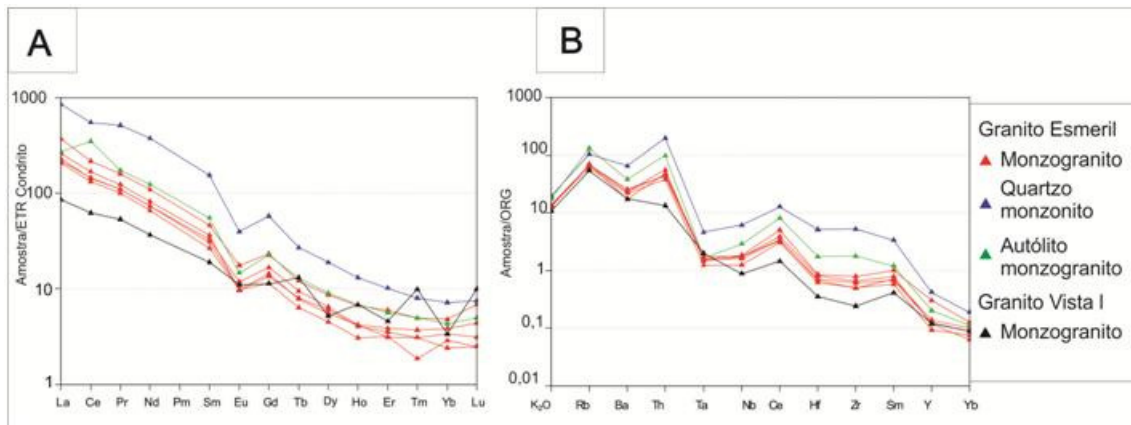


Figura 3.28 – Aranhogramas para: A) ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984). B) elementos LILE+HFSE normalizados pelo ORG de Pearce et al., (1984) da Suíte Bonfim.

3.4.5 Geocronologia

Foram realizadas análises U-Pb em zircão para o biotita monzogranito (amostra HP-172), litologia predominante no corpo Esmeril. Nesta amostra os grãos de zircão apresentam tamanho médio e forma prismática com zoneamento regular ou variações internas de tonalidade, localmente fraturados (Figura 3.29). A partir da análise de oito grãos, foi possível obter uma idade concórdia de $605 \pm 6\text{Ma}$, com MSWD de 2.7 (Figura 3.30 e Tabela 3.11). Com estes, mais três grãos, foi calculada a média da idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, obtendo-se $605 \pm 5\text{Ma}$ com MSWD de 1,6, compatível com a idade concórdia. Outras seis análises foram desconsideradas do cálculo. Estas possuem um erro muito elevado, mas o intercepto superior indica uma tendência mesoproterozoica. Interpreta-se a idade mais jovem ($605 \pm 6\text{Ma}$) como idade de cristalização enquanto os zircões com idade mesoproterozoica podem representar uma herança da fonte que gerou o magma.

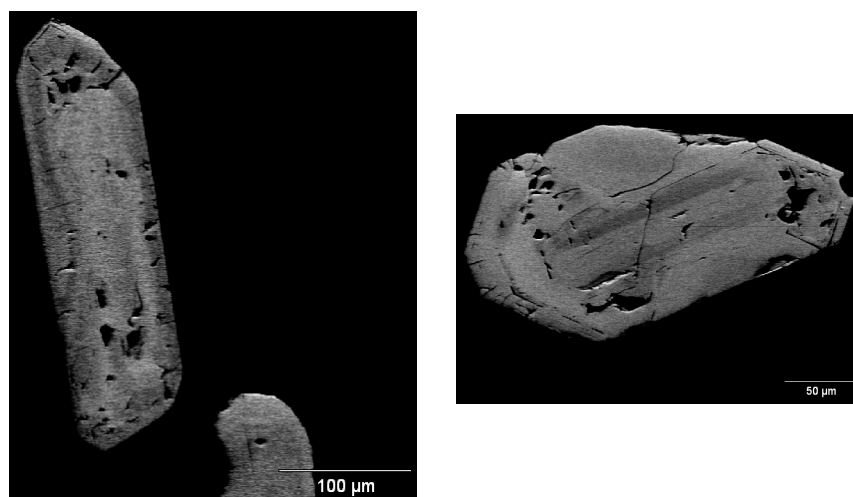


Figura 3.29 - Imagens de backscattering ilustrando a variação de proporção e a presença de zoneamentos, permitindo a separação de núcleo e borda para zircões do Granito Esmeril, Suíte Bonfim. Além disto, observam-se fraturas perpendiculares à borda. À esquerda, grão MT57_10 e à direita, grão MT57_01, cuja análise não pode ser completada.

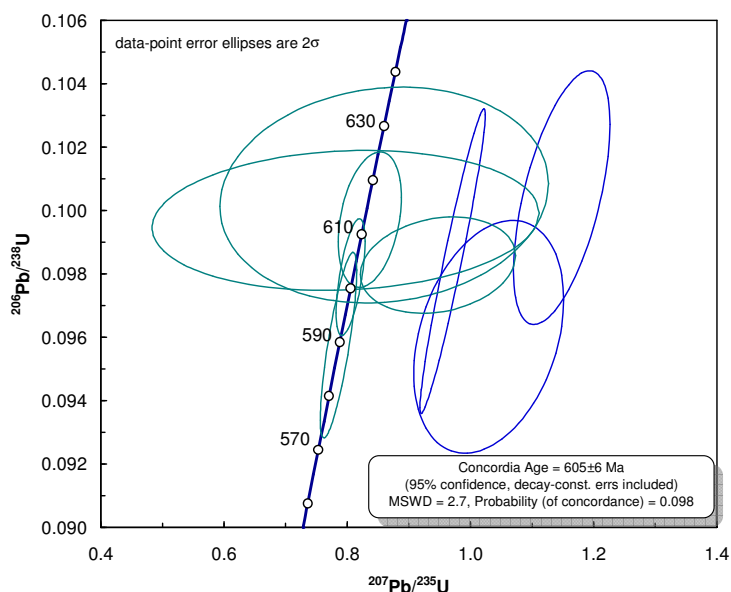


Figura 3.30 - Diagrama com o cálculo da idade concórdia para amostra do Granito Esmeril, Suíte Bonfim. Círculos em azul foram desconsiderados do cálculo da idade, mas foram considerados no cálculo da média da idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Tabela 3.11 – Tabela de resultados analíticos U-Pb dos zircões da amostra HP-172, Suíte Bonfim.

Sample	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	Rho	7/6 age	1s	7/5 age	1s	6/8 age	1s	Conc (%)
MT57_9	0,20	0,15	8811	0,08294	2,3	1,1482	2,8	0,10040	1,6	0,58	1267,8	44,1	776,4	15,1	616,8	9,6	48,65
MT57_20	0,00	0,04	659515	0,07157	1,0	0,9711	2,2	0,09840	2,0	0,96	973,8	20,3	689,0	11,2	605,0	11,5	62,13
MT57_3	5,34	0,48	445	0,06207	12,6	0,8601	12,7	0,10049	1,4	0,11	676,7	269,2	630,2	59,5	617,3	8,2	91,22
MT57_20	1,00	0,04	1773	0,05239	10,7	0,7096	10,8	0,09823	1,1	0,19	302,6	245,0	544,5	45,5	604,0	6,2	199,60
MT57_34b	1,51	0,06	1175	0,07778	4,6	1,0297	4,8	0,09602	1,6	0,32	1141,3	90,9	718,8	24,9	591,0	8,8	51,78
MT57_21	0,03	1,74	63149	0,05802	16,1	0,7974	16,1	0,09969	0,9	0,10	530,4	352,0	595,4	72,5	612,6	5,3	115,49
MT57_11a	0,02	0,56	80679	0,05952	0,9	0,7858	1,5	0,09576	1,3	0,80	586,1	19,4	588,8	6,9	589,5	7,0	100,59
MT57_10	0,01	0,85	154449	0,05967	0,9	0,8055	1,2	0,09790	0,8	0,61	591,8	19,7	599,9	5,4	602,1	4,4	101,74
MT57_23a	0,34	0,65	5165	0,06085	2,4	0,8366	2,5	0,09971	0,9	0,33	634,0	50,6	617,3	11,6	612,7	5,1	96,64
MT57_30a	0,05	0,05	69724	0,05583	2,3	0,7565	2,4	0,09828	0,7	0,25	445,7	51,6	572,0	10,6	604,3	3,9	135,59
MT57_18a	0,05	0,04	34131	0,06991	5,4	0,9473	5,4	0,09828	0,6	0,20	925,7	110,8	676,7	26,8	604,3	3,6	65,28
<i>Em azul - consideradas para a média, mas não consideradas no cálculo da idade concórdia</i>																	
Desconsideradas do cálculo - erro muito elevado na idade 6/8																	
MT57_16a	0,43	0,12	6344	0,07469	4,9	1,3933	5,8	0,13530	3,1	0,53	1060,1	98,2	886,1	34,1	818,0	23,5	77,17
MT57_17c	0,18	0,05	9631	0,08482	3,1	1,3701	5,5	0,11715	4,6	0,83	1311,4	59,7	876,2	32,3	714,2	30,8	54,46
MT57_28a	0,40	0,05	4319	0,08905	2,7	1,5604	3,9	0,12709	2,8	0,73	1405,3	50,9	954,6	24,1	771,2	20,6	54,88
MT57_26b	0,39	0,07	4538	0,09325	4,8	1,4266	6,3	0,11096	4,1	0,86	1492,9	90,6	900,1	37,7	678,3	26,5	45,44
MT57_14c	0,01	0,26	171837	0,05748	2,4	0,8557	4,6	0,10797	3,9	0,84	510,1	53,8	627,8	21,4	661,0	24,2	129,58
MT57_05	7,06	0,84	247	0,16608	6,1	3,0069	6,5	0,13131	2,2	0,33	2518,5	102,8	1409,4	49,5	795,3	16,2	31,58

3.5 Suíte de Granitos Novo Planalto

Uma das primeiras referências a rochas desta unidade deve-se a Machado *et al.* (1981) que reconheceram uma série de granitos porfíricos e injeções graníticas de pequenas dimensões cortando as demais unidades na região noroeste de Goiás.

No presente estudo atribui-se a denominação de Suíte de Granitos Novo Planalto para designar os corpos monzograníticos cálcio-alcalinos com assinatura tardi à pós tectônica e idade variando entre 540-490 M.a., que estão relacionados à orogenia Brasileira na região do Arco Magmático de Mara Rosa. As rochas que constituem esta unidade eram designados anteriormente como “Unidade Monzogranítica” no mapa de Diener e Polo (2012). Na área da Folha Novo Planalto, esta unidade é representada por cinco corpos graníticos e diques métricos sendo que destes serão estudados os corpos Infusão, Gutupá, Dois Irmãos e Pousa que são intrusivos nos gnaisses do Complexo Porangatu e apresentam formatos elipsoidais a sigmoidais em planta. Os granitos Infusão, Gutupá e Dois Irmãos estão orientados segundo a direção NE-SW,

enquanto o granito Pouso mostra orientação NW-SE (Figura 3.1, 3.3 e Tabela 3.12). No diagrama QAP as rochas desta suíte plotam no campo dos monzogranitos (Figura 3.31).

Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos e formam suaves elevações ou até serras, a exemplo do Morro Dois Irmãos. As rochas exibem fraturamento ortogonal e aspecto maciço. Os contatos destes corpos com as demais unidades normalmente não foram visualizados em campo, devido principalmente a coberturas pedológicas. Os limites destes corpos foram traçados principalmente por contrastes nos diferentes produtos geofísicos (Figura 3.3).

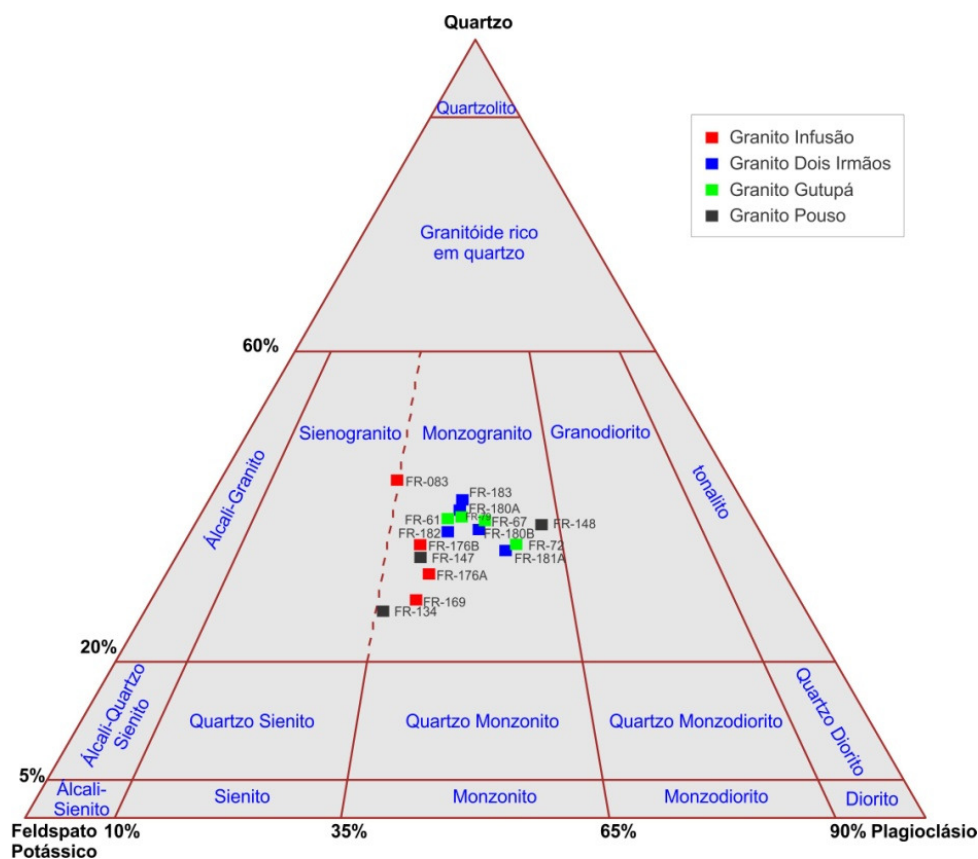


Figura 3.31 - Sistema modal da IUGS, Streckeisen (1976) com a classificação das amostras da Suíte Novo Planalto.

Tabela 3.12 - Características dos corpos da Suíte Novo Planalto.

#	NOME DO CORPO	ORIENTAÇÃO	TAMANHO (Km ²)	PRINCIPAIS LITOTIPOS
1	Infusão	NE-SW	215,0	Hornblenda biotita granito
2	Gutupá	NE-SW	29,0	Biotita Monzogranito
3	Dois Irmãos	NE-SW	9,7	Biotita Monzogranito
4	Pouso	NW-SE	22,0	Biotita Monzogranito

3.5.1 Granito Infusão

O Granito Infusão está localizado 30 Km à sudeste de Novo Planalto, sendo cortado pelo Córrego Infusão e seus afluentes, como os córregos Rapadura, da Vaca, Água Azul e Jumento. Este corpo abrange uma área de cerca de 215 Km² e está encaixado no Complexo Porangatu, sendo que seus limites são marcados por uma série de zonas de cisalhamento dextrais do Lineamento Transbrasiliano, que conferem ao corpo um formato sigmoidal em superfície. Este corpo também foi afetado pelo Sistema de Falhas Água Parada, de direção NW e cinemática sinistral, que cisalhou parte do corpo em regime rúptil-dúctil. Apesar da sua extensa área de abrangência, grande parte deste corpo está coberta por latossolos amarelados e níveis lateríticos, o que limita a quantidade de afloramentos (Figura 3.1).

O Granito Infusão é representado por hornblenda-biotita granito de granulação média a grossa. Nas bordas, as rochas estão altamente deformadas, apresentando texturas gnáissicas e miloníticas de direção NE-SW e mergulho subvertical, já no centro do corpo as rochas ainda apresentam suas feições ígneas preservadas, onde se observam texturas porfiríticas e granulares (Figura 3.32).

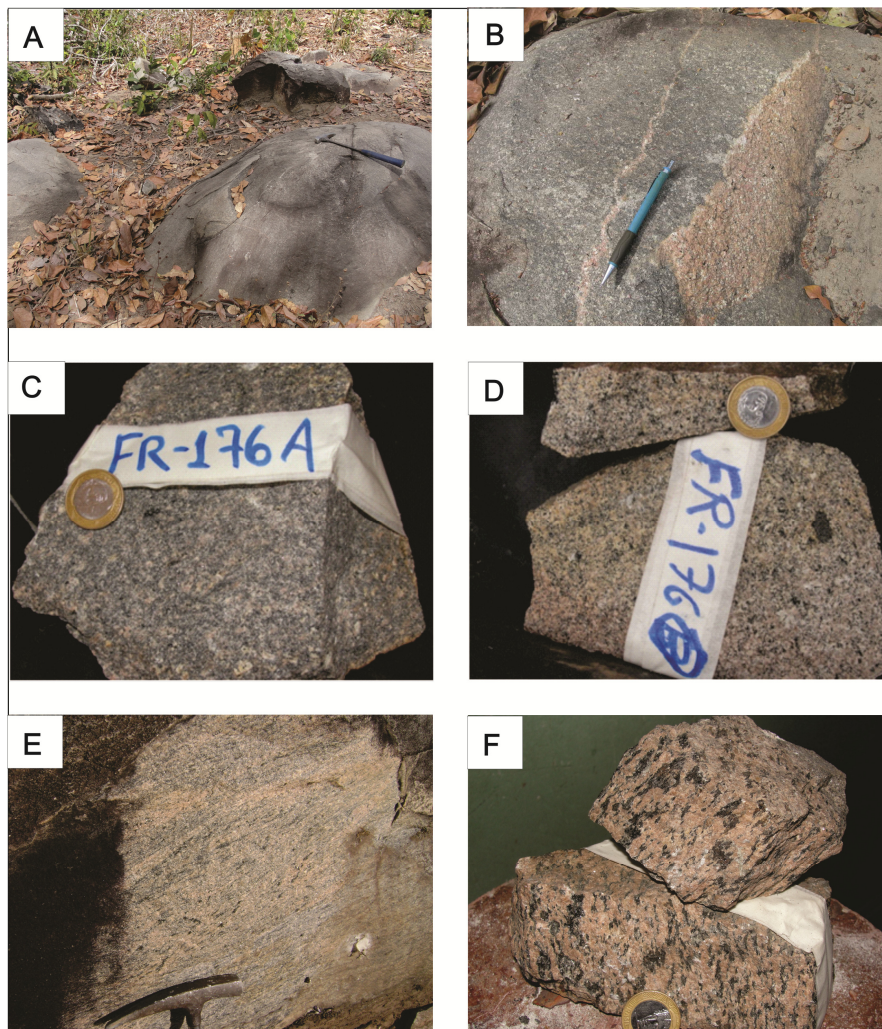


Figura 3.32 - Fotografias do Granito Infusão. A) e B) Hornblenda-biotita granito granular de granulação média e cor cinza, cortado por granito granular de cor rosa (Afloramento FR-176). C) Detalhe do hornblenda-biotita granito granular cinza (Afloramento FR-176A). D) Detalhe do monzogranito rosado (Afloramento FR-176B). E) e F) Gnaisses graníticos de cor rosa que ocorrem nas regiões de borda do corpo (Afloramentos FR-83 e FR-169).

