



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**  
**ESCOLA DE MINAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



## DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS, QUÍMICA MINERAL,  
LITOGEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA  
Sm-Nd DE TONALITOS PALEOPROTEROZÓICOS DA PORÇÃO SETENTRIONAL  
DA SUÍTE ALTO MARANHÃO, MINAS GERAIS.

Lúcio Anderson Martins

Tese nº 264

Ouro Preto, Fevereiro de 2008

**ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS, QUÍMICA  
MINERAL, LITOGEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA U-Pb E  
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd DE TONALITOS  
PALEOPROTEROZÓICOS DA PORÇÃO SETENTRIONAL  
DA SUÍTE ALTO MARANHÃO, MINAS GERAIS.**

---





## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

*Reitor*

João Luiz Martins

*Vice-Reitor*

Antenor Rodrigues Barbosa Junior

*Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação*

Tanus Jorge Nagem

### **ESCOLA DE MINAS**

*Diretor*

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

*Vice-Diretor*

Wilson Trigueiro

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

*Chefe*

Selma Maria Fernandes



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

**CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 52**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Nº 264**

**Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica,  
geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica  
Sm-Nd de tonalitos paleoproterozóicos da porção setentrional da Suíte Alto  
Maranhão, Minas Gerais.**

**Lúcio Anderson Martins**

*Orientador*

**Luís Antônio Rosa Seixas**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais, Área de Concentração: Mineralogia, Petrogênese e Depósitos Minerais

**OURO PRETO**

**2008**

---

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>  
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>  
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>  
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais  
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita  
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais  
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: [pgrad@degeo.ufop.br](mailto:pgrad@degeo.ufop.br)

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN 85-230-0108-6  
Depósito Legal na Biblioteca Nacional  
Edição 1<sup>a</sup>

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do  
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

M386a Martins, Lúcio Anderson.

Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm/Nd de tonalitos paleoproterozóicos da porção setentrional da Suíte Alto Maranhão, Minas Gerais [manuscrito] / Lúcio Anderson Martins. – 2008  
xxiii, 125f.: il.; color.; grafs.; tabs.; mapas.

Orientador: Prof. Dr. Luis Antônio Rosa Seixas

Área de Concentração: Petrogênese/Depósitos Mineraiis/Gemologia

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas.

Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em evolução crustal e recursos naturais DEGEO/EM/UFOP concentração em Petrogênese/Depósitos Mineraiis/Gemologia. Área de Petrogênese

1. Geologia – Teses. 2. Quadrilátero Ferrífero (MG) - Teses. 3. Petrogênese - Teses. 4. - Suíte Alto Maranhão (MG) - Teses. I. Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Programa de Pós graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. II. Título.

CDU: 551(815.1)

Catálogo: [sisbin@sisbin.ufop.br](mailto:sisbin@sisbin.ufop.br)

Little darling  
I see the ice slowly melting  
BEATLES





## Agradecimentos

---

A meus pais, irmãos e esposa pelo apoio sempre incondicional.

Muito devo ao professor Seixas, sempre disposto, paciente e amigo ao longo de todo trabalho.

Aos amigos da Minas Itatiaiuçu e CPRM e a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a conquista desse objetivo!

Ao amigo Willians Carvalho pelas etapas de campo e preparação das amostras e às turmas de geologia de 2004 e 2006.

À FAPEMIG, pelo financiamento do projeto de pesquisa (Projeto CRA440/02, concedido ao Prof. Luís Seixas) e a CAPES, pela bolsa de estudos.

Ao DEGEO, pelo apoio financeiro e de logística, através dos laboratórios LOPAG, LAMIN, Microscopia Óptica e Eletrônica. Seus respectivos coordenadores e funcionários, que possibilitaram o preparo e análise das amostras coletadas em campo.

A todos os amigos e professores do DEGEO, em especial aos companheiros da Pós-Graduação, cujo convívio foi essencial para a conclusão do presente trabalho.



# Sumário

---

<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>ix</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>xiii</b>
<b>LISTA DE TABELAS .....</b>	<b>xix</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>xxi</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>xxiii</b>
<b>CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO GERAL.....</b>	<b>1</b>
1.1 – Introdução .....	1
1.2 – Breve Descrição das Unidades Litoestratigráficas Regionais.....	3
1.2.1 – Complexos Gnáissicos .....	3
1.2.2 – Rochas Supracrustais Arqueanas .....	3
1.2.3 – Rochas Supracrustais Paleoproterozóicas.....	4
1.2.4 – Complexo Monsenhor Isidro .....	5
1.2.5 – Rochas Plutônicas e Ortognaisses Paleoproterozóicos do Cinturão Mineiro .....	5
1.2.6 – Rochas Supracrustais Mesoproterozóicas.....	6
1.3 – Material e Métodos .....	6
1.3.1 – Trabalhos de Campo .....	6
1.3.2 – Petrografia e Química Mineral.....	7
1.3.3 – Litogeoquímica .....	8
1.3.4 – Geocronologia U-Pb .....	8
1.3.5 – Geoquímica Isotópica Sm/Nd.....	9
<b>CAPÍTULO 2. TRABALHOS ANTERIORES SOBRE A PORÇÃO SETENTRIONAL DA SUÍTE ALTO MARANHÃO.....</b>	<b>11</b>
<b>CAPÍTULO 3. ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS E DE QUÍMICA MINERAL.....</b>	<b>19</b>
3.1 – Introdução .....	19
3.2 – Jeceaba .....	23
3.3 – Alto Maranhão .....	26
3.4 – Caeté.....	29
3.5 – Pé do Morro.....	34
3.6 – Fazenda Quilombo .....	38
3.7 – Fazenda Luzitana.....	39
3.8 – Ribeirão Água Limpa .....	41
3.9 – Ponte Caída .....	45
3.10 – Fazenda Furnas.....	50
3.11 – Conselheiro Lafaiete .....	51
3.12 – Lagoa Dourada.....	55

3.13 – Síntese dos aspectos de campo, petrográficos e de química mineral.....	59
<b>CAPÍTULO 4. LITOGEOQUÍMICA.....</b>	<b>63</b>
4.1 – Introdução.....	63
4.2 – Aspectos geoquímicos gerais.....	67
4.3 – Diagramas binários.....	74
4.4 – Diagramas de elementos terras raras.....	79
<b>CAPÍTULO 5. GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm/Nd .....</b>	<b>89</b>
5.1 – Introdução.....	89
5.2 – Apresentação e Interpretação dos Resultados.....	92
5.2.1 – Quartzo-diorito e diorito (enclave) de Ponte Caída.....	92
5.2.2 – Tonalitos de Jeceaba e Caeté.....	93
5.2.3 – Dique máfico potássico do Alto Maranhão.....	93
5.2.4 – Tonalito, dique félsico e anfibolito do Ribeirão Água Limpa.....	94
5.2.5 – Dique félsico ácido da Fazenda Quilombo.....	95
5.2.6 – Quartzo-diorito da Fazenda Luzitana.....	96
5.2.7 – Tonalito de Conselheiro Lafaiete.....	96
5.2.8 – Tonalito de Lagoa Dourada.....	97
<b>CAPÍTULO 6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES.....</b>	<b>101</b>
6.1 – Natureza dos magmas das rochas investigadas.....	101
6.2 – Granitóides tonalíticos de baixa, média e alta sílica.....	102
6.3 – Suíte (quartzo-diorítica) tonalítica primitiva.....	103
6.4 – Tonalitos de média e alta sílica.....	108
6.5 – Plúton Caeté.....	110
6.6 – Tonalitos do Ribeirão Água Limpa e da Fazenda Luzitana.....	112
6.7 – Tonalitos de alta sílica de Conselheiro Lafaiete.....	114
6.8 – Tonalito de Lagoa Dourada.....	115
6.9 – Conclusões.....	116
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>119</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>127</b>
<b>BANCA EXAMINADORA (Ficha de Aprovação) .....</b>	<b>129</b>

## Lista de Figuras

**Figura 1.1** - Mapa geológico com a localização do plutonismo félsico paleoproterozóico da região ao sul do Quadrilátero Ferrífero (QF), porção meridional do Cráton São Francisco (CSF). Reproduzido do mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (Heineck *et al.* 2003). Cidades: OP-Ouro Preto; C-Congonhas; CL- Conselheiro Lafaiete; LD-Lagoa Dourada; SJR-São João Del Rei; B-Barbacena. Rodovias federais BR-040 e BR-383 indicadas no mapa. .... 02

**Figura 1.2** – Localização das estações de trabalho investigadas neste estudo e os mapeamentos geológicos realizados por alunos concluintes do curso de Engenharia Geológica da UFOP nos anos de 2004 e 2006. Abreviaturas de cidades e localidades referidas na figura. Cidades: C-Congonhas; J-Jeceaba;; CL-Conselheiro Lafaiete; Q-Queluzito; SBS-S. Brás do Suaçuí; I-Itaverava; LD-Lagoa Dourada. Localidades: Am-Alto Maranhão; Pe-Pequeri; Ca-Caeté; Pm-Pé do Morro; Fq-Faz. Quilombo; Fl-Faz. Luzitana; Ral-Rib. Água Limpa; Pc-Ponte Caída; Ff-Faz. Furnas. .... 07

**Figura 2.1** – Reprodução dos mapas geológicos da região ao sul do Quadrilátero Ferrífero (QF) realizados até o final da década de 80, com a comparação das diferentes concepções estratigráficas e terrenos geológicos dos diferentes autores, *e.g.* em (B) Guild (1957), em (C) Pires (1977), em (D) Grossi Sad *et al.* (1983) e em (E) Seixas (1988). Em (F) o atual mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (Heineck *et al.* 2003). Em (C) estão indicados os afloramentos estudados por Barbosa (1985) e em (D) afloramentos estudados por Noce (1995) e Seixas (2000). Cidades de Congonhas – C e Conselheiro Lafaiete – CL indicadas, assim como a localidade de Alto Maranhão – Am. Ver texto para explanação. .... 12

**Figura 3.1** – Localização das estações de trabalho investigadas nesta dissertação e a indicação das figuras de detalhe que serão apresentadas ao longo deste capítulo. Geologia segundo Heineck *et al.* (2003). Cidades: C-Congonhas; J-Jeceaba; CL-Conselheiro Lafaiete; Q-Queluzito; SBS-S. Brás do Suaçuí; I-Itaverava; LD-Lagoa Dourada. Localidades: Am-Alto Maranhão; Pe-Pequeri; Ca-Caeté; Pm-Pé do Morro; Fq-Faz. Quilombo; Fl-Faz. Luzitana; Ral-Rib. Água Limpa; Pc-Ponte Caída; Ff-Faz. Furnas. Rodovias federais indicadas no mapa (BR-040 e BR-383). .... 20

**Figura 3.2** – Diagramas de classificação de minerais de granitóides e outras rochas associadas investigadas em microsonda eletrônica. (A) Classificação de anfíbólio (Leake *et al.* 1987); (B) Classificação de biotita; (C) Classificação de plagioclásio; (D) Classificação de granada da amostra LD-51, tonalito de Lagoa Dourada. (E) Legenda. .... 22

**Figura 3.3** – Diagrama QAP (Streckeisen 1976), com a classificação de amostras selecionadas das estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação (dados da Tabela 3.2). .... 22

**Figura 3.4** – Aspectos de campo da porção norte da Suíte Alto Maranhão, próximo a Jeceaba. (A) Mapa geológico com os locais investigados, geologia baseada em Guild (1957) e Grossi Sad *et al.* (1983). (B) Afloramento J-p, estrada de ferro. Enclaves magmáticos microgranulares (emm) vistos em planta. (C) Afloramento do Ponto J-44, com enclaves magmáticos microgranulares visto em plano vertical. Notar em (B) contornos bem definidos em alguns enclaves, e difuso em outros, e diferentes posições do seu eixo maior. Em (C) destaca-se o formato fortemente lenticular e elevada razão comprimento: largura (>10:1) de ambos os enclaves. Local da coleta de amostra indicado (J-44) 24

**Figura 3.5** – Fotomicrografias de biotita-hornblenda tonalito de Jeceaba. (A) Hornblenda (Hbl) de hábito tabular em contato reentrante com plagioclásio (Plg). Notar inclusão de apatita (Ap) e intercrescimento de biotita (Bt) (LPP). (B) Mesma imagem que a anterior, com polarizadores cruzados, evidenciando macla longitudinal ao cristal de anfíbólio. (C) Cristal de plagioclásio tabular maclado (PC). (D) Biotita com inclusões de zircão (Zrn) (LPP). .... 25

**Figura 3.6** – Aspectos de campo da porção norte da Suíte Alto Maranhão, próximo a Alto Maranhão. (A) Mapa geológico com os locais investigados, geologia baseada em Guild (1957), Grossi Sad *et al.* (1983) e Seixas (1988). (B) Afloramento AM-16, tonalito contendo dique máfico à hornblenda e biotita. (C) Detalhe do contato do dique (d) com o tonalito (To), e o local da amostra do dique coletada

para geoquímica. (D) Detalhe dos veios de carbonato e mica preta dentro do dique (indicado pelas setas). ..... 27

**Figura 3.7** – Aspectos de campo e microscópicos dos tonalitos das localidades próximas a Alto Maranhão, e do dique máfico da pedreira AM-16. (A) Pedreira do ponto TD-18. Lageado em planta com enxame de enclaves magmáticos máficos. (B) Pedreira do ponto TD-17. Detalhe de contato crenulado entre enclave magmático máfico e tonalito hospedeiro. (C) e (D) Pedreira AM-16. (C) Fotomicrografia de tonalito, com cristal prismático euédrico de allanita (Aln), quartzo com subgrãos (Qtz) e plagioclásio saussuritizado (Plg). Polarizadores cruzados. (D) Fotomicrografia do dique máfico, mostrando granulação fina de agregados de hornblenda e plagioclásio, com sobrecrecimento de grânulos de titanita e epidoto. (LPP). ..... 28

**Figura 3.8** – Mapa geológico com a localização de pontos de trabalho visitados no Plúton Caeté. Geologia baseada no mapa geológico de Pires (1977), Grossi Sad *et al.* (2003) e de mapas geológicos de trabalhos de conclusão da UFOP (Marinho 2006, Negrini 2006, Aquino 2006, E. L. S. Oliveira 2006, Lages 2006, Augusto 2006, Santos 2006, M. M. F. Oliveira 2006). ..... 30

**Figura 3.9** – Aspectos de campo com as típicas estruturas de *magma mingling* em tonalitos do Plúton Caeté. (A) Localidade C-48, (B) localidade 18 e (C) localidade 10 na figura 3.6. (A) Enclave magmático máfico, equigranular. Local de amostragem indicado (amostra C-48). (B) Enclave magmático máfico com cristais de plagioclásio euédricos de tamanho maior que a matriz diorítica. Tampa de caneta (3 cm) como escala. (C) Schlieren de agregados de cristais de plagioclásio e matriz diorítica. Escala moeda de 10 centavos (2 cm). ..... 32

**Figura 3.10** – Aspectos de campo e microscópicos das rochas amostradas no Plúton Caeté. (A) Pedreira Bombaça, tonalito (amostra C-47) e dique de granodiorito (amostra C-46). (B) a (E) Fotomicrografias. (B) Tonalito, mostrando titanita euédrica e biotitas. (LPP). (C) Granodiorito com textura granular xenomórfica de quartzo, plagioclásio (saussuritizado) e microclíneo. (PC). (D) Enclave magmático máfico com textura granular hipidiomórfica de plagioclásio, hornblenda e biotita. (LPP). (E) Detalhe de hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Plg) no enclave. Plagioclásio com numerosas inclusões aciculares de apatita. (LPP). ..... 33

**Figura 3.11** – Mapa geológico com a localização de pontos de trabalho das localidades de Pé do Morro (PM), Fazenda Quilombo (FQ), Fazenda Luzitana (FL) e Ribeirão Água Limpa (RAL). Geologia baseada no mapa geológico de Seixas (1988) e mapas geológicos de trabalhos de conclusão da UFOP (Cavaterra 2005, Kopperschmidt 2005, Takayama 2005, Martins 2000) ..... 35

**Figura 3.12** – Aspectos de campo e microscópicos de rochas amostradas na localidade Pé do Morro. (A) Tonalito, com foliação em alto ângulo de mergulho e enclave magmático máfico com alongamento paralelo à foliação. Escala equivale a 3,5 cm. Local da amostragem indicado (amostra PM-22). Corte vertical da estrada BR 482. (B) e (C) Fotomicrografias. (B) Cristal de hornblenda (Hbl) com zonamento composicional intracristalino, com tonalidades mais claras no núcleo (Mg-hornblenda menos aluminosa) e verde escuro nas bordas (Mg-hornblenda mais aluminosa). (LPP). (C) Cristal tabular de plagioclásio (Plg) com macla Carlsbad. (PC). ..... 37

**Figura 3.13** – Aspectos macro e microscópicos de rochas amostradas na localidade Fazenda Quilombo. (A) Amostra de mão de tonalito e dique aplítico. Local da amostragem indicado (amostras FQ-29 e FQ-33). (B) Fotomicrografia de tonalito, com detalhe de cristal de allanita (Aln) euédrico, com coroa de epidoto (Ep). Outros minerais são a biotita (Bt), com inclusão de zircão (Zrn), hornblenda (Hbl) e grânulos de titanita (Ttn). (LPP). (C) Fotomicrografia de aplito, com distribuição de palhetas de biotita orientadas. (LPP). ..... 38

**Figura 3.14** – Aspectos de campo e microscópicos de amostras da estação Fazenda Luzitana. (A) Tonalito com estrutura gnáissica. Local da amostragem indicado (amostra FL-30). (B) Porções quartzo-dioríticas, gnaissificadas e recortadas por diques félsicos deformados. Local da amostragem indicado (amostra FL-32). (C) e (D) Fotomicrografias do tonalito. (C) Textura de plagioclásio (Plg), quartzo (Qtz) e de biotita (Bt). (PC). (D) Detalhe mostrando cristais de apatita (Ap) em bastonetes e agulhas inclusas em plagioclásio (Plg), opacos, epidoto e biotita. (LPP). (E) e (F) Fotomicrografias da

porção quartzo-diorítica. (E) Textura de intercrescimento de hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Plg). (LPP). (F) Mesma imagem que a anterior, com polarizadores cruzados. .... 40

**Figura 3.15** – Aspectos de campo com diferentes tipos de rochas amostradas na estação Ribeirão Água Limpa. (A) Biotita tonalito foliado (To - amostra RAL-27) com enclaves magmáticos fortemente achatados, recortados por dique félsico (df - amostra RAL-28). Notar que o dique félsico incorpora dentro dele enclave máfico lenticular. (B) Dique de tonalito (To), tabular, injetado em anfíbolito (A - amostra RAL-41). Notar a posição verticalizada do dique, paralela ao bandamento do anfíbolito. (C) Grande xenólito de anfíbolito (A) englobado pelo tonalito (To). No detalhe pequenos veios félsicos recortam o anfíbolito. Local da amostragem indicado (amostra RAL-40). .... 42

**Figura 3.16** – Aspectos microscópicos das diferentes rochas amostradas na localidade Ribeirão Água Limpa. (A) e (B) Tonalito foliado (amostra RAL - 27). (A) Textura granular xenomórfica dos minerais félsicos quartzo e plagioclásio, e orientação dos cristais de biotita. (LPP). (B) Mesma imagem que a anterior com os polarizadores cruzados. (C) e (D) Dique félsico (amostra RAL-28). (C) Textura orientada de cristais de biotita (Bt) junto a quartzo e plagioclásio. No centro, cristal prismático de allanita (Aln) com coroa envoltória de epidoto (Ep) (LPP). (D) Mesma imagem que a anterior, com polarizadores cruzados. (E) e (F) Anfíbolitos (amostras RAL-40 e RAL-41). (E) Textura porfiroblástica de hornblenda (Hbl). (LPP). (F) Textura nematoblástica de hornblenda. (PC). 44

**Figura 3.17** – Aspectos de campo da porção leste da Suíte Alto Maranhão, próximo a Itaverava, localidades de Ponte Caída (PC-24) e Fazenda Furnas (FF-26). (A) Mapa geológico com os locais investigados, geologia baseada nos mapas de trabalhos de conclusão da UFOP (Gonçalves 2005, Silva 2005, Corneau 2005, Santos 2005). (B) a (D) Afloramento da Ponte Caída (PC-24, centro-leste no mapa), com feições de *magma mingling*. (B) Quartzo-diorito hospedeiro de enclaves máficos de formato ovóide, ricos em hornblenda (parte central da foto e no centro do detalhe em D), e corpo máfico microdiorítico, tabular, métrico, contendo conjuntos de cristais de plagioclásio de dimensão milimétrica a centimétrica dispersos no seu interior (detalhe C e parte à direita no detalhe D). Locais de amostragem indicados em B. Em C e D, moeda de 5 centavos (2 cm) de escala. .... 46

**Figura 3.18** – Aspectos macroscópicos e microscópicos de quartzo-diorito e do corpo microdiorítico associado na estação Ponte Caída. (A) e (B) Aspectos macroscópicos que colocam em evidência a interação entre uma pasta de cristais de plagioclásio e uma fração de líquido máfico. No detalhe em B sugere-se que a orientação principal dos prismas tabulares de plagioclásio, paralela dentro e fora da fração máfica, foi adquirida em estado magmático. (C) e (D) Fotomicrografias da fração quartzo-diorítica, rica em plagioclásio. (C) Cristal de plagioclásio com macla polissintética e ligeiramente saussuritizado, envolto por quartzo. (PC). (D) Cristal de hornblenda (Hbl), com variação de propriedades óticas entre a parte central, mais clara e de formato tabular e euédrica, e a parte externa, anédrica e de coloração mais escura. (PC). (E) e (F) Fotomicrografias da fração máfica. (E) Cristal de plagioclásio tabular e de dimensões bem superiores à matriz máfica. (PC). (F) Detalhe da matriz máfica, de granulação fina, constituída por hornblenda (Hbl) e plagioclásio. (LPP). .... 48

**Figura 3.19** – Aspectos de campo e microscópicos de granitóides da localidade Fazenda Furnas. (A) Afloramento próximo ao ponto Fazenda Furnas. Tonalito contendo enclaves magmáticos máficos (emm) vistos em planta, e veios félsicos (vf) de espessura milimétrica a centimétrica, com registros de deformação do tipo dobras (d) e microfalhas (f). Seta aponta para o Norte. (B) e (C) Fotomicrografias da amostra de granitóide (FF-26). (C) Plagioclásio em paragênese ígnea com mineral opaco (Op), determinado como ilmenita. Notar saussuritização irregular no plagioclásio, acompanhada por albitização (porções mais claras). (PC). (D) Cristal de allanita (Aln) com sobrecrescimento de epidoto (Ep), ambos dentro de cristal biotita (Bt). Notar que as faces do epidoto mimetizam em parte a forma do cristal de allanita e em parte o corroem. (LPP). .... 51

**Figura 3.20** – Aspectos de campo das rochas atribuídas à Suíte Alto Maranhão no entorno do município de Conselheiro Lafaiete. (A) Mapa geológico com os locais investigados, geologia baseada em Grossi Sad et al (1983), no entanto adota-se a terminologia do mapa geológico de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (Heineck *et al.* 2003). (B) Afloramento CL-34, na BR-040 ao lado da concessionária da Volkswagen. Tonalito leucocrático fortemente foliado, com bandas cinza escuro mesocráticas e diques hololeucocráticos (df). Local de amostragem indicado. (C) Afloramento CL-49,



em lageado na cabeceira do Rio Pequeri. Banda de tonalito (To) no centro da foto (amostra CL-49), com diques félsicos (df) paralelos à foliação. Plano horizontal. .... 53

**Figura 3.21** – Aspectos macroscópicos e microscópicos de tonalitos da estação Conselheiro Lafaiete. (A) Tonalito com diques hololeucocráticos, paralelos e discordantes à foliação. Notar dobra assimétrica em “S” em um desses diques, indicando movimento anti-horário. Corte em plano inclinado, visada para oeste. Afloramento da BR-040 ao lado da concessionária VW. (B) Tonalito com várias gerações de diques félsicos, incluindo pegmatíticos e aplíticos, dobras e falhas. Plano horizontal. Lageado da cabeceira do Rio Pequeri. (C) Aspecto geral da textura dos tonalitos, dada por ribbons de quartzo e plagioclásio, e forte orientação de muscovita. (PC). (D) Detalhe de textura granoblástica de quartzo (Qtz) e plagioclásio (com maclas polissintéticas). Notar desenvolvimento de muscovita sobre o plagioclásio. (PC). (E) Textura ribbon de feldspato alcalino (Kf), com pertitas em chamas. (PC). (F) Cristal de allanita (Aln) com coroa de epidoto (Ep). (PC). .... 54

**Figura 3.22** – Aspectos de campo das rochas atribuídas à Suíte Alto Maranhão no entorno do município de Lagoa Dourada. (A) Mapa geológico com os locais investigados. (B) a (D) Afloramento LD-51, em pedra abandonada, (E) Local LD-3, em corte de estrada. (B) Aspecto geral do afloramento do tonalito (C) Detalhe de (B) mostrando a foliação dos minerais máficos e pequeno veio pegmatítico (vp). (D) Amostra de mão com as diferentes fácies granitóides: biotita tonalito, com granada, de granulação média (a), pegmatito (b) e aplito (c). As amostras LD-51 e LD-45 são provenientes da fácies principal (a). (E) Anfibolito bandado da sequência encaixante do tonalito (ponto LD-3). .... 56

**Figura 3.23** – Fotomicrografias do tonalito de Lagoa Dourada, amostra LD-51. (A) Cristais de plagioclásio em textura granular hipidiomórfica. Notar contato plano a serrilhado entre os grãos de plagioclásio, e quartzo intersticial (q). (PC). (B) Conjunto de minerais acessórios: allanita (Aln), apatita (Ap), zircão (Zrn) e magnetita (Mgt), todos eles em contato com biotita (Bt). (PC). (C) Cristal idiomórfico de granada em contato com plagioclásio. (LPP). (D) Mesma imagem que (C) com polarizadores cruzados. .... 58

**Figura 4.1** – Mapa geológico com as estações de trabalho e os tipos de rochas amostrados para litogeoquímica. Geologia reproduzida do mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (Heineck *et al.* 2003). Abreviaturas de cidades e localidades referidas na figura. Cidades: C - Congonhas; J - Jeceaba; SBS - S. Brás do Suaçuí; CL - Conselheiro Lafaiete; QZ - Queluzito; I - Itaverava; LD - Lagoa Dourada. Localidades: AM - Alto Maranhão; C - Caeté; PM - Pé do Morro; FQ - Faz. Quilombo; FL - Faz. Luzitana; RAL - Rib. Água Limpa; PC - Ponte Caída; FF - Faz. Furnas. Para a subdivisão dos grupos geoquímicos da legenda dos tipos de rochas (ver texto). No detalhe a localização geotectônica com a posição da área em relação ao Cráton São Francisco (CSF), Quadrilátero Ferrífero e Cinturão Mineiro. .... 64

**Figura 4.2** - Diagrama total álcalis versus sílica para todas as rochas investigadas. Subdivisão dos campos de suítes alcalinas e subalcalinas segundo Irvine & Baragar (1971). Também está indicada a divisão entre rochas básicas, intermediárias e ácidas. .... 69

**Figura 4.3** - Diagramas de classificação de suítes subalcalinas. (A) AFM, com os campos de suítes toleíticas e cálcio-alcalinas segundo Irvine & Baragar (1971). Legenda das rochas como em B. (B)  $K_2O$  versus  $SiO_2$  com subdivisão dos campos segundo Le Maitre *et al.* (1989). .... 71

**Figura 4.4** – Diagrama de proporção molecular de  $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$  versus  $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$  (Maniar & Picolli 1989). .... 72

**Figura 4.5** – Diagrama de classificação de rochas granitóides baseado na proporção entre Ab-An-Or (O'Connor 1965), com a delimitação dos campos proposta por Barker 1979). 1-Trondhjemitó, 2-Granito, 3-Tonalito, 4-Granodiorito, 5- Quartzó-monzonito. .... 73