No afloramento FR-176, localizado no centro do corpo, a rocha preserva suas feições ígneas. Neste ponto visualizam-se duas gerações de granitos, uma caracterizada por blocos de hornblenda-biotita monzogranito (Amostra HP-176A), com textura porfirítica e de cor cinza, este por sua vez sendo recortado por uma segunda geração representada por monzogranitos granulares (FR-176B), mais pobres em máficos e de cor rosa (Figura 3.32A,B,C e D). A análise da lâmina petrográfica da amostra FR-176A mostra fenocristais zonados de oligoclásio (25%) e fenocristais de microclina (29%), subédricos e tabulares, envolvidos numa matriz isotrópica, média a fina, de microclina, oligoclásio, quartzo, biotita (14%) e hornblenda (10%). Os minerais acessórios são titanita, allanita euédrica e zircão (Figura 3.33A,B e C). A análise da lâmina petrográfica da amostra FR-176B mostra que este monzogranito apresenta textura equigranular e menor proporção de biotita (9%) e hornblenda (5%) em relação à amostra HP-176A.

No afloramento FR-83, localizado na borda sudoeste do corpo, as rochas são altamente deformadas. Neste ponto ocorre hornblenda-biotita microclina granito milonítico de granulação grossa, caracterizado por bandas de coloração rosa composta por minerais félsicos extremamente estirados e níveis descontínuos de cor preta compostos por biotita e hornblenda, formando sigmóides estirados (Figura 3.33 E e F). Localmente apresenta dobras fechadas intrafoliares. A análise da lâmina petrográfica de amostra deste afloramento mostra os níveis de biotita (6%) e hornblenda (4%), intercalado com bandas de quartzo (40%) estirado formando *ribbons*, oligoclásio (20%) com forma hipidioblásticas e microclina (30%) com formas granulares e hipidioblásticas. No contato entre o oligoclásio e microclina, ocorrem mirmequitas e o quartzo apresenta extinção ondulante e subgrãos. Os minerais acessórios são, zircão, allanita e granada (Figura 3.33 D, E e F). No afloramento FR-169, o monzogranito também está altamente deformado, observa-se textura augen gnáissica caracterizada por porfíclastos de microclina envolvidos por uma matriz fina granolepidoblástica caracterizada por quartzo, microclina e oligoclásio granoblástico com contatos poligonais. Biotita e hornblenda ocorrem em bolsões estirados. A hornblenda apresenta textura poiquilítica caracterizada por inclusões de quartzo.

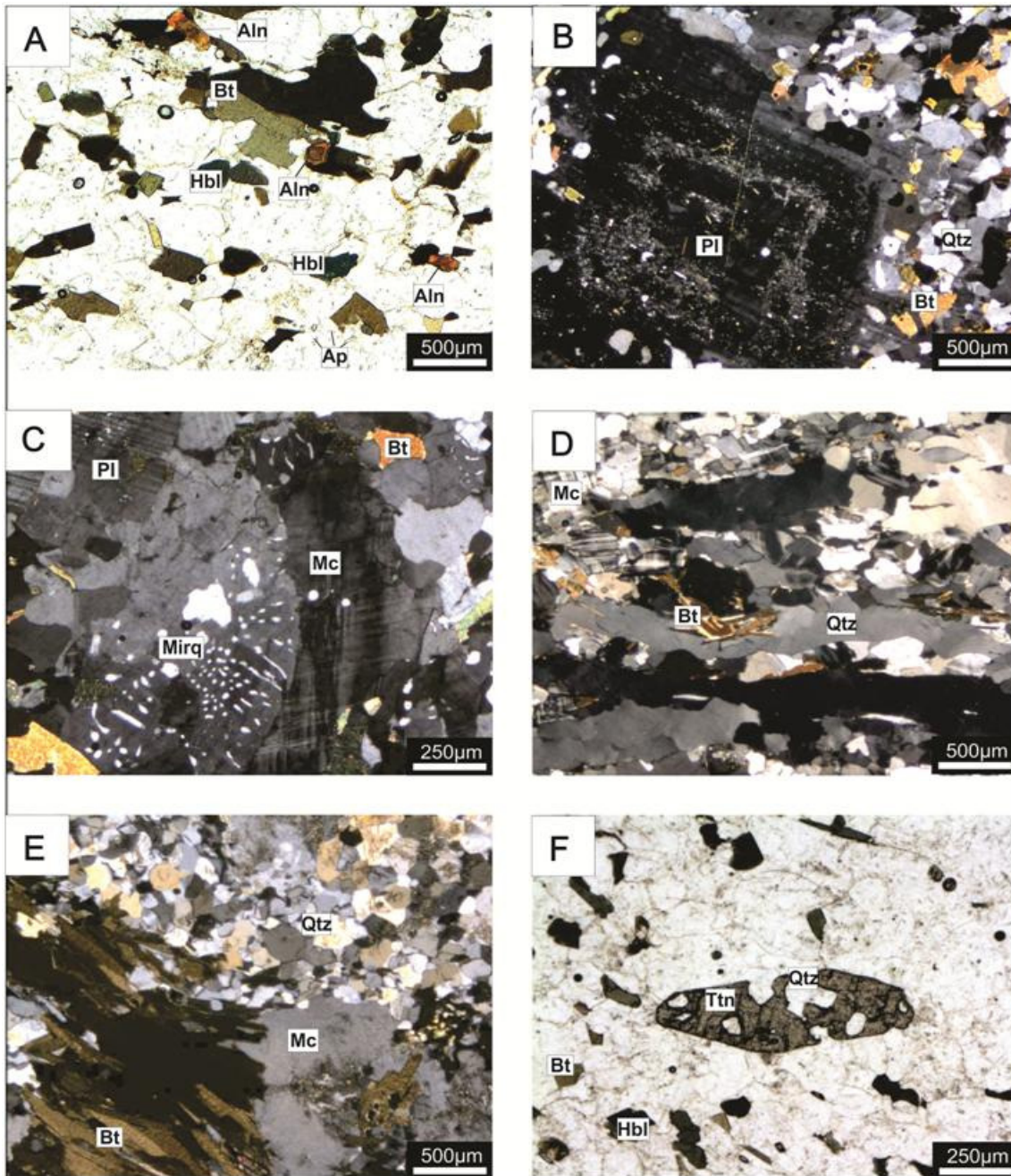


Figura 3.33 - Fotomicrografias do Granito Infusão A) Aspecto geral do hbl-bt monzogranito médio granular (Amostra FR-176A). B) Fenocristal de oligoclásio subédrico com zonação ígnea e saussuritização intensa (Amostra FR-176A). C) Mirmequita no contato entre oligoclásio e microclina (Amostra FR-176A). D) Hbl-bt granito milonítico onde observam-se cristais de quartzo extremamente estirados e sigmoidais. E) Hornblenda-Biotita granito gnaissé mostrando agregados de biotita orientados envolvendo porfiroclasto de microclina, além de quartzo recristalizado. F) Titanita subédrica, tardi magmática, com inclusões de quartzo.

3.5.2 Granito Dois Irmãos

O Granito Dois Irmãos abrange uma área que compreende a Serra Dois Irmãos e vales adjacentes, sendo recortado pelos afluentes da margem leste do Rio Pintado e apresentando boas exposições de rocha fresca, principalmente ao longo da Serra Dois Irmãos (Figura 3.34A). Este corpo está encaixado no Complexo Porangatu e seus limites são marcados por zonas de cisalhamento dextrais, que lhe conferem formato alongado em superfície (Figura 3.1).

O litotipo prodominante é um biotita monzogranito leucocrático, isótropo, maciço, com cores variando entre cinza, branco e rosa, texturas porfiríticas e granulares, granulação fina a média e sistema de fraturas ortogonais entrecortantes com espaçamento geralmente métrico (Figura 3.34B). O monzogranito leucocrático apresenta autólito arredondado de composição monzogranítica, rico em biotita e com cerca de 20 cm de diâmetro, e xenólitos métricos a decamétricos de gnaiss tonalítico e anfibolito foliado do Complexo Porangatu (Figuras 3.34D, E e F). Localmente evidencia-se textura de fluxo magmático, marcado pela orientação de biotita e oligoclásio (Afloramento FR-181) (Figura 3.34C e 3.35C). Todo este conjunto é recortado por veios de pegmatito e aplito de espessura centimétrica, dispostos aleatoriamente.

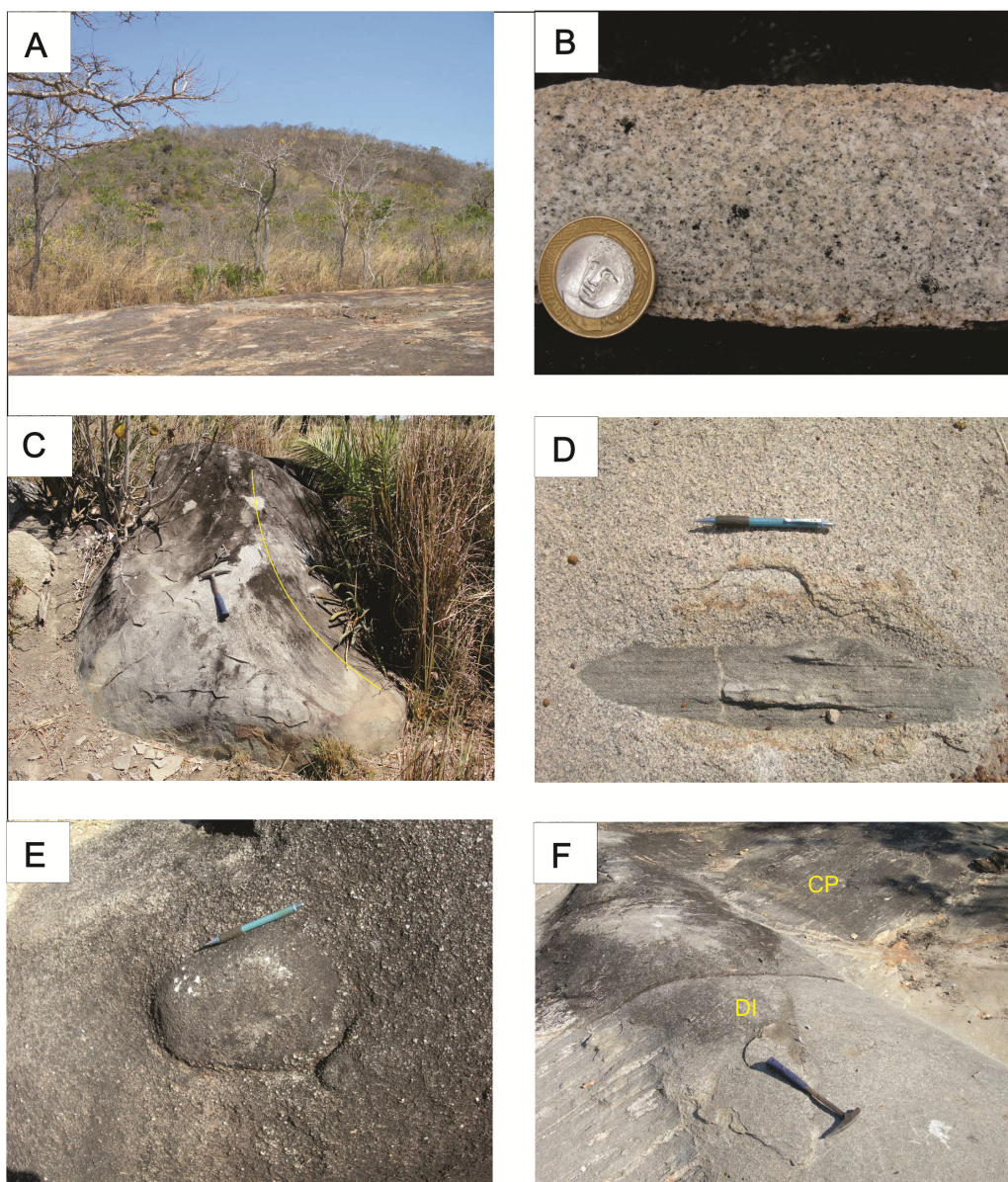


Figura 3.34 - Fotografias do Granito Dois Irmãos. A) Serra Dois Irmãos, onde aflora o granito homônimo. B) Biotita monzogranito granular leucocrático (Amostra FR-182). C) Textura de fluxo magmático no monzogranito (Afloramento FR-181) D) Xenólito de anfibolito fino foliado alongado, envolvido por monzogranito leucocrático granular médio (Afloramento FR-180). E) Autólito arredondado de monzogranito fino rico em biotita, envolvido por monzogranito granular médio leucocrático (Afloramento FR-180). F) Dique de espessura métrica do Granito Dois Irmãos (DI) interceptando gnaiss tonalítico do Complexo Porangatu (CP) (Afloramento FR-183).

3.5.2.1 Aspectos microscópicos

A petrografia do biotita monzogranito (Amostras FR-180A, 180B, 181A, 182, e 183B) mostra rocha de granulação média a grossa, onde predominam texturas granular e porfirítica. A mineralogia essencial é composta de oligoclásio, microclina, quartzo e biotita. Oligoclásio (25-35%) ocorre como fenocristais (até 0,7 cm) e/ou como grãos finos a médios na matriz granular, tem forma tabular e subédrica, são zonados e maclados pela lei da albita. No contato com a microclina observam-se mirmequitas. Apresenta saussuritização e epidotização, cuja intensidade é maior nos núcleos zonados. Microclina (25-30%) também ocorre como fenocristais (até 0,4cm) ou na matriz média a fina, podendo apresentar forma tabular e subédrica, com maclas em xadrez. Quartzo (25-33%) ocorre como grãos euédricos, dispersos na matriz, ocupando os interstícios dos demais minerais, localmente com leve extinção ondulante. Biotita (8-15%) ocorre dispersa pela lâmina, como lamelas de cor castanha e verde, e apresenta alteração para clorita e mica branca. Os minerais acessórios são allanita, apatita, zircão e titanita (Figura 3.35).

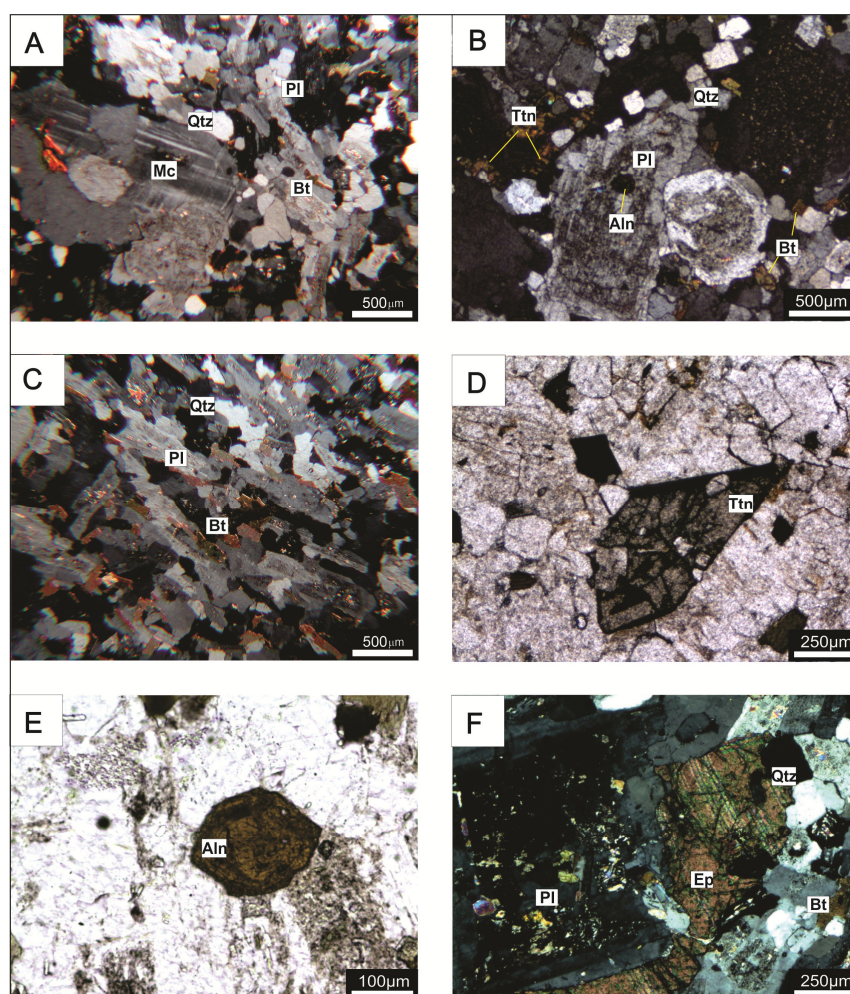


Figura 3.35 - Fotomicrografias de amostras do Granito Dois Irmãos. A) Aspecto geral do biotita monzogranito granular e predominante no corpo (Amostra FR-180A). B) Grãos anédricos de plagioclásio, com zonação ígnea e inclusão de allanita, além de titanita tardi-magmática intersticial. Saussuritização intensa nos núcleos dos grãos de oligoclásios (Amostra FR-180A). C) Biotita monzogranito com orientação de fluxo dos minerais (Amostra FR-181A). D) Titanita intensamente fraturada, tardi-magmática com inclusões de quartzo (Amostra 180A). E) Cristal euédrico de allanita com zonação ígnea (Amostra FR-181A). F) Epidotização de oligoclásio, muito comum nas rochas deste corpo (Amostra FR-181A).

3.5.3 Granito Gutupá

O Granito Gutupá é representado por um corpo elíptico em planta, que ocupa uma área de aproximadamente 37 Km² e está localizado 19 Km a sudoeste da cidade de Novo Planalto. Este corpo é recortado pelo Rio Pintado e seus afluentes da margem oeste. A área do Granito Gutupá é rica em afloramentos, que se distribuem nos morrotes, em lajedos rasteiros, blocos dispersos pelas pastagens e no leito e margens do Rio Pintado e seus afluentes. As rochas que compõe este corpo apresentam aspecto maciço, com fraturamento ortogonal em espaçamento decamétrico. Os afloramentos têm cor cinza escura e esfoliação esferoidal. As fraturas normalmente estão preenchidas por veios de quartzo e rochas pegmatóides (Figura 3.36).

Em escala macroscópica, o granito geralmente é isótropo, granular médio a grosso. Sendo que às vezes apresenta textura porfírica onde há fenocristais de microclina branca e oligoclásio cinza claro envolvidos por uma matriz de quartzo hialino, feldspato subédrico branco a rosa, biotita e epidoto (Figura 3.36D e F). Localmente observam-se bolsões centimétricos alongados ricos em biotita (Figura 3.36E).

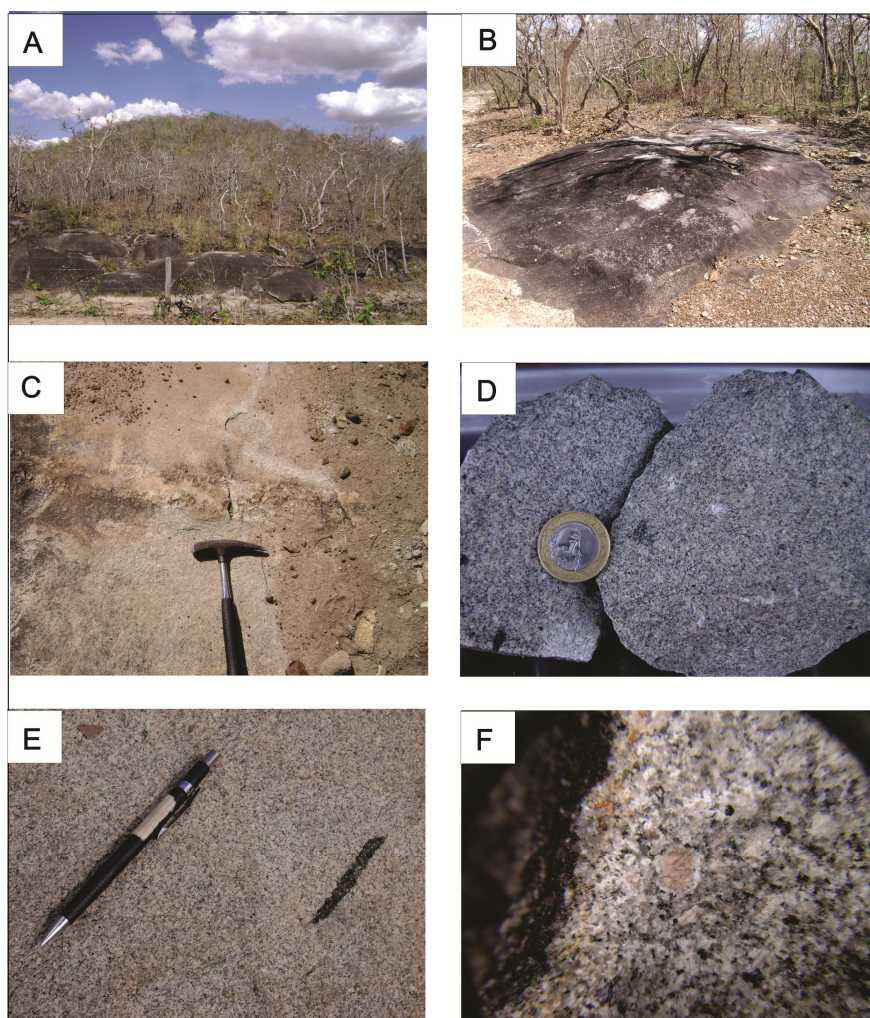


Figura 3.36 - Fotografias do Granito Gutupá. A) e B) Aspectos gerais dos afloramentos (Afloramentos FR-60 e 61). C) Biotita monzogranito granular leucocrático cortado por veio pegmatóide de espessura centimétrica (Afloramento FR-60). D) e F) Detalhe de biotita monzogranito equigranular, de granulação média (Amostra FR-61 e FR-79). E) Detalhe de filete rico em biotita no monzogranito (Afloramento FR-61).

3.5.3.1 Aspectos microscópicos

A análise das lâminas delgadas de rochas do Granito Gutupá (FR-61, 67, 72 e 79) mostra um biotita monzogranito granular médio, às vezes com fenocristais de oligoclásio e microclina, com deformação incipiente. A mineralogia essencial destas rochas apresenta oligoclásio (25-35%), microclina (25-35%), quartzo (29-35%) e biotita (8-9%). O oligoclásio pode ocorrer como fenocristais de tamanho variando entre 0,25 a 0,5 cm ou na matriz granular, onde se apresenta como grãos finos a médios. Este mineral apresenta zonação ígnea, macla polissintética, forma tabular e hipidiomórfica e mirmequita nos contatos com a microclina. Saussuritização é comum e mais intensa no núcleo dos cristais zonados. A microclina ocorre principalmente ocupando os interstícios na matriz granular, onde se apresenta como grãos médios a finos e com forma hipidiomórfica. Localmente forma fenocristais. Na lâmina FR-79, a microclina está envolvendo os cristais de oligoclásio, assemelhando-se a textura anti-rapakivi, feição visualizada também macroscopicamente. O quartzo ocorre nos interstícios da matriz granular como grãos xenomórficos finos a médios, com leve extinção ondulante, contatos interlobados, formando às vezes sub-grãos. A biotita apresenta tonalidade castanha, comumente está cloritizada, e, na lâmina FR-79, apresenta leve orientação. Os minerais acessórios são representados por titanita tardi magmática, com inclusões euédricas à subédricas de quartzo, allanita euédrica alongada, às vezes com halos metamícticos, agulhas finas de apatita, zircão incluso na biotita. O epidoto ocorre como mineral secundário e está associado a biotita (Figura 3.37).

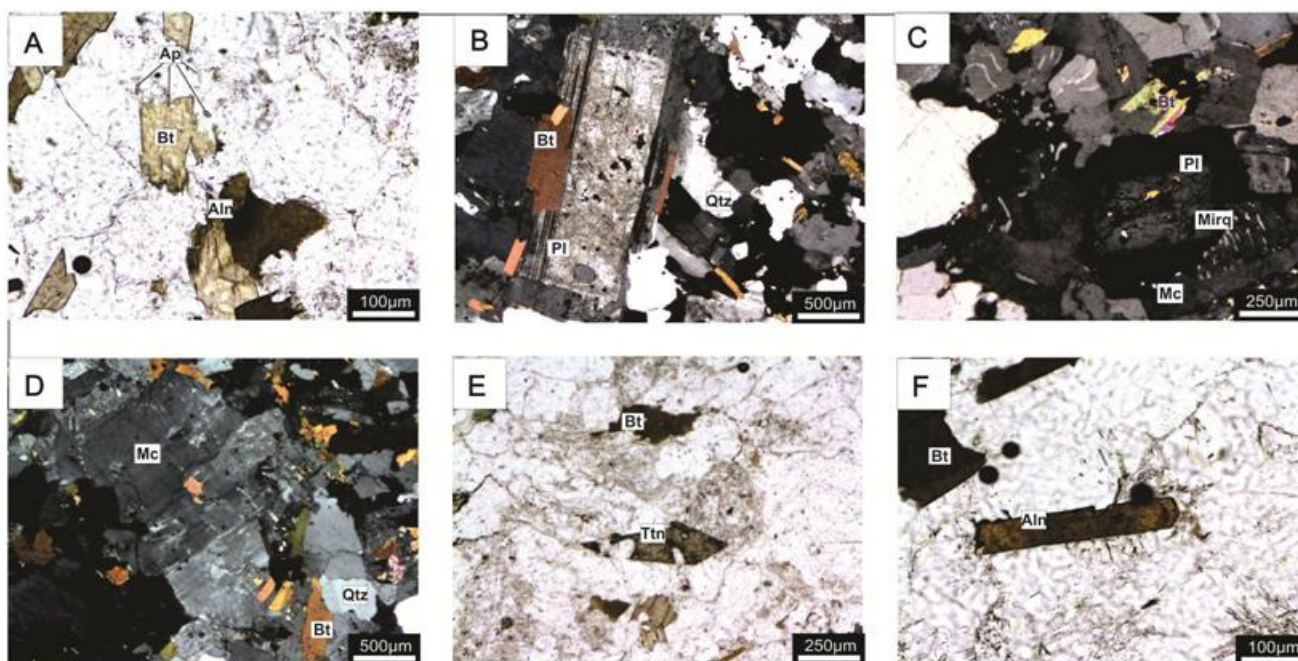


Figura 3.37 - Fotomicrografias do monzogranito do Granito Gutupá. A) Aspecto geral do biotita monzogranito granular, onde observa-se cristal de allanita em contato com biotita e finas agulhas de apatita dispersas (Amostra FR-67). B) Fenocristal tabular de oligoclásio com zonação ígnea. Observa-se saussuritização mais intensa no núcleo (Amostra FR-79). C) Mirmequitas no contato entre oligoclásio e microclina (Amostra FR-72). D) Fenocristal anédrico de microclina pertítica (Amostra FR-67) E) Cristal subédrico de titanita tardia, com inclusão de quartzo (Amostra FR-67). F) Cristal euédrico de allanita com halo metamíctico (Amostra FR-79).

3.5.4 Granito Pouso

O Granito Pouso é representado por um corpo de pequenas dimensões (6x4 Km) localizado no extremo oeste do corte cartográfico da Folha Novo Planalto, 20 km à sudeste da cidade de Araguaçu. Este corpo está balizado por uma zona de cisalhamento do Complexo Porangatu que, na região, apresenta orientação N50W. Ao longo do corpo, os afloramentos são esparsos e ocorrem principalmente na forma de blocos e matacões dispersos numa região peneplanizada (Figura 3.38A).

Este corpo é caracterizado por biotita monzogranito e sienogranito finos a médios, leucocráticos, maciços, granulares, isotropos e homogêneos. Nas porções de borda apresenta foliação incipiente. Quando a rocha apresenta maior proporção de biotita e granulação fina, sua tonalidade tende ao cinza e quando há menor proporção de máficos ela apresenta cor branca rosada (Figura 3.38B e D). No afloramento FR-133 observa-se o contato intrusivo do Granito Pouso em hornblenda-biotita gnaiss tonalítico do Complexo Porangatu (Figura 3.38C).

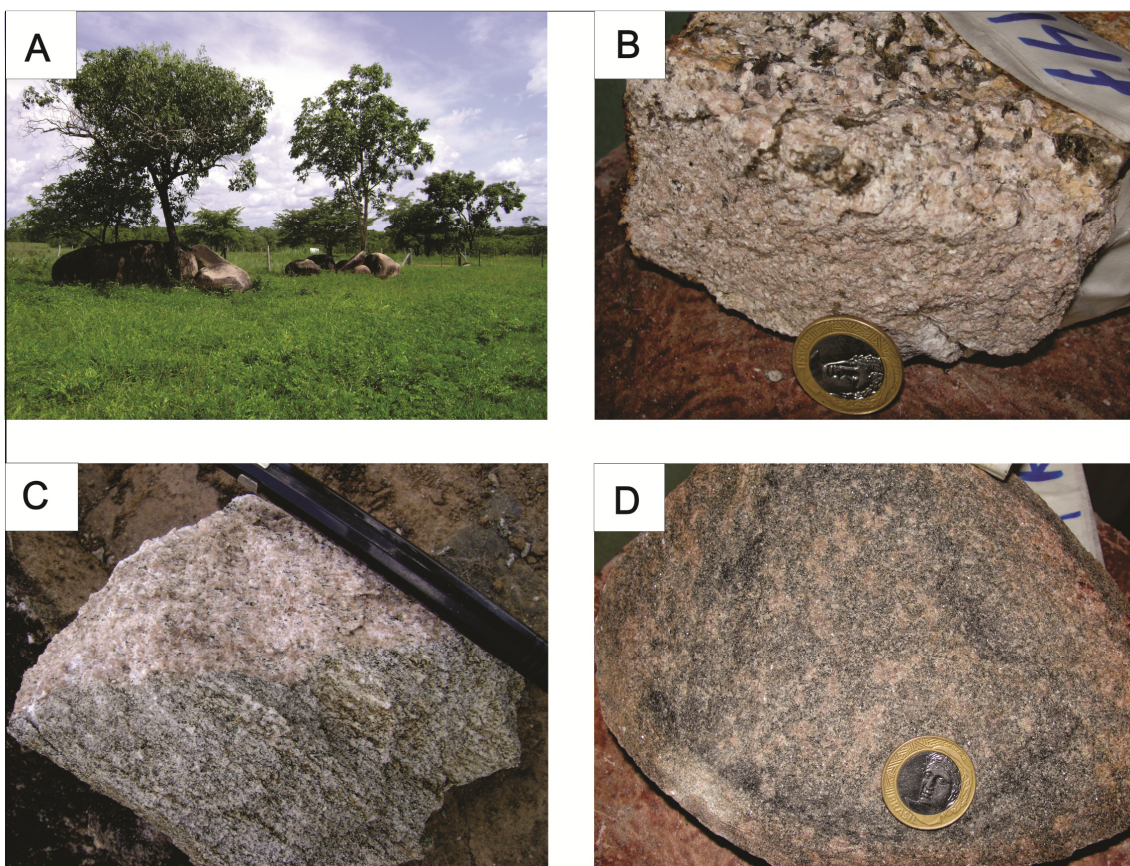


Figura 3.38 - Fotografias do Granito Pouso. A) Região peneplanizada com matacões do Granito Pouso (Afloramento FR-134). B) Biotita monzogranito granular leucocrático de cor rosa (Amostra FR-147).C)Biotita monzogranito leucocrático, cortando hornblenda-biotita gnaiss tonalítico do Complexo Porangatu. (Afloramento FR-133). D) Biotita monzogranito médio a fino, rico em biotita.

3.5.4.1 Aspectos microscópicos

A análise das lâminas petrográficas deste corpo mostram rochas equigranulares e inequigranulares compostas essencialmente por oligoclásio (20-35%), em grãos finos a médios, com maclas polissintéticas e alguns com maclas Albite-Carlsbad, zonação ígnea e mirmequitas nos contatos com grãos de microclina. Apresenta saussuritização principalmente nos núcleos da zonação. A microclina ocorre como grãos médios

(35-48%), apresenta maclas em xadrez, leve extinção ondulante e localmente intercrescimento pertítico. Os cristais de quartzo (27-37%) são subédricos à anédricos, finos a médios e com extinção ondulante. A biotita (4-10%) apresenta-se como lamelas finas, localmente alteradas para clorita. Os minerais acessórios são apatita, titanita e zircão (Figura 3.39).

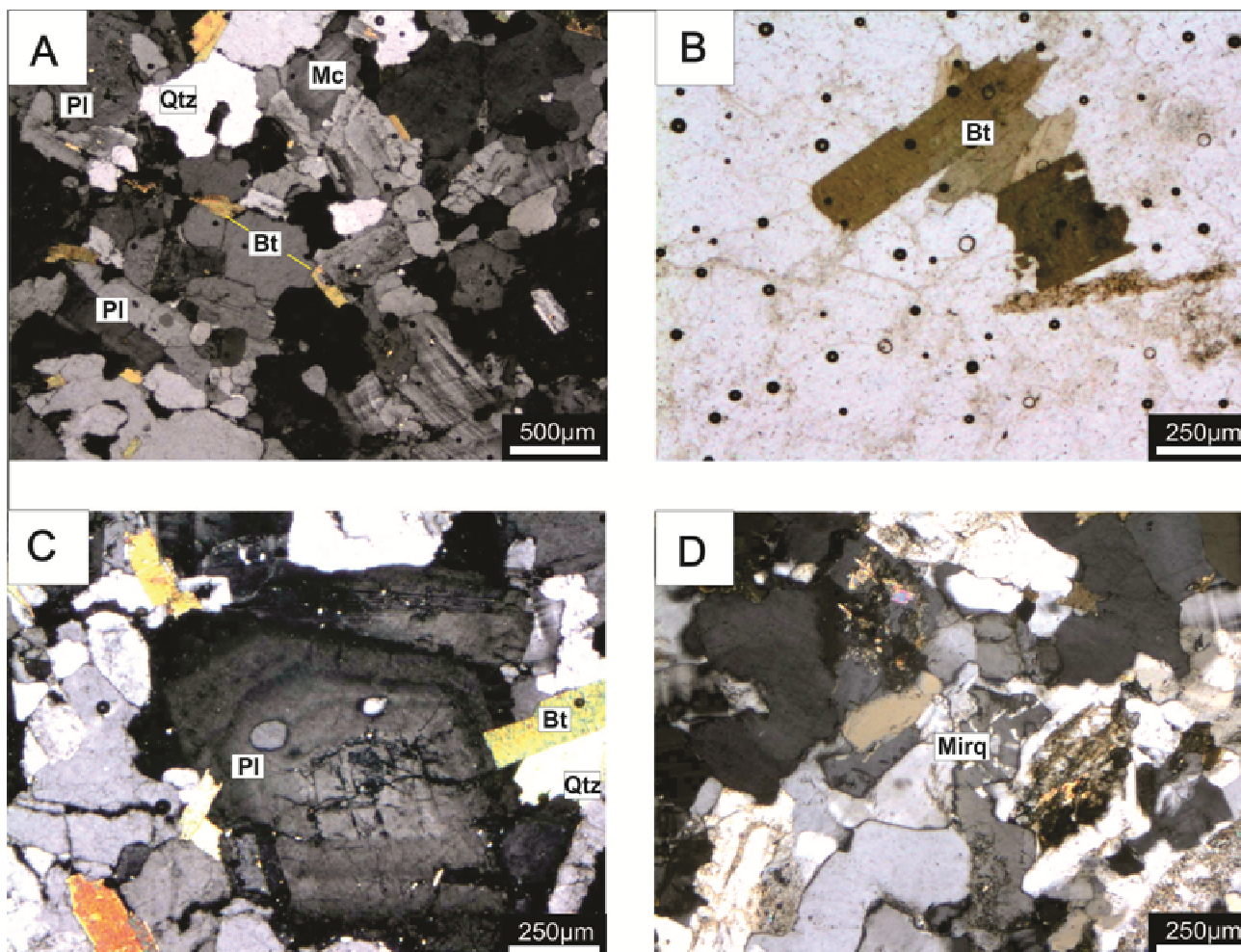


Figura 3.39 - Fotomicrografias de amostras do Granito Pouso. A) Aspecto geral do biotita monzogranito de granulação média e textura granular (Amostra FR-134). B) Agrupamento de lamelas de biotita (Amostra FR-134). C) Cristal de oligoclásio com zonação ígnea, intensamente fraturado (Amostra FR-134). D) Destaque para mirmequita no contato entre plagioclásio e microclina (Amostra FR-148).

3.5.6 Química da Biotita

Para a Suíte Novo Planalto, foram realizadas análises da biotita dos granitos Infusão, Dois Irmãos, Gutupá e Pouso, conforme esta sumarizado na Tabela 3.14. No diagrama de Nachit *et al.* (2005), a maioria das amostras plota no campo da biotita primária magmática, sendo que apenas 3 análises plotam no campo da biotita reequilibrada (Figura 3.40B). No diagrama de Tischendorf *et al.* (2004), todas biotitas desta suíte plotam no campo da siderofilita (Figura 3.40A). O cálculo da fórmula estrutural da biotita foi realizada utilizando-se 11 átomos de oxigênio equivalentes. A média ponderada dos teores por amostra e a fórmula da média estão sumarizada na Tabela 3.13. As fórmulas mostram composições similares da biotita nos diferentes granitos.

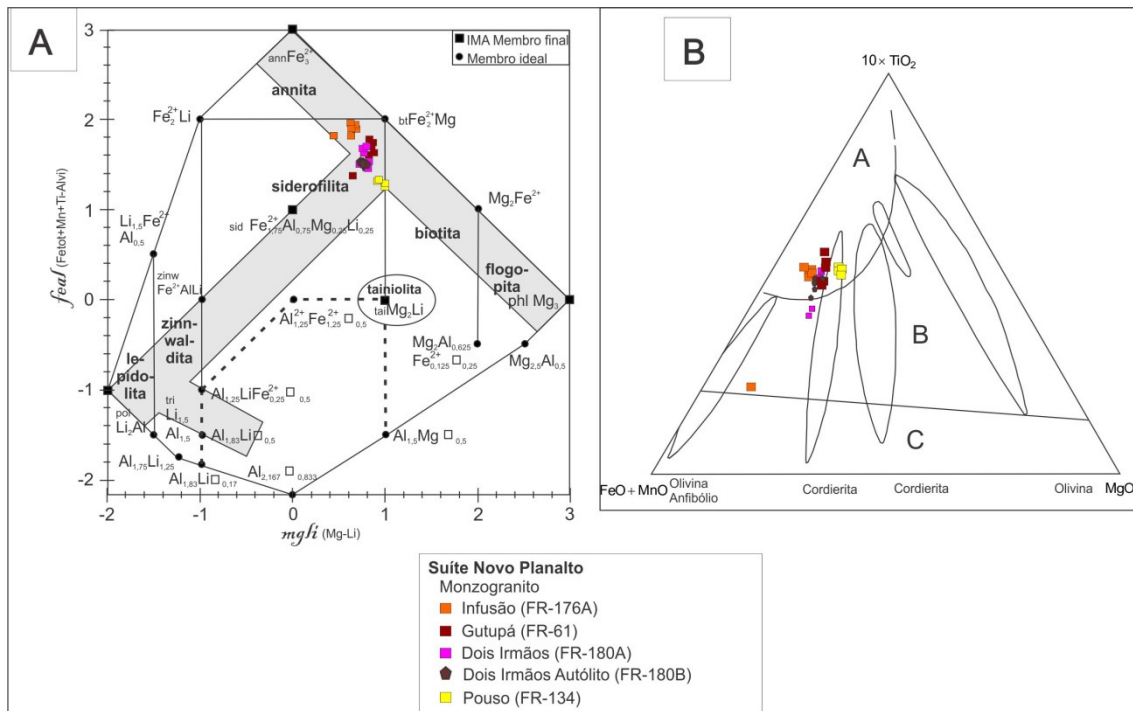


Figura 3.40 - Diagramas para as análises de química mineral para amostras da Suíte Novo Planalto. A) Classificação de micas de Tischendorf et al., (2004). B) Diagrama de discriminação de biotitas A – Primária magmática; B – Reequilibrada; e C – Neoformada. Nachit et al. (2005).