**Figura 4.6** – Diagramas binários de correlação de elementos maiores versus MgO. .... 75

**Figura 4.7** – Diagramas binários de correlação de elementos traço versus MgO. Emm=enclave magmático máfico, Gbs=granitóide de baixa sílica, Dm=dique máfico, A=anfibolito. .... 77

- Figura 4.8** – Diagrama de correlação de conteúdo total de ETR (ppm) versus MgO. Emm=enclave magmático máfico, Gbs=granitóide de baixa sílica, Dm=dique máfico, A=anfíbolito. Notar escala logarítmica no eixo y. .... 80
- Figura 4.9** – Diagrama de correlação entre  $(La/Yb)_n$  e  $Eu/Eu^*$ . Detalhes no texto. .... 80
- Figura 4.10** – Diagramas de elementos terras raras normalizados ao condrito para o grupo de granitóides de baixa sílica (Gbs) e enclaves magmáticos máficos (Emm). Valores de normalização de Taylor & McLennan (1985). .... 81
- Figura 4.11** – Diagramas de elementos terras raras normalizados ao condrito para o grupo de granitóides de média sílica (Gms) e Dique félsico intermediário (Dfi), e granitóides de alta sílica (Gas) e diques félsicos e ácidos (Dfa). Valores de normalização de Taylor & McLennan (1985). .... 82
- Figura 4.12** – Curvas de ETR normalizadas ao condrito para pares de amostras de granitóides e diques. Valores de normalização de Taylor & McLennan (1985). .... 83
- Figura 4.13** – Diagramas de elementos terras raras normalizados ao condrito para o grupo de anfíbolitos (A) e dique máfico (Dm). Para comparação os diagramas de basalto de dorsal oceânica do tipo N-MORB e E-MORB, e basalto de ilha oceânica (IOB). Valores de normalização de Taylor & McLennan (1985), valores de E-MORB, N-MORB e IOB de Sun & McDonough (1989). .... 85
- Figura 5.1** – Diagrama Concórdia U-Pb para zircões de quartzo-diorito da estação Ponte Caída. .... 92
- Figura 5.2** – Diagrama Concórdia U-Pb para zircões do tonalito da estação Lagoa Dourada. .. 98
- Figura 6.1** – Apresentação dos dados composicionais de enclaves (Emm), granitóides (Gbs, Gms e Gas) e diques félsicos em termos de % de sílica versus elementos compatíveis. (A) e (B) Relação entre a % de  $SiO_2$  e o teor de Cr e de Ni. (C) Relação entre o número de magnésio e a % de  $SiO_2$ . Em (A) e (B) estão indicados os valores mínimos de Cr e Ni que separam o grupo granitóide de baixa sílica. Em (C), as linhas tracejadas delimitam o campo de composições de rochas vulcânicas classificadas como adakitos, e o campo de composições de líquidos experimentais derivados da fusão de basaltos hidratados. A linha AFC representa modelagem geoquímica com a trajetória de Assimilação-Cristalização Fracionada (AFC), considerando a hipotética modificação da composição de um líquido de derivação por fusão de basaltos hidratados e sua contaminação por material do manto em sua ascensão até a crosta, os valores 10% e 20% representando a porcentagem de material ultramáfico assimilado (ver texto para explicação). Os valores indicados ao lado das amostras investigadas colocados no gráfico reproduzem a idade modelo  $Sm/Nd T_{DM}$  em Ga e  $\epsilon Nd$  para a idade de 2128 Ma, de enclave magmático máfico (amostra PC-35, Ponte Caída), granitóides de baixa sílica (amostras J-44, Jeceaba e PC-24, Ponte Caída) e granitóide média sílica (amostra C-47, Caeté). .... 104
- Figura 6.2** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo. Para comparação valores da média de 140 análises de adakitos (Drummond *et al.* 1996). Notar a inclusão, no mesmo gráfico, dos valores absolutos (não normalizados) de elementos compatíveis, representados pela relação molar  $MgO/MgO + FeO_t$  (Mg#), Cr e Ni (em ppm), após o Yb. Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989). .... 106
- Figura 6.3** – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de granitóides baseado em elementos traço. Baseado em Pearce *et al.* (1984). Syn-COLG – granitos sintectônicos associados com colisão continente-continente; VAG – granitos de arcos vulcânicos. .... 108
- Figura 6.4** – Diagrama que relaciona a razão de Sr/Y (ppm) versus Y (A), e La/Yb versus Yb (ppm). O campo de suítes TTG alto alumínio arqueanas está delineado. As curvas 1 e 2, respectivamente, indicam o efeito provocado pelo fracionamento de hornblenda (clinopiroxênio, titanita, zircão), e o de plagioclásio. Ver texto para explicação. .... 109
- Figura 6.5** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo, com as rochas do Plúton Caeté – enclave magmático máfico (53%  $SiO_2$ ), tonalito de média sílica (67,8%  $SiO_2$ ) e dique félsico aplítico ácido (71,4%  $SiO_2$ ); e amostra de biotita-hornblenda tonalito de

Jeceaba da suíte de tonalitos primitivos de baixa sílica (60% SiO<sub>2</sub>). Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989). ..... 111

**Figura 6.6** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo, com as rochas das estações de trabalho Ribeirão Água Limpa (A) e da Fazenda Luzitana (B). Para comparação do perfil a amostra FQ-29 do grupo de baixa sílica (60,1% SiO<sub>2</sub>). No Ribeirão Água Limpa, biotita tonalito e biotita tonalito aplítico – dique, ambos com 64% SiO<sub>2</sub>. Na Fazenda Luzitana, biotita tonalitos (69% SiO<sub>2</sub>) e quartzo-diorito (enclave) (55% SiO<sub>2</sub>). Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989). ..... 112

**Figura 6.7** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo, com as rochas dos dois afloramentos da estação de trabalho Conselheiro Lafaiete, ambas com 72% SiO<sub>2</sub>. No mesmo gráfico uma amostra da suíte granitóide de baixa sílica, da Fazenda Quilombo, a amostra FQ-29 (60,1% SiO<sub>2</sub>). Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989). ..... 114

**Figura 6.8** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo, com as rochas dos da estação Lagoa Dourada, ambas com 69% SiO<sub>2</sub>. No mesmo gráfico uma amostra da suíte granitóide de média sílica, da Fazenda Luzitana (69% SiO<sub>2</sub>). Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989). ..... 116

## Lista de Tabelas

---

<b>Tabela 2.1</b> – Nomenclatura e significado do principais tipos de enclaves. ....	<b>17</b>
<b>Tabela 3.1</b> – Lista com as coordenadas de localização geográfica e da base de dados coletados nas estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação. ....	<b>21</b>
<b>Tabela 3.2</b> – Composição modal de amostras selecionadas das estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação. Contagem de 1000 pontos em cada amostra. ..	<b>21</b>
<b>Tabela 3.3</b> – Síntese dos principais aspectos de campo observados nas estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação. ....	<b>60</b>
<b>Tabela 3.4</b> – Síntese dos principais aspectos petrográficos e mineralógicos observados nas amostras das estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação. ....	<b>61</b>
<b>Tabela 4.1</b> – Parâmetros composicionais selecionados das amostras investigadas. ....	<b>68</b>
<b>Tabela 4.2</b> - Composição química de elementos maiores e elementos traço das amostras investigadas. ....	<b>86</b>
<b>Tabela 4.3</b> - Norma CIPW de amostras de granitóide e diques félsicos. ....	<b>88</b>
<b>Tabela 5.1</b> – Síntese dos resultados analíticos de geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. ....	<b>91</b>
<b>Tabela 5.2</b> – Resultados analíticos de isótopos Sm-Nd. ....	<b>99</b>
<b>Tabela 5.3</b> – Resultados analíticos de isótopos U/Pb (ID-TIMS). ....	<b>99</b>
<b>Tabela 6.1</b> – Síntese dos principais aspectos magmáticos das rochas da suíte tonalítica primitiva. ....	<b>107</b>



## Resumo

---

Variados processos petrogenéticos são propostos neste trabalho para explicar a gênese e evolução magmática de rochas tonalíticas da porção setentrional da Suíte Alto Maranhão, cinturão de granitóides paleoproterozóicos (2,3 – 2,1 Ga) de arco magmático acrescentados ao núcleo arqueano da porção meridional do Cráton São Francisco. Estudos realizados em tonalitos de uma ampla região ao sul do Quadrilátero Ferrífero permitem separar os seguintes grupos petrológicos: (i) biotita-hornblenda quartzo-dioritos a tonalitos de baixa sílica, com os minerais acessórios zircão, apatita, ilmenita, titanita e allanita; (ii) biotita ( $\pm$  hornblenda) tonalitos de média sílica com os mesmos minerais acessórios que os anteriores; (iii) biotita tonalitos de alta sílica, com maior proporção de K-feldspato, muscovita e acessórios zircão, apatita, titanita e allanita; e (iv) biotita ( $\pm$  hornblenda) tonalitos de média sílica com granada, magnetita, zircão, apatita e allanita. Os quartzo-dioritos e tonalitos de baixa sílica apresentam abundantes estruturas de *magma mingling* com enclaves magmáticos dioríticos co-genéticos e representam magmas primitivos derivadas do manto metassomatizado associado a zonas de subducção. Possuem Cr ( $>100$  ppm) e Ni ( $>50$  ppm), idade de cristalização U-Pb em  $2128 \pm 9$  Ma, idade modelo  $T_{DM} \leq 2,43$  Ga, parâmetro  $\epsilon_{Nd(2128Ma)}$  entre -1,07 e -0,15, e evidências geoquímicas de diferenciação magmática controlada pela cristalização fracionada de hornblenda e minerais acessórios. Os tonalitos de média sílica do grupo (ii) mostram feições de campo transicionais para fácies com estruturas de *magma mingling*. A distribuição dos elementos maiores e traço em diagramas binários de variação, o padrão de elementos terras raras, o perfil em diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo, e os parâmetros isotópicos Sm/Nd de amostras desse grupo sugerem origem derivada do magma parental do grupo de baixa sílica, com variável contaminação por crosta mais antiga. Os biotita tonalitos de alta sílica contém intensa atividade filoneana de diques pegmatíticos e aplíticos. Possuem geoquímica de elementos maiores e traço similar à de suítes TTG alto alumínio, idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  de 2,30 Ga e  $\epsilon_{Nd(2128Ma)}$  positivo (+0,8), o que permite associar esse magmatismo aos demais tonalitos de baixa e média sílica dos grupos (i) e (ii). Contudo, nesse caso o processo petrogenético proposto é a fusão parcial de um protólito máfico paleoproterozóico com pouco tempo de residência crustal, e deixando como resíduo granada  $\pm$  hornblenda. Os tonalitos de média sílica com granada e magnetita do grupo (iv) são mais velhos que os demais, com idade U-Pb ( $zircão$ ) (ID-TIMS) de  $2337,2 \pm 6,1$  Ma, idade modelo  $T_{DM(2337)}$  de 2,43 Ga e  $\epsilon_{Nd(2337)} = +1,3$ . Comparativamente, os dados geoquímicos também mostram algumas diferenças importantes, notadamente valores mais baixos de  $K_2O$ , Ba e Sr, e ligeiramente mais elevados em Ta e Nb, de modo que esses granitóides contém anomalia menos pronunciada de Nb-Ta em diagramas normalizados ao manto primitivo. Sugere-se que representam a composição de líquidos derivados da fusão parcial de uma fonte máfica paleoproterozóica logo após sua extração do manto, e com pouca ou nenhuma retenção de fase mineral contendo Ta-Nb no resíduo.



## Abstract

---

Different petrogenetic processes are proposed in this work to explain the genesis and magmatic evolution of tonalitic rocks from the northern portion of the Alto Maranhão Suíte, a belt of arc-related paleoproterozoic (2.3 to 2.1 Ga) granitoids accreted to the archean nuclei of southern São Francisco Craton. Research made on tonalites from a wide area situated on the southern Quadrilátero Ferrífero region, Minas Gerais, leads to recognize the following petrologic associations: (i) low silica biotite-hornblende tonalites to quartz-diorites with the accessory minerals zircon, apatite, ilmenite, titanite and allanite; (ii) medium silica biotite ( $\pm$  hornblende) tonalites, with the same accessory minerals of the formers; (iii) high silica biotite-tonalites, with higher k-feldspar contents, muscovite and accessory zircon, apatite, titanite and allanite; and (iv) medium silica biotite ( $\pm$  hornblende) tonalites, with garnet, magnetite, zircon, apatite and allanite. The quartz-diorites and low silica tonalites shows abundant magma mingling structures with co-genetic dioritic mafic magmatic enclaves and represent primitive magmas derived from a subduction zone metassomatized mantle source. They have Cr ( $>100$  ppm), Ni ( $>50$  ppm), U-Pb<sub>(zircon)</sub> (ID-TIMS) crystallization age of  $2128 \pm 9$  Ma, Sm/Nd  $T_{DM}$  model ages  $\leq 2.43$  Ga),  $\epsilon_{Nd(2128Ma)}$  values between -1.07 to -0.15 and geochemical evidence of magmatic differentiation processes controlled by crystal fractionation of hornblende and accessory minerals. The group (ii) medium silica tonalites presents transitions to facies with magma mingling structures. The major and trace elements variation binary plots, the rare earth patterns, the primitive-mantle normalized diagrams, and the isotopic Sm/Nd parameters of these tonalites suggest their derivation from parental low silica tonalitic magmas, with variable contamination by older crust. The high silica biotite tonalites contains dense pegmatitic and aplitic diking. They have major and trace element geochemistry similar to the high aluminium TTG suites, a Sm/Nd  $T_{DM}$  model age of 2.30 Ga and positive  $\epsilon_{Nd(2128Ma)}$  value (+0.8), and then they are associated to the low and medium silica tonalites of groups (i) and (ii). However, in this case the proposed petrogenetic model is the partial melting of a paleoproterozoic mafic source with low crustal residence time, and left behind garnet  $\pm$  hornblende residues. The group (iv) garnet-magnetite tonalites are older than the others, with U-Pb<sub>(zircon)</sub> (ID-TIMS) crystallization age of  $2337 \pm 6.1$  Ma, Sm/Nd  $T_{DM}$  model ages  $\leq 2.43$  Ga and  $\epsilon_{Nd(2337Ma)}$  value of +1.3. Comparatively, the geochemical data also shows some important differences, notably lower K<sub>2</sub>O, Ba and Sr and slightly higher Ta and Nb contents, and so these tonalites contains less pronounced Nb-Ta anomalies on mantle normalized diagrams. It is suggested they represent partial melts of a paleoproterozoic mafic source soon after their extration from the mantle, and with no or little retention of Nb-Ta phases on the residues.



# CAPÍTULO 1

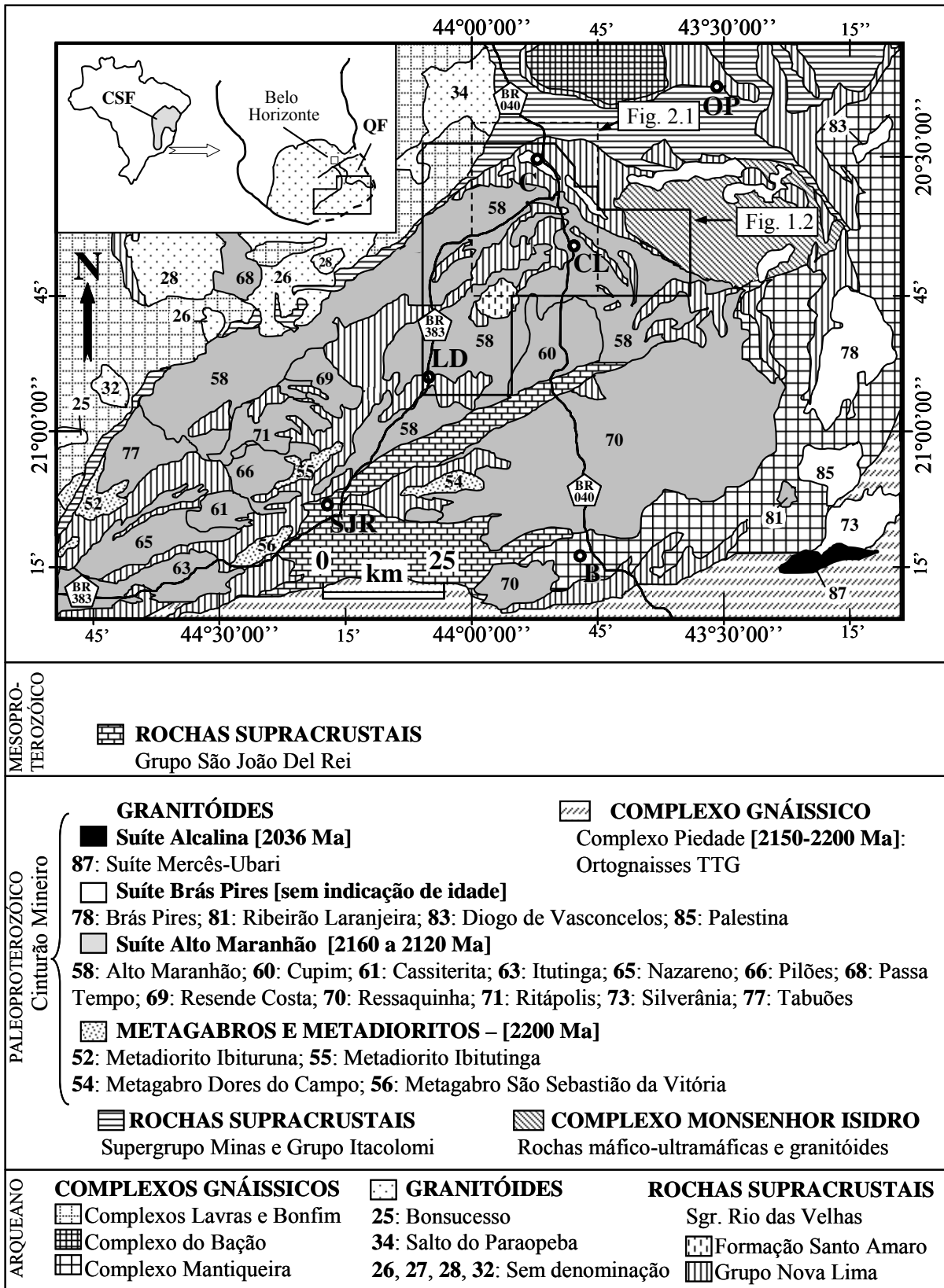
## INTRODUÇÃO

---

### 1.1 - INTRODUÇÃO

A região de Conselheiro Lafaiete é caracterizada por apresentar ampla ocorrência de rochas félsicas plutônicas paleoproterozóicas de composição quartzo-diorítica a granodiorítica, com predomínio dos termos tonalíticos, intrusivas em terrenos vulcanossedimentares e no embasamento ortognáissico arqueano (Guild 1957, Pires 1977, Grossi Sad *et al.* 1983, Barbosa 1985, Seixas 1988, Nummer *et al.* 1992, Noce 1995, Noce *et al.* 2000, Seixas 2000). Heineck *et al.* (2003) agruparam este conjunto plutônico sob a denominação de Suíte Alto Maranhão, estendendo-o desde a região do Quadrilátero Ferrífero, ao norte, até São João Del Rei, ao sul (Fig. 1.1). A Suíte Alto Maranhão assim definida é parte integrante do Cinturão Mineiro, entidade geotectônica que reúne um grande número de corpos plutônicos intermediários a ácidos, com pico de idades de cristalização 2,2 – 2,1 Ga e interpretados como resultantes da evolução de um orógeno acrescionário paleoproterozóico relacionado ao Ciclo Transamazônico da porção meridional do Cráton São Francisco (Teixeira 1985, Almeida *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 2000, Silva *et al.* 2002, Delgado *et al.* 2003, Teixeira *et al.* 2005, Teixeira & Ávila 2007).

O presente trabalho apresenta os resultados de estudos de campo, petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos realizados em tonalitos da porção meridional da Suíte Alto Maranhão. As amostras são provenientes de onze estações de campo situadas em torno do município de Conselheiro Lafaiete, até a localidade de Lagoa Dourada (Fig. 1.1). Os seus objetivos consistem de identificar processos petrogenéticos e ambientes geotectônicos para a geração destas rochas. São apresentados e discutidos dados de estruturas de campo, microsonda eletrônica, litogeoquímica de elementos terras raras e elementos traço dosados por ICP-MS, geocronologia U-Pb em zircão pelo método convencional (ID-TIMS) e geoquímica isotópica do sistema Sm-Nd. Esta dissertação constitui-se em pré-requisito para a obtenção do título de mestre junto ao Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto (ECRN-DEGEO-EM-UFOP), área de concentração em Petrogênese/Depósitos Minerais/Gemologia, linha de pesquisa que trata da petrogênese de rochas ígneas e metamórficas.



**Figura 1.1** - Mapa geológico com a localização do plutonismo félsico paleoproterozóico da região ao sul do Quadrilátero Ferrífero (QF), porção meridional do Cráton São Francisco (CSF). Reproduzido do mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (Heineck *et al.* 2003). Cidades: OP-Ouro Preto; C-Congonhas; CL- Conselheiro Lafaiete; LD-Lagoa Dourada; SJR-São João Del Rei; B-Barbacena. Rodovias federais BR-040 e BR-383 indicadas no mapa.

## **1.2 – BREVE DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS REGIONAIS**

### **1.2.1 – Complexos Gnáissicos**

Os Complexos Gnáissicos do embasamento são constituídos predominantemente de ortognaisses tonalíticos a trondjemíticos, variavelmente migmatizados e com idades mínimas de cristalização superiores a 2,8 Ga, e idade de metamorfismo e/ou migmatização superiores a 2,6 Ga. São intrudidos por granitóides neoarqueanos de diferentes idades e composição e corpos máficos a ultramáficos acamadados (Machado & Carneiro 1992, Machado *et al.* 1992, Teixeira *et al.* 1996, Carneiro *et al.* 1997, Noce *et al.* 1998, Teixeira *et al.* 2000, Oliveira & Carneiro 2001, Campos *et al.* 2003, Delgado *et al.* 2003, Noce *et al.* 2007).

### **1.2.2 – Rochas Supracrustais Arqueanas**

As unidades supracrustais arqueanas correspondem a cinturões de rochas vulcanossedimentares metamorfisadas na fácies xisto verde a anfíbolito inferior e reunidas no Supergrupo Rio das Velhas (Fig. 1.1), o qual recebe na região do Quadrilátero Ferrífero a denominação de *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Baltazar & Zuchetti 2000, Lobato *et al.* 2001, Baltazar & Zuchetti 2007), e em sua extensão até a região de São João Del Rei, a denominação de *Greenstone Belt* Barbacena, e/ou *Greenstone Belt* Nazareno e *Greenstone Belt* Rio das Mortes (Pires *et al.* 1990, Ávila 2000, Toledo 2002, Toledo *et al.* 2004, Quéméneur *et al.* 2003, Ribeiro *et al.* 2003, Teixeira *et al.* 2005). Os constituintes litológicos destas seqüências compreendem rochas metavulcânicas komatiíticas e basálticas, rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas intermediárias a ácidas, formações ferríferas bandadas, gonditos, queluzitos, metacherts, metagrauvas, metargilitos e filitos. Nas porções superiores do *Greenstone Belt* Rio das Velhas encontram-se associações litológicas contendo metarenitos e metaconglomerados (Baltazar & Zuchetti 2007). Na região de Conselheiro Lafaiete esta associação é denominada de Formação Santo Amaro (Grossi Sad *et al.* 1983, Fig. 1.1).

Datações geocronológicas em zircões derivados de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da região do Quadrilátero Ferrífero definem o evento de vulcanismo félsico do *Greenstone Belt* Rio das Velhas em 2772 Ma (Machado *et al.* 1992, Noce *et al.* 2005, Noce *et al.* 2007a). Delgado *et al.* (2003) sintetizaram vários dos estudos geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos realizados em rochas desse cinturão, e propuseram a sua evolução segundo o modelo de um orógeno desenvolvido durante o Neo-Arqueano de acordo com as diferentes etapas de um ciclo de Wilson completo -

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

Orógeno Rio das Velhas: (i) geração de crosta oceânica; (ii) geração de arcos magmáticos plutono-vulcânicos; e (iii) colisão e acreção de arcos magmáticos ao proto-contidente Mesoarqueano. Hartmann *et al.* (2006) realizaram estudos U-Pb Shrimp em zircões detriticos de quartzitos do Grupo Nova Lima, unidade basal do Supergrupo Rio das Velhas, e com base nos resultados obtidos atribuem o intervalo de 2746-2717 Ma como o principal estágio de preenchimento sedimentar do *greenstone belt*.

As faixas de rochas metavulcanossedimentares que se estendem de Conselheiro Lafaiete até São João Del Rei (Fig. 1.1) não possuem acervo de dados geocronológicos similar ao do Quadrilátero Ferrífero, e a contemporaneidade das sequências em ambas as regiões é feita com base no conteúdo litológico e na presença das intrusões paleoproterozóicas que recortam essas faixas de *greenstone belts*. Nas folhas geológicas 1:100.000 Lavras e São João Del Rei (Quéméneur *et al.* 2003, Ribeiro *et al.* 2003), a idade atribuída a estas seqüências é arqueana/paleoproterozóica indistinta. Ávila (2000) e Teixeira *et al.* (2005) admitem dois períodos de desenvolvimento de *greenstone belts* neste setor, sendo o mais jovem  $\geq 2,2$  Ga, tendo por base datação U-Pb Shrimp em zircão de um ortoanfibolito do *Greenstone Belt* Rio das Mortes. Digna de menção é a diferença no tipo de rocha metassedimentar vulcano-exalativa intercalada com as porções metabasálticas a metaultramáficas das pilhas de *greenstone belts* do Quadrilátero Ferrífero e de Conselheiro Lafaiete-São João Del Rei- Lavras, notadamente do tipo formação ferrífera bandada com magnetita no primeiro caso e formação manganesífera sílico-aluminosa, com espessartita do tipo gondito, e/ou mangano-carbonática com rodocrosita do tipo queluzito no segundo (Pires 1977, Grossi Sad *et al.*, 1983, Barbosa 1985, Seixas 1988, Quéméneur *et al.* 2003, Ribeiro *et al.* 2003, Lages *et al.* 2007).

### 1.2.3 – Rochas Supracrustais Paleoproterozóicas

As unidades supracrustais paleoproterozóicas são constituídas por rochas metassedimentares clásticas e químicas reunidas no Supergrupo Minas, considerado como representante de uma sequência sedimentar de margem passiva que recobre ou justapõe em contato erosivo e/ou tectônico unidades rochosas arqueanas (Fig. 1.1). Consiste de uma sequência clástica inferior com metaconglomerados, metarenitos e metapelitos (Grupo Caraça), que grada em direção ao topo para metassedimentos químicos, com espesso pacote de formações ferríferas bandadas com hematita e magnetita e mármore dolomíticos (Grupo Itabira), e culmina com filitos e ortoquartzitos que constituem o Grupo Piracicaba (Alkmim & Marshak 1998, Teixeira *et al.* 2000, Delgado *et al.* 2003). Em discordância a estas unidades ocorrem ainda rochas metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Sabará (clorita xistos, filitos, metagrauvacas, metaconglomerados, quartzitos e raras formações ferríferas bandadas) e o Grupo Itacolomi, constituído por metarenitos, metaconglomerados e filitos (Alkmim & Marshak

1998). Na região ao sul do Quadrilátero Ferrífero, a extensão do Supergrupo Minas se dá em uma estreita faixa de direção NE-SW, e a oeste de São João Del Rei constitui a serra de Bom Sucesso, contendo quartzo-mica xisto, quartzitos, formação ferrífera bandada (itabirito) e quartzo-mica xistos com granada (Quéméneur *et al.* 2003).