Nos granitos Infusão e Gutupá observa-se principalmente a substituição do K por Na e Ca nas intercâmbias, entrada de Mn e Ti e Al^{VI} nos sítios octaédricos e F substituindo o (OH). No Granito Dois Irmãos, observa-se grande similaridade na composição da biotita do monzogranito e do autólito monzogranito. Estas amostras apresentam substituição de K por Na nas intercâmbias, entrada de Mn, Ti nas camadas octaédricas (Y) e F substituindo o (OH). A biotita do Granito Pouso apresenta entrada de Mn, Ti nas camadas octaédricas (Y), entrada de Al^{VI} e F substituindo o (OH).

Tendo em vista os dados apresentados, observa-se que as biotitas desta suíte são enriquecidas em Fe, Ti e Al.

Tabela 3.13 - Fórmulas estruturais médias para a biotita dos diferentes corpos da Suíte Novo Planalto.

Corpo	Qtd. Análises	Fórmula estrutural média
Infusão	6	(K _{0,81} Na _{0,04} Ca _{0,15}) Fe _{1,82} Mg _{0,61} Mn _{0,02} Ti _{0,17} Al ^{VI} _{0,12} [Al ^{IV} _{1,19} Si _{2,81} O ₁₀] (OH _{1,77} F _{0,21})
Gutupá	6	(K _{0,94} Na _{0,01} Ca _{0,01}) Fe _{1,62} Mg _{0,80} Mn _{0,02} Ti _{0,19} Al ^{VI} _{0,19} [Al ^{IV} _{1,26} Si _{2,73} O ₁₀] (OH _{1,69} F _{0,30})
Dois Irmãos (monzogranito)	6	(K _{0,93} Na _{0,01}) Fe _{1,53} Mg _{0,77} Mn _{0,02} Ti _{0,16} Al ^{VI} _{1,21} [Al ^{IV} _{1,21} Si _{2,78} O ₁₀] (OH _{1,79} F _{0,20})
Dois Irmãos (autólito monzogranito)	5	K _{0,96} Na _{0,01}) Fe _{1,59} Mg _{0,74} Mn _{0,02} Ti _{0,15} Al ^{VI} _{0,28} [Al ^{IV} _{1,22} Si _{2,81} O ₁₀] (OH _{1,71} F _{0,28})
Pouso	4	(K _{0,94}) Fe _{1,32} Mg _{0,97} Mn _{0,04} Ti _{0,17} Al ^{VI} _{0,28} [Al ^{IV} _{1,22} Si _{2,77} O ₁₀] (OH _{1,83} F _{0,15})

Tabela 3.14 - Teor médio das biotitas da Suíte Novo Planalto.

MINERAL	SIDEROFILITA					
	CORPO	Infusão	Dois Irmãos		MÉDIA GUTUPÁ	MÉDIA POUSO
QTD. ANÁLISES	6	6	5		6	5
LITOLOGIA	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito (autólito)		Monzogranito	
AMOSTRA	FR-176A	FR-180A	FR-180B		FR-061	FR-134
SiO ₂	36,19	36,26	36,71		34,67	36,75
TiO ₂	2,97	2,87	2,76		3,24	3,09
Al ₂ O ₃	14,34	16,01	16,15		15,78	17,01
FeO	28,11	25,49	24,76		24,58	21,07
MnO	0,38	0,37	0,33		0,40	0,67
MgO	5,26	6,78	6,48		6,85	8,63
CaO	1,93	0,04	0,01		0,16	0,01
Na ₂ O	0,33	0,07	0,10		0,11	0,06
K ₂ O	8,16	9,56	9,74		9,35	9,81
SrO	0,01	0,03	0,02		0,02	0,05
BaO	0,25	0,18	0,37		0,11	0,50
F	0,88	0,85	1,17		1,22	0,67
Cl	0,07	0,01	0,04		0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00		0,02	0,00
H ₂ O*	3,42	3,50	3,34		3,22	3,66
Subtotal	102,32	102,03	101,98		99,74	101,96
O=F,Cl	0,39	0,36	0,50		0,51	0,28
Total	101,93	101,67	101,48		99,23	101,67
Si	2,811	2,785	2,818		2,732	2,771
Al iv	1,189	1,215	1,181		1,268	1,228
Al vi	0,125	0,235	0,280		0,199	0,283
Ti	0,174	0,166	0,159		0,192	0,175
Cr	0,001	0,001	0,000		0,001	0,000
Fe	1,827	1,638	1,590		1,621	1,328
Mn	0,025	0,024	0,021		0,027	0,042
Mg	0,610	0,777	0,741		0,805	0,970
Li*	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000
Ca	0,157	0,004	0,001		0,014	0,000
Na	0,049	0,011	0,015		0,016	0,009
K	0,812	0,936	0,954		0,941	0,943
Sr	0,001	0,001	0,001		0,001	0,002
Ba	0,008	0,005	0,011		0,004	0,014
OH*	1,773	1,792	1,715		1,695	1,840
F	0,218	0,207	0,285		0,303	0,159
Cl	0,009	0,001	0,004		0,002	0,001
TOTAL	9,788	9,797	9,774		9,820	9,773
Y total	2,762	2,840	2,793		2,845	2,803
X total	1,026	0,957	0,981		0,975	0,969
Al total	1,315	1,449	1,461		1,466	1,511
Fe/Fe+Mg	0,751	0,678	0,682		0,669	0,578
Luhr <i>et al.</i> 84	893,285	898,746	897,923		915,996	929,159

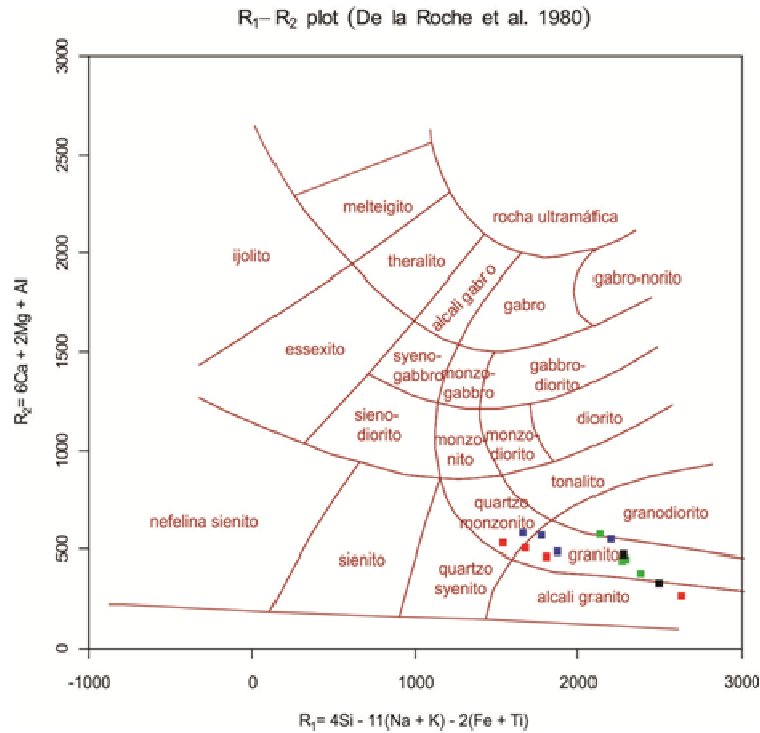


Figura 3.41 - Diagrama de classificação litoquímica R1-R2 De la Roche et al., (1980) para a Suíte Novo Planalto.

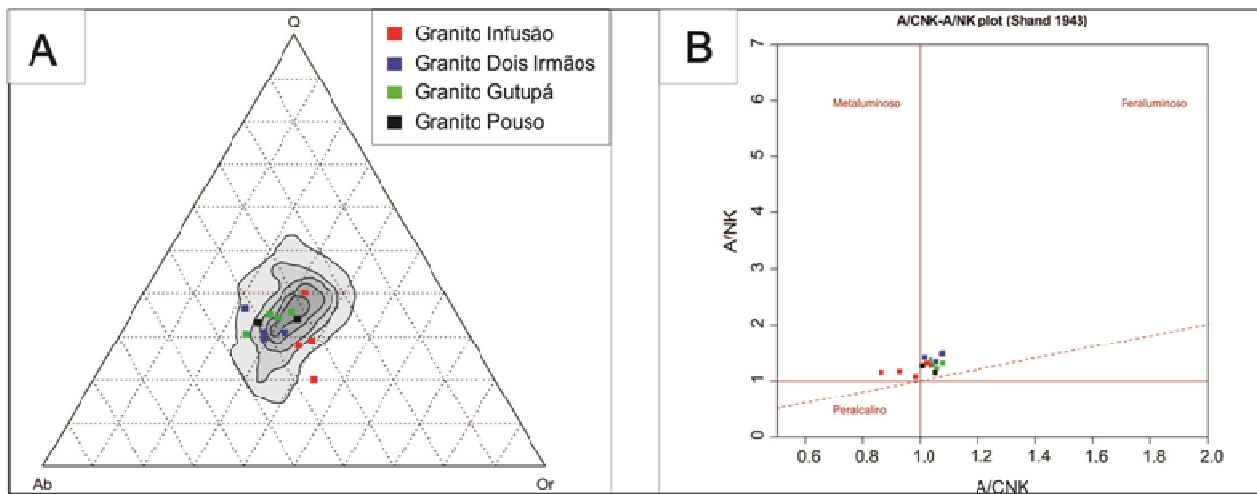


Figura 3.42 - Diagramas de classificação litoquímicos para a Suíte Novo Planalto. A) Diagrama Q-Ab-Or (Tuttle e Bowen 1958). B) Diagrama A/CNK-A/NK (Shand, 1943).

No diagrama de ETR normalizado pelo condrito de Boynton (1984), observa-se que o Granito Dois Irmãos apresenta o padrão de ETR bastante inclinado indicando um alto fracionamento entre ETRI/ETRP, com enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados e leve anomalia negativa de Eu (Figura 3.43B). No Granito Infusão também há enriquecimento em ETR leves, todavia o padrão de ETR pesados é mais horizontalizado com anomalia negativa de Európio mais pronunciada (Figura 3.43A). O Granito Gutupá apresenta padrão semelhante ao do granito Infusão, todavia as anomalias negativas de Eu são mais pronunciadas, com maior empobrecimento relativo em ETR pesados (Figura 3.43C). O Granito Pouso apresenta padrão gaivota, caracterizado por baixa razão ETRI/ETRP e pronunciada anomalia negativa de Eu

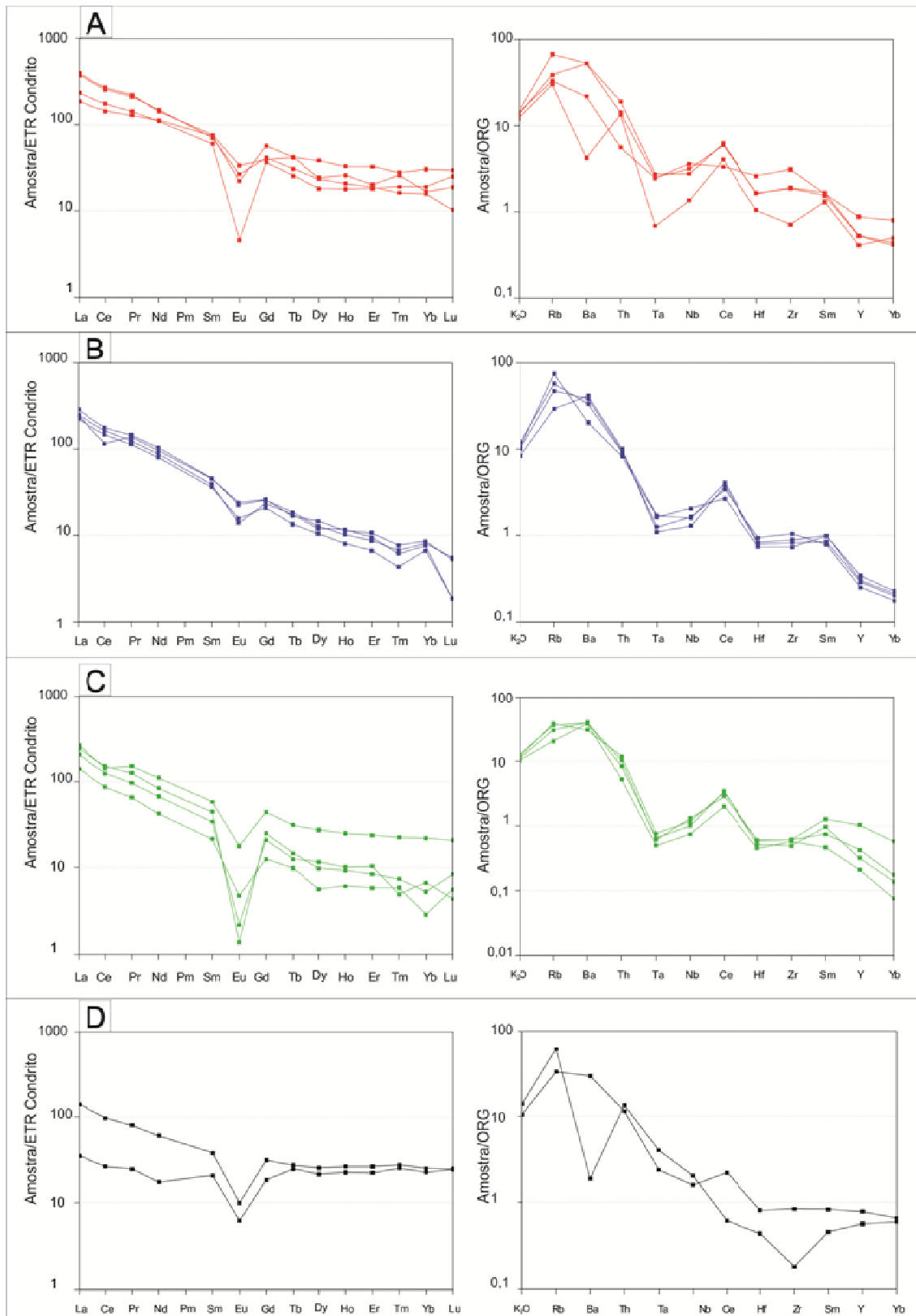


Figura 3.43 - Aranhogramas para os ETR, normalizados pelo condrito de Boynton (1984), e para os elementos LILE+HFSE normalizado pelo ORG de Pearce et al. (1984). Suíte Novo Planalto: A) Granito Infusão. B) Granito Dois Irmãos. C) Granito Gutupá e D) Granito Pouso.

3.5.8 Geocronologia

Para a datação U-Pb foram selecionados zircões da amostra FR-176A pertencente ao Granito Infusão. Os zircões possuem tamanho pequeno a médio, hábito acicular e secundariamente prismático, alguns com bordas arredondas e fraturadas, as imagens de *backscattering* mostram grãos homogêneos sem diferenças nítidas de bordas e núcleos (Figura 3.34).

A análise destes grãos permitiu a separação de dois grupos com idades distintas. O primeiro, com 17 análises foi plotado no diagrama Tera Wasserburg, obtendo um intercepto de concórdia em 582 ± 31 Ma com MSWD de 6,3. O outro grupo, com 8 análises forneceu idade de 511 ± 3 Ma (Figura 3.45). A idade isotópica Sm-Nd para a mesma amostra mostrou T_{DM} de 1.446 Ma e $\epsilon_{Nd(511)}$ de -7,1. Tendo em vista o contexto tectônico do corpo, considera-se a idade 511 ± 3 M.a como de cristalização. A idade mais antiga pode ser uma herança de rochas, provavelmente do Complexo Porangatu, que teriam dado origem a este magma. Os dados Sm-Nd também indicam possível fonte crustal para o magma, todavia com contaminação por rochas mais antigas.

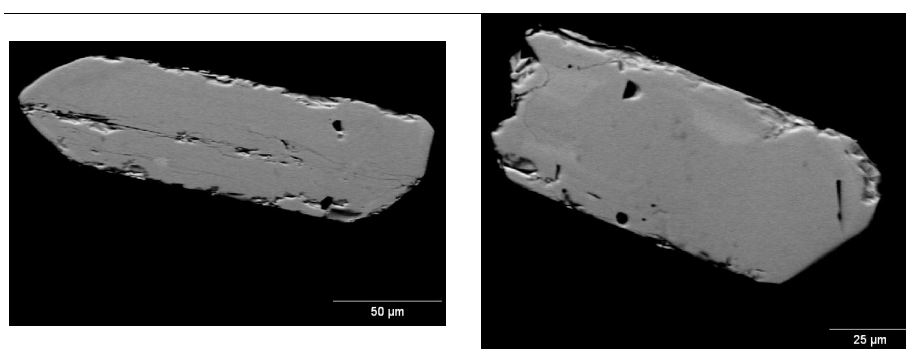


Figura 3.44 - Imagens de backscattering dos grãos MT67_23 (à esquerda) e MT_67_31 (à direita) do Granito Infusão, Suíte Novo Planalto.

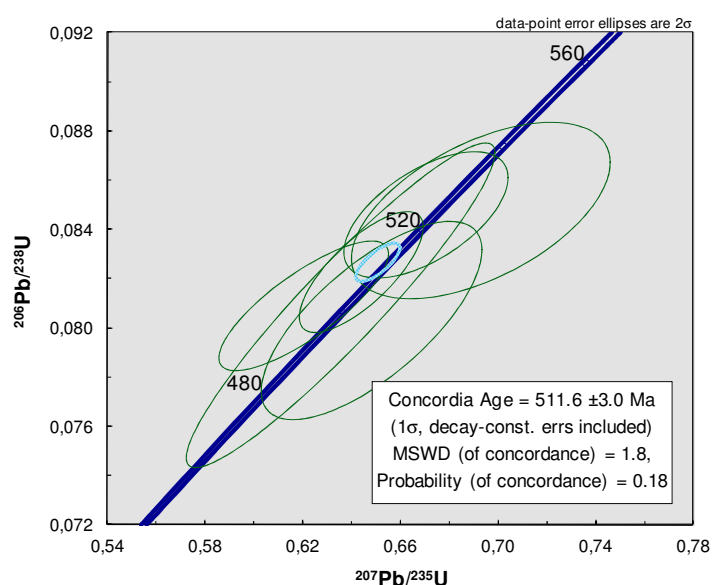


Figura 3.45- Diagrama de concórdia de datação U-Pb em zircão da amostra FR-176A, mostrando intercepta a 511 ± 3 Ma. Granito Infusão, Suíte Novo Planalto.

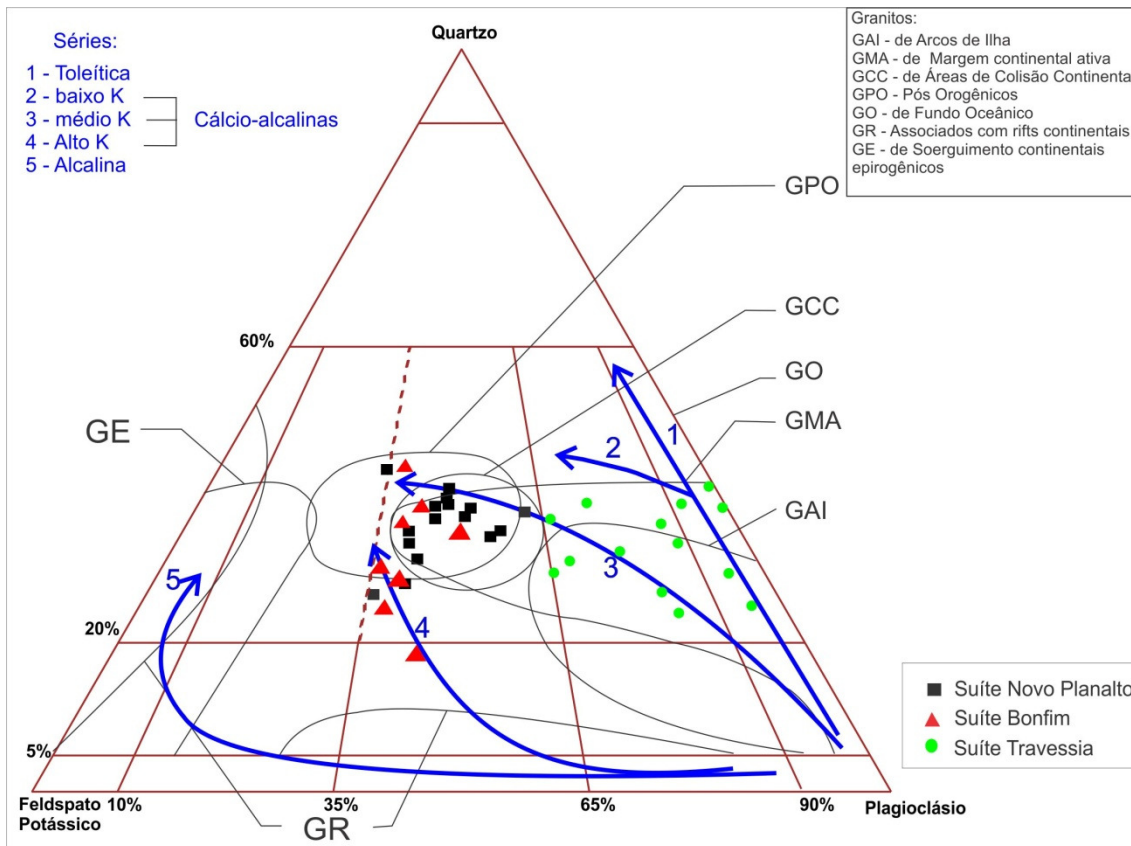


Figura 3.46 - Diagramas de classificação geotectônica para as três suítes estudadas. A) Diagrama QAPF Streckeisen (1976) com a variação composicional dos sete grupos de Maniær e Piccoli (1989) e linhas de tendências das séries de granitoides de Lameyre e Bowden (1982).

O diagrama A/CNK vs A/NK de Shand (1943) com os campos de variação composicional de granitos de Maniær & Piccoli (1989) mostra que as rochas da Suíte Travessia seguem um *trend* que engloba os campos dos GAI, GMA e GCC. As amostras da Suíte Bonfim se concentram no campo de intersecção entre os GPO, GCC e GMA. As amostras da Suíte Novo Planalto se espalham no campo dos GPO (Figura 3.47).

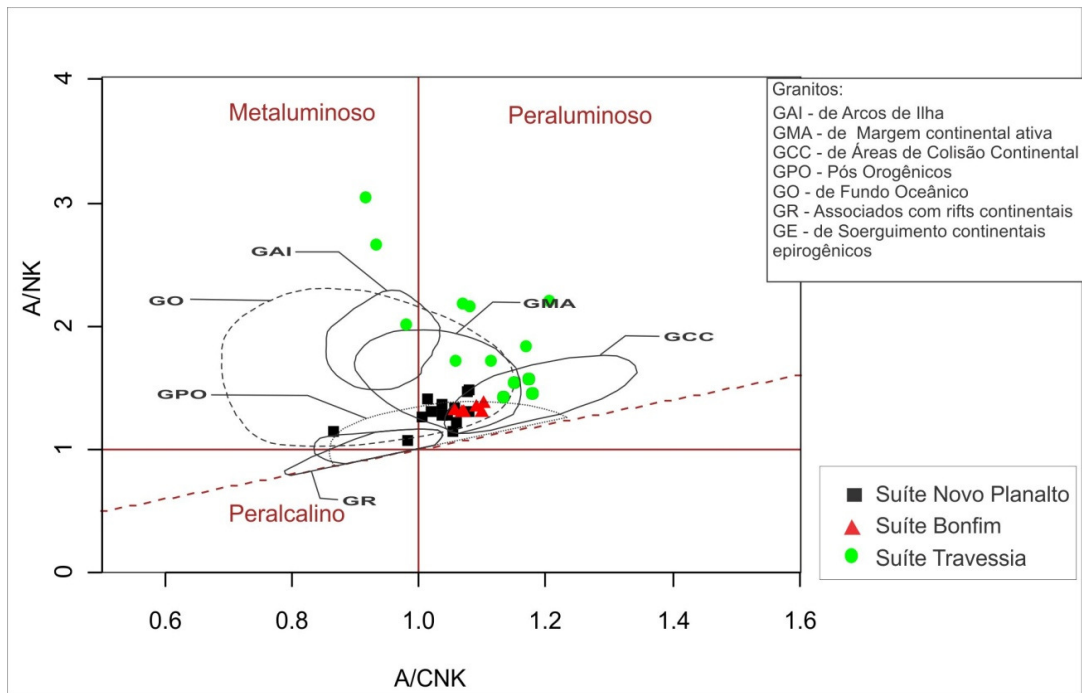


Figura 3.47 - Diagrama A/CNK-A/NK de Shand (1943) com os sete campos de granitos de Maniar e Piccoli (1989).

O diagrama R1-R2 De la Roche *et al.*, (1980) foi utilizado com os campos de Batchelor & Bowden (1985). Este diagrama é utilizado para discriminar os granitos de diferentes ambientes geotectônicos definidos em termos dos estágios do ciclo de Wilson e dos estágios evolutivos de cadeias orogênicas de margens ativas ou de arcos de ilha (Figura 3.48). Neste diagrama, as amostras da Suíte Travessia acompanham a linha de tendência das rochas relacionadas ambientes de subducção pré colisão e há um grupo que acompanha a linha de tendência de soerguimento pós-colisão. As rochas da Suíte Bonfim seguem a tendência sin colisional a tardi orogênica. As amostras da Suíte Novo Planalto seguem o “trend” de rochas tardi a pós orogênicas, preenchendo o campo dos granitos álcali-cálcicos e alcalinos de composição restrita evoluída (Figura 3.48).

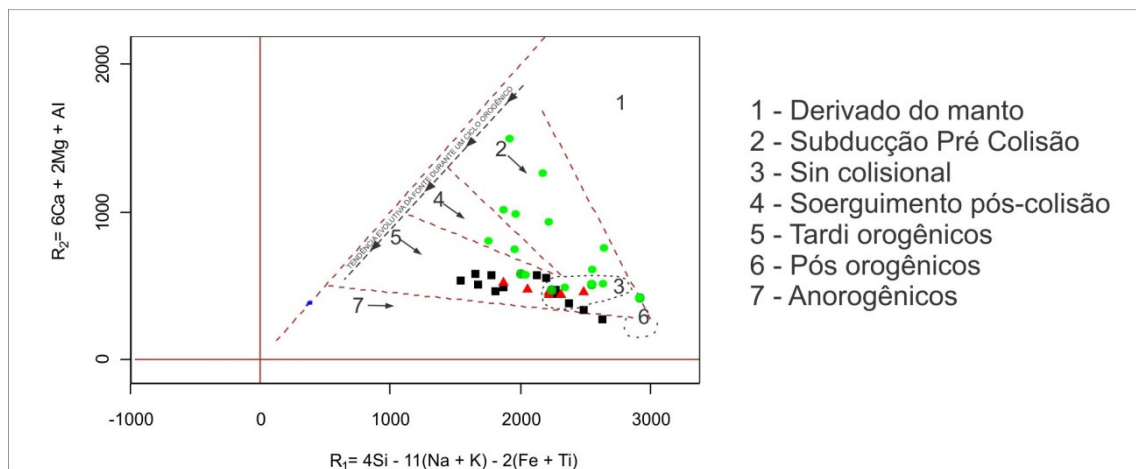


Figura 3.48 - Diagrama R1-R2 segundo Batchelor e Bowden (1985) com ambientes geotectônicos e tendências evolutivas das séries graníticas.

No diagrama binário de Rb x (Y+Nb) de Pearce (1996) as amostras da Suíte Travessia espalham-se principalmente no campo dos granitos de arco vulcânico (GAV) enquanto as amostras da Suíte Bonfim concentram-se no campo sin colisional (GCC) e as amostras da Suíte Novo Planalto espalham-se na circunferência dos granitos pós colisionais (GPO) (Figura 3.49).

A partir dos ambientes geotectônicos obtidos no diagrama de Pearce (1996) para as três suítes, realizou-se a comparação do padrão de LILE+HFSE das rochas estudadas com os padrões para estes ambientes em diferentes arcos do mundo apresentados por Pearce *et al.*, (1984). Para tanto foi confeccionada a curva de tendência média dos LILE+HFSE para as três suítes estudadas (Figura 3.50). Para a Suíte Travessia o padrão observado é muito semelhante ao dos granitos de arco vulcânico da Jamaica e Newfoundland (Figura 3.50A). Já a comparação da linha de tendência das amostras da Suíte Bonfim com a dos granitos sin colisionais mostra padrão semelhante principalmente com os granitos do Tibet, S.W. England e Yunnan, todavia a Suíte Bonfim apresenta enriquecimento maior em Ce, Hf e Zr (Figura 3.50B). A linha de tendência das amostras da Suíte Novo Planalto apresenta um padrão muito semelhante ao dos granitos pós colisionais de diferentes regiões do mundo, entretanto na Suíte Novo Planalto há um maior enriquecimento em Ba e Ce e nos HFSE (Figura 3.50C).

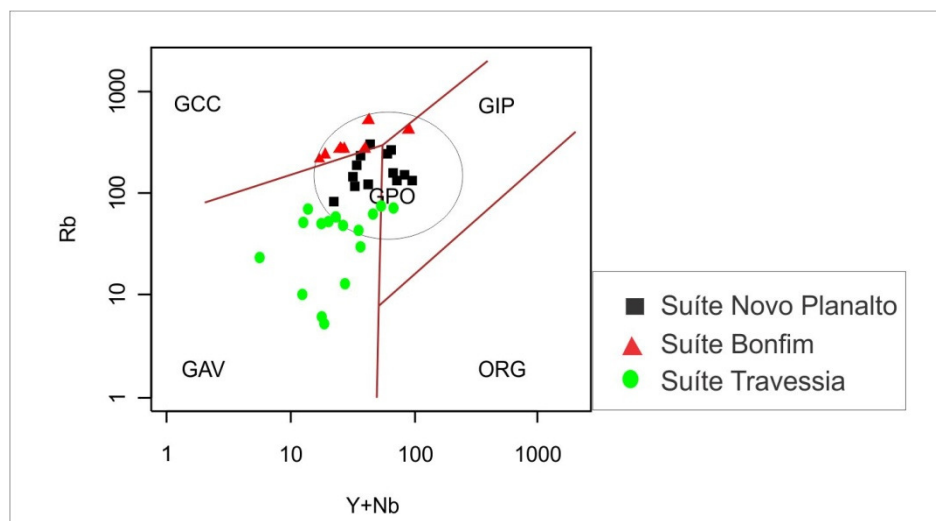


Figura 3.49 - Diagrama binário de Rb x (Y+Nb) modificado de Pearce (1996), com os campos dos granitos: GAV- de Arco Vulcânico; GCC - de áreas de colisão; GPO - de cadeias meso-oceânicas, GIP- de domínio intra-placa e GPO - pós colisionais.

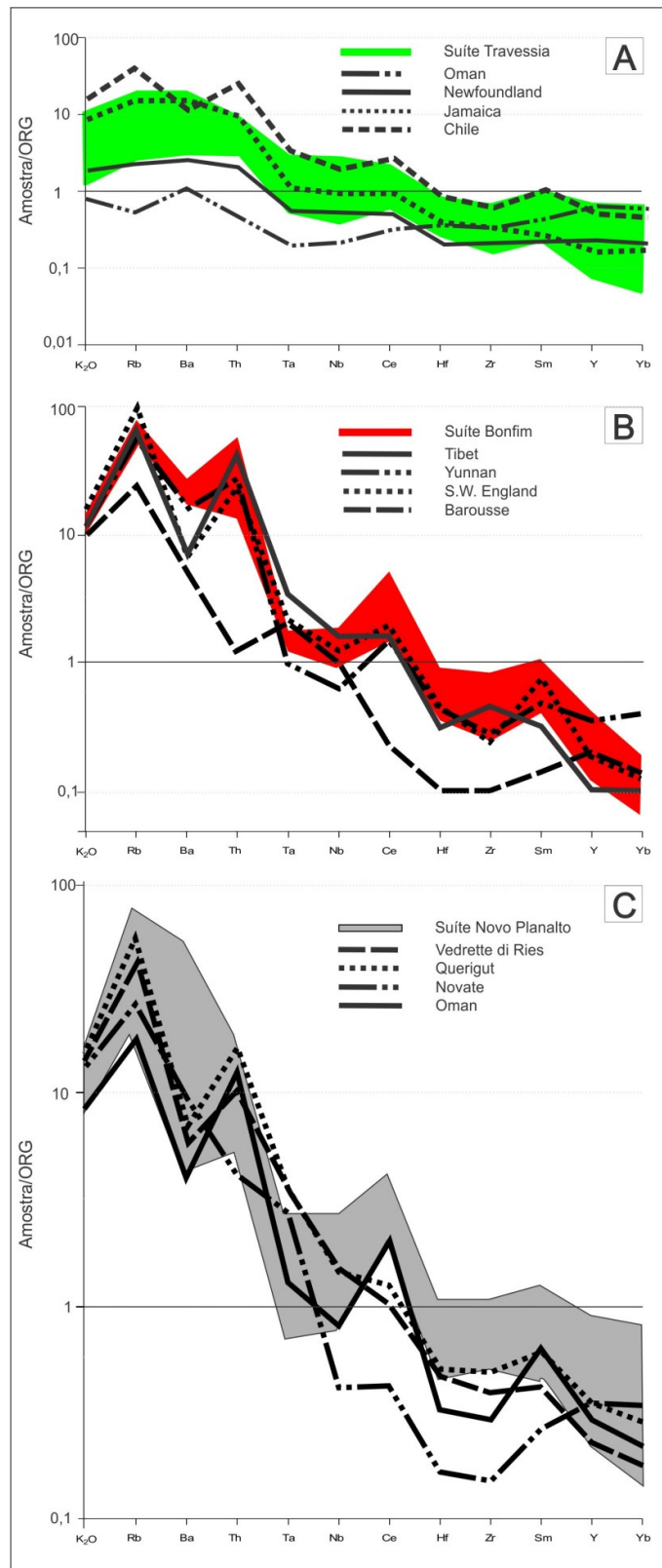


Figura 3.50 - Aranhogramas para os elementos LILE+HFSE normalizado pelo ORG de Pearce et al. (1984) comparando os padrões das suítes Travessia, Bonfim e Novo Planalto com diferentes regiões do mundo. A) Comparação entre a tendência da Suíte Travessia e Ambientes de Arco Vulcânicos (GAV). B) Comparação entre a tendência da Suíte Bonfim e diferentes granitos colisionais (GCC). D) Comparação entre a tendência da Suíte Novo Planalto com os granitos tardi orogênicos (Post COLG).

3.7 Classificação Tectônica a partir da química da biotita

As 56 análises químicas de biotita foram utilizadas para a classificação tectônica. Para a utilização dos diagramas de classificação geotectônica é importante que a biotita seja primária magmática, visto que, a composição deste mineral é bastante sensível a variações físico-químicas, principalmente a fO_2 . Deste modo, como apresentado anteriormente pelo diagrama de Nachit *et al.* (2005), observa-se que a biotita dos granitos Infusão, Dois Irmãos, Gutupá, Pouso e Barreirão é primária magmática e a biotita dos granitos Esmeril e Porteiras foi reequilibrada (Figuras 3.11B, 3.24B e 3.40B). Por isso, as interpretações para os granitos que apresentam biotita reequilibrada devem ser utilizadas com cautela ou com auxílio de outros parâmetros para corroborar a interpretação. O diagrama de classificação da biotita de Tischendorf *et al.*, (2004) mostra que a biotita da Suíte Bonfim é mais rica em magnésio e estão mais próximas do campo ideal da biotita, enquanto a biotita da Suíte Novo Planalto é mais rica em ferro plotando próximo ao campo da siderofilita. A biotita da fácies leucocrática da Suíte Travessia está no meio termo entre as duas suítes anteriores (Figuras 3.11A, 3.24A e 3.40A).

No diagrama de Mg X Al(total) de Nachit (1985) observa-se que a maior parte das biotitas dos diferentes corpos plota no campo de tendência cálcio alcalina, somente as amostras do quartzo monzonito do Granito Esmeril e algumas amostras do Granito Infusão plotam no campo de tendência alcalina. Nos diagramas de Abdel-Rahman (1994) é possível discriminar que a biotita da suíte Esmeril plota no campo das suítes orogênicas cálcio-alcalinas enquanto as amostras da Suíte Novo Planalto plotam no campo das suítes peraluminosas e as dos corpos Porteiras e Barreirão plotam na transição entre estes dois campos (Figura 3.51).