As estimativas de idade de deposição das rochas do Supergrupo Minas estão baseadas em uma isócrona Pb/Pb em rocha total de mármore dolomíticos do Grupo Itabira, com idade de sedimentação dos carbonatos em 2,42 Ga (Babinsky *et al.* 1995), e em idades de diferentes populações de zircões detríticos derivados de quartzitos da base do Grupo Caraça e quartzitos do Grupo Piracicaba; e a idade de deposição dos dos quartzitos dos Grupos Sabará e Itacolomi (Machado *et al.* 1996, Hartmann *et al.* 2006). Segundo Hartmann *et al.* (2006), a sedimentação clástica basal do Supergrupo Minas iniciou-se próximo do limite entre o Arqueano e o Paleoproterozóico, por volta de 2,58 Ga (metarenitos do Grupo Caraça), um pouco mais jovem do que o anteriormente estimado em 2,61 Ga por Machado *et al.* (1996); a deposição química principal de formações ferríferas bandadas e carbonatos do Grupo Itabira se deu no entre 2,58 Ga e 2,42 Ga, portanto pertencente ao intervalo de tempo que vai do Neoarqueano ao Sideriano precoce. Ainda de acordo com estes estudos, as rochas dos Grupos Sabará depositaram-se entre os intervalos de 2,17 a 2,13 Ga (Riaciano) e portanto concomitante com o orógeno acrescionário paleoproterozóico; e o Grupo Itacolomi com idade de sedimentação < 2,03 Ga, depositou-se possivelmente no período Orosiriano.

#### **1.2.4 – Complexo Monsenhor Isidro**

A unidade litoestratigráfica denominada de Complexo Monsenhor Isidro (Heineck *et al.* 2003) ocupa uma ampla área de terreno que baliza o contato setentrional da Suíte Alto Maranhão ao sul do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 1.1). Segundo estes autores, corresponde a rochas máficas e ultramáficas cortadas por corpos granitóides, com posicionamento temporal no Paleoproterozóico. Na realidade, considerando-se a área de abrangência do Complexo Monsenhor Isidro, conforme delimitada na figura 1.1, verifica-se que o mesmo corresponde ao Complexo Santo Antônio do Pirapetinga definido por Raposo (1991) na folha geológica Rio Espera, escala 1:100.000, que o caracterizou como um terreno de ortognaisses, seqüências supracrustais com metaultrabásicas, metabásicas e rochas calciosilicáticas, intensamente deformados e recortados por enxame de diques metabásicos.

#### **1.2.5 – Rochas Plutônicas e Ortognaisses Paleoproterozóicos do Cinturão Mineiro**

Heineck *et al.* (2003), na confecção do mapa geológico do estado de Minas Gerais escala 1:1.000.000, reproduzido na figura 1.1, apresentam uma subdivisão dos terrenos plutônicos e

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

ortognáissicos, intermediários a félsicos, paleoproterozóicos, do Cinturão Mineiro, em três unidades maiores. Estas unidades são separadas com base na área de ocorrência, na composição e na idade de cristalização (dos plútons e/ou ortognaisses), a saber: (i) Metagabros e Metadioritos, mais antigos (2,2 Ga); (ii) Granitóides, divididos em três suítes – Suíte Alto Maranhão (2,16 – 2,12 Ga), Suíte Brás Pires (sem indicação de idade) e Suíte Alcalina, mais jovem (2,03 Ga); e (iii) Complexos Gnáissicos – Complexo Piedade (2,15 – 2,20 Ga). De maior interesse para esta dissertação são os trabalhos relativos à porção setentrional da Suíte Alto Maranhão tratados detalhadamente no Capítulo 2.

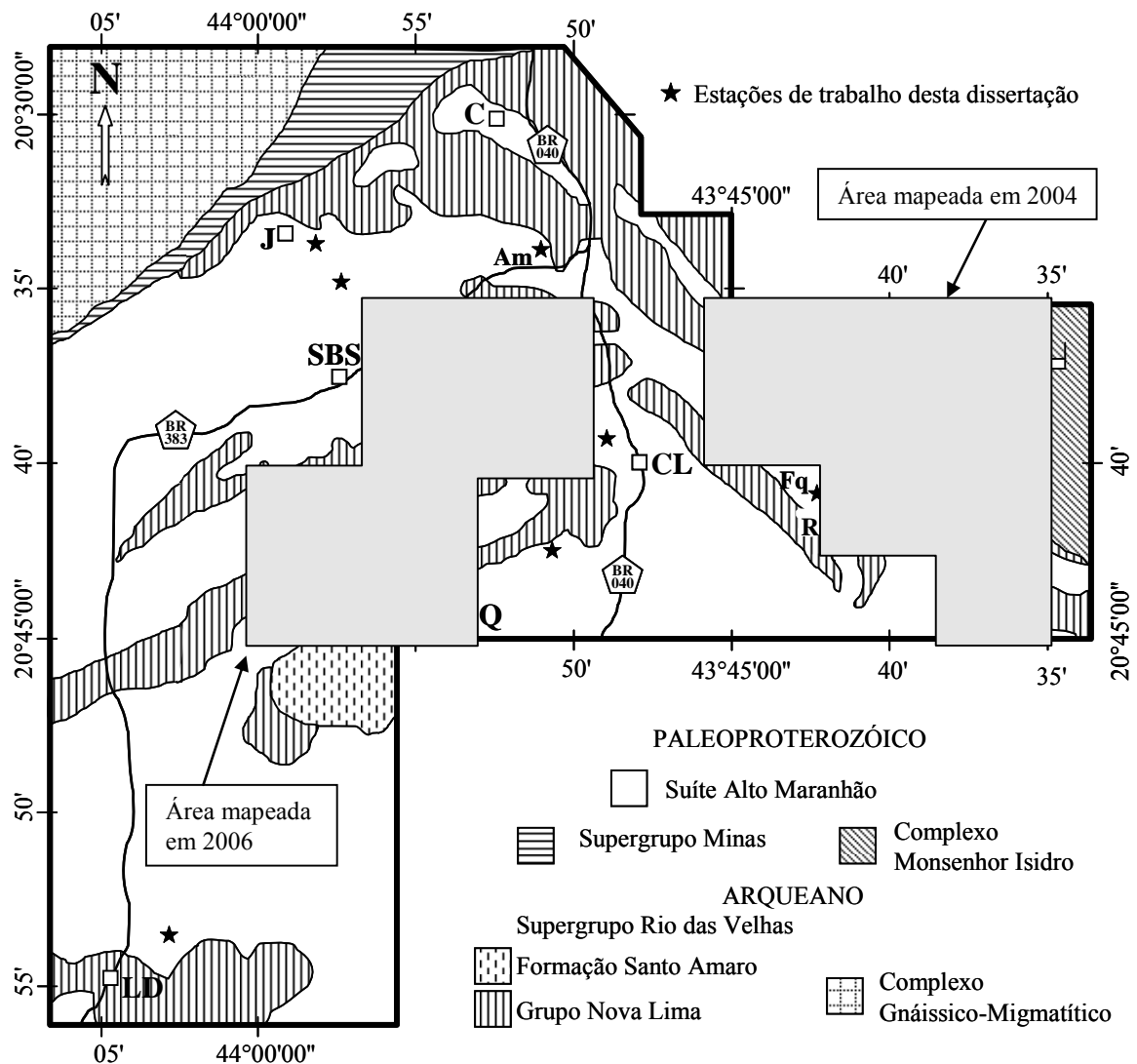
### **1.2.6 – Rochas Supracrustais Mesoproterozóicas**

As unidades de rochas supracrustais mesoproterozóicas correspondem ao Grupo São João Del Rei (Fig. 1.1) e compreendem quartzitos, metasiltitos e metaconglomerados da Formação Tiradentes; metadiamicítitos da Formação Carandaí; fílitos, metassiltitos e cálcio-xistos da Formação Prados; e metacalcários e pelitos da Fácies Barroso da Formação Prados. No mapeamento da Folha São João Del Rei, 1:100.000, Ribeiro *et al.* (2003) aplicam ao conjunto das rochas metassedimentares a divisão em seqüências sedimentares, distinguindo a megasseqüência São João Del Rei, paleoproterozóica, com seqüências plataformais e deltáicas; e a megasseqüência Carandaí, mesoproterozóica, carbonática e pelítica. Esses autores ainda cartografaram na mesma folha, ao sul de São João Del Rei, a megasseqüência Andrelândia, neoproterozóica, representada por paragnaisses, fílitos cinzentos e biotita xistos.

## **1.3 – MATERIAL E MÉTODOS**

### **1.3.1 – Trabalhos de Campo**

A escolha dos afloramentos amostrados nesta dissertação foi definida com base na análise dos mapas geológicos gerados por Pires (1977), Grossi Sad *et al.* (1983), Barbosa (1985), Seixas (1988), Nummer *et al.* (1992), Heineck *et al.* (2003), e mapeamentos geológicos realizados em 2004 e 2006 por alunos da disciplina Trabalho Geológico (Fig. 1.2). As informações destes mapas foi complementada com análises de imagens de radar, satélite e mapas geofísicos.



**Figura 1.2** – Localização das estações de trabalho investigadas neste estudo e os mapeamentos geológicos realizados por alunos concluintes do curso de Engenharia Geológica da UFOP nos anos de 2004 e 2006. Abreviaturas de cidades e localidades referidas na figura. Cidades: C-Congonhas; J-Jeceaba; CL-Conselheiro Lafaiete; Q-Queluzito; SBS-S. Brás do Suaçuí; I-Itaverava; LD-Lagoa Dourada. Localidades: Am-Alto; Maranhão; Pe-Pequeri; Ca-Caeté; Pm-Pé do Morro; Fq-Faz. Quilombo; Fl-Faz. Luzitana; Ral-Rib. Água Limpa; Pc-Ponte Caída; Ff-Faz. Furnas.

### 1.3.2 – Petrografia e Química Mineral

A descrição petrográfica macroscópica de todas as amostras coletadas foi realizada sob lente de até 40x e, após esta etapa, foram confeccionadas 39 lâminas delgadas para descrição textural e mineralógica em microscópios de polarização da marca Zeiss. A cobertura de carbono foi aplicada em 15 lâminas para análise no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) JEOL, modelo 5510 JSM, acoplado ao dispositivo de Espectrometria de Dispersão de Energia (EDS), Thermo Electron, do laboratório de microanálises do Departamento de Geologia (MICROLAB-DEGEO-UFOP) para a obtenção de dados químicos semiquantitativos de minerais. Efetuaram-se, ainda, microanálises

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

químicas quantitativas de minerais obtidas com o emprego de microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA 8900 RL do Laboratório de Microanálises da Universidade Federal de Minas Gerais. O equipamento operou em condições analíticas de 20nA de corrente e de 15kV de tensão, com largura do feixe de 2µm e tempo de contagem de 10s.

### 1.3.3 - Litogeoquímica

A partir de uma avaliação preliminar por exame macroscópico e microscópico, 24 amostras distribuídas nas 13 estações de trabalho de campo da figura 1.2 foram selecionadas para análise química de elementos maiores, menores, elementos terras raras e elementos traço. As etapas de preparação do material consistiram na separação manual de fragmentos de rocha livres de alteração intempélica de tamanho <1cm; pulverização em moinho de anéis de tungstênio <200 *mesh*, e quarteamento manual realizados no Laboratório de Tratamento de Minérios do Departamento de Engenharia de Minas (DEMIN) da UFOP. O material pulverizado foi encaminhado ao Laboratório analítico (ACME – Vancouver – Canadá ) em novembro de 2004 e março de 2005.

O método analítico utilizado por este laboratório consistiu de ICP-ES para a dosagem dos elementos maiores, além dos elementos Sc, Cr e Ni, em alíquota de 0,2gr aberta em HNO<sub>3</sub> previamente fundida em LiBO<sub>2</sub>. Os elementos terras raras e Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Ga, V, Hf, Cs, Ta, Co e U, foram analisados via ICP-MS em alíquotas de 0,2 gramas previamente fundida em LiBO<sub>2</sub> e Ni, Cu, Zn e Pb com alíquota de 0,5 aberta com 3ml de 2-2-2 HCL-HNO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> a 95°C por 1 hora, diluído a 10ml. O elemento Ni foi analisado por ICP-MS e ICP-ES. O tratamento dos dados e a geração de diagramas foram realizados nos programas Microsoft Excel e no Minpet 2.0.

### 1.3.4 - Geocronologia U-Pb

Zircões provenientes de granitóides das estações de trabalho Ponte Caída e Lagoa Dourada (respectivamente setor sudeste e sudoeste da Fig. 1.2) foram selecionados para o estudo geocronológico. O material amostrado para a retirada dos zircões consistiu de duas alíquotas de aproximadamente 11 kg, que foram britadas e pulverizadas abaixo de 80 *mesh* e os minerais pesados concentrados em bateia. Essas etapas foram realizadas no laboratório de preparação de amostras e geocronologia da Universidade Federal de Ouro Preto (LOPAG-DEGEO-UFOP). Após a preparação, o material foi enviado ao laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília-UNB, onde o concentrado foi submetido ao separador magnético Frantz. As frações de zircões foram selecionadas em lupa binocular para e as análises foram feitas pelo método de diluição isotópica (ID-TIMS).



As medidas isotópicas U/Pb foram realizadas em espectrômetro de massa do tipo *Finnigan* MAT-262 módulo de coletor, individual e múltiplo. As frações de zircão foram pesadas e dissolvidas em mistura de HF e HNO<sub>3</sub> na proporção de 4:1, utilizando micro cápsulas em bombas de Teflon. Foram utilizados traçadores Pb<sup>205</sup>/U<sup>205</sup>. A extração química seguiu a técnica de troca de ânions, com microcolunas de troca iônica. As composições isotópicas de Pb e U foram analisadas em filamentos de Rênio, utilizando H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> e sílica gel corrigidos pela média do padrão de Pb comum. O grau de incerteza decorrente do grau de fracionamento é da ordem de 0,5% e os isótopos são calculados pela correção para os brancos analíticos de Pb para o Pb original não radiogênico correspondente ao modelo de Pb de Stacey e Kramers (1975). O branco total do procedimento é em torno de 10-50pg (picogramas - 10<sup>-7</sup>g) para Pb e 0,5pg para U. As constantes de decaimento radioativo ( $\lambda$ ) utilizadas são as propostas por Steigerr e Jager (1977). O cálculo da idade foi obtido utilizando-se o programa ISOPLOT-EX (Ludwig, 2001).

### **1.3.5 - Geoquímica Isotópica Sm/Nd**

De posse dos resultados de análises químicas de rocha, alíquotas de 12 amostras provenientes de 9 estações de trabalho da figura 1.2 (J; Am; C; Fq; Fl; Ral; Pc; CL e LD, para maiores detalhes do material analisado ver Capítulo 5), foram encaminhadas ao laboratório de geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília para dosagem das razões Nd<sup>143</sup>/Nd<sup>144</sup> e Sm<sup>147</sup>/Sm<sup>144</sup>. A técnica utilizada foi a Espectrometria de Massa por Ionização Termal (*TIMS*) precedido pela digestão da amostra com 1ml de HNO<sub>3</sub> e 4ml de HF a 190°C por 4 dias em vasilhas de teflon protegidas por cápsulas de aço com 50 a 100 mg de amostra misturada com traçadores. A separação de Sm e Nd foi feita pela fase reversa (HDEHP) com resina (Gioia e Pimentel, 2000).

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

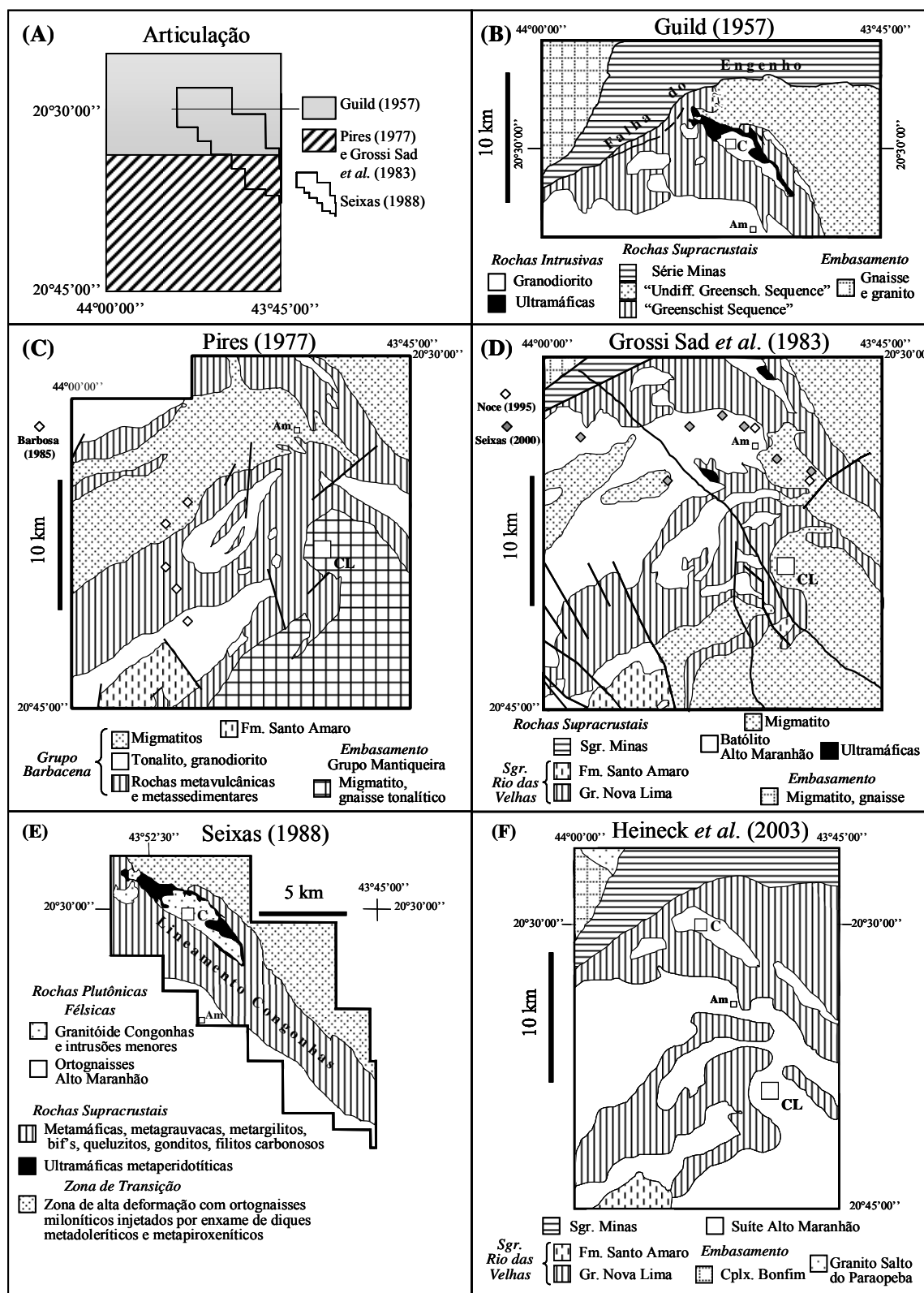
## CAPÍTULO 2

### TRABALHOS ANTERIORES SOBRE A PORÇÃO SETENTRIONAL DA SUÍTE ALTO MARANHÃO

---

A figura 2.1 reproduz os principais mapas geológicos realizados no setor setentrional da Suíte Alto Maranhão, região ao sul do Quadrilátero Ferrífero entre os municípios de Conselheiro Lafaiete e Congonhas. Em todas estas reproduções encontra-se a localidade geográfica de Alto Maranhão (Am nas Figs. 2.1B a 2.1F) de onde provem o nome adotado por Heineck *et al.* (2003) para designar o plutonismo félsico paleoproterozóico associado ao Cinturão Mineiro (ver Figs. 1.1 e 1.2). O primeiro destes trabalhos deve-se ao convênio DNPM/USGS e foi apresentado por Guild (1957, Fig. 2.1B). Este autor mapeou dois principais corpos plutônicos intrusivos em rochas supracrustais, por ele denominadas de *Greenschist Sequence*: (i) o Plúton Congonhas de composição granodiorítica, com biotita e muscovita; e (ii) a parte norte do Maciço Alto Maranhão de composição quartzo-diorítica a tonalítica, com biotita e hornblenda. Evidências da natureza intrusiva dos plútons na *Greenschist Sequence* listadas por este autor incluem *roof pendants*, diques e apófises. A idade do plutonismo foi atribuída então, a partir destas evidências de campo, como posterior à *Greenschist Sequence*, à qual, por sua vez, foi inicialmente considerada como equivalente eugeossinclinal cronocorrelato da Série Minas (miogeossinclinal). Posteriormente, Dorr (1969) desvinculou a equivalência temporal da *Greenschist Sequence* de Guild (1957) com a Série Minas, e a correlacionou com a Série Rio das Velhas. Outros componentes importantes do pioneiro mapa geológico apresentado por Guild (1957) foram a separação de um embasamento granito-gnáissico situado a oeste, na serra da Moeda; e a Falha do Engenho, separando a norte as rochas metassedimentares da Série Minas, e a sul, as rochas metavulcânicas e metassedimentares da *Greenschist Sequence*, mais os plútons félsicos de Congonhas e do Alto Maranhão, e ainda rochas metaultramáficas, estreitamente associadas com a *Greenschist Sequence*. Também digno de nota no mapa de Guild (1957) foi a designação de uma parte do terreno ao sul da Falha do Engenho como “*Undifferentiated Greenschist Sequence*”, que representaria uma intrincada densa rede de diques félsicos intrusivos nas rochas metavulcanossedimentares, de tal sorte que mereceu uma simbologia distinta no mapa geológico.

Pires (1977) e Grossi Sad *et al.* (1983), trabalhando de forma independente, porém praticamente na mesma região, isto é, a folha topográfica Conselheiro Lafaiete escala 1:50.000, expandiram para sul a área de mapeamento de Guild (1957), reconhecendo, fundamentalmente, quatro tipos de terrenos ao sul da Falha do Engenho (Figs. 2.1C e D): (i) gnaisses do embasamento; (ii) uma seqüência de rochas metavulcanossedimentares e metaultramáficas associadas à uma seqüência de rochas metassedimentares clásticas quartzíticas; (iii) plutonismo félsico de composição quartzo- diori-



**Figura 2.1** – Reprodução dos mapas geológicos da região ao sul do Quadrilátero Ferrífero (QF) realizados até o final da década de 80, com a comparação das diferentes concepções estratigráficas e terrenos geológicos dos diferentes autores, e.g. em (B) Guild (1957), em (C) Pires (1977), em (D) Grossi Sad et al. (1983) e em (E) Seixas (1988). Em (F) o atual mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (Heineck et al. 2003). Em (C) estão indicados os afloramentos estudados por Barbosa (1985) e em (D) afloramentos estudados por Noce (1995) e Seixas (2000). Cidades de Congonhas – C e Conselheiro Lafaiete – CL indicadas, assim como a localidade de Alto Maranhão – Am. Ver texto para explanação.

-tica, granodiorítica e tonalítica; e (iv) migmatitos derivados do processo intrusivo destes plútons na seqüência metavulcanossedimentar.

Embora em linhas gerais a configuração geológica traçada por Pires (1977) e Grossi Sad *et al.* (1983) tenha se mostrado similar, divergências importantes sobre a geologia e estratigrafia ficaram evidentes nestes mapas, as quais são resumidas a seguir:

a) Em Pires (1977, Fig. 2.1C) a estratigrafia compreende: (i) um embasamento arqueano constituído por ortognaisses tonalíticos e migmatitos, denominado de Grupo Mantiqueira, fundamentalmente com área de ocorrência na porção sudeste do seu mapa, em torno do município de Conselheiro Lafaiete; (ii) o Grupo Barbacena, também arqueano, constituído por três unidades estratigráficas, isto é, a seqüência metavulcanossedimentar que na realidade, é a extensão para sul e sudoeste da *Greenschist Sequence* de Guild (1957), os plútons tonalíticos a granodioríticos intrusivos no terreno metavulcanossedimentar e nos gnaisses – incluindo o plúton Congonhas e o o plúton Alto Maranhão, e, por fim, migmatitos derivados da injeção de apófises e diques desses plútons na seqüência metavulcanossedimentar; e (iii) e, recobrando em discordância as unidades precedentes ou em contato por falha com estas, Pires (1977) separou a Formação Santo Amaro, constituída por quartzitos e metaconglomerados.

b) Em Grossi Sad *et al.* (1983, Fig. 2.1D) a estratigrafia compreende: (i) um embasamento denominado de Complexo Moeda - aflorante somente a oeste da Serra da Moeda; (ii) a seqüência metavulcanossedimentar, denominada de Grupo Nova Lima, e a seqüência metassedimentar quartzítica denominada de Formação Santo Amaro, ambas incluídas no Supergrupo Rio das Velhas; (iii) o Batólito Alto Maranhão, agrupando os plutonitos quartzo-dioríticos, tonalíticos e granodioríticos intrusivos no terreno metavulcanossedimentar; e (iv) os Migmatitos Bananeiras, migmatitos derivados da interação do Batólito Alto Maranhão com a seqüência metavulcanossedimentar.

Independentemente das controvérsias entre as concepções estratigráficas e geológicas destes dois trabalhos (Fig. 2.1C e D), em comum ambos reconhecem ao sul da Falha do Engenho uma evolução geológica considerada típica do Arqueano, isto é, com uma seqüência do tipo *greenstone belt* – denominada de Grupo Barbacena (Pires, 1977) ou de Grupo Nova Lima (Grossi Sad *et al.* 1983), com magmatismo ultramáfico contemporâneo (vulcânico na concepção de Pires, 1977; plutônico na de Grossi Sad *et al.*, 1983), e o plutonismo félsico tonalítico a granodiorítico como parte da mesma orogênese que deformou e metamorfoisou em baixo grau as rochas vulcanossedimentares. O trabalho de Grossi Sad *et al.* (1983) introduz pela primeira vez o termo Batólito Alto Maranhão para agrupar as diferentes exposições deste plutonismo. Esses autores também modificaram a designação de

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

“*Undifferentiated Greenschist Sequence*” proposta por Guild (1957), e utilizaram o termo migmatito – Migmatito Barbacena segundo Pires (1977) e Migmatito Bananeiras segundo Grossi Sad *et al.* (1983), para as situações de interação de diques e apófises plutônicas félsicas na seqüência metavulcanossedimentar.

Barbosa (1985), em sua dissertação de mestrado, realizou estudos petrográficos e geoquímicos, especificamente de elementos maiores e alguns elementos traço, tanto em rochas provenientes de locais dentro da seqüência metavulcanossedimentar, quanto dos terrenos plutônicos e migmatíticos intrusivos na mesma. Esta autora adotou a mesma designação estratigráfica proposta por Pires (1977). A amostragem principal foi feita em um perfil ao longo do Rio Paraopeba, com amostras de migmatitos e plutonitos, e de metamorfitos máficos e ultramáficos da seqüência metavulcanossedimentar; amostras de migmatitos próximo a Entre Rios de Minas no Rio Camapuã; e amostras de migmatitos da Fazenda Paraopeba (Fig. 2.1C). Nas conclusões de seu trabalho, Barbosa (1985) observou que a variação da composição química das rochas plutônicas segue o *trend* de diferenciação tonalito-trondjemítico, com baixo valor de K<sub>2</sub>O (em geral <2%), e baixas razões K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (em geral próximas ou inferiores a 0,5) e Rb/Sr (<0,25). Nos terrenos migmatíticos notou dois *trends* ígneos: tonalito-trondjemítico e cálcio-alcálico, com predomínio de composições químicas trondjemíticas e tonalíticas, e subordinadamente granodioríticas. Para os plutonitos a autora sugere derivação direta ou indireta de magmas máficos, e para os migmatitos anatexia de crosta sílica gnáissica tonalítica do Grupo Mantiqueira.