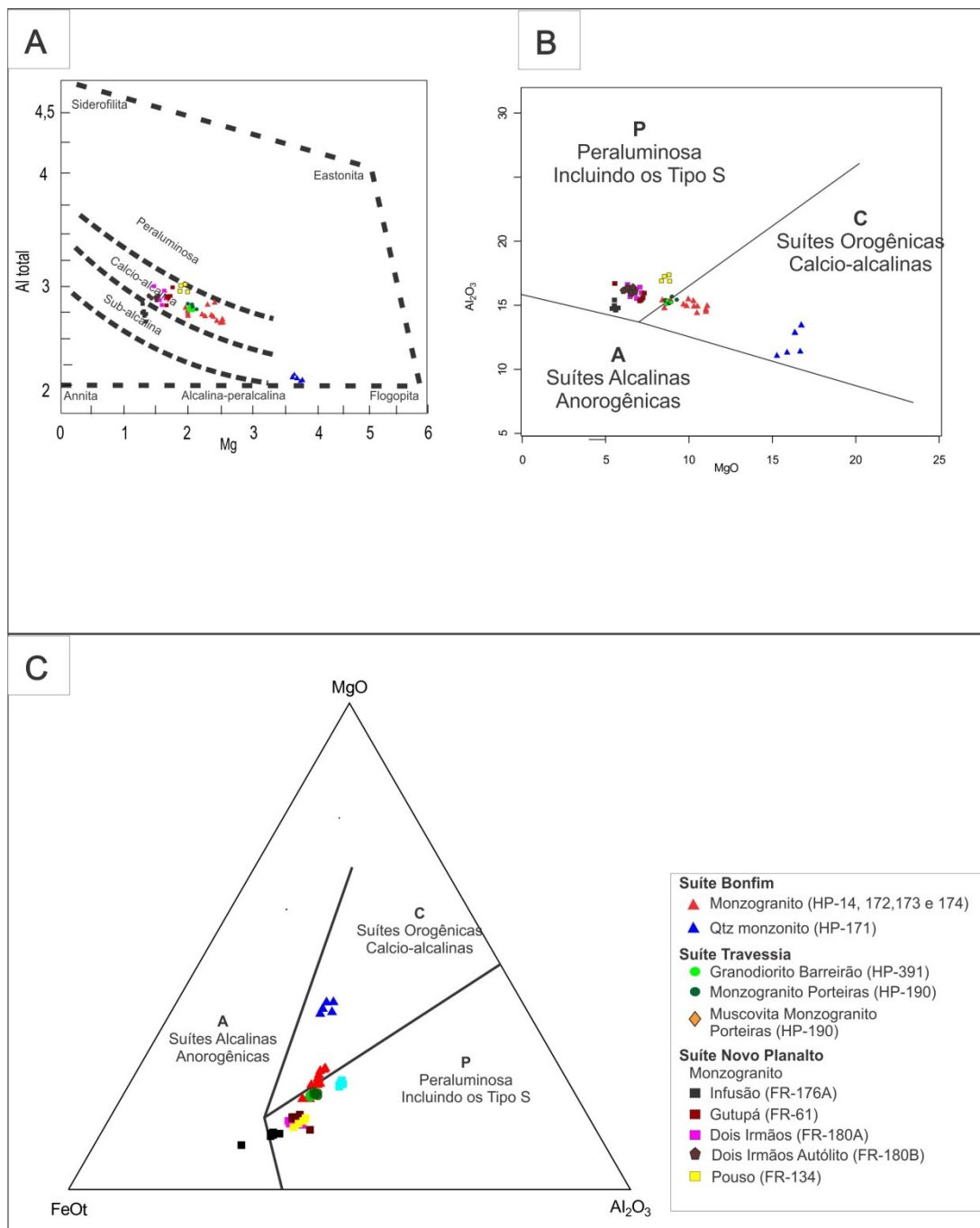


Figura 3.51 - Diagramas de classificação tectônica com base na química de biotita. A) Diagrama binário de Mg X Al(total) de Nachit (1985). B) Diagrama Al_2O_3 -MgO e C) Diagrama ternário de MgO-Fe_{tot}- Al_2O_3 ambos de Abdel-Rahman (1994).

3.8 Discussões

Os dados apresentados mostram que as três suítes estudadas são compostas por rochas relacionadas a diferentes estágios evolutivos de um ambiente de arco magmático. As relações de campo, os dados petrográficos, litoquímicos, geocronológicos e de química das micas permitem delinear algumas considerações sobre a petrogênese, contextualização geotectônica e correlações regionais destas suítes.

3.8.1 SUÍTE TRAVESSIA

A classificação das rochas da Suíte Travessia, utilizando a mineralogia e a litoquímica, mostra que esta unidade é constituída essencialmente por rochas de composição tonalítica e granodiorítica (Figuras 3.4

e 3.12), em uma associação comum de ambientes de arco magmático, segundo Wilson (2007). A linha de tendência formada por estas rochas quando plotadas no diagrama QAP utilizando a porcentagem dos constituintes mineralógicos seguem o *trend* da série cálcio-alcálica de baixo a médio potássio proposta por Lameyre e Bowden (1982) (Figura 3.46). A predominância de teores intermediários de SiO₂, altos conteúdos de Al₂O₃, baixos de K₂O, altos de CaO e moderados de Na₂O corroboram com esta interpretação e sugerem uma baixa contaminação por material crustal.

No diagrama de ETR normalizado pelo condrito de Boynton (1984), as amostras apresentam padrão horizontalizado com leve inclinação com baixo a moderado enriquecimento em relação ao condrito. Este padrão é típico de magmas cálcio-alcálicos de baixo potássio, gerados em ambientes de subducção, e sugere ainda uma moderada taxa de fusão parcial de rochas ígneas. A baixa anomalia negativa de Eu observada na maioria das amostras pode indicar que não houve retenção de plagioclásio na fonte que deu origem ao magma. O enriquecimento de ETR leves de até 100 vezes sugere baixa a moderada contaminação por materiais crustais o que pode correlacionar estas rochas à um arco de ilha intra-oceânico (Figura 3.52). O $\epsilon_{Nd(t)}$ +5,9 obtido em gnaiss tonalítico suíte também corrobora com a natureza juvenil e baixa contaminação crustal desta suíte.

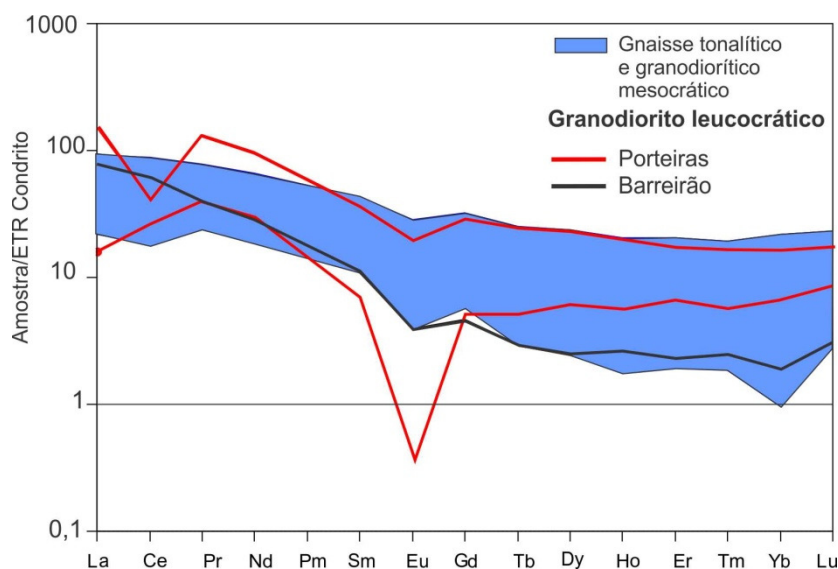


Figura 3.52 - Padrões de ETR da Suíte Travessia normalizados pelo condrito de Boynton, (1984).

No diagrama de Harker, o empobrecimento de FeO, CaO, Al₂O₃ sugere a cristalização fracionada de minerais ferromagnesianos, óxidos de ferro e plagioclásio que formam o *trend* de cristalização da série cálcio-alcálica (Figura 3.14). O diagrama R1-R2, com diferentes ambientes geotectônicos de Batchelor e Bowden (1985), também mostra esta tendência cálcio-alcálica de grande parte das amostras desta suíte, que plotam no domínio de ambiente de subducção e seguem a linha de tendência das rochas de subducção pré colisão (Figura 3.48). A associação destas amostras com ambientes de arco magmático também fica bem evidente no diagrama de Rb x (Y+Nb) de Pearce (1996) (Figura 3.49).

O enriquecimento moderado em LILE de até 20 vezes sugerem baixa contaminação por material crustal. Este enriquecimento, associado às anomalias negativas de Nb, Ta, Zr, Hf, Y e Yb formam um padrão típico de rochas relacionadas a ambientes de subducção. Ao compararmos este diagrama com os dos

diferentes ambientes tectônicos modernos, apresentados por Pearce *et al.* (1984), observa-se que o padrão de LILE assemelha-se ao dos granitos de arco vulcânicos da Jamaica e de Newfoundland (Figura 3.50).

O grande espectro de variação composicional desta suíte, os altos teores de Na₂O, a presença de titanita, allanita e magnetita na fase acessória permitem classificar estas rochas como granitos do tipo I segundo os critérios de Chappell e White (1974).

Uma característica marcante da Suíte Travessia é que as rochas mais primitivas são metaluminosas e, à medida que evoluem, sua peraluminosidade aumenta chegando a rochas altamente peraluminosas, como no caso dos corpos Porteiras e Barreirão. Esta tendência é visualizada no diagrama de Shand (1943) com os campos de Maniar e Piccoli (1989), onde estas amostras iniciam-se no campo dos Granitos de Arco de Ilha, passando pelos de Arco Magmático até algumas amostras plotarem no campo dos granitos colisionais (Figura 3.47). Paralelamente observa-se também que para esta suíte os teores de K₂O e Na₂O aumentam à medida que aumentam os teores de SiO₂, enquanto os demais elementos maiores diminuem (Figura 3.14). Esta variação química se reflete na variação mineralógica desta unidade. Enquanto as rochas mais primitivas são mesocráticas e constituídas por hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo e quantidades restritas de K-feldspato, as rochas mais evoluídas são leucocráticas, mais ricas em K-feldspato e quartzo, a proporção de máficos diminui e se restringe a biotita aluminosa. Além disso, nas rochas mais evoluídas, começa a ocorrer muscovita rica em ferro e titânio, um mineral possivelmente de derivação magmática (Tabela 3.2). A química da biotita dos termos mais evoluídos desta suíte (Corpos Porteiras e Barreirão) também mostra este enriquecimento em alumínio (Figura 3.11A). Nos diagramas de classificação tectônica de Abdel-Rahman (1994) elas plotam na região de transição entre a biotita relacionada à suítes orogênicas cálcio-alcalinas e peraluminosas que incluem os granitos tipo S (Figura 3.51B e C).

Diversas hipóteses podem explicar o aumento da aluminosidade destas rochas. Uma é a contaminação do magma por rochas aluminosas possivelmente sedimentares. Todavia os diagramas de ETR, LILE+HFSE bem como a mineralogia essencial destas rochas mostram que possivelmente não houve grande assimilação de materiais sedimentares.

Uma possibilidade alternativa para explicar esta peraluminosidade está relacionada ao processo de fusão parcial que gerou estes magmas. Chappell *et al.* (2012) mostram a partir de estudos experimentais, que se a fusão parcial de rocha máfica for realizada sob condições de pressão abaixo da zona da granada e com baixa água, pode ser gerado magma peraluminoso. Sob essas condições, há a fusão incongruente de biotita e anfibólio para geração de piroxênio o que acarreta num excesso de alumínio que é incorporado no líquido félsico e resulta na geração de magma peraluminoso. Todavia, a gradação entre granitoides meta a peraluminosos observadas nas suítes peraluminosas do Tipo I que se desenvolveram sob este processo pode ser explicada de duas formas: a) aumentando a temperatura, o Ca e outros elementos do piroxênio se incorporam no fundido tornando ele metaluminoso; e b) incorporação de minerais residuais da fusão parcial ao magma gerado, neste caso principalmente piroxênio e plagioclásio, poderão tornar os granitos mais primitivos metaluminosos.

Outra característica da Suíte Travessia é que as rochas mais primitivas (tonalitos e granodioritos mesocráticos) apresentam bandamento gnáissico indicando deformação em regime dúctil e a paragênese de hornblenda-biotita-plagioclásio sugere metamorfismo em fácies anfíbolito baixo. Enquanto a fácies mais evoluída representada pelos corpos Porteiras e Barreirão (granodioritos à monzogranitos leucocráticos) exhibe deformação cataclástica o que indica deformação em regime rúptil e a paragênese com epidoto sugere metamorfismo em fácies xisto verde. Isto pode explicar a existência de biotita rica em TiO₂ com

características magmáticas do corpo Barreirão. Considera-se a hipótese de que as rochas com menos sílica foram mais erodidas deixando expostos os níveis crustais mais profundos, enquanto as rochas mais ricas em sílica (granitos Barreirão e Porteiras) foram menos erodidas preservando níveis crustais mais rasos, mas ambas foram deformadas e metamorizadas durante mesmo evento tectônico.

3.8.1.1 Correlações regionais

As idades U-Pb de 860 ± 13 M.a. e a idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 850 Ma são temporalmente correlacionáveis a fase de arco de ilha oceânico do arco magmático de Mara Rosa, assim como proposto nos trabalhos de Viana *et al.*, (1995), Pimentel *et al.*, (1997) e Pimentel *et al.*, (2000). O padrão geofísico desta suíte é semelhante e acompanha o mesmo trend de direção NNE das rochas da Sequência Mara Rosa e plutônicas associadas que ocorrem desde da região de Chapada passando por Mara Rosa. Chiarini (2007) já havia correlacionado estas respostas semelhantes nesta região no seu trabalho de correlação da geofísica regional para o Arco de Mara Rosa.

Os estudos petroquímicos de Viana *et al.*, (1995) mostram que na região de Mara Rosa as rochas relacionadas a este ambiente apresentam uma tendência à série cálcica, enquanto a Suíte Travessia tem maior similaridade com uma série calcio-alcalina de baixo à médio potássio. Deste modo, considera-se que as rochas que constituem a Suíte Travessia são mais novas e foram geradas em regiões mais profundas em relação a zona de subducção e mais longe das fossas (Figura 3.53).

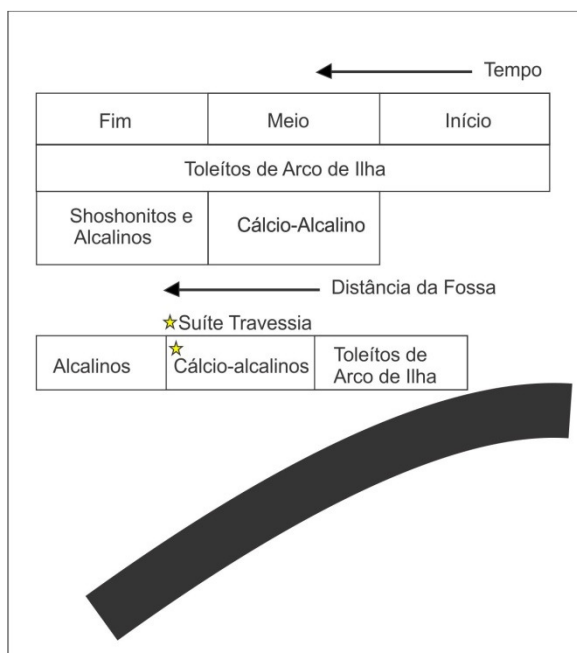


Figura 3.53 - Modelo esquemático para zoneamento magmático espacial e temporal das séries magmáticas para basaltos de arcos de ilha (Modificado de Wilson (2007)).

3.8.2 SUÍTE BONFIM

O Granito Esmeril, por apresentar o maior acervo de dados, fornece as informações mais relevantes para o entendimento da gênese das rochas da Suíte Bonfim. Cerca de 90% da superfície deste corpo é composta pela fácies de biotita monzogranítico leucocrático foliado e subordinadamente, pela fácies de quartzo monzonito.

Estas rochas apresentam composições mineralógicas e químicas distintas. O monzogranito tem composição cálcio-alcalina enriquecida em potássio, caráter peraluminoso, com biotita reequilibrada rica em ferro e alumínio. Apresenta, como minerais acessórios, titanita, allanita, magnetita, apatita, turmalina e zircão. A petroquímica mostra teores moderados a baixos de CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂ e P₂O₅. O quartzo monzonito apresenta composição sub alcalina intermediária, além disso, sua mineralogia essencial inclui apatita, titanita e actinolita (metamórfico), o caráter é metaluminoso, e a petroquímica mostra teores elevados de MgO, K₂O, CaO, Fe₂O₃, P₂O₅, Cr₂O₃ e em todos elementos traços. A biotita é rica em magnésio com composição muito próxima da flogopita.

Apesar das aparentes diferenças entre o quartzo monzonito e o monzogranito, eles apresentam tendências semelhantes de LILE, HFSE, ETR como visualizados na Figura (3.54) o que sugere que estas rochas são provenientes de um mesmo magma parental.

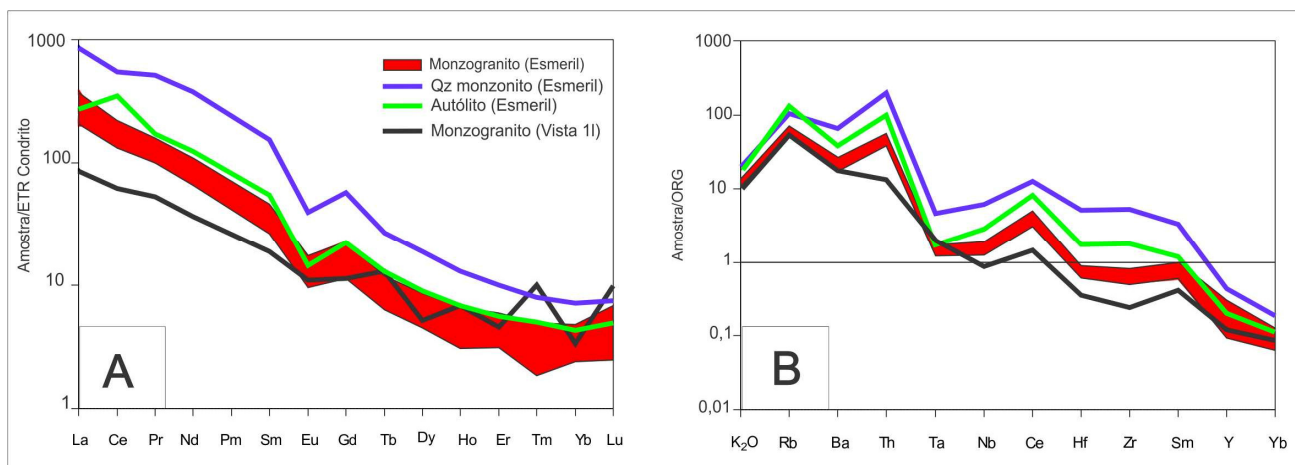


Figura 3.54 - Curvas de tendência dos ETR (A) normalizados pelo condrito de Boynton, (1984) e curva de tendência dos LILE+HFSE (B) normalizados pelo ORG de Pearce et al., (1984) da Suíte Bonfim.

As razões Nb/Ta e Zr/Hf são proporcionais e bastante estáveis em sistemas magmáticos e podem indicar a evolução nestes sistemas. Deste modo, no diagrama Nb/Ta versus Zr/Hf a maioria das amostras da Suíte Bonfim se alinham e formam uma curva de tendência que pode indicar o trend de cristalização deste magma. Esta constatação permite sugerir que o quartzo monzonito e o monzogranito foram geradas a partir de um mesmo magma parental descartando a hipótese de mistura de magmas (Figura 3.55). No caso das amostras do afloramento HP-172, onde há coexistência de duas rochas distintas, como observado na Figura 3.19E e F, esta correlação não é válida, possivelmente por um desequilíbrio provocado pela interação destas duas rochas. A amostra do Granito Vista, também plota fora deste alinhamento possivelmente por representar outro pulso magmático.

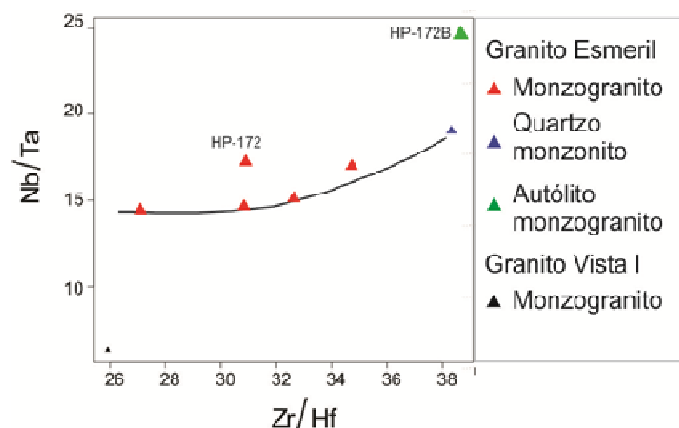


Figura 3.55 - Diagrama binário de Zr/Hf por Nb/Ta com a linha de tendência evolutiva das rochas da Suíte Bonfim.