No final de década de 80, na sua dissertação de mestrado, Seixas (1988) investigou, através de mapeamento geológico, petrografia e geoquímica, um segmento de terreno em uma faixa de orientação NW-SE dentro da Folha Conselheiro Lafaiete (Fig. 2.1E), englobando as localidades de Alto Maranhão, Joaquim Murtinho e Gajé, onde aflora toda a gama de unidades mapeadas e interpretadas por Pires (1977) e Grossi Sad *et al.* (1983). Este autor reinterpretou a litoestratigrafia de rochas plutônicas (e migmatíticas) até então adotadas por aqueles autores, e não manteve a distinção entre gnaisses do Grupo Mantiqueira e Plutonitos e Migmatitos do Grupo Barbacena feita por Pires (1977), e nem entre Batólito Alto Maranhão e Migmatitos Bananeiras feita por Grossi Sad *et al.* (1983). Para Seixas (1988), as diferentes unidades cartografadas por aqueles autores como Gnaisses do Grupo Mantiqueira, Migmatitos Barbacena e Migmatitos Bananeiras não corresponderiam a unidades rochosas formadas em episódios distintos, mas sim unicamente a diferentes fácies estruturais derivados de rochas plutônicas de composição tonalítica a granodiorítica, intrusivas na seqüência metavulcanossedimentar. Sendo assim, Seixas (1988) optou por denominá-las informalmente de Ortognaisses Alto Maranhão, correlacionando estes com o Batólito Alto Maranhão no sentido de Grossi Sad *et al.* (1983). De outro modo, o terreno mapeado por Guild (1957) como *Undifferentiated*

*Greenschist Sequence* (Fig. 2.1B) foi reinterpretado como constituído por gnaisses polideformados com diques de metadoleritos e metapiroxenitos, e portanto, não pertencente ao conjunto de rochas plutônicas do Batólito Alto Maranhão.

Na década de 90 foram publicados os primeiros dados de estudos isotópicos e de datação geocronológica de biotita-hornblenda tonalitos da localidade do Alto Maranhão (Noce 1995, Fig. 2.1D). Os resultados foram surpreendentes pois permitiram caracterizar estas rochas como de idade paleoproterozóica e fonte juvenil. Noce (1995) analisou zircões e titanitas pelo método U-Pb convencional e obteve idades de, respectivamente,  $2130 \pm 2$  Ma e  $2124 \pm 2$  Ma, consideradas idades de cristalização magmática. Ao mesmo tempo, Noce *et al.* (2000) apresentaram dados de idade modelo baseadas em isótopos Sm-Nd, e constataram valores muito próximos entre a época de extração dos magmas de sua fonte ( $\sim 2,27$  Ga) e a idade de cristalização destes magmas na crosta, além de parâmetros de  $\epsilon_{Nd}$  positivos (+ 1,3, para a idade de cristalização de 2124 Ma), todos estes dados indicativos de que esses magmas não poderiam ter como fonte a crosta continental arqueana e sim material juvenil derivado do manto. Com isto, e mais os estudos de geoquímica de elementos traço e elementos terras raras (ETR), Noce (1995) concluiu que o magmatismo que deu origem aos biotita-hornblenda tonalitos do Batólito Alto Maranhão teve sua gênese ligada a um ambiente de margem de placa convergente do tipo arco continental, durante a orogênese transamazônica

Posteriormente, em estudo focalizado sobre aspectos de campo, química mineral e geoquímica multielementar, incluindo ETR, Seixas (2000, Fig. 2.1D) detalhou aspectos petrológicos do Plúton Congonhas e de tonalitos provenientes de afloramentos selecionados do Batólito Alto Maranhão nos locais onde o mesmo foi definido. Este autor identificou como constituintes petrológicos fundamentais e distintivos entre os dois maciços a presença de enclaves surmicáceos (*sensu* Didier & Barbarin 1991) no Plúton Congonhas, e abundantes estruturas de *magma mingling* com enclaves magmáticos microdioríticos (*sensu* Didier & Barbarin 1991, Vernon 1984, Vernon *et al.* 1988, Wiebe & Collins 1998, entre outros) no Batólito Alto Maranhão. Seixas (2000) e Seixas & Baars (2004) mencionam dados inéditos de datações U-Pb Shrimp em zircões do Plúton Congonhas que indicam múltiplas populações de grãos dentro deste maciço, desde zircões arqueanos (provavelmente xenocristais assimilados da crosta continental ou herdados da fonte) até grãos formados em eventos paleoproterozóicos. A estimativa de idade de cristalização do Plúton Congonhas é apontada por Seixas & Baars (2004) como de  $2195 \pm 18$  Ma, e, portanto, desvinculada da fase de cristalização dos zircões do biotita-hornblenda tonalito do Alto Maranhão, datados por Noce (1995) em  $2130 \pm 2$  Ma .

Seixas (2000) caracterizou o plúton Congonhas como um pulso magmático de composição metaluminosa a ligeiramente peraluminosa, relativamente homogênea e evoluída, granodiorítica à

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

trondhjemítica. Seu conteúdo em elementos traço o aproxima de suítes TTG de alto alumínio arqueanas. Sua derivação seria a de fonte crustal. Petrograficamente, o Plúton Congonhas contém biotita, muscovita rica em  $TiO_2$  e feldspato alcalino de cristalização tardia. O autor atribui a cristalização de agregados de biotita na forma de *schlieren* e enclaves surmicáceos, contendo além de biotita, muscovita e os minerais acessórios ilmenita, titanita, allanita e zircão, à uma fase precoce da evolução do plúton. A presença de biotita, muscovita e ilmenita como minerais magmáticos é utilizada pelo autor como indicação condições importantes de pressão de água e de baixa fugacidade de oxigênio no momento da sua cristalização.

Por sua vez, Seixas (2000) considerou a borda norte do Batólito do Alto Maranhão como testemunho de uma história complexa e expandida de magmatismo. O processo dominante neste maciço foi caracterizado como de cristalização fracionada de magmas de composição global metaluminosa tonalítica à granodiorítica. As rochas foram consideradas como de afinidade geoquímica com as suítes TTG *high Al* arqueanas e as séries adakíticas modernas. O ambiente de cristalização foi atribuído ao de câmaras magmáticas situadas à médias profundidades na crosta (~12-15 km), onde a cristalização fracionada produziu rochas mais ou menos cumulativas contendo hornblenda e plagioclásio ( $\pm$  ilmenita e zircão) e bandas tonalíticas à hornblenda + plagioclásio + quartzo  $\pm$  biotita ( $\pm$  allanita, apatita, zircão, ilmenita). Composições granodioríticas e trondhjemíticas foram considerados como os líquidos residuais desse processo. Neste contexto, o autor identificou fenômenos de mistura com magmas de composição básica a intermediária, cálcio-alcalina e tendência lamprofírica, interpretados como originados na base da litosfera a partir da fusão de rochas mantélicas metassomatizadas. Isto teria possibilitado o desenvolvimento de situações de mistura de magmas (*mingling*), que imprimem uma importante assinatura mantélica aos magmas félsicos, a qual é detectada por teores elevados em Cr, Ni e do valor de Mg# nos tonalitos. Estruturas, tais como bandeamento, *schlieren*, enxames de enclaves, injeções sin-magmáticas, transferência e incorporação de xenocristais, *back-veining* e dispersão de fragmentos de magma máfico dentro dos magmas tonalíticos foram associados a este fenômeno.

Uma intensa atividade filoneana foi identificada como parte dos estágios finais de solidificação do batólito, associada à qual o autor identificou injeções de líquidos residuais trondhjemíticos derivados da cristalização fracionada dos tonalitos e novas injeções de ao menos dois tipos de líquidos intermediários: (a) líquidos sódicos traquiandesito-dacíticos (de afinidade adakítica); e (b) líquidos traquiandesito-basálticos potássicos (de afinidade shoshonítica-absarokítica).

A deformação, que imprime aspecto mais francamente gnáissico a alguns afloramentos estudados por Seixas (2000), foi considerada como desenvolvida à época de resfriamento *sub-solidus*



do magma tonalítico e portanto sin-tectônica com a intrusão do maciço à  $2124 \pm 2$  Ma (indicada pela datação U-Pb de titanitas do trabalho de Noce 1995). O caráter heterogêneo e bandado dos tonalitos representaria a herança de episódios anteriores de mistura de magmas, acrescida de recristalização das assembléias ígneas com nova paragênese constituída por hornblenda + biotita + epidoto + titanita. Particularmente relacionada a esta fase o autor associou a recristalização da allanita em epidoto.

Sendo assim, a partir deste trabalho e de outros do mesmo autor (Seixas 1997, Seixas *et al.* 1997, Seixas *et al.* 1998, Seixas *et al.* 2001) introduziu-se o conceito de mistura de magmas para explicar algumas das estruturas observadas por vários outros autores, e descritas como xenólitos, *basic clots*, *roof pendants*, *schlieren*, entre outros termos (Guild 1957, Pires 1977, Grossi Sad *et al.* 1983, Seixas 1988, Nummer *et al.* 1992). Em função de que os termos enclave magmático, *magma mingling*, *magma mixing*, e outros termos associados, serão utilizados ao longo desta dissertação – alguns inclusive sem uma tradução equivalente em português, a seguir se faz uma breve revisão desta nomenclatura e os conceitos envolvidos, utilizando-se Didier & Barbarin (1991), Perugini *et al.* 2004, e Paterson *et al.* (2004). Na Tabela 2.1 a seguir são listados os principais tipos de enclaves comumente encontrados em granitos (*sensu lato*) (Didier & Barbarin 1991), e cujos termos e significado serão adotados nesta dissertação, a menos de alguma indicação específica adicional.

**Tabela 2.1** – Nomenclatura e significado dos principais tipos de enclaves

Nome	Origem	Contato com hospedeiro (margem)	Forma	Aspectos texturais
Xenólito	pedaço da rocha encaixante	Abrupta a gradual	Angular a ovóide	Textura e minerais de metamorfismo de contato
Xenocristal	crystal isolado, não associado ao magma granítico	Abrupto	angular	Em geral com corrosão nas bordas
Enclave surmicáceo	resíduo de fusão (restito) (1)	Abrupto, com borda micácea	lenticular	Textura metamórfica, micas, minerais aluminosos
<i>Schlieren</i>	enclave desagregado, rompido (2)	Gradual	oblato	Orientação coplanar
Enclave microgranular félsico	fácies de borda da intrusão, de grão fino	Abrupto a gradual	ovóide	Textura ígnea de granulação fina
Enclave microgranular máfico (3)	glóbulo de magma máfico, contemporâneo com o magma hospedeiro	Comumente abrupto	ovóide	Textura ígnea de granulação fina
Enclave cumulático (autólito)	Cumulado	Comumente gradual	ovóide	Textura ígnea, cumulática, de granulação média

(1) Usado também para enclaves muito ricos em mica, e sem a conotação genética de restito. (2) No contexto de rochas ígneas, também usado para descrever estruturas de agregados de grãos máficos planares, lenticulares, dispersos em rocha mais leucocrática. (3) Admite também os termos enclave magmático máfico, enclave microgranitóide, e as vezes, inclusão máfica.

Os enclaves magmáticos máficos formam-se quando dois magmas interagem dentro de uma câmara magmática ou conduto. Este tipo de interação envolve duas situações limite: a de *magma*

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

*mixing* (mistura de magmas *sensu strictu*), na qual há troca química e/ou transferência de matéria entre os dois componentes da interação, e cujo produto final pode ser uma rocha híbrida; e a de *magma mingling* (mistura “mecânica” de magmas) na qual os dois componentes da mistura permanecem em contato como entidades individualizadas dentro da câmara magmática. Nas situações reais da natureza, a transição entre os dois extremos freqüentemente existe.

Enclaves magmáticos máficos representam comumente as estruturas de *magma mingling*. Na descrição de estruturas desse fenômeno, muitas vezes se usa o termo mistura de magmas (*magma mixing*) no sentido mais amplo (incluindo, ou não, *magma mixing* e *magma mingling*). Por sua vez, muitos fenômenos de *magma mingling*, na realidade incluem *magma mixing sensu strictu*. Dois modelos principais são comumente adotados para a formação de enclaves magmáticos máficos: (i) diques sin-magmáticos intrudem na câmara magmática e se rompem, os enclaves são margens e porções internas desagregadas dos diques; (ii) lâminas de magma injetam nas porções marginais inferiores da câmara magmática, próximas à camada de cumulos basais, e suas margens se quebram e misturam com o magma residente. Inúmeros exemplos naturais ilustram situações de transição entre corpos máficos injetados na câmara magmática e os enclaves ou enxames de enclaves desagregados ao redor (Wiebe & Collins 1998, Barbarin 2004, Paterson *et al.* 2004).

A interação entre magmas envolve um grande número de processos, gerando sistemas dinâmicos que evoluem continuamente no espaço e no tempo, incluindo modificações profundas nos membros da mistura (os *end-members* ou pólos da mistura). Quando o processo atinge o máximo de eficiência, gera-se uma rocha híbrida que somente em investigações de ultra-detalle, como microscópicas e isotópicas, podem confirmar sua origem como produto da mistura de magmas. Os magmas que se misturam, química ou mecanicamente, podem derivar de fontes contrastantes entre si (por exemplo fusão parcial de rochas do manto e da crosta continental), ou de mesma fonte, e as diferenças de composição dos magmas em contato podem ser o resultado de diferentes graus de fusão parcial da mesma fonte e/ou o resultado de diferentes estágios de diferenciação de uma câmara magmática.

## **CAPÍTULO 3**

# **ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS E DE QUÍMICA MINERAL**

---

### **3.1 – INTRODUÇÃO**

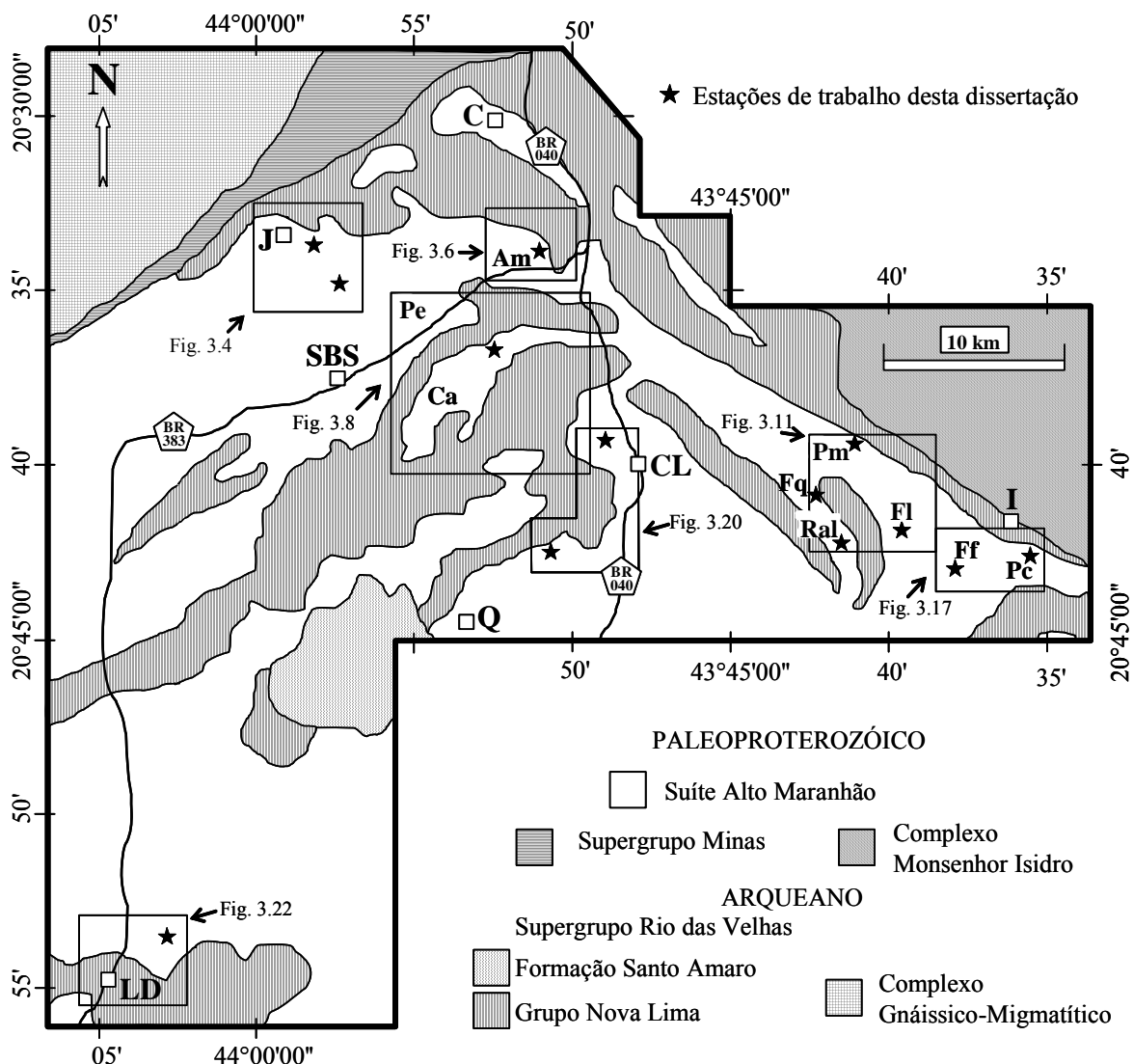
Neste capítulo serão abordados os aspectos de campo, macroscópicos, microscópicos e de química mineral de amostras de granitóides e rochas associadas oriundas de 11 estações de trabalho localizadas na porção setentrional da Suíte Alto Maranhão (Fig. 3.1). A Tabela 3.1 apresenta a lista dos pontos com as respectivas coordenadas geográficas e a base de dados coletados em cada uma destas estações. A denominação das estações de trabalho se dá de acordo com sua proximidade a municípios, localidades, fazendas e drenagens das respectivas folhas topográficas em escala 1:50.000, a saber (Fig. 3.1): Jeceaba (J), Caeté (C), Alto Maranhão (Am), Pé do Morro (Pm), Fazenda Luzitana (Fl), Fazenda Quilombo (Fq), Ribeirão Água Limpa (Ral), Fazenda Furnas (Ff), Ponte Caída (Pc), Conselheiro Lafaiete (CL) e Lagoa Dourada (LD). As amostras estudadas receberam siglas com a(s) inicial(is) da estação de trabalho (J, C, AM, PM, FL, FQ, RAL, FF, PC, CL e LD), seguida de numeração que corresponde ao código laboratorial (Tabela 3.1).

Na Tabela 3.2 está listada a composição modal de 15 amostras selecionadas das estações de trabalho. Nos Anexos 1 a 5 são listados os dados referentes à composição de minerais analisados em microsonda eletrônica, e na figura 3.2 apresenta-se a classificação de anfibólios, biotita, plagioclásio e granadas. Os granitóides possuem composição modal que varia de biotita-hornblenda e/ou hornblenda-biotita quartzo-dioritos a biotita-hornblenda e/ou hornblenda-biotita tonalitos, os diques variam de biotita-tonalitos a biotita-granodioritos e os enclaves magmáticos máficos variam de biotita-hornblenda dioritos a biotita-hornblenda quartzo-dioritos. A utilização de nome de minerais como prefixo ao nome de rochas segue a ordem crescente de abundância dos mesmos. Na figura 3.3 é apresentado o diagrama QAP de Streckeisen (1976) com a classificação modal destas amostras.

A utilização dos termos “enclave”, “enclave magmático máfico” e “xenólito” segue as definições de Didier & Barbarin (1991). Os termos enclave magmático máfico, enclave máfico microgranular ou enclave magmático microgranular são adotados neste trabalho como sinônimos, a menos de alguma indicação particular, e seu significado é de cohabitação no estado magmático de frações de magma de composição modal e/ou química contrastante dentro da câmara magmática dos granitóides investigados.

Em relação à granulação das amostras foi adotada a terminologia de granulação grossa para grãos >5 mm, média de 1 a 5 mm, fina de 1 a 0,5 mm, muito fina <0,5 mm, e afanítica quando os cristais não são visíveis a olho nú. Nas imagens com fotomicrografias adotou-se a abreviatura de LPP para as imagens com somente o polarizador inferior, e PC para imagens com os dois polarizadores cruzados.

Apesar de todas as amostras analisadas apresentarem indícios de recristalização parcial da mineralogia ígnea em eventos pós-magmáticos, a utilização do prefixo meta na nomenclatura das rochas será omitida.



**Figura 3.1** – Localização das estações de trabalho investigadas nesta dissertação e a indicação das figuras de detalhe que serão apresentadas ao longo deste capítulo. Geologia segundo Heineck *et al.* (2003). Cidades: C-Congonhas; J-Jeceaba; CL-Conselheiro Lafaiete; Q-Queluzito; SBS-S. Brás do Suaçuí; I-Itaverava; LD-Lagoa Dourada. Localidades: Am-Alto Maranhão; Pe-Pequeir; Ca-Caeté; Pm-Pé do Morro; Fq-Faz. Quilombo; Fl-Faz. Luzitana; Ral-Rib. Água Limpa; Pc-Ponte Caída; Ff-Faz. Furnas. Rodovias federais indicadas no mapa (BR-040 e BR-383).

**Tabela 3.1** – Lista com as coordenadas de localização geográfica e da base de dados coletados nas estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação.

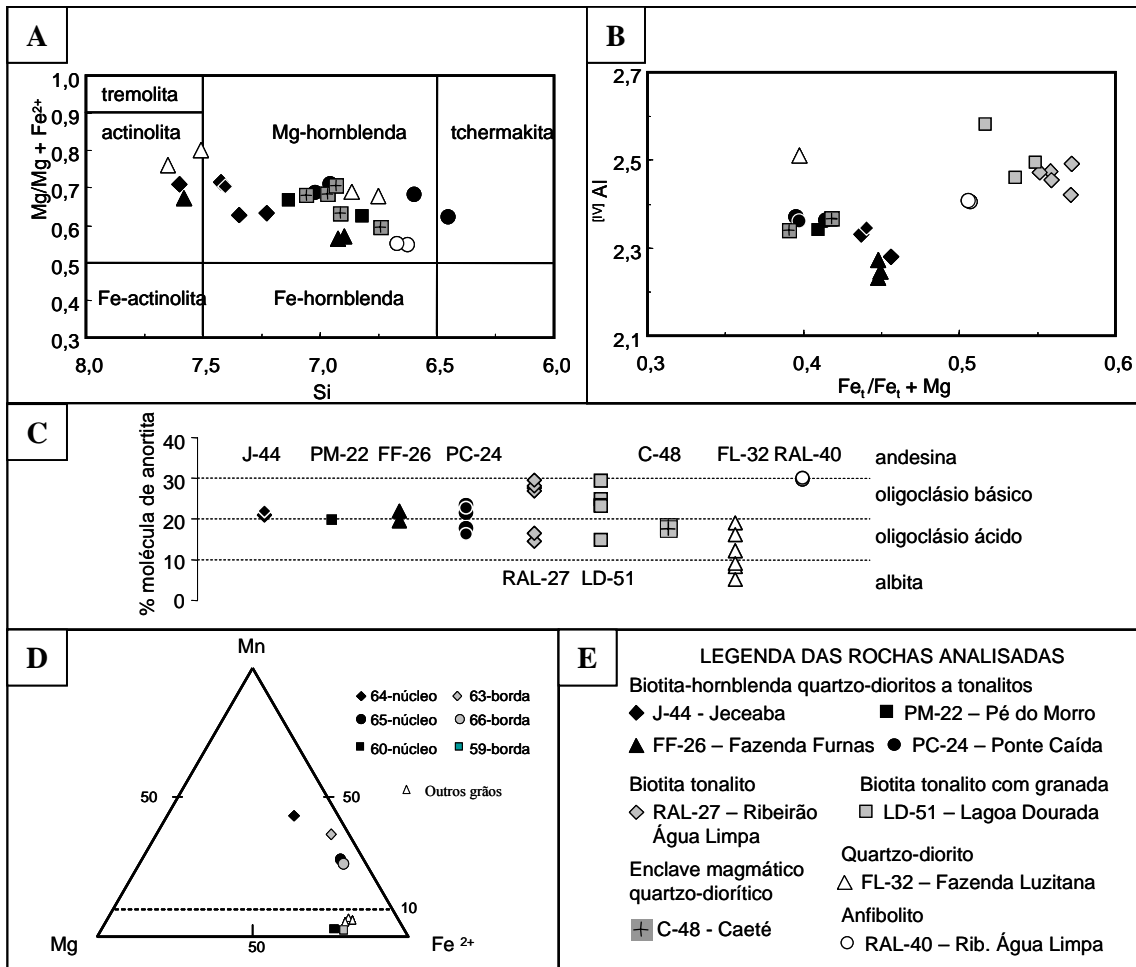
Estação de trabalho	Ponto	Coordenadas UTM		Petrografia	Microsonda	Litogeoquímica	Geoquímica isotópica	Rocha
Jeceaba	J-44	608496	7727073	X - Modal	Plg, Hbl, Bt,	X	Sm/Nd	Granitóide
	J-50	609603	7724265	X				
Alto Maranhão	AM-16	621500	7726500	X		X	Sm/Nd	Dique
	C-47	619479	7722374	X - Modal		X	Sm/Nd	Granitóide
Caeté	C-46	619479	7722374	X - Modal		X		Dique
	C-48	616451	7718823	X - Modal	Plg, Hbl, Bt	X		Enclave <sup>(1)</sup>
Pé do Morro	PM-22	638375	7715283	X - Modal	Plg, Hbl, Bt, Ttn, Ep	X		Granitóide
Fazenda Quilombo	FQ-29	637590	7712649	X - Modal		X		Granitóide
	FQ-33	637590	7712649			X	Sm/Nd	Dique
Fazenda Luzitana	FL-30	639730	7710840	X		X		Granitóide
	FL-31	639730	7710840	X - Modal		X		Granitóide
	FL-32	639730	7710840	X - Modal	Plg, Hbl, Bt	X	Sm/Nd	Enclave <sup>(2)</sup>
Ribeirão Água Limpa	RAL-27	637066	7710491	X - Modal	Plg, Bt, Ttn	X	Sm/Nd	Granitóide
	RAL-28	637066	7710491	X		X	Sm/Nd	Dique
	RAL-40	637066	7710491	X	Plg, Hbl, Bt, Ilm	X	Sm/Nd	Anfibolito <sup>(3)</sup>
	RAL-41	637066	7710491	X		X		Anfibolito <sup>(3)</sup>
Ponte Caída	PC-24	648554	7710291	X - Modal	Plg, Hbl, Bt, Ttn, Ilm	X	Sm/Nd, U-Pb	Granitóide
	PC-35	648554	7710291	X -		X	Sm/Nd	Enclave <sup>(1)</sup>
	PC-36	648554	7710291	X - Modal		X		Enclave <sup>(1)</sup>
Fazenda Furnas	FF-26	643300	7709100	X - Modal	Plg, Hbl, Bt	X		Granitóide
Conselheiro Lafaiete	CL-34	624244	7715520	X - Modal		X	Sm/Nd	Granitóide
	CL-49	620169	7710415	X		X		Granitóide
Lagoa Dourada	LD-51	598504	7689600	X - Modal	Plg, Bt, Mgt, Grd	X	Sm/Nd, U-Pb	Granitóide
	LD-45	598504	7689600	X		X		Granitóide

Observações:- Abreviatura de minerais analisados por microsonda eletrônica: Plg=plagioclásio, Hbl=hornblenda, Bt=biotita, Ttn=titanita, Ilm=ilmenita, Grd=granada, Mgt=magnetita, Ep=Epidoto; - Modal indica classificação petrográfica modal por contagem de pontos, conforme Tabela 3.2;- Enclave <sup>(1)</sup> indica enclave magmático máfico; Enclave <sup>(2)</sup> indica banda diorítica dentro de tonalito bandado; Anfibolito<sup>(3)</sup> indica metabasito da seqüência supracrustal encaixante intrudida pelo tonalito. Para maiores detalhes ver texto correspondente às estações de trabalho.