A fácies quartzo monzonito apresenta diversas particularidades, dentre elas a presença de titanita e apatita como minerais essenciais e a petroquímica, que mostra alta concentração de K_2O e MgO . Estas situações são incomuns em sistemas graníticos, visto que geralmente a titanita e a apatita ocorrem como fase acessória e as concentrações de K_2O e MgO são inversamente proporcionais. Além disso, o quartzo monzonito apresenta alta concentração em todos elementos traços compatíveis e incompatíveis em relação as demais rochas desta suíte. Uma hipótese para explicar as altas porcentagens de apatita e titanita seria o processo de concentração cumulática destes minerais durante o processo de cristalização desta rocha e os altos teores de K_2O e MgO podem representar a acumulação de biotita pelo mesmo processo. O diagrama de Harker mostra um intervalo composicional entre o quartzo monzonito e o monzogranito o que reforça a existência de uma cristalização cumulática inicial seguida de cristalização fracionada (Figura 3.27).

O padrão inclinado de ETR dos granitos Esmeril e Vista 1, caracterizado pelo alto fracionamento entre ETRL/ETRP observada no diagrama de ETR normalizado pelo condrito de Boynton *et al.*, (1984) indicam que houve uma grande incorporação de elementos compatíveis durante a gênese deste magma, possivelmente relacionada a uma baixa taxa de fusão parcial (Figura 3.54). O padrão visualizado sugere que estas rochas pertencem à série cálcio-alcálica de alto potássio. Esta tendência cálcio-alcálica também é observada nos diagramas de classificação tectônica utilizando a química da biotita (Figura 3.51).

No diagrama QAP usando a composição modal, observa-se que as amostras desta suíte acompanham a tendência da série cálcio-alcálica de alto K de Lameyre e Bowden (1982) ou série monzogranítica, ocupando o campo dos granitos de colisão continental de Maniar e Picolli (1989). Nos demais diagramas geotectônicos a partir dos elementos maiores as amostras desta suíte plotam entre os campos dos granitos de colisão continental e pós-orogênicos (Figuras 3.47 e 3.48). Este padrão de interferência entre estes dois campos indica que as rochas desta suíte podem estar relacionadas a uma fase sin à tardi colisional. O enriquecimento em Rb e Th, que marca uma tendência colisional no diagrama de Pearce (1996), e a semelhança do padrão de LILE+HFSE com os granitos colisionais do Tibet, Yunnan e S.W. England reforçam a natureza colisional destas rochas (Figuras 3.49 e 3.50). LILE

Os teores de $Na_2O > 3,3\%$ com $K_2O > 4,59$ dos monzogranitos, associados a presença de titanita, allanita e magnetita na fase acessória, sugerem que os granitos da suíte Bonfim são do tipo I, segundo os critérios de Chapell e White (1974). Todavia, estas rochas são peraluminosas (A/CNK entre 1,05-1,15) e apresentam turmalina, um mineral que pode ser associado a granitos peraluminosos do tipo S. O

enriquecimento em ETR leves e em LILE associado à peraluminosidade pode indicar a contaminação do magma granítico por fontes sedimentares. A presença de turmalina pode indicar uma atividade metassomática ou ainda a interação deste magma com rochas sedimentares encaixantes. Considera-se a hipótese também de que o intenso consumo de álcalis durante o processo de acumulação de biotita nas rochas mais primitivas (quartzo monzonito) possa ter tornado os líquidos residuais mais peraluminosos. Tendo em vista os dados apresentados sugere-se um modelo evolutivo para o Granito Esmeril (Figura 3.56).

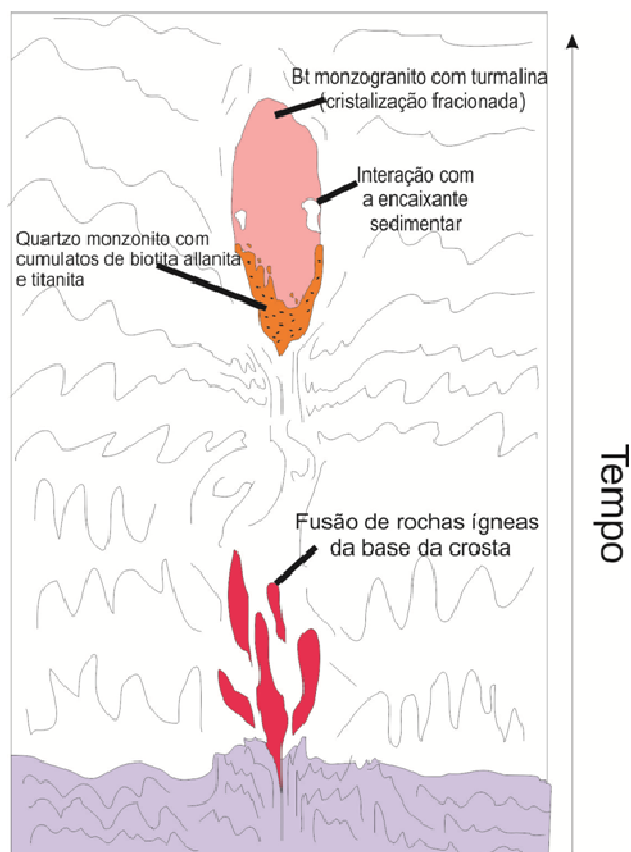


Figura 3.56 – Modelo esquemático para representação da gênese do Granito Esmeril.

3.8.2.1 Correlações regionais

O formato arredondado dos granitos da Suíte Bonfim sugere que ela esteja relacionada a fases orogênicas tardias. Todavia, a foliação penetrativa e o reequilíbrio da biotita indicam que estas rochas foram afetadas por processos deformacionais e metamórficos.

A idade de cristalização de 605 ± 6 Ma do Granito Esmeril é muito próxima do pico deformacional de 630 Ma obtido para o Arco Magmático de Mara Rosa por Junges (2008). Esta idade alcançada a partir de análises U-Pb em titanita e Sm-Nd em granada metamórfica. Esta diferença de cerca de 20 Ma entre este pico deformacional e a idade de cristalização do granito Esmeril favorece a interpretação de que esta suíte está relacionada a uma fase tardi-colisional. Os zircões com idades U-Pb Mesoproterozoica são interpretados como herança de fonte crustal que gerou este magma.

Para Valeriano *et al.* (2004) e Pimentel *et al.* (2000) o período entre aproximadamente 620-640 M.a concentra a maioria das idades relacionadas ao fenômeno de colisão continental envolvendo metamorfismo de alta pressão seguido de granitogênese de fusão crustal relacionados a conformação do Gondwana Oeste.

No Arco Magmático de Mara Rosa, outras suítes graníticas apresentam características semelhantes a Suíte Bonfim. Dentre elas podem ser citadas a Suíte Santa Tereza que segundo Polo e Diener (2012) é caracterizada por diversos corpos de biotita granitos sigmoidais foliados, cálcio-alcálicos ricos em álcalis e peraluminosos, com assinatura de granitos sin colisionais. Datação U-Pb em um corpo desta suíte apresentadas por Junges *et al.* (2002) mostra idade de 605 ± 33 M.a. e herança de idade Paleoproterozoica, concordante com a T_{DM} de 1,96 G.a. O granito Faina com idade de cristalização U-Pb 567 ± 5 M.a. (Pimentel *et al.*, 2000) e o Granito Amador com idade T_{DM} de 1,21 à 1,31 (Junges *et al.*, 2002) também são exemplos relacionados à este magmatismo. Os pegmatitos da Suíte Mata Azul podem representar a fase final desta granitogênese, datação U-Pb obtida por Kitajima (2002) para estes granitos obteve idade de cristalização de 557 ± 15 M.a.

3.8.3 SUÍTE NOVO PLANALTO

Os granitos Gutupá, Infusão, Dois Irmãos e Pouso apresentam formatos ovulares alongados, estão encaixados nos gnaisses do Complexo Porangatu e são bordejados e cortados por extensas zonas de cisalhamentos anastomosadas. A partir das relações de campo sugere-se que estes corpos se aproveitaram de discontinuidades geradas pelo Lineamento Transbrasiliano provavelmente com cinemática transtrassional para se alojarem em fases tardi à pós tectônicas.

De um modo geral, as rochas desta suíte não apresentam deformação, predominando texturas e estruturas ígneas (texturas granulares, porfíricas, zonação mineral, textura de fluxo entre outras), e o metamorfismo, quando observado, está em fácies xisto verde baixo, representado por cloritização da biotita e cristalização de epidoto. O caráter ígneo magmático da biotita rica em TiO_2 dos diferentes corpos desta suíte reforça a hipótese de ausência de metamorfismo. A partir destas informações considera-se que estas rochas estão associadas a fase tardi a pós orogênica, visto que suas encaixantes foram afetadas pelo Lineamento Transbrasiliano e estão intensamente deformadas e metamorizadas em fácies anfíbolito até granulito.

A petroquímica dos granitos da Suíte Novo Planalto mostra teores moderados à altos de Na_2O (3,00-4,55%) e K_2O (3,35-5,7%) e teores baixos à moderados de CaO (0,55-2,24%) permitindo sugerir uma composição álcali-cálcica para esta suíte. No diagrama R1-R2 com os campos de Batchelor e Bowden (1985) estas rochas também seguem o trend tardi à pós orogênico relacionados à granitos álcali-cálcicos de composição restrita. Nos demais diagramas de elementos maiores as amostras plotam em regiões de interferências entre diferentes ambientes. Todavia no diagrama binário de Rb x $(Y+Nb)$ de Pearce (1996) as rochas desta suíte plotam no campo do granito pós orogênico. O campo para estes granitos neste diagrama leva em conta que as rochas relacionadas as fases pós orogênicas apresentam grande variedade de fontes podendo apresentar características dos granitos dos demais ambientes. Os diagramas mostram também que os padrões de LILE+ HFSE para os granitos desta suíte são muito semelhantes aos granitos pós colisionais de Vedrette di Ries, Querigut, Novate e Oman (Figura 3.50).

Esta possível variação de fontes para a gênese destes granitos também fica evidente nos padrões dos ETR. Os granitos Dois Irmãos e Gutupá apresentam padrões de granitos colisionais com alto fracionamento de ETR leves em relação aos pesados enquanto os granitos Infusão e Pouso já apresentam um padrão mais horizontal com forte anomalia negativa de Eu, assemelhando-se ao padrão “gaviota”, mais comum em granitos anorogênicos. As acentuadas anomalias negativas de Eu nos granitos Infusão, Gutupá e

Pouso podem indicar a retenção de plagioclásio na fonte, enquanto a baixa anomalia negativa de Eu do Granito Dois Irmãos indica que plagioclásio não ficou retido na fonte (Figura 3.57).

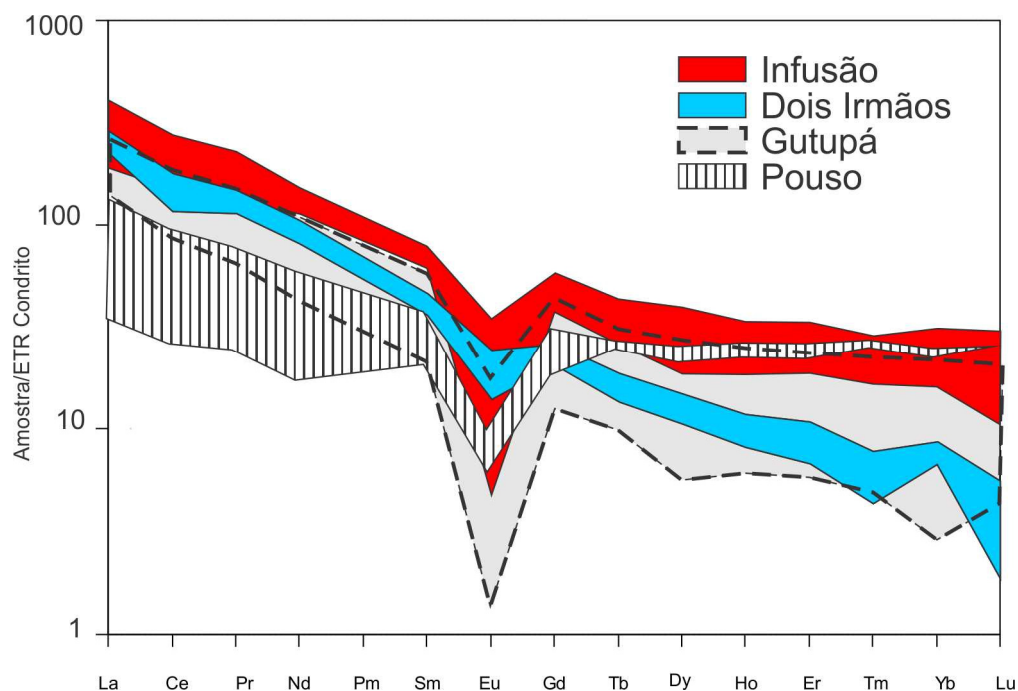


Figura 3.57 - Campos representativos dos padrões de ETR para os granitos da Suíte Novo Planalto, normalizados pelo condrito de Boynton (1984).

O padrão enriquecido em LILE para a Suíte Novo Planalto sugere que houve contaminação por material crustal na geração destas rochas. A idade modelo T_{DM} de 1.446 Ma e o $\epsilon_{Nd(t)}$ de -7,11 para amostra desta suíte corroboram esta interpretação.

O caráter meta a peraluminoso observado na petroquímica destas rochas também é evidenciado na química da biotita que tem composição de siderofilita, mostrando enriquecimento em Fe, Ti e Al. A biotita dos diferentes corpos desta suíte plotam preferencialmente no domínio de suítes peraluminosas (Figura 3.51).

A presença de de titanita, allanita e magnetita na paragênese mineral destas rochas e os teores de $Na_2O > 3,00\%$ e $K_2O > 3,35\%$ permitem associar as rochas desta suíte aos granitos Tipo I. Considera-se, portanto que a peraluminosidade destas rochas possa estar relacionada ao processo de contaminação crustal, durante a ascensão destes magmas ou ainda pelos processos geradores destes magmas assim como discutido por Chappell et al., (2012).

3.8.3.1 Correlações regionais

A partir dos dados apresentados observa-se que os corpos da Suíte Novo Planalto estão relacionados a fase tardi a pós orogênica e possivelmente marcam o estágio final da Orogenia Brasileira. O fato destes corpos serem indeformados e estarem encaixados em rochas deformadas e metamorizadas também corrobora esta interpretação. A idade de U-Pb 511 ± 3 Ma do Granito Infusão é interpretada como de cristalização, enquanto a idade de 582 ± 31 Ma é correlacionada a uma herança provavelmente de rochas do Complexo Porangatu. A idade modelo Sm-Nd para a mesma amostra com T_{DM} de 1.446 Ma e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -7,1 indica também a reciclagem de rochas, possivelmente do paleoproterozoico na geração deste magma.

Este magmatismo granítico tardi à pós tectônico está evidente em toda extensão do Arco Magmático de Goiás e sua circunvizinhança:

- Nas proximidades da área de estudo podem ser citados o Granito Esperança (Dantas *et al.*, 2006), porfirítico, peraluminosos e de afinidade cálcio-alkalina de médio à alto potássio com idade de cristalização U-Pb em zircão de 525 ± 7 M.a (Nascimento 2008);
- Nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul Ferreira (2009) caracteriza duas populações de granitos relacionados a esta fase, uma de granitos com idade de cristalização U-Pb em zircão em torno de 540 M.a. e assinatura cálcio-alkalina tipo I altamente diferenciados e outra com idades de cristalização U-Pb em zircão variando entre 508-485 Ma, mais alcalinas e semelhantes a granitos tipo A. Ambas populações com idades modelo Sm-Nd variando entre 1,59-1,97 e ϵ_{Nd} exclusivamente negativos;
- No Estado de Tocantins, nas proximidades de Palmas, Gorayeb *et al.*, (2013) caracterizam a Suíte Lajeado, representada por granitos meta à ligeiramente peraluminosos com assinatura anorogênica, idades modelo Sm-Nd variando entre 2,1-1,7 G.a. e ϵ_{Nd} negativo, sugerindo a participação de crosta paleoproterozóica na gênese destes granitos. Datações Pb-Pb obtidas por evaporação em zircão mostram idades cristalização em torno de 540 M.a. para estas rochas. Alves (2006) individualiza o Granito Ramal do Lontra como um corpo leucogranítico com altos valores de ETR, Nb, Ta e Y, intrusivo nas rochas da Faixa Araguaia, também correlacionável à Suíte Lajeado;
- Nas proximidades de Gurupi, Frasca *et al.* (2010) identificaram o granito São José Pequeno, correlacionável à Suíte Lajeado, de composição cálcio-alkalina muito diferenciada com tendência alcalina e assinatura pós orogênica a anorogênica. Datação U-Pb em zircão para amostra deste corpo obteve idade de $509,4 \pm 1,6$ Ma, com herança em torno de 2.128 ± 120 Ma e idade modelo ao redor de 1.009 Ma.

CAPÍTULO 4 – CONCLUSÕES

Tendo em vista os dados apresentados pode-se concluir que as três suítes estudadas são correlacionáveis a três estágios evolutivos distintos do desenvolvimento do Arco Magmático de Mara Rosa.

A Suíte Travessia é representada por ortogneisses e pelos granitos Porteiras e Barreirão. Esta suíte é constituída por um conjunto de rochas orientadas NE-SW, de composição tonalítica a granodiorítica da série cálcio-alcálica de baixo a médio potássio, cujos padrões petroquímicos de elementos maiores e traços permitem classificá-las como granitos do tipo I com baixa contaminação por material crustal, sugerindo uma associação com ambiente de arco de ilha intra-oceânico. Estas características, associadas à idade de cristalização U-Pb de 860 ± 13 Ma, à idade modelo T_{DM} de 852 Ma e $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo, corroboram a correlação desta unidade com o arco de ilha intraoceânico que foi acrescido à margem do Maciço de Goiás por volta de 800 Ma. Foram discriminadas duas fácies desta suíte: uma mais primitiva, representada por gnaisse tonalítico e granodiorítico mesocráticos, e outra mais evoluída, constituída por granodiorito leucocrático que apresenta muscovita como mineral acessório. A alta aluminosidade das rochas desta suíte que apresenta caráter juvenil, associada às baixas evidências de contaminação por material crustal, sugere que processos magmáticos estejam envolvidos nesta alta aluminosidade para granitos do tipo I.

A Suíte Bonfim é constituída pelos granitos Esmeril, Vista 1 e Vista 2, representados por corpos graníticos ovulares monzograníticos, que na região de estudo são intrusivos nas rochas da fase de arco de ilha intraoceânico do arco Magmático de Mara Rosa. A suíte apresenta características da série cálcio-alcálica de alto K, do tipo I e de assinatura tardi à pós colisional. A idade de cristalização U-Pb de 605 ± 6 Ma, associada às demais informações, permite associar este magmatismo a colisão entre os cratons Amazônico e São Francisco durante a amalgamação do Gondwana Oeste.

No Granito Esmeril foram distinguidas duas fácies. A fácies de quartzo monzonito apresenta assinatura sub alcalina, metaluminosa, altos teores de K_2O e MgO , alta porcentagem de biotita rica em magnésio (15%), apatita e titanita como minerais acessórios, além de enriquecimento em elementos traços compatíveis e incompatíveis. Este conjunto de características indica que o processo de cristalização cumulática esteve presente na geração desta rocha. A fácies monzogranito apresenta natureza cálcio-alcálica de alto potássio, peraluminosa, biotita rica em Fe, além de allanita, turmalina e titanita como minerais acessórios. Os diferentes diagramas sugerem que estas rochas foram geradas por processos de cristalização fracionada.