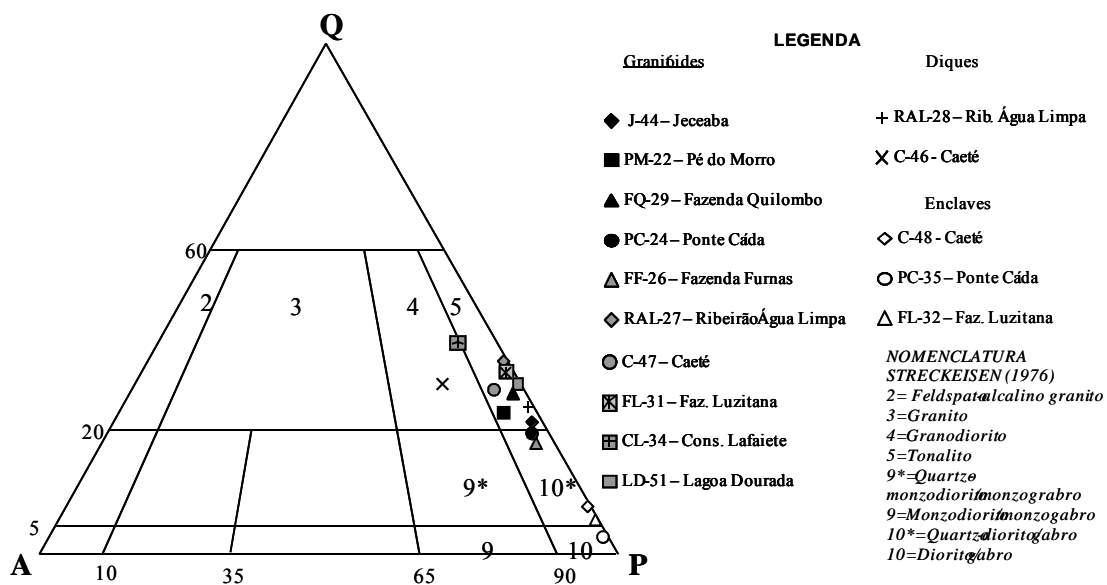
**Tabela 3.2** – Composição modal de amostras selecionadas das estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação. Contagem de 1000 pontos em cada amostra.

Rocha	Granitóides										Diques		Enclaves		
	Amostra	J-44	PM-22	FQ-29	PC-24	FF-26	RAL-27	C-47	FL-31	CL-34	LD-51	RAL-28	C-46	C-48	PC-36
Plagioclásio	46,5	49,6	47,2	42,5	47,5	48,0	51,8	56,0	44,5	59,0	58,0	49,5	36,5	39,0	50,1
Quartzo	13,0	15,5	16,1	10,5	11,1	28,7	25,5	31,0	35,0	28,0	22,0	30,0	3,7	1,5	3,0
K-feldspato	2,0	5,0	1,0	1,9	2,8	1,5	4,5	n.d.	6,5	tr <sup>(3)</sup>	n.d.	12,5	n.d.	n.d.	n.d.
Hornblenda	19,5	12,4	14,8	24,2	17,3	n.d. <sup>(2)</sup>	0,8	n.d.	n.d.	1,6	n.d.	n.d.	36,2	50,0	38,0
Biotita	17,5	16,0	19,5	19,5	20,0	18,0	15,0	12,5	7,5	8,5	17,8	7,1	21,0	7,8	7,0
Zircão	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03
Apatita	0,60	0,60	0,50	0,50	0,40	0,30	0,22	0,25	0,09	0,40	0,65	0,20	1,00	0,80	0,85
Allanita	0,10	0,11	0,13	0,13	0,13	n.d.	0,08	0,05	0,02	0,06	0,15	0,07	0,25	0,07	n.d.
Titanita	0,72	0,70	0,70	0,70	0,40	0,70	0,90	0,10	0,02	n.d.	1,30	0,60	1,00	0,30	0,90
Ilmenita	0,01	0,01	0,01	0,01	0,40	0,20	tr	tr	tr	n.d.	0,05	tr	0,25	0,50	0,10
Magnetita										0,80					
Epidoto <sup>(4)</sup>						2,50	0,70	0,05	1,30						
Granada										1,67					
Muscovita <sup>(5)</sup>							0,50		5,00						
QAP <sup>(1)</sup>	Ton	Ton	Ton	Qz-D	Qz-D	Ton	Ton	Ton	Ton	Ton	Ton	Grd	Qz-D	D	Qz-D

Observações: - QAP<sup>(1)</sup> – Indica classificação no diagrama QAP de Streckeisen (1976). Abreviaturas: Ton=tonalito, Grd=granodiorito, Qz-D=quartzo-diorito, D=diorito; - n.d.<sup>(2)</sup> – Indica que o mineral não foi detectado na contagem de pontos da lâmina delgada analisada; - tr<sup>(3)</sup> – Indica que o mineral foi observado na lâmina delgada em porcentagem inferior a 0,01%; - Epidoto<sup>(4)</sup> – Inclui somente epidoto e/ou clinozoisita como cristais crescidos sobre biotitas e/ou hornblenda, a porcentagem desses minerais associadas à saussuritização é contada como parte da porcentagem do plagioclásio;- Muscovita<sup>(5)</sup> - Inclui muscovita como cristais crescidos sobre biotitas, a porcentagem desses minerais associadas à saussuritização é contada como porcentagem do plagioclásio.



**Figura 3.2** – Diagramas de classificação de minerais de granitóides e outras rochas associadas investigadas em microsonda eletrônica. (A) Classificação de anfibólio (Leake *et al.* 1987); (B) Classificação de biotita; (C) Classificação de plagioclásio; (D) Classificação de granada da amostra LD-51, tonalito de Lagoa Dourada. (E) Legenda.



**Figura 3.3** – Diagrama QAP (Streckeisen 1976), com a classificação de amostras selecionadas das estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação (dados da Tabela 3.2).

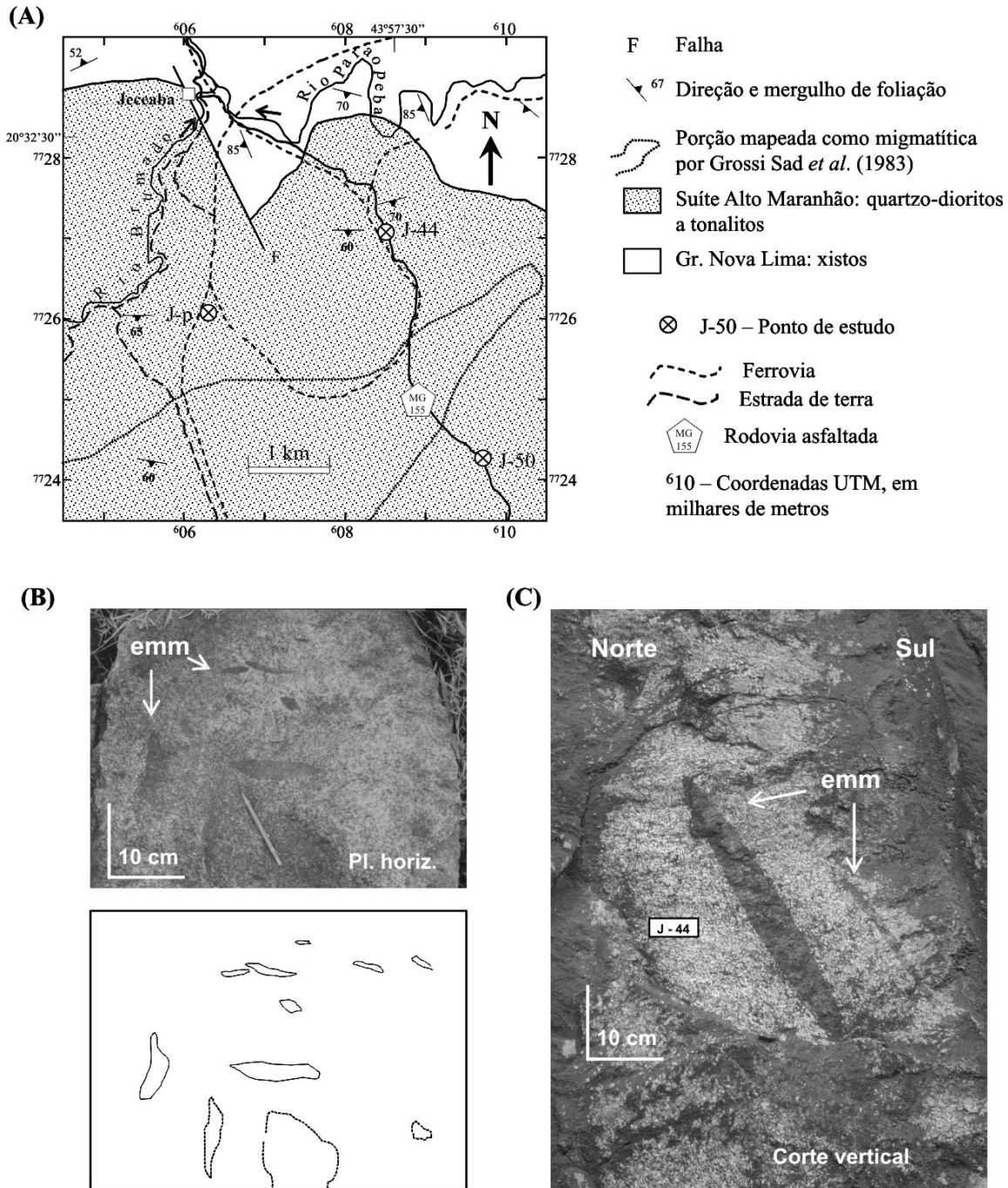
### 3.2 – JECEABA

A figura 3.4A apresenta a localização geográfica e geológica dos locais investigados na estação de trabalho Jeceaba. Os afloramentos inserem-se na porção norte da Suíte Alto Maranhão, onde as rochas granitóides intrudem e/ou fazem contato tectônico com os xistos do Grupo Nova Lima. As amostras estudadas foram coletadas às margens da rodovia MG-155 (pontos J-50 e J-44) e em corte da ferrovia do aço (ponto J-p). Além destes afloramentos, vários outros locais com excelentes exposições em rocha fresca são encontrados. Os granitóides são leucocráticos a mesocráticos e composicionalmente variam de quartzo-dioritos a biotita-hornblenda tonalitos (amostra J-44, Tabela 3.2 e Fig. 3.3). Possuem anisotropia mais ou menos pronunciada marcada pela foliação dos minerais máficos e orientação de plagioclásio, com mergulho em alto ângulo para S e SW ( $52^\circ$  a  $85^\circ$ ). Subordinadamente, delgadas zonas de deformação milonítica, de espessura milimétrica, recortam a trama principal em variadas direções. Provavelmente associam-se a falhamentos de direção NW/SE representados no mapa geológico.

Uma feição primária característica dos diferentes afloramentos é a presença de estruturas de *magma mingling* entre os granitóides e enclaves magmáticos máficos (Fig. 3.4B e C). Os enclaves são rochas mesocráticas, de composição diorítica e granulação fina. Possuem, no geral, dimensões centimétricas, formatos lenticulares, ovais ou globulares e contatos abruptos a difusos com os granitóides hospedeiros. Contatos difusos se devem a situações nas quais o índice de coloração dos enclaves se aproxima ao dos granitóides, devido à presença de maior porcentagem de cristais de plagioclásio nos primeiros. Na figura 3.4B ilustra-se a disposição em planta de um conjunto destes enclaves, e os tipos de contatos mencionados. Observa-se que os enclaves são lenticulares a ovóides, com razão comprimento:largura entre 1:1 a 4:1, e disposição do eixo maior em posições variadas. Já na situação ilustrada na figura 3.4C, em perfil, os enclaves possuem forte alongamento, com razão comprimento:largura superior a 10:1 e disposição do eixo maior concordante com a foliação dos minerais máficos do granitóide.

As duas amostras selecionadas para estudo petrográfico e geoquímico (J-44 e J-50) correspondem a granitóides de granulação média, mineralogicamente constituídos por plagioclásio, quartzo, hornblenda, e biotita como minerais essenciais, e feldspato alcalino, titanita, ilmenita, zircão, apatita e allanita como acessórios. Minerais de alteração/metamorfismo incluem epidoto *s.s* e clinozoisita, clorita, mica branca e carbonato. Segundo a classificação modal da amostra J-44 (Tabela 3.2 e Fig. 3.3), a rocha situa-se no campo de tonalitos, muito próximo ao limite com quartzo-dioritos. O aspecto textural principal destas rochas é dado por cristais tabulares a quadráticos de plagioclásio, com maclas polissintéticas e/ou de Carlsbad, e cristais losangulares ou prismas longitudinais de

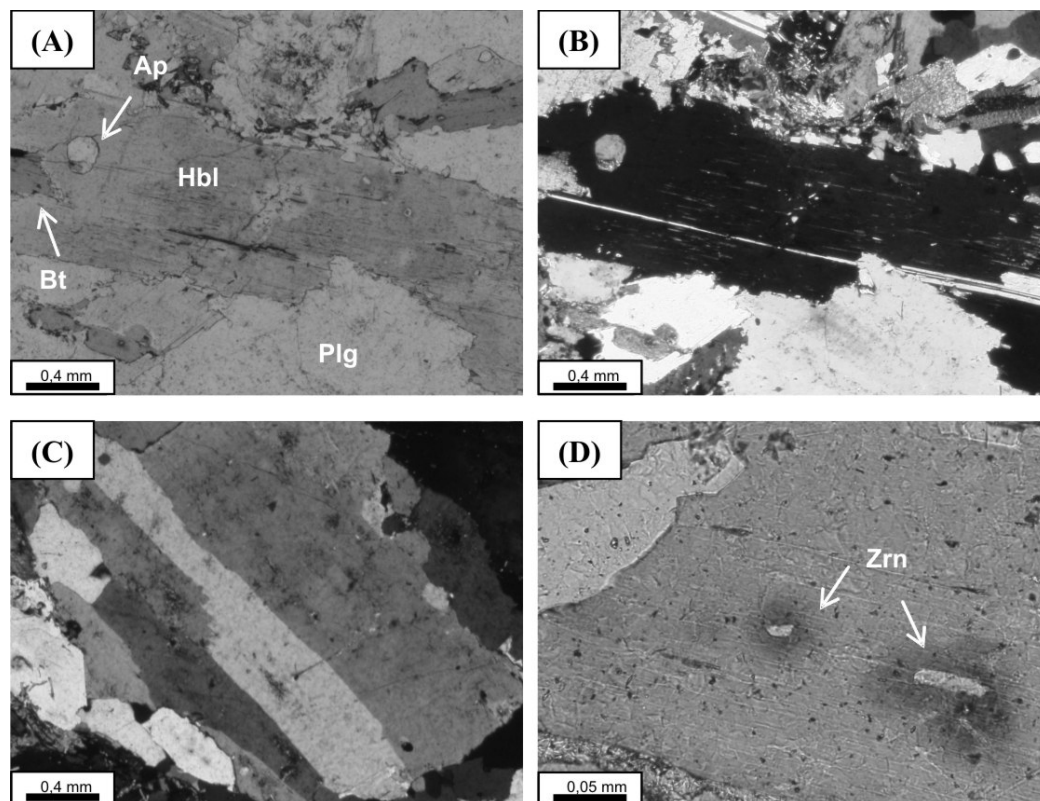
hornblenda, conforme ilustrado na figura 3.5A, B e C. O quartzo e a biotita são intersticiais a estes dois minerais. A biotita substitui em parte a hornblenda. O quartzo pode apresentar-se como cristais maiores xenomórficos, variavelmente deformados, com extinção ondulante ou subgrãos, ou em cristais finos, poligonizados, produto de recristalização dos anteriores ou de feldspato.



**Figura 3.4** – Aspectos de campo da porção norte da Suíte Alto Maranhão, próximo a Jeceaba. (A) Mapa geológico com os locais investigados, geologia baseada em Guild (1957) e Grossi Sad *et al.* (1983). (B) Afloramento J-p, estrada de ferro. Enclaves magmáticos microgranulares (emm) vistos em planta. (C) Afloramento do Ponto J-44, com enclaves magmáticos microgranulares visto em plano vertical. Notar em (B) contornos bem definidos em alguns enclaves, e difuso em outros, e diferentes posições do seu eixo maior. Em (C) destaca-se o formato fortemente lenticular e elevada razão comprimento: largura (>10:1) de ambos os enclaves. Local da coleta de amostra indicado (J-44)



Pontos analíticos em microsonda eletrônica indicaram a composição de oligoclásio ( $An_{21}$ ) para o plagioclásio; magnésio-hornblenda para o anfibólio ( $Mg/Mg+Fe^{2+}$  0,63 a 0,72 e Al total *a.p.f.u.* 0,76 a 1,05) e biotita com relação  $Mg/Mg + Fe_i$  de 0,54 a 0,56 (respectivamente Anexos 1, 2 e 3; e Fig. 3.2).



**Figura 3.5** – Fotomicrografias de biotita-hornblenda tonalito de Jeceaba. (A) Hornblenda (Hbl) de hábito tabular em contato reentrante com plagioclásio (Plg). Notar inclusão de apatita (Ap) e intercrescimento de biotita (Bt) (LPP). (B) Mesma imagem que a anterior, com polarizadores cruzados, evidenciando macla longitudinal ao cristal de anfibólio. (C) Cristal de plagioclásio tabular maclado (PC). (D) Biotita com inclusões de zircão (Zrn) (LPP).

O anfibólio apresenta recristalização parcial para actinolita em alguns cristais (Anexo 2 e Fig. 3.2). O Zircão e a apatita ocorrem como cristais euédricos, submilimétricos, inclusos preferencialmente em hornblenda e biotita (Fig. 3.5A e D). A allanita foi observada como inclusão em hornblenda e apresenta dimensões na faixa de 0,1 a 0,4 mm. Pode ocorrer como cristal individualizado ou como núcleo em cristal de epidoto, crescido a partir dela. A titanita aparece como cristal de tamanho superior a 0,5 mm e formas losangulares a quadráticas em contato com biotita e hornblenda, e com esta feição textural é interpretada como de cristalização ígnea, especialmente se contém restos de ilmenita no núcleo dos cristais. Outra variedade textural de titanita é na forma de prismas delgados, crescidos em clivagens de biotita, e para os quais se sugere cristalização junto com os demais minerais de alteração/metamorfismo, tais como a clorita, cristalizada às expensas de biotita, além de actinolita, epidoto e carbonato. O epidoto, além de ocorrer como coroa em torno de allanita, pode apresentar-se como cristal desprovido de núcleo de allanita, crescido sobre biotita, ou como cristal fino substituindo,

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

junto com a mica branca, núcleos mais cálcicos de plagioclásio. Esta última variedade possui cor típica azul berlin com polarizadores cruzados e extinção oblíqua, tratando-se de clinozoizita.

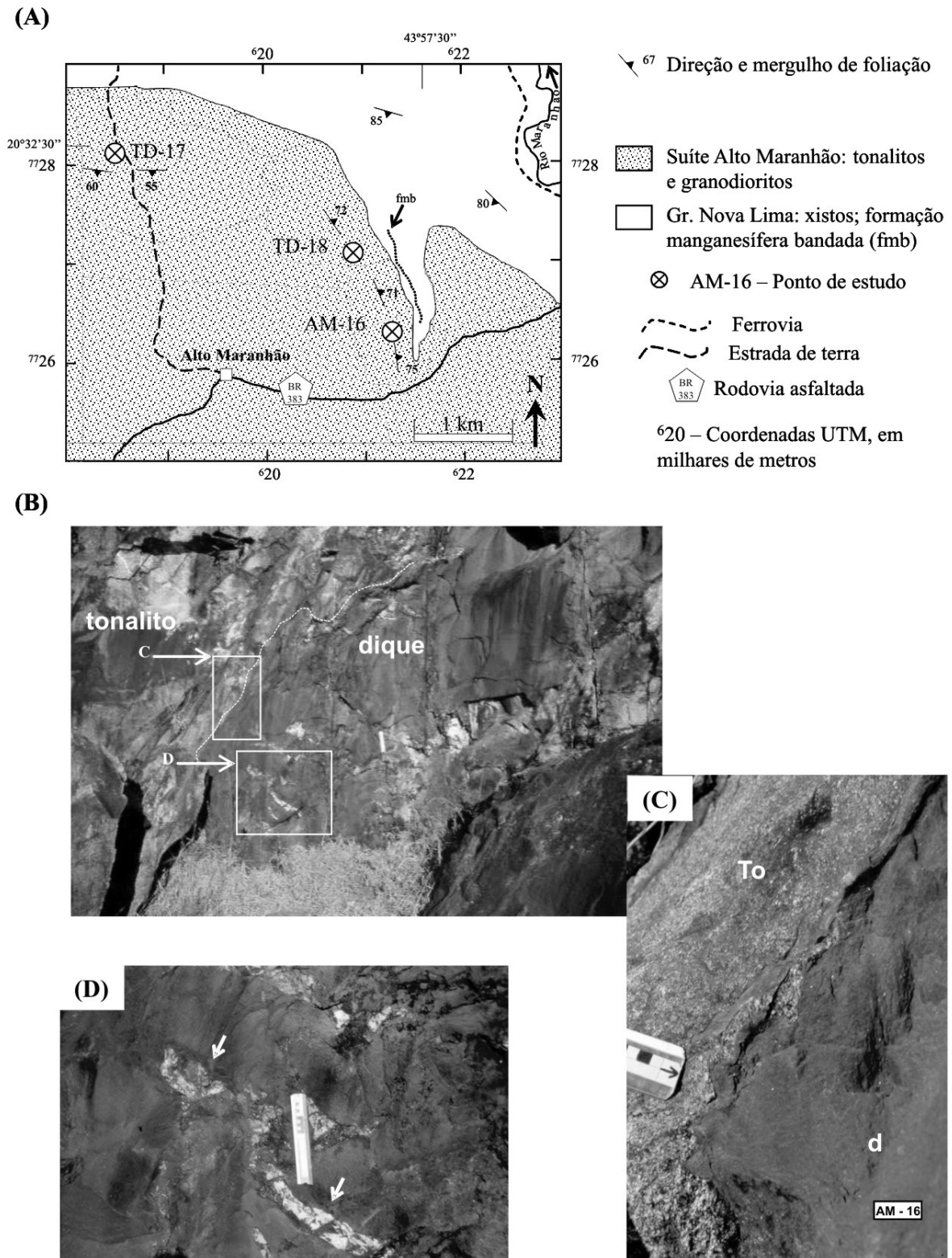
### 3.3 - ALTO MARANHÃO

Os afloramentos investigados na estação de trabalho Alto Maranhão estão situados nas proximidades da localidade homônima, representados na figura 3.6. Os três pontos visitados (Fig. 3.6A): TD-17, TD-18 e Am-16, são mencionados no trabalho de Seixas (2000), sendo que o último deles (Am-16) também citado no trabalho de Noce (1995), e corresponde ao seu ponto analítico N-22 no qual este autor realizou a datação geocronológica U-Pb em zircão e obteve a idade de  $2.130 \pm 2$  Ma. Os afloramentos constituem-se de pedreiras, a maior delas a TD-18 com centenas de metros quadrados de área de exposição, atualmente em exploração; e as demais são pedreiras abandonadas de pequenas dimensões (<0,1 km<sup>2</sup> de área).

O objetivo nesta estação de trabalho foi investigar a natureza química e mineralógica de um dique máfico na pedreira Am-16 (Fig. 3.6B a D). Seixas (2000) menciona a participação de diversos tipos de diques na construção do batólito Alto Maranhão, tanto durante o seu estágio magmático como nos estágios finais e imediatamente pós-consolidação. Segundo este autor, alguns dos enclaves máficos magmáticos representariam material filoneano de composição básica a intermediária com tendência lamprofírica, injetados durante o estágio magmático da evolução dos granitóides, e representariam contribuição de material proveniente do manto metassomatizado. A outros diques máficos, mais tardios, intrudidos no estágio pós-magmático, Seixas (2000) atribuiu composição de líquidos traquiandesito-basálticos potássicos (de afinidade shoshonítica-absarokítica).

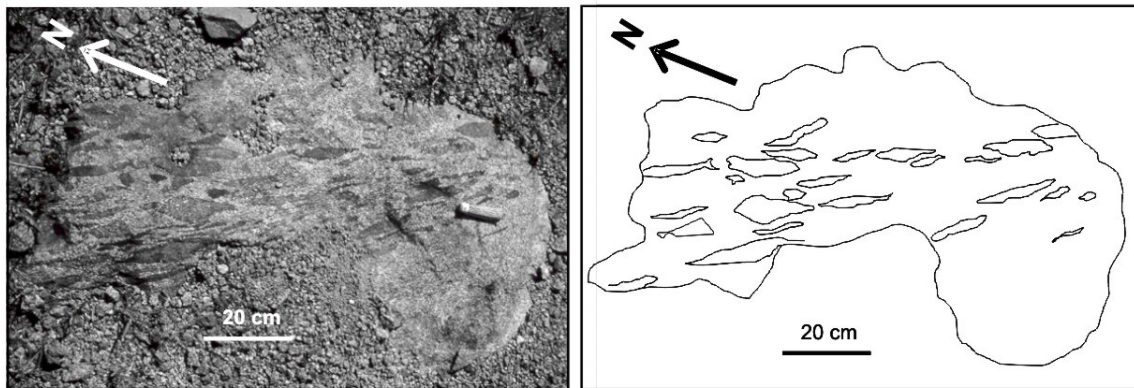
O dique amostrado na pedreira Am-16 possui dimensão da ordem de <2 m de espessura, granulação fina a muito fina, índice de cor meso a melanocrático, e hornblenda e biotita como minerais principais. Veios e bolsões descontínuos de material de granulação grossa, à base de carbonato e mica preta, são observados dentro do dique, e restritos ao mesmo (Fig. 3.6D). O contato entre o dique e o tonalito encaixante é abrupto (Fig. 3.6B e C), e ligeiramente discordante da foliação principal do granitóide. Ramificações de material máfico proveniente do dique emanados através de fraturas de espessura centimétrica para dentro do tonalito, nos locais próximos ao contato principal do dique, indicam que o seu mecanismo de intrusão provavelmente envolveu sobrepressão magmática e fraturamento hidráulico da encaixante.

Do mesmo modo que o observado nos afloramentos de Jeceaba, os afloramentos de granitóides do Alto Maranhão apresentam abundantes evidências de fenômenos de *magma mingling*, principalmente na forma de enclaves máficos magmáticos.

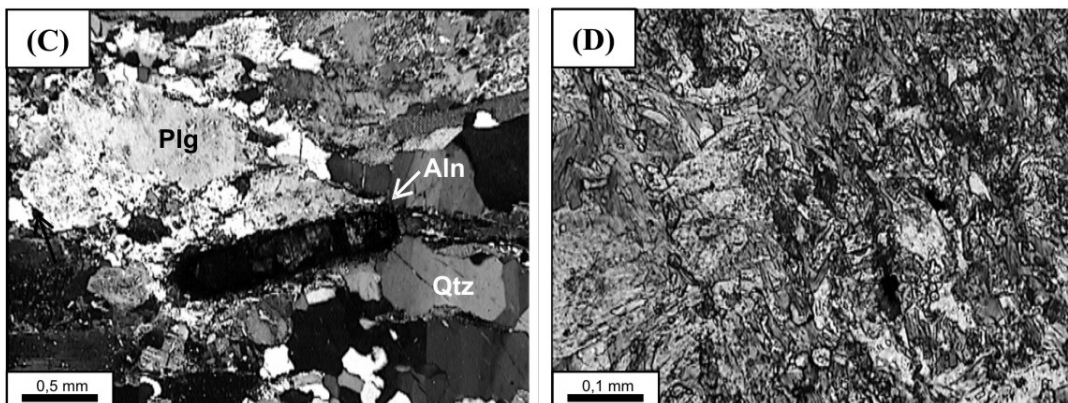
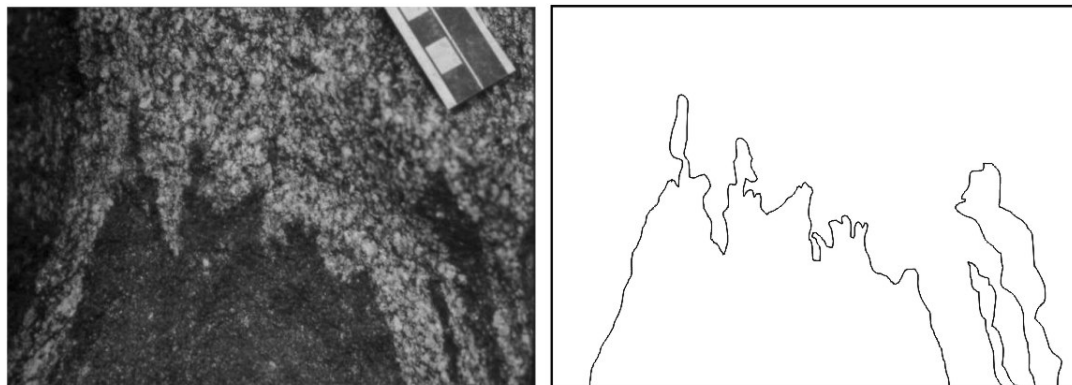


**Figura 3.6** – Aspectos de campo da porção norte da Suíte Alto Maranhão, próximo a Alto Maranhão. (A) Mapa geológico com os locais investigados, geologia baseada em Guild (1957), Grossi Sad *et al.* (1983) e Seixas (1988). (B) Afloramento AM-16, tonalito contendo dique máfico à hornblenda e biotita. (C) Detalhe do contato do dique (d) com o tonalito (To), e o local da amostra do dique coletada para geoquímica. (D) Detalhe dos veios de carbonato e mica preta dentro do dique (indicado pelas setas).