Zircões herdados de idade mesoproterozoica indicam refusão de crosta antiga na geração do magma da Suíte Bonfim. A peraluminosidade dos monzogranitos, evidenciada pela presença de turmalina e córdon normativo, pode estar associada tanto a contribuição de material sedimentar quanto às condições de fusão e cristalização do magma que deu origem a estas rochas, visto que, provavelmente, houve grande consumo de álcalis no processo cumulático de geração do quartzo monzonito, podendo o líquido residual deste processo ter composição peraluminosa.

A Suíte Novo Planalto é caracterizada pelos granitos Infusão, Dois Irmão, Gutupá e Pouso, formados por corpos de biotita monzogranito de composição álcali-cálcica do tipo I, de assinatura tardi à pós orogênica. A idade de 511 ± 3 Ma permite associar estas rochas às fases tardias da Orogenia Brasileira no Arco Magmático de Mara Rosa, possivelmente numa fase de relaxamento tectônico.

As assinaturas desiguais, principalmente nos diagramas de ETR e LILE+HFSE para os corpos da Suíte Novo Planalto, sugerem a interação de diferentes processos e fontes para geração dos magmas. No caso do Granito Infusão, a idade T_{DM} de 1.446 Ma, ϵ_{Nd} negativo e zircões com idade de 582 ± 31 Ma indicam a fusão de rochas de idades distintas para geração do magma granítico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*. **35**:, 525-541.
- Abreu F.A.M. Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da faixa de dobramentos Paraguai – Araguaia. Dissertação de Mestrado, NCGG, Universidade Federal do Pará, Belém, 90p.
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Funk, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: 8º Simpósio da Geologia do Nordeste. Campina Grande, p. 363-391.
- Alves, C.L. 2006. Petrografia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá-To. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 131p.
- Arantes D., Bunk P.S., Osborne G.A. 1991. A Sequência Vulcano-sedimentar de Mara Rosa e Mineralizações Auríferas Associadas. SBG – Núcleo Centro-Oeste, Boletim Informativo, **14**: 27-40.
- Araújo B.S., Diener F.S. 2006. Projeto Mutunópolis: Relatório final de Graduação – Área I. Escala 1:25.000. TCC – Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação, Instituto de Geociências, Univerdade de Brasília, Brasília, 185 p.
- Araújo Filho, J.O. 2000. The Pirineus Syntaxis: Na example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*. **1 (30)**: 144-148.
- Araujo V.A., Alves A.C. (eds.) 1979. Relatório Final Projeto Canabrava-Porto Real. DNPM/CPRM, Goiânia, 191p.
- Araújo, V.A. e Moreton, L.C. 2008. Unidades Litoestratigráficas. *In*: M.L.O. Moreira, L.C. Moreton, V.A. de Araújo, J.V. de Lacerda Filho, H.F. da Costa (eds.). *Geologia do estado de Goiás e do Distrito Federal: Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal*, Goiânia, CPRM/SIC-FUNMINERAL, p. 43-113.
- Baptista, M.B., Cartner-Dyer, R. 1966. Ocorrência singular de sedimentos mediopaleozóicos no centro oeste de Goiás. Notas Preliminares – DGM, 133, 11p.
- Barbosa O., Baptista M.B., Braum O.P.G., Cotta J.C. 1969. *Geologia e Inventário dos Recursos Minerais da Região Central de Goiás (Projeto Brasília)*. DNPM, 148p.
- Basei A.S., Junior O.S., Neves B.B.B., Pimentel M.M., Babinski M., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Hollanda M.H.B., Nutman A.P., 2010, Contribution of SHRIMP U-Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research*, **183** : 112-114.

- Batchelor, R. A., Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* **48**: 43-55.
- Bilal E., Moutte J., Botelho N., Marini O., Andrade G. 1997. Geochemistry of two Proterozoic A-type granites of Goiás State, Brazil: Possible links with rapakivi series. *Anais da Academia Brasileira de Ciências.* 69 (3), 349-365.
- Botelho N.F., Moura M.A. 1998. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *Journal of South América Earth Science*, **11(5)**: 427-438.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. *In.*: HERDESON, P.(Ed.). *Rare-Earth Elements Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, p.63-114.
- Brito Neves B.B., Campos Neto, M. da C., Fuck R.A. 1999, From Rodinia to Western Gondwana: Na approach to the Brasiliano-Pan African Cycle orogenic collage. *Precambrian Research*, **22 (3)**: 155-166.
- Brito Neves B.B., Sá J.M., Nilson A.A., Botelho N.F., 1995, A tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da America do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, **3**: 1-21.
- Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types. *Pac. Gel.*, **8**:173-174.
- Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D. 2012. Peraluminous I-type granites. *LITHOS*, **153**: 142-153.
- Chiarini M.F.N. 2007. Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas colisionais e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu, Brasil Central. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1 CD-ROM.
- Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Platform. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South American.* 31° Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, p. 19-40.
- Dantas E.L., Araújo Filho J.O., Oliveira C.G. de, Chiarini M.F.N., Fuck R.A., Sordi D.A. de (eds.) 2006. Relatório Final da Folha Porangatu SD.22-X-D-I. Escala 1:100.000. Brasília, UnB/FINATEC/CPRM,119 p.
- Dantas E.L., Jost H., Fuck R.A., Brod J.A., Pimentel M.M., Meneses P.R. 2001. Proveniência e idade deposicional de sequências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotrópicos SM-ND e U-PB em monocristal de Zircão. *Revista Brasileira de Geociências.* **31** (3): 329-334.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.). *Tectonic evolution of South America. International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 231-263.*
- Dardenne M.A., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S. 2003. Provenance of conglomerates of conglomerates of the bambuí, Jequitaiá, Vazante e Ibiá groups, implications of the evolution of the Brasília Belt. *In*: SBG, 9° Simp. Nac. Est. Tect., 3° International Symposium on Tectonics. Armação de Búzios, p. 47-50.
- Debon F., Lefort P., Sabaté P. 1988. Uma Classificação Químico-Mineralógica das Rochas Plutônicas Comuns e Suas Associações, Métodos e Aplicações. *Revista Brasileira de Geociências*, **18** (2):122-133.

- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 2008. *Minerais Constituintes das Rochas. Uma Introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727p. ISBN 978-972-31-0846-0.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., e Marchal M. 1980. A classification of vulcanic and plutonic rocks using R1-R2-diagram and major – element analysis – its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**: 183-210.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A. dos, Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A. de A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V. de, Valente R.C., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2003. Geologia do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Shobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.). *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p. 227-334.
- De Paolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 10470–10488.
- Dickson B.L., Scoot K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17** (2): 187-200.
- Diener F.S., Polo H.J.O. 2012. Mapa geológico da Folha Novo Planalto (SD.22-X-C-III). Disponível em: http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadlayouts?p_webmap=N.
- Diener F.S., Polo H.J.O. (em preparação). Geologia e Recursos Minerais da Folha Novo Planalto SD.22-X-C-III. Escala 1:100.000. Goiânia, CPRM/SUREG-GO.
- Ferreira C.O. 2009. A extensão do Arco Magmático de Goiás ao longo do Lineamento Transbrasiliano: Estudo baseado na Aplicação dos métodos U-Pb, e Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 76p.
- Foster M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geological Survey Professional Paper*. **354**: 49.
- Frasca A.A.S., Lima H.A.F., Moraes L.L., Ribeiro P.S.E. (eds.). 2010. Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi, SC.22-Z-D: Estado do Tocantis. Escala 1:250.000. Goiânia, CPRM.
- Frasca A.A.S., et al. (eds.). (em preparação). Geologia e Recursos Minerais da Folha Alvorada, SC.22-Z-D: Estado do Tocantis. Escala 1:250.000. Goiânia, CPRM.
- Fuck R.A. 1991. Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion. *Geochimica Brasiliensis*, **5**:133-152.
- Fuck R.A. 1994. Faixa Brasília e a Compartimentação. Tectônica na Província Tocantis. In: Simpósio de Geologia do Centro-oeste. Brasília, SGB, p. 184-187.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Jungues S.L., Moraes R. 2001. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantis Province. In: 3° South American Symposium

on Isotope Geology. Pucón, Chile, Extended Abstracts...Santiago: Serviço Nacional de Geologia y Minería/Universidad de Chile, p. 141-144.

Fuck R.A., Dantas E.L., Sordi D.A. de, Chiarini M.F.N., Oliveira C.G. de, 2006. Relatório Final da Folha Santa Terezinha de Goiás SD.22-Z-A-III. Escala 1:100.000. Brasília, UnB/FINATEC/CPRM, 86 p.

Fuck R.A., Brito Neves B.B., Schobbenhaus C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, **160**: 108-126.

Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**(2):219-245.

Gorayeb P.S.S., Lafon J.M. 1996. Granulite-facies Resultados Geocronológicos Rb-Sr como Indicadores do Metamorfismo Granulítico de Porto Nacional. *In: 39° Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, p. 300-302.

Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Chaves C.L. 2001. A granitogênese neoproterozoica no setor setentrional da Província Tocantins: implicações para redefinição da Suíte Lajeado. *In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia 7*, Belém, Anais, CD-ROM.

Gorayeb P.S.S., Chaves C.L., Moura C.A.V., Lobo L.R.S. 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**(1):278-292.

Hasui Y., Abreu F. de A.M. de, Silva J.M.R. da 1977. Estratigrafia da Faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro Norte do Brasil. São Paulo, *Boletim IG*, **8**: 107-108.

Hoofman P.F., 1991. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out?. *Science*, **253**: 1409-1411.

Junges S.L. 1998. Sequência Vulcanossedimentar de Mara Rosa. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 115p.

Junges S.L., Pimentel M.M., Moraes R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117** (1-2): 101-108.

Junges S.L., Pimentel M.M., Dantas E.L., Laux J.H. 2003. New ID-TIMS U-Pb ages in the Western Portions of the Mara Rosa Arc: Two Hundred Million Years of Arc Building. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, Brasil, Short papers, 198-191p.

Junges S.L., Pimentel M.M., Laux J.H., Buhn B.M., Dantas E.L. and Oliveira C.G. 2008. U-Pb LA-ICPMS ages and a new tectonic context for the Neoproterozoic Mara Rosa Magmatic Arc, central Brazil. *In: VI South American Symposium Isotope Geology San Carlos de Bariloche*. Argentina, v. 1, p. 69.

Karimpour M.H., Stern C.R., Mouradi M. 2011. Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, **1389** (18): 89-100.

- Kitajima L.F.W. 2002. Mineralogia e petrologia do Complexo Alcalino de Peixe, Tocantins. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral*, **68**: 277-279.
- Kuyumjian R.M. 1994. Geologia da sequência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás, Brasil. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*. Brasília, Resumos Expandidos, p. 142-144.
- Lacerda Filho J.V. de, Frasca A.A.S. 2008. Compartimentação Geotectônica. *In: M.L.O. Moreira, L.C. Moreton, V.A. de Araújo, J.V. de Lacerda Filho, H.F. da Costa (eds.). Geologia do estado de Goiás e do Distrito Federal: Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal*, Goiânia, CPRM/SIC-FUNMINERAL, p. 34-90.
- Lacerda Filho J.V., Rezende, A. Silva, A. (Eds.). 1999. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal*. Escala 1:500.000. Goiânia, CPRM/METAGO/UnB.
- Lameyere J., Bowden P. 1982. Plutonic rock type series discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. 2005. Two neoproterozoic crustal accretions events in the Brasília belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**(1): 183-198.
- Lima H.A..F, Ferreira Filho C.F., Pimentel M.M., Dantas E.L., Araújo S.M. 2008. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**(1): 300-317.
- Lucas F.R.A., Moura, C.A.V. Estudo de proveniência sedimentar em quartzitos do Cinturão Araguaia na Região de Colméia-Pequizeiro, Tocantins. 2006. (Apresentação de Trabalho/Seminário).
- Macambira J.B. Villas R.N. 1985. *A geologia da extremidade meridional da Serra Dourada, Goiás: variedades litológicas, metamórficas e mineralizações associadas*. Dpto. De Geol. E Núcleo de Ciên. Geofísicas da UFPA. Relatório de Pesquisa, CNPq (processo 40.2855/80).
- Macambira J.B. 1983. Geocronologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Iontra, GO. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 107p.
- Machado E.E. 1981. Novas considerações e integração geológica da região de Pilar-Crixás/Mara Rosa – Porangatu. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*. Goiânia, SBG, v. 1, p. 300-318.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Bull. Geo. Soc. Am.*, **101**: 635-643.
- Marini O.J., Botelho N.F. 1986. A província de granitos estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*. **16** (1): 19-131.
- Marini O.J., Barbosa G.V., Dardenne M.A., Faria A., Fuck A. 1974. Projeto Serra Dourada: Relatório Final. Brasília. Departamento de Geologia, UnB/DNPM, 1 (7) 188p.

- Marini O.J., Fuck R.A., Figueiredo A.N. (eds.) 1976. *Projeto São Félix: Relatório Final*. Brasília, FUB/ELETRONORTE, 125p.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A., Logécio S.O.C., Ramalho R. 1984. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguaia e o maciço Mediano de Goiás. *In: C. Schobbenhaus Filho, D.A. Campos, G.R. Derzy, H.E. Asmsus (eds.). Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, 1:2.500.000*. MME/DNPM, Brasília, p. 251-303.
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Faria A. 1977. Contribuição à Geologia do Pré-Cambriano da Porção Central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 304-324.
- Marques G.C. 2009. Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 116 p.
- Matteini M., Junges S.L., Dantas E.L., Pimentel M.M., Buhn B. 2010. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, **17**: 1-12.
- Milani A. Fhomaz Filho, D.A. Campos (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31º Internacional Geological Congress, p. 195-230.
- Moraes Rego, L.F. 1933. Notas Geográficas e Geológicas sobre o Rio Tocantins. Belém, Boletim do Museu Paraense Emílio Goeld, n. 9, p. 271-288.
- Moura C.A.V., and Gaudette H.E. 1999. Basement Tectonic. *In: Sinha, A.K. (ed.). Zircon ages of the basement orthogneisses from the Northern Segment of Araguaia Belt*. Brasil, 13, p.: 155-178.
- Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. The Araguaia Belt revisited. *In: U.G. Cordani, E.J. Milane, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (ed.). Tectonic Evolution of South America*. International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, ISBN 8590148211, CD-ROM.
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition des biotites et typologie magmatique des granitoids. *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Academie des Sciences* 301 (11): 813-818.
- Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**: 1415-1420.
- Nascimento E.L.C. 2008. *Rochas a cianita-quartzo no Arco Neoproterozoico de Mara Rosa – evidências para mineralizações do tipo Cu-Au porfirítica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 55p.
- Nilson A.A., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 1997. Idade Sm-Nd do complexo máfico-ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás e características isotópicas das rochas encaixantes. *In: SBGq, 6º Congr. Bras. Geoq., Salvador*, p. 643-645.
- Nilson A.A., Botelho N.F., Ferreira Filho C.F. 1994. Rifteamento Crustal Meso-proterozóico no Centro-Norte de Goiás. *In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, Resumos Expandidos*, **1**, p.: 258-259.

- Oliveira C.G. de, Oliveira F.B., Dantas E.L., Fuck R.A., Almeida T. 2006. Relatório Final da Folha Campinorte SD.22-Z-B-I. Escala 1:100.000. Brasília, UnB/FINATEC/CPRM, 123 p.
- Paixão M.A.P. 2009. *Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 118 p.
- Palermo N. 1996. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa – GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador: SBG – Núcleo Bahia Sergipe, 2, p.: 219-222.*
- Palermo N. 1999. A mineralização Aurífera de Posse na região de Mara Rosa, Goiás. *In: 7º Simpósio de Geologia do Centro Oeste e 10º Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Brasília, SGB, p. 33.*
- Pearce J.A.; Harris N.B.W, Tindle A.G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granite Rocks. *Journal of Petrology*, **25** (4): 956-983.
- Pearce J.A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19** (4):120-125.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(1): 2-4.
- Pimentel M.M., Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Res.*, **81**: 299-310.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D., Seer H.J., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and provenance of detrital sediments on the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**: 571-585
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H. 2000. Geology of the central part of the Tocantins Province: Implications for the geodynamic history of the Brasília Belt. *In: U.G. Cordani, Thomaz Filho, H., Campos, CF (Eds.) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 195-229p.*
- Pimentel M.M., Botelho N.F., 2001. Sr and Nd isotopic characteristics of 1.77-1.58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **73** (2).
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Carneiro Dal Ré, B.B. Brito Neves (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, Ed. Beca, p. 335-368.*
- Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Gorayeb S.S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades modelo Sm. Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(2): 304-318.
- Polo H.J.O., Diener F.S., 2012. Mapa geológico da Folha Mata Azul (SD.22-X-D-II). Disponível em: http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadlayouts?p_webmap=N.

- Polo H.J.O., Diener F.S. (em preparação). Geologia e Recursos Minerais da Mata Azul SD.22-X-D-II. Escala 1:100.000. Goiânia, CPRM/SUREG-GO.
- Ramos Filho M.L., Araújo Filho J.O., Kuyumjian R.M., 2003. Características da ambiência estrutural do depósito de Chapada, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **33** (2): 109-116.
- Reis Neto, J.M. 1983. *Evolução geotectônica da bacia do alto Tocantins, Goiás*. Dissertação de Mestrado, Instituto Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 98 p.
- Richardson S.V., Kesler S.L., Essene E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brasil: a metamorphosed Wall-rock porphyry copper deposit. *Geology*, **81**: 1884-1898.
- Rocha G.A. 2003. Petrologia e Gênese da Mineralização de Alexandria da Borda sul do Maciço Granítico Serra Dourada. Dissertação Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Rossi P., Andrade G.F., Cocherie A. 1992. The 1,58 Ga type granite of Serra da Mesa (GO): an example of "NYF" fertile granite pegmatite. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, p. 389-390.
- Schobbenhaus, C. (ed.) 1975. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiás SD-22. Goiás, DNPM.
- Schobbenhaus C., Campos D. de A., Derze G.R., Asmus H.E. (eds.) 1984. Geologia do Brasil. Texto Explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília, DNPM.
- Shand S.J. 1943. Eruptive Rock: Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits, with a chapter on Meteorites. 2a. Ed. Revised. New York: Hafner Publishing Co., 444p.
- Soares J.E. 2005. *Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil Central*. Tese Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Souza J.O., Moreton L.C. (eds.). 1995. Xambioá, folha SB.22-Z-B: Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 84 p.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rocks is proper name. *Earth Science Reviews.*, **12**: 1-33.
- Sylvester P.J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**: 29-44.
- Tischendorf G., Rieder M., Forster H.J., Gottesmann B., Guidotti Ch.V. 2004. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Mineralogical Magazine*, **68**(4): 649-667.
- Tuttle O.F., Bowen N. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc.Am.Mem.* **74**: 153.
- Valeriano M.C., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré Carneiro, Brito-Neves B.B. de (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, Beca, p. 575-592.

Viana M.G., Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Fuck, R.A., Machado N. 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Geoquímica e Geocronologia e suas Implicações Regionais. São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências*, **25** (2): 111-123.

Wilson M. 2007 *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. London: Unwin Hyman, 466p.

Wit M.J. e Ramsome I.G.D. 1992. *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa* Balkema, Rotterdam, 269p.

ANEXO 1 MAPA DE PONTOS