(A)



(B)



**Figura 3.7** – Aspectos de campo e microscópicos dos tonalitos das localidades próximas a Alto Maranhão, e do dique máfico da pedreira AM-16. (A) Pedreira do ponto TD-18. Lageado em planta com enxame de enclaves magmáticos máficos. (B) Pedreira do ponto TD-17. Detalhe de contato crenulado entre enclave magmático máfico e tonalito hospedeiro. (C) e (D) Pedreira AM-16. (C) Fotomicrografia de tonalito, com cristal prismático euédrico de allanita (Aln), quartzo com subgrãos (Qtz) e plagioclásio saussuritizado (Plg). Polarizadores cruzados. (D) Fotomicrografia do dique máfico, mostrando granulação fina de agregados de hornblenda e plagioclásio, com sobrecrecimento de grânulos de titanita e epidoto. (LPP).

Na figura 3.7A, proveniente da pedreira TD-18, ilustra-se uma situação com enxame de enclaves máficos dispersos no hospedeiro tonalítico. Os enclaves possuem formato alongado, lenticular e contatos abruptos a difusos com o hospedeiro. A orientação principal do seu eixo maior é

similar entre os inúmeros enclaves e sugere que os mesmos adquiriram sua forma alongada, pelo menos em parte, em decorrência de fluxo magmático. Na figura 3.7B, feições do tipo contato reentrante e crenulado entre enclave máfico magmático e hospedeiro tonalítico colocam em evidência a natureza líquido-líquido entre os componentes da estrutura de *magma mingling*.

O granitóide encaixante do dique máfico da pedreira Am-16 apresenta composição tonalítica, contendo plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo e feldspato alcalino como minerais essenciais, e os acessórios zircão, apatita, allanita e titanita. Macroscopicamente apresenta foliação de minerais máficos bastante proeminente. Texturas de recristalização da hornblenda em actinolita de hábito fibroso e de grãos xenomórficos de quartzo em agregados poligonizados de quartzo *ribbon* indicam deformação. No entanto, algumas feições ígneas encontram-se relativamente bem preservadas, entre estas, cristais euédricos prismáticos alongados de allanita (Fig. 3.7C).

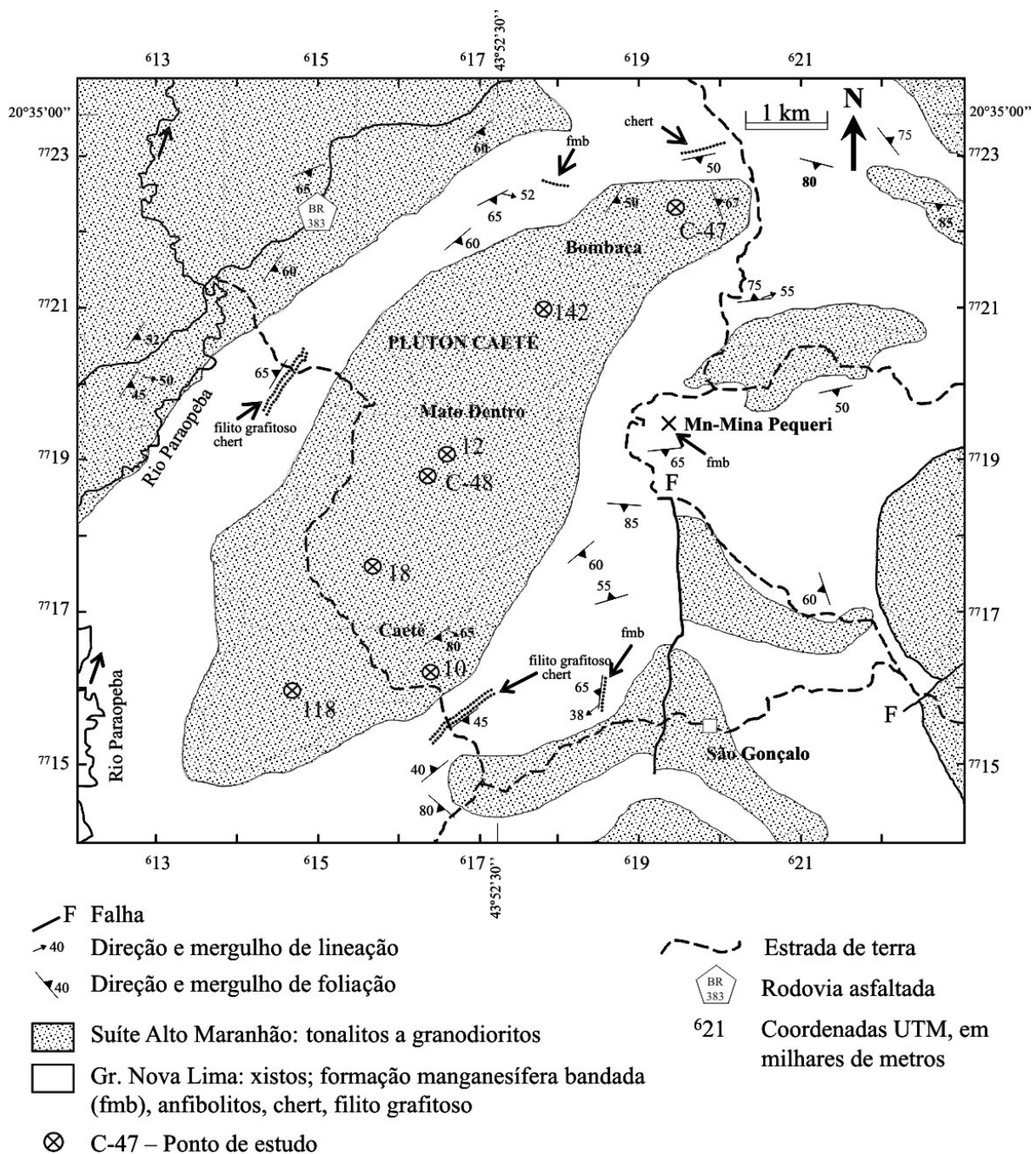
Ao microscópio petrográfico o dique máfico apresenta granulação inferior a 0,2 mm, e constitui-se de biotita, hornblenda, titanita, epidoto, plagioclásio, opacos e quartzo. A hornblenda ocorre como microfenocristais de tamanho ligeiramente superior ao da matriz, os quais são contornados pela mesma, constituída de palhetas orientadas de biotita, agregados lenticulares de quartzo, e grânulos de epidoto e titanita (Fig. 3.7D). A composição modal estimada para o dique é de 60 a 70% de biotita, 5% de hornblenda, 20 a 25% de epidoto + titanita, e até 5% de quartzo.

### 3.4 – CAETÉ

A estação de trabalho Caeté reúne observações de vários afloramentos do plúton situado na porção central da folha topográfica Conselheiro Lafaiete (1:50.000). Pires (1977) foi quem primeiro delimitou este corpo, chamando-o de Plúton Caeté. Sua configuração, conforme ilustrada na figura 3.8, foi baseada no trabalho de Pires (1977), Grossi Sad *et al.* (1983) e os recentes trabalhos de mapeamento de alunos de graduação da UFOP (Marinho 2006, Negrini 2006, Aquino 2006, E. L. S. Oliveira 2006, Lages 2006, Augusto 2006, Santos 2006, M. M. F. Oliveira 2006).

O corpo plutônico possui formato alongado com eixo maior orientado segundo a direção NE-SW, concordante com a orientação geral da foliação metamórfica e disposição dos litotipos da seqüência supracrustal envoltória da intrusão. As supracrustais são constituídas por ortoanfibolitos, metacherts, filitos grafitosos e mangano-grafitosos e formação manganésifera bandada, com queluzitos e gonditos. O grau metamórfico atribuído à seqüência é da fácies anfibolito inferior. Os pontos investigados no plúton se estendem desde sua porção meridional (118, 18 e C-48) e setentrional (142, 12 e C-47), figura 3.8, seja em afloramentos de matações e lageados, seja em pedreiras. Neste último

caso encontra-se o ponto C-47 na localidade de Bombaca, onde há uma pedra abandonada com paredes expostas da ordem de pouco mais de uma centena de metros. As evidências do contato intrusivo do plúton nas encaixantes são encontradas na forma de diques e apófises félsicas emanadas do plúton e intrusivas nas rochas supracrustais, assim como *roof pendants* e septos de rochas supracrustais dentro do plúton (Marinho 2006, Negrini 2006, Lages 2006, Augusto 2006, Marinho *et al.* 2007).



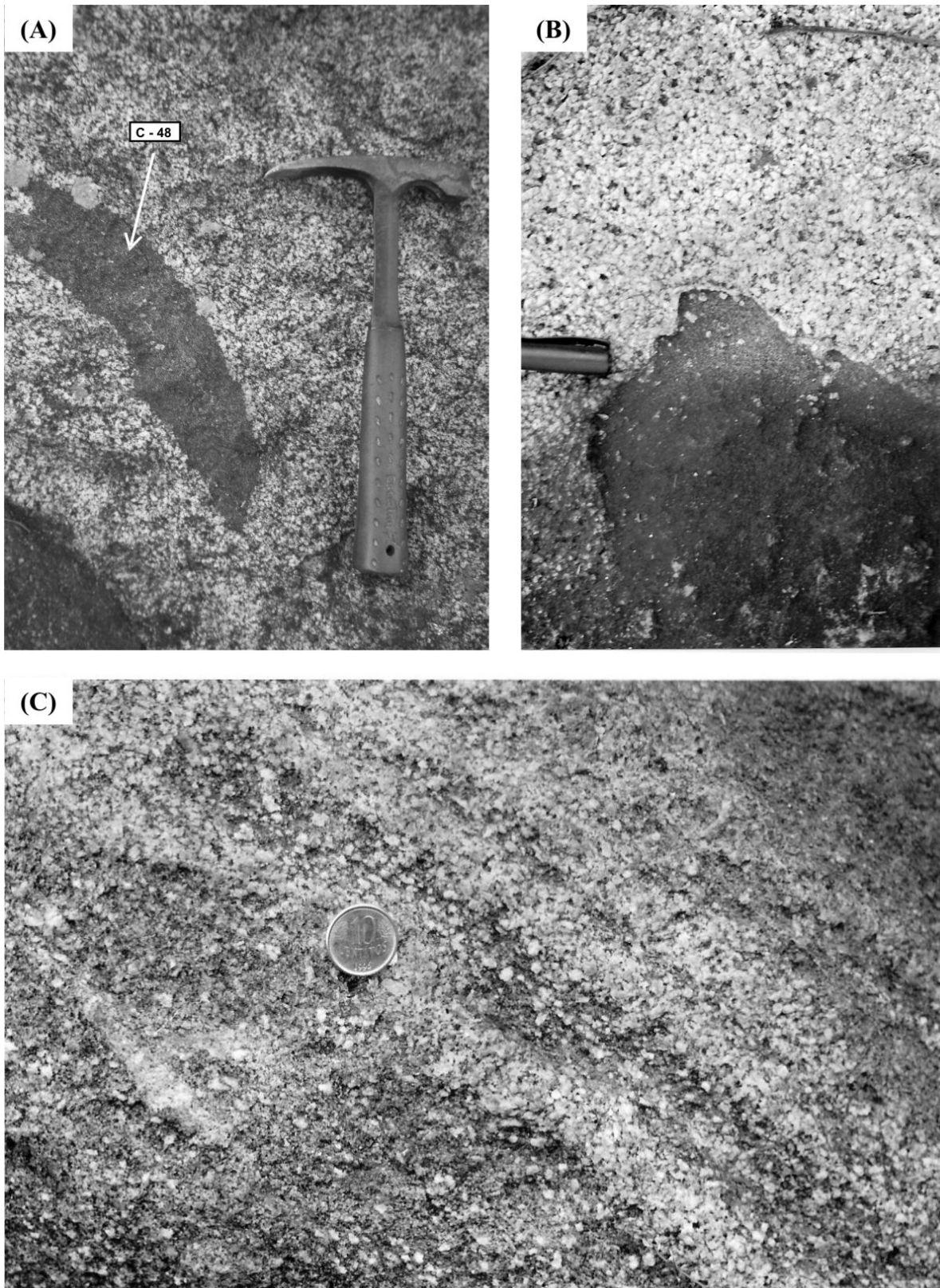
**Figura 3.8** – Mapa geológico com a localização de pontos de trabalho visitados no Plúton Caeté. Geologia baseada no mapa geológico de Pires (1977), Grossi Sad *et al.* (2003) e de mapas geológicos de trabalhos de conclusão da UFOP (Marinho 2006, Negrini 2006, Aquino 2006, E. L. S. Oliveira 2006, Lages 2006, Augusto 2006, Santos 2006, M. M. F. Oliveira 2006).

Lages *et al.* (2007) descrevem paragênese metamórfica com tefroíta (olivina manganésifera), rodonita (piroxênio manganésífero) e rodocrosita em queluzito e mencionam cornubianito da fácies hornblenda-hornfels adjacente a uma apófise de biotita-hornblenda tonalito aflorante na Mina Pequeri (atualmente desativada, Fig. 3.8). A estrutura principal das supracrustais encaixantes é uma foliação metamórfica paralela à variação composicional dos diferentes litotipos, a qual possui mergulho moderado a alto para SE ou NW. A foliação de minerais máficos no plúton é concordante com esta estruturação das rochas supracrustais encaixantes, sugerindo que o plutonismo é pré a sin-tectônico em relação a este evento deformacional.

Alguns setores do plúton apresentam abundantes evidências de estruturas de *magma mingling* entre os granitóides e enclaves magmáticos máficos, reproduzido na figura 3.9. Esses enclaves, quando individualizados dentro do plúton através de contatos nítidos com o hospedeiro, como exemplificado na figura 3.9A, apresentam formas alongadas, índice de coloração meso a melanocrático, granulação equigranular fina a muito fina e estrutura isótropa, evidenciando seu caráter ígneo. Petrograficamente variam de biotita-hornblenda dioritos a quartzo-dioritos (Tabela 3.2, amostra C-48 e Fig. 3.3). Ao microscópio apresentam textura granular hipidiomórfica (Fig. 3.10D e E) e mineralogia essencial (em ordem decrescente de abundância) é constituída por hornblenda, plagioclásio, biotita e quartzo (este último com <5% modal). Os minerais acessórios perfazem uma fração importante destes enclaves, e incluem zircão, apatita, allanita, titanita e ilmenita. Sua somatória pode atingir até 3% modal. O epidoto também é um mineral ubíquo nos enclaves, e comumente ocorre como coroa envoltória sobre cristais de allanita.

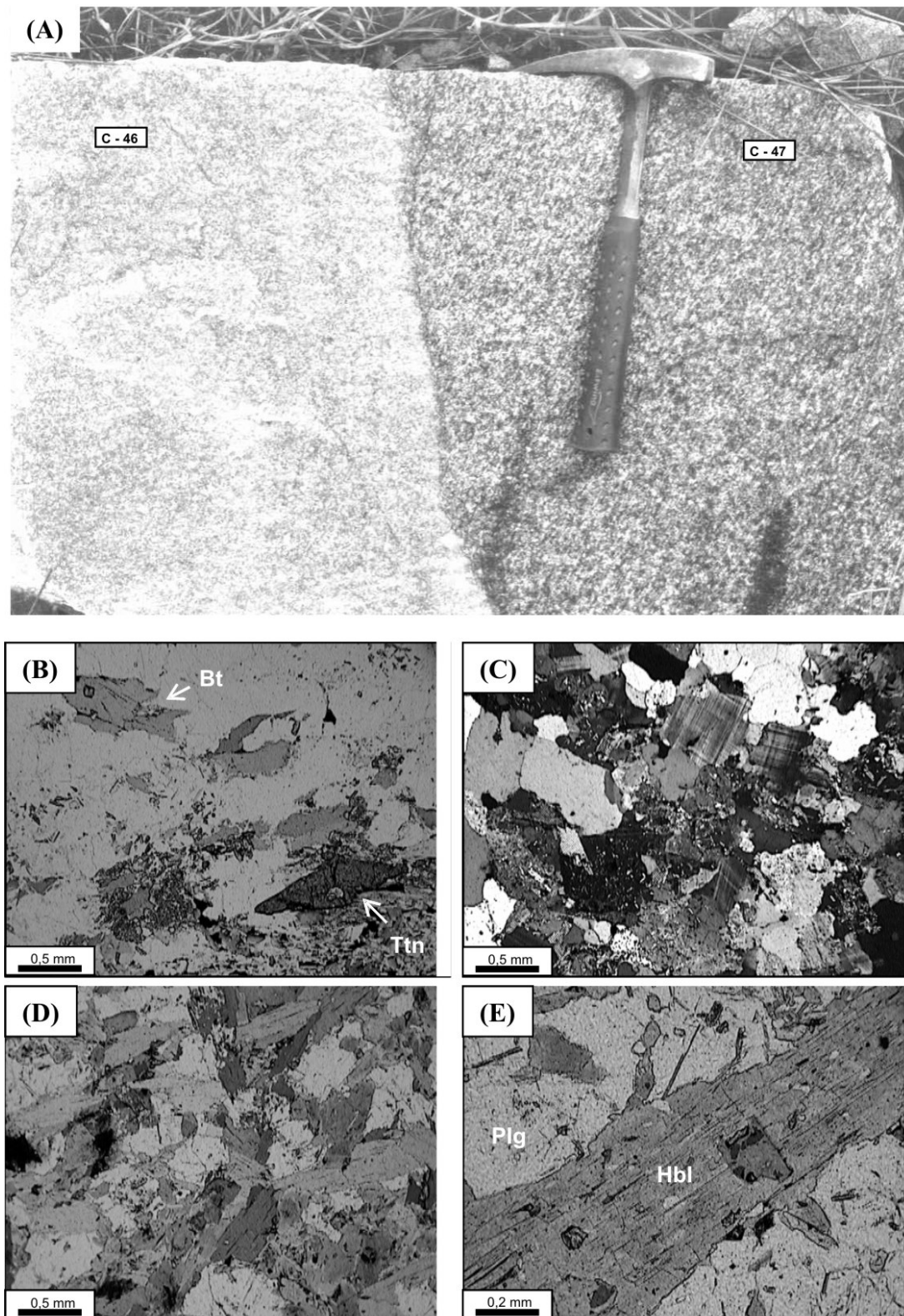
Na figura 3.9B e C ilustra-se um segundo aspecto textural relativamente comum observado nos enclaves magmáticos máficos. Trata-se do fenômeno de transferência de cristais de plagioclásio do tonalito hospedeiro para o magma diorítico, produzindo enclaves com textura heterogranular, com xenocristais de plagioclásio, em geral euédricos, de granulação média (em geral >2 mm), dispersos na matriz de granulação fina a muito fina (<1 mm) (Fig. 3.9B). Esta situação pode evoluir para estruturas do tipo *schlieren* como a da figura 3.9C, na qual não há o limite nítido entre os componentes máficos e félsicos do processo de *mingling*, produzindo rochas de textura e composição mineralógica híbridas.

A análise dos minerais essenciais do enclave da figura 3.9A em microsonda eletrônica permitiu caracterizar a composição do plagioclásio como bastante homogênea, dentro dos limites do oligoclásio sódico (An<sub>17</sub> a An<sub>18</sub> Anexo 1 e Fig. 3.2C). Texturalmente apresenta suave zonação concêntrica e forma grãos subautomórficos a xenomórficos. Contém inclusões de hornblenda e apatita. O anfibólio possui composição de magnésio-hornblenda com razões Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup> entre 0,60 a 0,71, e a biotita é relativamente magnésiana com relação Mg/Mg + Fe<sub>t</sub> entre 0,58 e 0,61 (respectivamente Anexos 2 e 3; e Fig. 3.2A e B).



**Figura 3.9** – Aspectos de campo com as típicas estruturas de *magma mingling* em tonalitos do Plúton Caeté. (A) Localidade C-48, (B) localidade 18 e (C) localidade 10 na figura 3.6. (A) Enclave magmático máfico, equigranular. Local de amostragem indicado (amostra C-48). (B) Enclave magmático máfico com cristais de plagioclásio euédricos de tamanho maior que a matriz diorítica. Tampa de caneta (3 cm) como escala. (C) *Schlieren* de agregados de cristais de plagioclásio e matriz diorítica. Escala moeda de 10 centavos (2 cm).





**Figura 3.10** – Aspectos de campo e microscópicos das rochas amostradas no Plúton Caeté. (A) Pedreira Bombaça, tonalito (amostra C-47) e dique de granodiorito (amostra C-46). (B) a (E) Fotomicrografias. (B) Tonalito, mostrando titanita euédrica e biotitas. (LPP). (C) Granodiorito com textura granular xenomórfica de quartzo, plagioclásio (saussuritizado) e microclíneo. (PC). (D) Enclave magmático máfico com textura granular hipidiomórfica de plagioclásio, hornblenda e biotita. (LPP). (E) Detalhe de hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Plg) no enclave. Plagioclásio com numerosas inclusões aciculares de apatita. (LPP).

Os granitóides que constituem o Plúton Caeté variam composicionalmente entre quartzodioritos, granodioritos e tonalitos, sendo o último mais abundante, com proporção de minerais máficos variável, atingindo até 20% da moda, em geral com a quantidade de biotita superior à de hornblenda. Descrições detalhadas destas rochas são encontradas em Marinho (2006), Negrini (2006), Lages (2006), Augusto (2006), E. L. S. Oliveira (2006), Marinho *et al.* (2007) e Lages *et al.* (2007). Em geral são rochas mesocráticas a leucocráticas, de textura equigranular média e estrutura maciça. A foliação é incipiente a ausente, e observada em alguns setores do plúton próximos aos contatos com as rochas supracrustais, ou de maneira localizada quando atravessado por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, as quais tendem a verticalizar o mergulho da foliação.

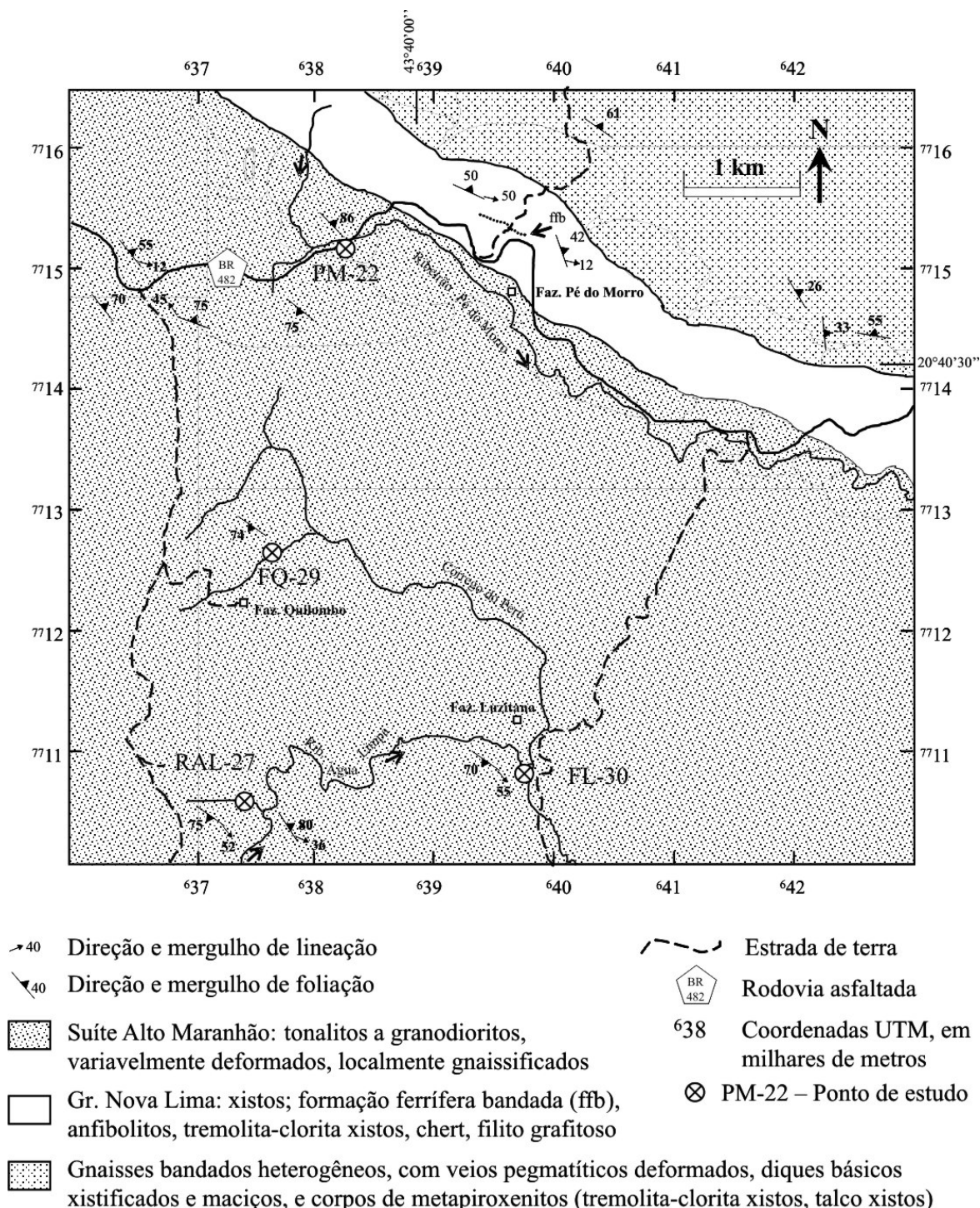
Estão presentes várias gerações de diques de aplito e pegmatitos quartzo-feldspáticos de diversas direções e relações de corte (Fig. 3.10A). Mineralogicamente os granitóides são compostos por plagioclásio ( $An_{20-40}$ ), biotita, anfíbólio (hornblenda, parcial a totalmente recristalizada para actinolita) e quartzo como essenciais; além de titanita, ilmenita, apatita, allanita, microclina e ortoclásio (Fig. 3.10B). Comumente observa-se o epidoto crescido a partir de núcleos de allanita. Os minerais de alteração compreendem a clorita, zoizita e clinozoizita, muscovita e carbonato. Os diques e apófises aplíticas, diferenciam-se pela maior quantidade de microclina e ausência de anfíbólio, e assim, possuem composição modal granodiorítica (Fig. 3.10A e C). Na Pedreira Bombaça (ponto C-47 na Fig. 3.8), as composições modais das amostras coletadas para litogeoquímica, são, respectivamente, de hornblenda-biotita tonalito para o granitóide e granodiorito para o dique aplítico (Tabela 3.2, e Fig. 3.3, respectivamente amostras C-47 e C-46).

Em síntese, as observações realizadas pelos diferentes autores que trabalharam no Plúton Caeté permitem afirmar que os fenômenos de *magma mingling* entre tonalitos e enclaves magmáticos máficos constituem um processo fundamental na construção deste maciço ígneo. As estruturas variam desde a presença de enclaves magmáticos dioríticos de dimensões centimétricas, com formas alongadas e contatos abruptos com os granitóides, dispersos de maneira mais ou menos aleatória em toda a extensão do plúton; até situações mais localizadas de maior interação entre estes dois componentes do plúton, gerando rochas híbridas onde não é possível delimitar com clareza o limite entre enclaves magmáticos máficos e granitóides. Sob estes aspectos, o Plúton Caeté se assemelha com o que foi observado nas diferentes localidades das estações de trabalho de Jeceaba e Alto Maranhão descritas nos itens precedentes deste capítulo.

### 3.5 – PÉ DO MORRO

A estação de trabalho Pé do Morro situa-se a leste-sudeste das estações de trabalho anteriores (Fig. 3.1) e sua localização geográfica e geológica mais precisa é apresentada na figura 3.11,

juntamente com a localização das estações de trabalho da Fazenda Quilombo, Fazenda Luzitana e Ribeirão Água Limpa.



**Figura 3.11** – Mapa geológico com a localização de pontos de trabalho das localidades de Pé do Morro (PM), Fazenda Quilombo (FQ), Fazenda Luzitana (FL) e Ribeirão Água Limpa (RAL). Geologia baseada no mapa geológico de Seixas (1988) e mapas geológicos de trabalhos de conclusão da UFOP (Cavaterra 2005, Kopperschmidt 2005, Takayama 2005, Martins 2005).

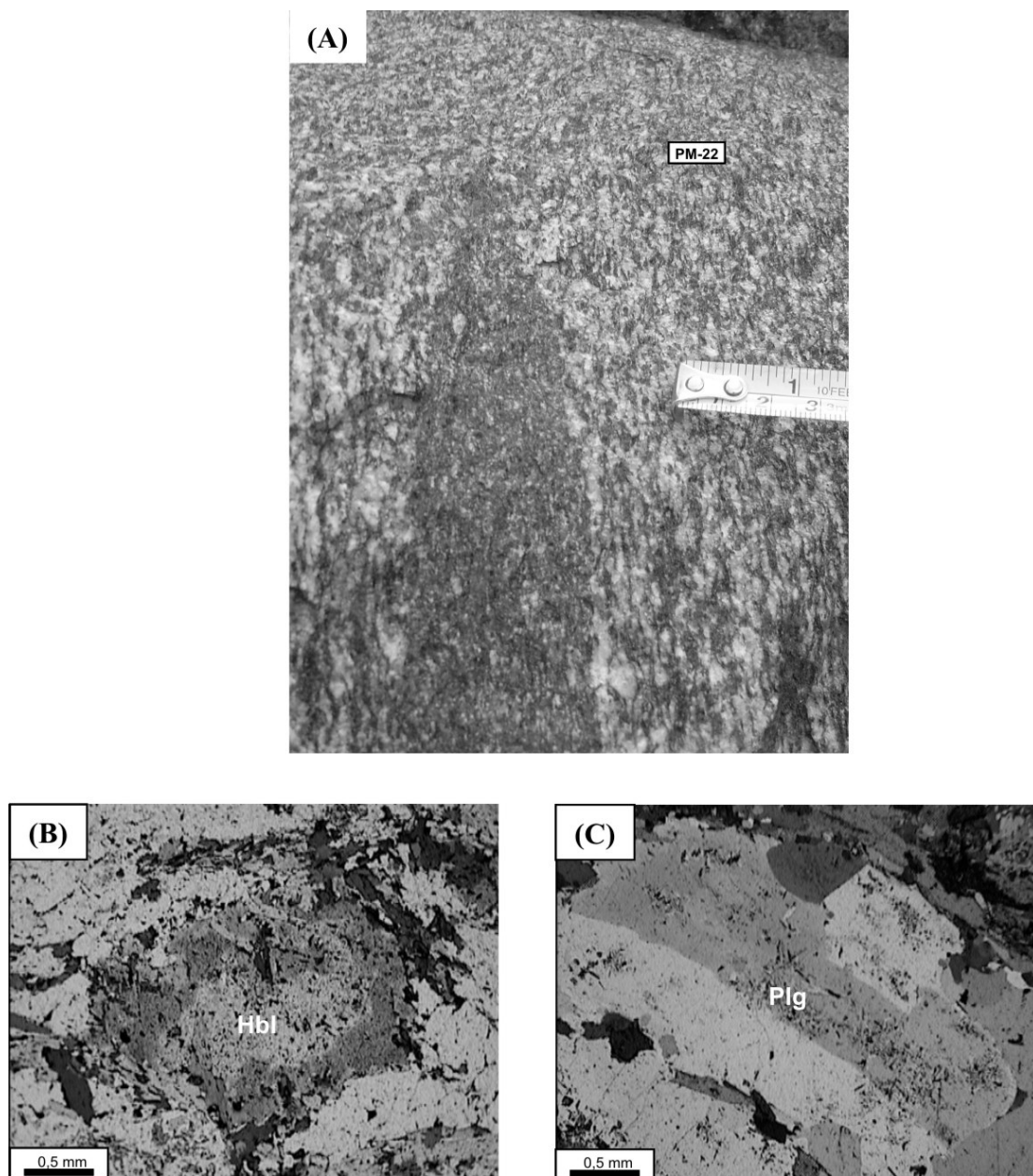
O afloramento investigado (PM-22) constitui-se de um corte vertical com cerca de 150 m de comprimento por cerca de 30 m de altura às margens da BR-482, entre os municípios de Conselheiro

Lafaiete e Itaverava, próximo ao Ribeirão Pé do Morro e à fazenda homônima. A geologia de semi-detalle desta área pode ser encontrada nos trabalhos de Seixas (1988), Takayama (2005) e Martins (2005). Na localidade de Pé do Morro (Fig. 3.10), a Suíte Alto Maranhão é representada por hornblenda-biotita tonalito (Tabela 3.2 e Fig. 3.3, amostra PM-22) com foliação de alto ângulo de mergulho, e à qual dispõem-se enclaves magmáticos máficos fortemente alongados, com eixo maior paralelo à foliação do tonalito e razões comprimento:espessura superiores a 5:1 até 20:1 (Fig. 3.12A). No mesmo corte, caminhando para leste é possível observar o contato com a seqüência supracrustal encaixante, constituída de anfíbolitos foliados a levemente bandados. O contato é concordante e de alto ângulo de mergulho.

O tonalito é constituído, em ordem decrescente de abundância, por plagioclásio, biotita, quartzo, hornblenda e feldspato alcalino (este último com 5% de porcentagem modal), e acessórios zircão, apatita, allanita e titanita. A porcentagem de bitotita + hornblenda se aproxima a 25%. A biotita é observada em duas variedades texturais: grãos maiores, intersticiais ao plagioclásio, hornblenda e quartzo; e grãos menores crescidos sobre a variedade anterior e/ou sobre hornblenda. O epidoto também está presente, comumente como cristal envoltório de núcleos de allanita, ou como produto de alteração de núcleos mais cálcicos de plagioclásio. De modo geral, texturalmente o tonalito apresenta forte evidência de deformação no estado sólido, com a lenticularização de agregados de grãos de quartzo em torno de plagioclásio e hornblenda, e a orientação preferencial das palhetas de biotita. Apesar disto, alguns aspectos ígneos estão evidentes, entre eles, a forma subédrica prismática de hornblenda, alguns cristais com maclas longitudinais (Fig. 3.12B); cristais quadráticos a retangulares de plagioclásio (Fig. 3.12C); cristais subédricos losangulares de titanita e cristais prismáticos de allanita com eixo maior paralelo à orientação do alongamento dos prismas de hornblenda e plagioclásio, sugerindo que esta orientação deve ter se processado, ao menos inicialmente, no estado magmático.

O estudo mineralógico da amostra do tonalito (amostra PM-22) foi complementado com a determinação da composição do plagioclásio, da hornblenda e da biotita em microsonda eletrônica. Um ponto analítico em plagioclásio apresentou composição de oligoclásio ( $An_{20}$ , Anexo 1 e Fig. 3.2C). O anfíbólio, em alguns cristais apresenta zonamento composicional intracristalino, com tonalidades mais claras no núcleo e coloração verde escura na borda, como mostra a figura 3.12B. Essa diferença de tonalidade resulta da variação no teor de alumínio dos cristais, conforme constatado nos pontos analíticos 21 (núcleo verde claro) e 22 (borda verde escura) do Anexo 2. Ambos os pontos analíticos posicionam-se no campo da magnésio-hornblenda (Fig. 3.2A), entretanto o núcleo é mais magnésiano e menos aluminoso (razão  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  de 0,67 e Al total *a.p.f.u.* de 1,21), enquanto a borda é menos magnésiana e mais aluminosa (razão  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  de 0,63 e Al total *a.p.f.u.* de 1,66). Associada aos

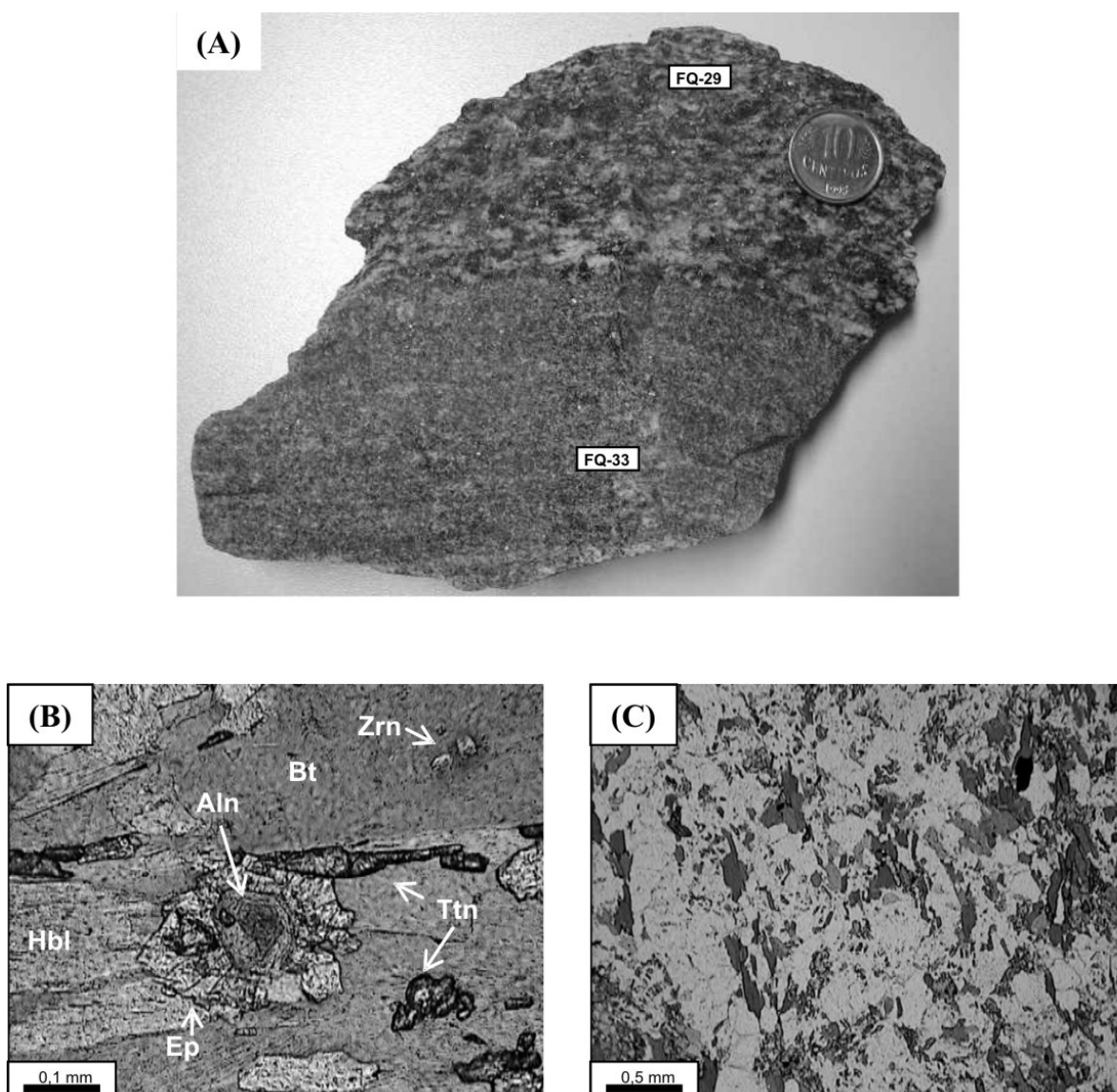
anfíbólios ocorre a biotita, com relação  $Mg/Mg + Fe_t$  de 0,58 a 0,59 (Tabela 3.7). Também foi feito um ponto analítico em titanita (Anexo 5). A presença desse mineral nesta amostra como cristais de forma euédrica e tamanho bem desenvolvido (atingindo até 1,5 mm de comprimento), sugere que a sua cristalização possa ter ocorrido tanto no estado final de cristalização do magma, como no estado *sub-solidus*, e indica condições relativamente mais oxidantes do que aquelas onde a ilmenita é a principal fase a incorporar o titânio do magma.



**Figura 3.12** – Aspectos de campo e microscópicos de rochas amostradas na localidade Pé do Morro. (A) Tonalito, com foliação em alto ângulo de mergulho e enclave magmático máfico com alongamento paralelo à foliação. Escala equivale a 3,5 cm. Local da amostragem indicado (amostra PM-22). Corte vertical da estrada BR 482. (B) e (C) Fotomicrografias. (B) Cristal de hornblenda (Hbl) com zonamento composicional intracristalino, com tonalidades mais claras no núcleo (Mg-hornblenda menos aluminosa) e verde escuro nas bordas (Mg-hornblenda mais aluminosa). (LPP). (C) Cristal tabular de plagioclásio (Plg) com macla *Carlsbad*. (PC).

### 3.6 - FAZENDA QUILOMBO

A estação de trabalho Fazenda Quilombo (ponto FQ-29, Fig. 3.11) localiza-se em afloramentos de lageados e matações às margens de um afluente das cabeceiras do córrego do Peru, próximo à Fazenda Quilombo. Descrições detalhadas da geologia local encontram-se em Kopperschmidt (2005) e Cavaterra (2005). Nesse ponto afloram tonalitos foliados de coloração cinza claro e granulação média, cortados por diques aplíticos de granulação fina a média. A direção do dique é concordante com a foliação da encaixante, à qual possui alto ângulo de mergulho. As duas amostras coletadas neste local estão representadas na figura 3.13.



**Figura 3.13** – Aspectos macro e microscópicos de rochas amostradas na localidade Fazenda Quilombo. (A) Amostra de mão de tonalito e dique aplítico. Local da amostragem indicado (amostras FQ-29 e FQ-33). (B) Fotomicrografia de tonalito, com detalhe de cristal de allanita (Aln) euédrico, com coroa de epidoto (Ep). Outros minerais são a biotita (Bt), com inclusão de zircão (Zrn), hornblenda (Hbl) e grânulos de titanita (Ttn). (LPP). (C) Fotomicrografia de aplito, com distribuição de palhetas de biotita orientadas. (LPP).

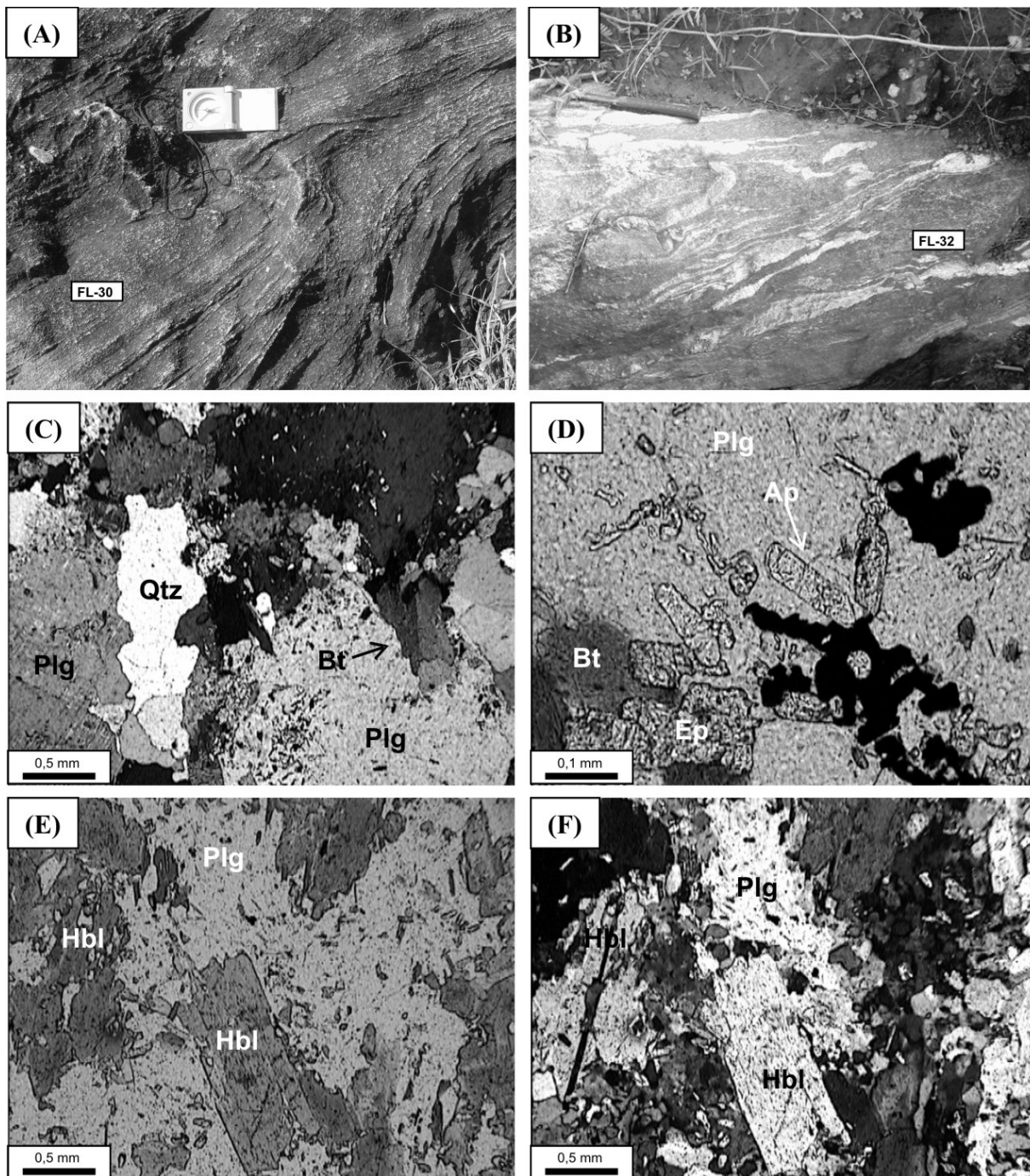
A composição modal do tonalito (Tabela 3.2 e Fig. 3.3) indica maior porcentagem de biotita sobre hornblenda, ambas perfazendo cerca de 24% da moda. A mineralogia é similar às demais amostras de tonalitos até aqui estudadas, e inclui também plagioclásio e quartzo como minerais essenciais, e allanita, zircão, titanita, apatita e feldspato alcalino como acessórios (Fig. 3.13B). A trama da rocha indica forte deformação no estado sólido, com a orientação preferencial de hornblenda e biotita e o quartzo em agregados de grãos poligonizados. Poucos cristais de plagioclásio preservam o hábito tabular e o processo de saussuritização é intenso, com formação de mica branca e clinozoizita. O anfibólio apresenta-se parcialmente recristalizado para actinolita e biotita, e isto talvez explique a maior porcentagem de biotita na moda, apesar do elevado índice de cor desta amostra. A allanita ocorre em cristais euédricos, zonados, comumente com cristais de epidoto sobrecrescidos e que em parte mimetizam a forma do cristal do núcleo. O zircão apresenta halos pleocróicos e ocorre preferencialmente incluso em biotita e hornblenda. A titanita ocorre na forma de grânulos e prismas alongados muito finos sobre planos de clivagem de biotita, e isto sugere ser produto de deformação no estado sólido.

A amostra de dique apresenta-se também bastante deformada, com forte orientação preferencial das palhetas de biotita (Fig. 3.13C). Mineralogicamente é similar ao tonalito encaixante, à exceção da hornblenda que está ausente no dique. Apresenta o mesmo conjunto de minerais acessórios, isto é, allanita (com coroa de epidoto), zircão, apatita, titanita e opacos. Estimativa visual da mineralogia sugere composição de biotita tonalito, com porcentagem de 10 a 15% de biotita.

### 3.7 - FAZENDA LUZITANA

A estação de trabalho Fazenda Luzitana situa-se a cerca de 3 km de distância da Fazenda Quilombo, medido ao longo do *strike* da foliação principal das rochas tonalíticas (região centro-sul da Fig. 3.11). O afloramento é uma exposição de cerca de 100m de comprimento em lageado no leito do ribeirão Água Limpa, próximo à sua junção com o córrego do Peru. Descrições detalhadas da geologia local encontram-se em Kopperschmidt (2005) e Cavaterra (2005). Uma característica proeminente nos litotipos deste afloramento é a natureza fortemente deformada dos granitóides e o aspecto geral gnáissico decorrente desta deformação. A estrutura principal é uma foliação tectônica com a mesma posição espacial da observada nos afloramentos da estação Fazenda Quilombo e Pé do Morro, isto é, com *dip direction* em torno de 230-250 e mergulho acentuado, acima de 65°. A foliação principal é dada pela orientação dos minerais máficos biotita e/ou hornblenda de tonalitos, e é paralela a variações composicionais para porções mais máficas, dioríticos a quartzo dioríticas (Fig. 3.14A e B, respectivamente). O conjunto apresenta dobras assimétricas com cinemática sinistral e eixo com caimento em torno de 45-55° para SE, e recortado por diques fêlsicos pegmatíticos, também

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...  
envolvidos na deformação.



**Figura 3.14** – Aspectos de campo e microscópicos de amostras da estação Fazenda Luzitana. (A) Tonalito com estrutura gnáissica. Local da amostragem indicado (amostra FL-30). (B) Porções quartzo-dioríticas, gnáissificadas e recortadas por diques félsicos deformados. Local da amostragem indicado (amostra FL-32). (C) e (D) Fotomicrografias do tonalito. (C) Textura de plagioclásio (Plg), quartzo (Qtz) e de biotita (Bt). (D) Detalhe mostrando cristais de apatita (Ap) em bastonetes e agulhas inclusas em plagioclásio (Plg), opacos, epidoto e biotita. (LPP). (E) e (F) Fotomicrografias da porção quartzo-diorítica. (E) Textura de intercrescimento de hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Plg). (LPP). (F) Mesma imagem que a anterior, com polarizadores cruzados.



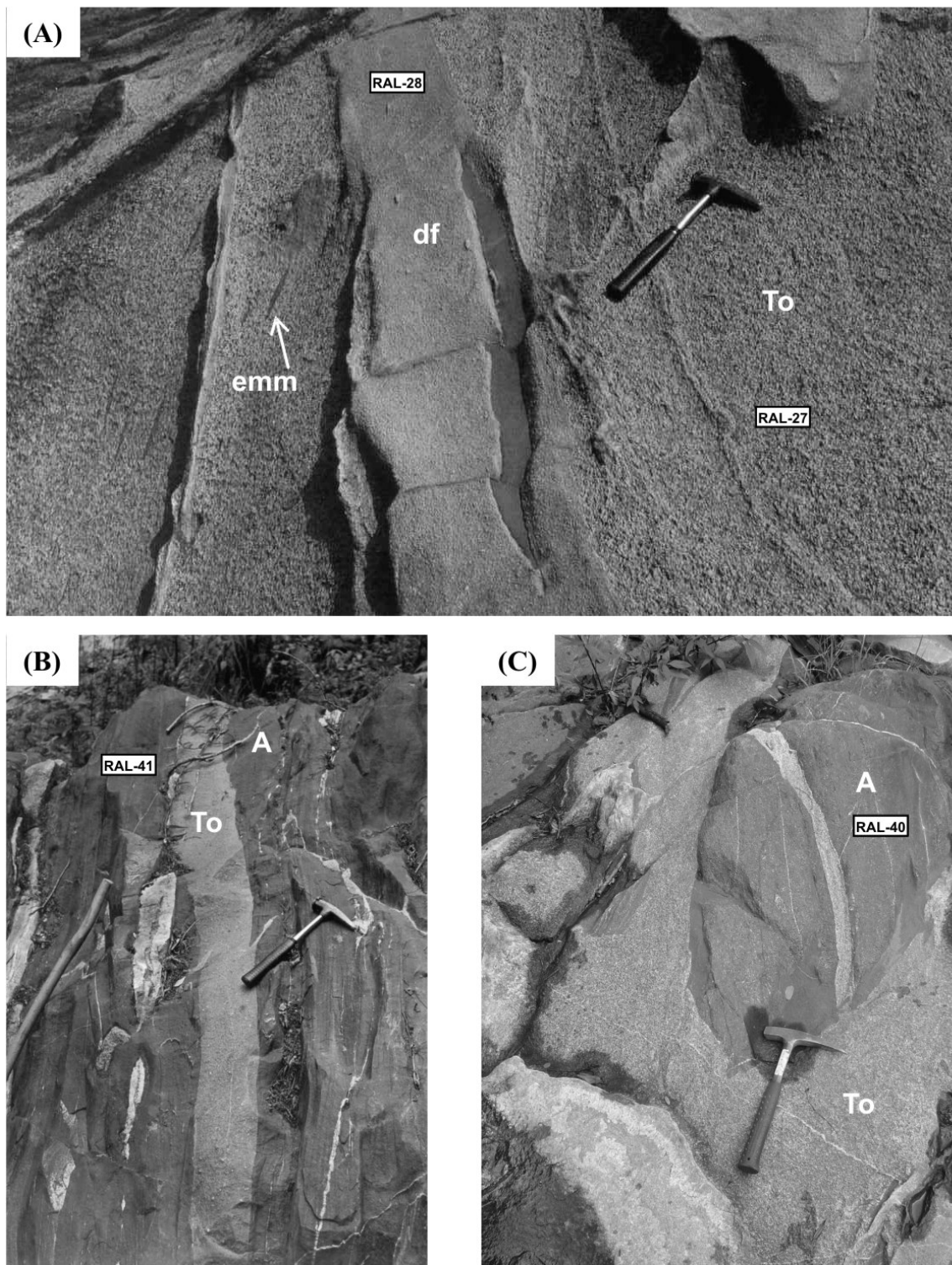
Três amostras foram coletadas nesta estação de trabalho: duas delas de tonalito (LF-30 e FL-31, e uma da porção quartzo-diorítica, FL-32). A composição modal da banda tonalítica e da banda quartzo-diorítica são apresentadas na Tabela 3.2 e a classificação no diagrama QAP na figura 3.3. O tonalito apresenta granulação média e é constituído por plagioclásio, quartzo e biotita como minerais essenciais (Fig. 3.14C). Hornblenda e feldspato alcalino não foram observados. Como minerais acessórios possui allanita, zircão, apatita, titanita e opacos (Fig. 3.14D). O epidoto é um mineral bem desenvolvido, seja como coroa em torno de allanita, seja como cristais sobre biotita (Fig. 3.14D), seja como produto de saussuritização do plagioclásio. A biotita encontra-se parcialmente cloritizada. O quartzo apresenta-se como agregados de grãos poligonizados, poliédricos a xenomórficos, e o plagioclásio em cristais tabulares a quadráticos, parcialmente recristalizado para agregados de grãos muito finos nas bordas e no interior dos grãos maiores. A porção quartzo-diorítica apresenta textura nematoblástica de hornblenda (parcialmente recristalizada para actinolita), e lepidotoblástica de biotita. A biotita possui granulação inferior a 0,3 mm e comumente está sobrecrecida em planos de clivagem do anfibólio. A hornblenda está intercrecida com o plagioclásio, o qual, do mesmo modo que no tonalito, apresenta-se recristalizado para grãos muito finos (Fig. 3.14E e F). Os outros minerais observados na amostra de quartzo-diorito foram epidoto, titanita e quartzo, e localmente agregados de clorita.

A investigação das fases minerais principais da banda quartzo-diorítica em microsonda eletrônica revelou as seguintes composições para a sua paragênese principal (amostra FL-32, Anexos 1, 2 e 3 e Fig. 3.2): plagioclásio com composição de oligoclásio ( $An_{19}$ ) a albita ( $An_5$ ); magnésio-hornblenda, com recristalização parcial dos grãos para actinolita; e biotita com relação  $Mg/Mg + Fe_t$  de 0,60. Análises de titanita e epidoto desta amostra também são apresentadas no Anexo 5.

### 3.8 - RIBEIRÃO ÁGUA LIMPA

A estação de trabalho Ribeirão Água Limpa situa-se a cerca de 2,5 km a oeste da Fazenda Luzitana (Fig. 3.11). O afloramento, de cerca de 200m de comprimento, é uma exposição em lageado no leito de um afluente do ribeirão Água Limpa. Descrições detalhadas da geologia local encontram-se em Kopperschmidt (2005) e Cavaterra (2005). O tipo litológico dominante é um biotita tonalito de granulação média, foliado, com *dip direction* da foliação variável, ora caindo para 220° a 250°, ora para 045° a 060°, e mergulho acentuado a subvertical. Lineações de estiramento mineral e eixos de dobras assimétricas, com sentido de movimento sinistral, apresentam caimento moderado (~ 30 a 60 °) para SE. Há excelentes exposições de várias gerações de diques, máficos, aplíticos félsicos e pegmatíticos. Ocorrem também enclaves magmáticos máficos, similares aos anteriormente descritos (Fig. 3.15A); e ainda um segundo tipo de enclave, diorítico, de granulação média, e que

provavelmente representa cumulados precoces da câmara magmática tonalítica.



**Figura 3.15** – Aspectos de campo com diferentes tipos de rochas amostradas na estação Ribeirão Água Limpa. (A) Biotita tonalito foliado (To - amostra RAL-27) com enclaves magmáticos fortemente achatados, recortados por dique fêlsico (df - amostra RAL-28). Notar que o dique fêlsico incorpora dentro dele enclave máfico lenticular. (B) Dique de tonalito (To), tabular, injetado em anfibolito (A - amostra RAL-41). Notar a posição verticalizada do dique, paralela ao bandamento do anfibolito. (C) Grande xenólito de anfibolito (A) englobado pelo tonalito (To). No detalhe pequenos veios fêlsicos recortam o anfibolito. Local da amostragem indicado (amostra RAL-40).

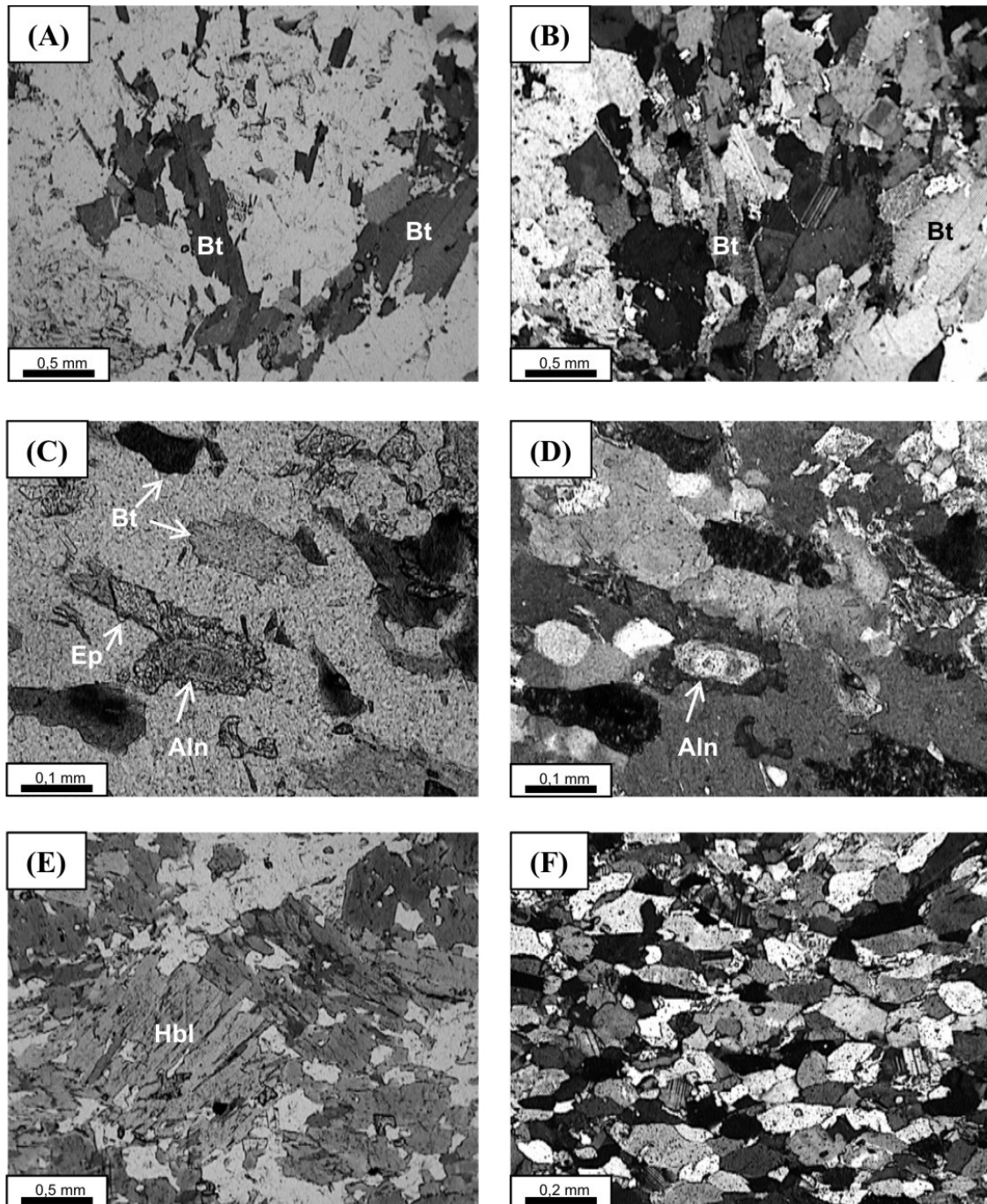
A jusante do córrego Peru, antes da confluência com o ribeirão Água Limpa, o tonalito intrude sob a forma de diques e apófises uma rocha encaixante anfíbolítica, provavelmente representando uma porção de rochas supracrustais. Os anfíbolitos possuem cor escura, são foliados a levemente bandados, e exibem dobras assimétricas sinistrais com mesma orientação que as dobras observadas em diques e veios no tonalito. A figura 3.15B e C retrata duas feições típicas das relações de intrusão do tonalito nos anfíbolitos. Em (B) nota-se dique tabular de tonalito intrudido dentro dos planos de foliação tectônica do anfíbolito. Em (C), massa de tonalito englobando grande xenólito de anfíbolito.

A amostragem realizada nesta estação de trabalho compreendeu um biotita-tonalito (RAL-27), um dique félsico (RAL-28) e dois anfíbolitos (RAL-40 e RAL-41). As composições modais do tonalito e do dique são apresentadas na Tabela 3.2 e suas classificações no diagrama QAP na figura 3.3. Em ambos não foi detectada a presença de hornblenda e o único mineral máfico presente é a biotita. O feldspato alcalino não foi detectado no dique, e no tonalito a sua porcentagem modal é <5%. Os demais minerais são comuns a ambos, isto é, quartzo e plagioclásio como minerais essenciais além da biotita, e minerais acessórios apatita, zircão, allanita, titanita e opacos (identificados como ilmenita). No tonalito destaca-se a presença de epidoto na forma de cristais milimétricos automórficos a subautomórficos e crescidos sobre a biotita. Com estas características estimou-se a porcentagem de 2,5% modal de epidoto. A textura do tonalito e do dique é do tipo granular xenomórfica, com orientação da biotita (Fig. 3.16A a D).

O dique aplítico possui granulação média a fina, equigranular. A biotita dispõe-se em palhetas que definem a foliação. Os minerais acessórios são zircão, allanita, titanita e apatita. O plagioclásio apresenta-se levemente zonado, com extinção ondulante, maclas polissintéticas e parcialmente alterado para sericita. O quartzo apresenta-se em grãos xenomórficos e em agregados de grãos poligonizados. A porcentagem de plagioclásio é bastante superior à de quartzo. Na figura 3.16C e D destaca-se a textura geral do dique, com a presença de allanita em cristais prismáticos alongados e com envoltório, também prismático e subautomórfico, de epidoto. Esta amostra de dique do ribeirão Água Limpa, por seus aspectos texturais e mineralógicos, é similar ao dique amostrado na estação Fazenda Quilombo (item 3.6, Fig. 3.11), no entanto neste caso a porcentagem de quartzo é bem menor.

Análises da composição química de plagioclásio e biotita do tonalito do Ribeirão Água Limpa são apresentadas respectivamente nos Anexos 1 e 3 e Fig. 3.3 (amostra RAL-27). O plagioclásio possui composição de oligoclásio, com zanação normal variando de  $An_{28-30}$  no núcleo dos cristais até  $An_{15-17}$  na borda. A biotita possui relação  $Mg/Mg + Fet$  entre 0,43 a 0,45, e relação  $FeO/MgO$  entre 2,2 a 2,4. Nesse sentido, a biotita do biotita-tonalito do Ribeirão Água Limpa é mais rica em ferro do que as biotitas analisadas de tonalitos e/ou quartzo dioritos onde a paragéneses ígnea de minerais máficos

inclui biotita e hornblenda, como por exemplo Jeceaba, Pé do Morro, Fazenda Furnas e Ponte Caída (Anexo 3 e Fig. 3.3). Nestes casos a relação  $Mg/Mg + Fe_1$  varia de 0,55 a 0,60, e a relação  $FeO/MgO$  entre 1,2 a 1,5.



**Figura 3.16** – Aspectos microscópicos das diferentes rochas amostradas na localidade Ribeirão Água Limpa. (A) e (B) Tonalito foliado (amostra RAL – 27). (A) Textura granular xenomórfica dos minerais félsicos quartzo e plagioclásio, e orientação dos cristais de biotita. (LPP). (B) Mesma imagem que a anterior com os polarizadores cruzados. (C) e (D) Dique félsico (amostra RAL-28). (C) Textura orientada de cristais de biotita (Bt) junto a quartzo e plagioclásio. No centro, cristal prismático de allanita (Aln) com coroa envoltória de epidoto (Ep) (LPP). (D) Mesma imagem que a anterior, com polarizadores cruzados. (E) e (F) Anfibolitos (amostras RAL-40 e RAL-41). (E) Textura porfiroblástica de hornblenda (Hbl). (LPP). (F) Textura nematoblástica de hornblenda. (PC).

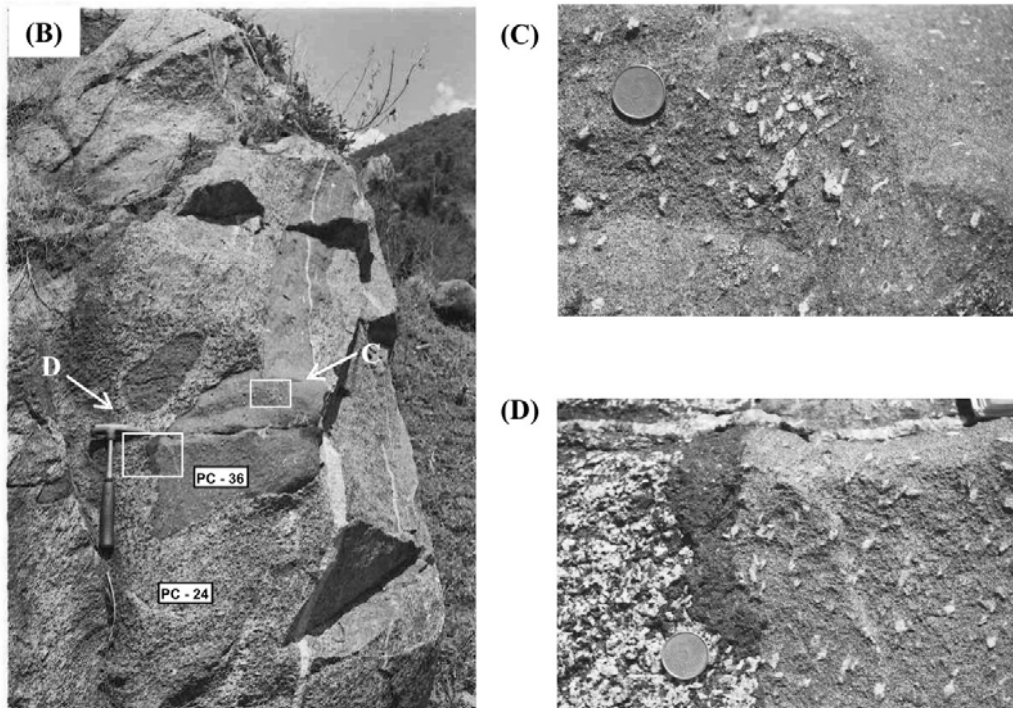
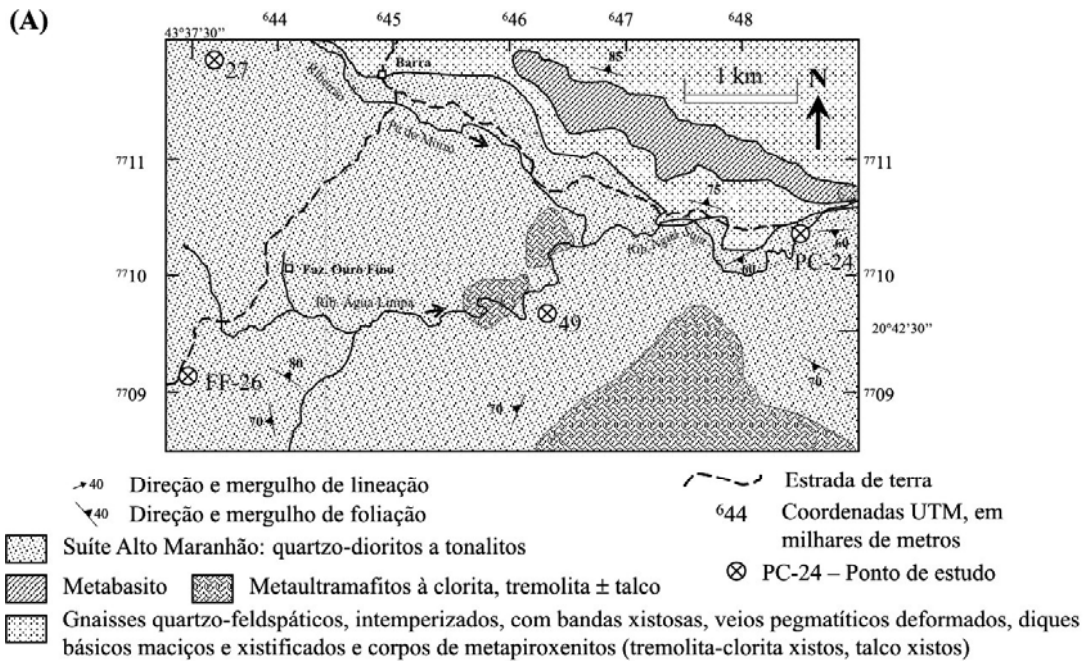
As amostras RAL-40 e RAL-41 correspondem aos hornblenda anfíbolitos intrudidos pelo tonalito ilustrados na figura 3.15. Ao microscópio as duas amostras mostram mineralogia constituída por hornblenda, plagioclásio, quartzo, titanita, epidoto e opacos, sendo que a biotita foi observada somente na amostra RAL-40, justamente a que ocorre como xenólito dentro do tonalito. Em termos de aspecto textural, na amostra RAL-41 (Figs. 3.15B e 3.16F), a granulação é fina, equigranular, com a hornblenda em grãos prismáticos configurando textura nematoblástica bem pronunciada. O tamanho médio dos grãos varia de 0,1 a 0,5 mm. Na amostra RAL-40 predomina a textura porfiroblástica da hornblenda, com a matriz constituída por plagioclásio e grânulos muito finos de quartzo (Fig. 3.16E). Os porfiroblastos de hornblenda possuem dimensões da ordem de 3 a 4 mm de diâmetro. Zircão e apatita ocorrem como inclusões na biotita. O mineral opaco foi identificado como ilmenita, a qual aparece parcialmente alterada para titanita, ou forma simplectitos com a hornblenda. Análises de minerais em microsonda eletrônica do anfíbolito RAL-40 apresentou os seguintes resultados (Anexos 1, 2, 3 e Fig. 3.3): o anfíbólio é magnésio- hornblenda, com relação  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  de 0,55; a biotita possui relação  $Mg/Mg + Fe_t$  0,54 a 0,56; e o plagioclásio composição de oligoclásio cálcico ( $An_{29}$  a  $An_{30}$ ), no limite com a composição de andesina. Estas composições minerais estabelecem o grau metamórfico na fácies anfíbolito para estas rochas.

### 3.9 - PONTE CAÍDA

As estações de trabalho Ponte Caída e Fazenda Furnas são aquelas mais a leste atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação (Figs. 1.1 e 3.1). O mapa geológico de semi-detalhe com os afloramentos da estação de trabalho Ponte Caída e da Fazenda Furnas encontra-se na figura 3.17A (respectivamente localidades PC-24 e FF-26). Descrições mais detalhadas da geologia desta estação de trabalho são encontradas em Gonçalves (2005) e Silva (2005), para a Ponte Caída. Em linhas gerais a geologia da área compreende tonalitos e quartzo-dioritos em contato com xistos e gnaisses intemperizados ao longo de uma zona de alta deformação orientada segundo NW-SE, a qual acompanha o traçado do curso dos ribeirões Pé do Morro e Água Suja. Corpos de metabasitos e de metaultramafitos são encontrados dentro dos granitóides e dos gnaisses.

A estação Ponte Caída está situada em um afloramento natural de lageado em meio ao terreno na margem norte do Ribeirão Água Suja. A área de exposição possui aproximadamente 50m de raio. Outras boas exposições, com feições parcialmente similares às da Ponte Caída, são encontradas mais a sul e oeste desta localidade (respectivamente pontos 49 e 27 na Fig. 3.17A). Na Ponte Caída há excelente exposição de abundantes estruturas de *magma mingling*, constituídas pela presença de enclaves magmáticos máficos e corpos tabulares dioríticos, predominantemente de granulação fina, distribuídos entre os quartzo-dioritos a tonalitos hospedeiros. O conjunto acha-se recortado por

delgados diques aplíticos, pegmatitos e veios de quartzo. Parte do afloramento apresenta-se fortemente deformado no estado sólido, com geração de milonitos.



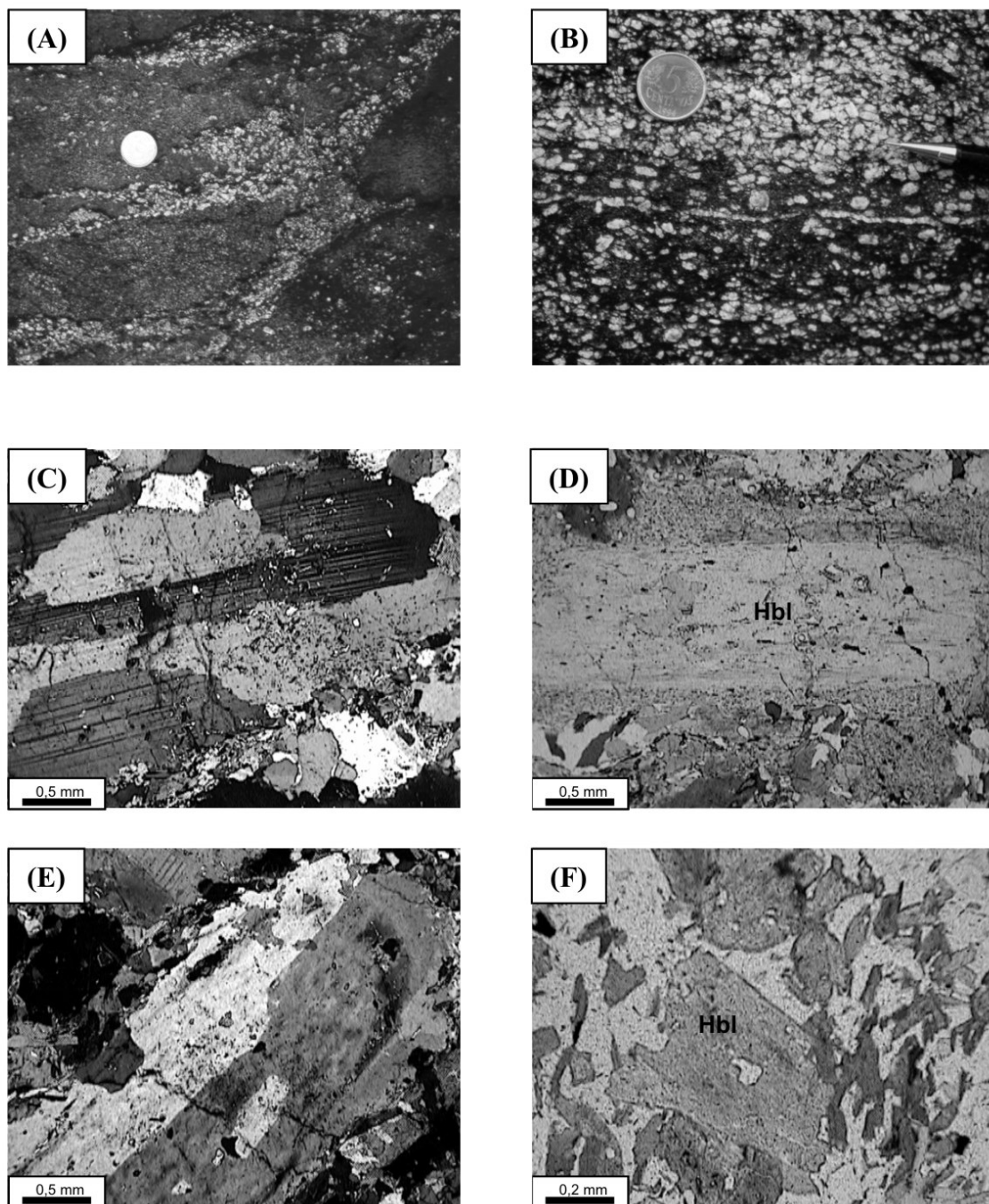
**Figura 3.17** – Aspectos de campo da porção leste da Suíte Alto Maranhão, próximo a Itaverava, localidades de Ponte Caída (PC-24) e Fazenda Furnas (FF-26). (A) Mapa geológico com os locais investigados, geologia baseada nos mapas de trabalhos de conclusão da UFOP (Gonçalves 2005, Silva 2005, Corneau 2005, Santos 2005). (B) a (D) Afloramento da Ponte Caída (PC-24, centro-leste no mapa), com feições de *magma mingling*. (B) Quartzo-diorito hospedeiro de enclaves máficos de formato ovóide, ricos em hornblenda (parte central da foto e no centro do detalhe em D), e corpo máfico microdiorítico, tabular, métrico, contendo conjuntos de cristais de plagioclásio de dimensão milimétrica a centimétrica dispersos no seu interior (detalhe C e parte à direita no detalhe D). Locais de amostragem indicados em B. Em C e D, moeda de 5 centavos (2 cm) de escala.

Os enclaves magmáticos máficos possuem dimensões da ordem de poucos centímetros até dezenas de centímetros, com índice de coloração predominantemente melanocrático, localmente mesocrático ou ultramelanocrático (Fig. 3.17B e D). A variação no índice de cor dos enclaves deve-se à maior ou menor presença de cristais de plagioclásio, geralmente de tamanho maior do que a matriz diorítica dos enclaves (Fig. 3.18A e B). O contato entre enclaves e granitóides hospedeiros é, na maior parte das vezes, abrupto. Corpos de material diorítico similar ao dos enclaves, de granulação fina, porém de dimensões bem maiores que os enclaves, alongados, tabulares, atingindo até pouco mais de um metro de espessura e vários metros de comprimento também são observados no afloramento (Fig. 3.17B, aspecto de campo, e 3.17C, detalhe macroscópico). Provavelmente representam situações de diques sin-magmáticos (ver Wiebe & Collins 1998, Paterson *et al.* 2004, Barbarin 2004, entre outros, para exemplos de situações similares na literatura) que serviram como alimentadores do material diorítico dos enclaves na câmara magmática dos granitóides hospedeiros, e deste modo, estão ligados ao próprio processo de formação dos mesmos.

O contato entre estes corpos dioríticos maiores e os granitóides hospedeiros é abrupto a transicional. O contato abrupto é revelado pela diferença bastante nítida no tamanho dos grãos e no índice de cor dos dois componentes (Fig. 3.17D). O contato dito transicional se dá quando grãos individuais de plagioclásio ou agregados de grãos de plagioclásio  $\pm$  minerais máficos do granitóide hospedeiro se colocam no interior do material diorítico, este de granulação mais fina (exemplificado na Fig. 3.18 A e B). Deste modo, a delimitação entre os dois componentes é sutil, embora claramente discernível. Este tipo de relação indica que aqueles cristais de plagioclásio, de dimensões maiores que a matriz diorítica (Fig. 3.17C e 3.18A e B), já se achavam cristalizados dentro da câmara magmática do granitóide e foram incorporados pelo material diorítico quando os dois magmas entraram em contato, e, portanto, tratam-se de xenocristais no sentido de Vernon (1984), Vernon *et al.* (1988), Didier & Barbarin (1991), entre outros. Esta situação acima descrita é entendida como similar àquela observada no Plúton Caeté (item 3.4), e que conduz à formação de rochas híbridas.

A amostragem realizada na estação Ponte Caída incluiu o granitóide (PC-24) e duas amostras do diorito tabular (PC-35 e PC-36), ambos retratados na figura 3.17. Feições microscópicas de ambas as rochas são mostradas, respectivamente, na figura 3.18C e D, e 3.18E e F. Na escolha do material diorítico foi considerada uma situação com poucos cristais de plagioclásio de dimensões maiores que a matriz (PC-35) e outra com abundantes cristais deste tipo textural de plagioclásio (PC-36). A composição modal das amostras PC-24 (granitóide) e PC-36 encontra-se na Tabela 3.2 e o diagrama QAP de classificação na figura 3.3. As composições de plagioclásio, anfibólio e biotita do granitóide encontram-se nos Anexos 1, 2, 3, e a sua a classificação na figura 3.2. No Anexo 5 estão listadas as composições de ilmenita e titanita do granitóide. O granitóide é classificado como biotita-hornblenda

quartzo-diorito, situado no diagrama QAP praticamente na linha divisória com o campo de tonalitos; enquanto que a rocha máfica ocupa o campo do diorito, próximo ao vértice do plagioclásio.



**Figura 3.18** – Aspectos macroscópicos e microscópicos de quartzo-diorito e do corpo microdiorítico associado na estação Ponte Caída. (A) e (B) Aspectos macroscópicos que colocam em evidência a interação entre uma pasta de cristais de plagioclásio e uma fração de líquido máfico. No detalhe em B sugere-se que a orientação principal dos prismas tabulares de plagioclásio, paralela dentro e fora da fração máfica, foi adquirida em estado magmático. (C) e (D) Fotomicrografias da fração quartzo-diorítica, rica em plagioclásio. (C) Cristal de plagioclásio com macla polissintética e ligeiramente saussuritizado, envolto por quartzo. (PC). (D) Cristal de hornblenda (Hbl), com variação de propriedades óticas entre a parte central, mais clara e de formato tabular e euédrica, e a parte externa, anédrica e de coloração mais escura. (PC). (E) e (F) Fotomicrografias da fração máfica. (E) Cristal de plagioclásio tabular e de dimensões bem superiores à matriz máfica. (PC). (F) Detalhe da matriz máfica, de granuação fina, constituída por hornblenda (Hbl) e plagioclásio. (LPP).



As duas amostras (PC-24 e PC-36) apresentam composição mineralógica similar, porém no diorito não foi observado o feldspato alcalino, e a porcentagem de biotita é bem inferior à de hornblenda (50% de hornblenda para 7,8% modal de biotita).

O diorito possui tamanho bimodal dos grãos: a matriz é de grão médio a fino, a maioria dos grãos <1mm, e os grãos de plagioclásio maiores possuem em geral tamanho maior que 4mm, podendo ultrapassar 1cm. Nestes, a forma é subautomórfica, tabular, com a matriz diorítica contornando os seus limites externos. Internamente possuem zonas de crescimento interrompidas por inclusões de epidoto que mimetizam o formato externo dos grãos (Fig. 3.18E). Na matriz observam-se cristais subautomórficos de hornblenda e plagioclásio (Fig. 3.18F), biotita, quartzo, zircão, apatita, ilmenita, titanita e raros cristais de allanita. O zircão e a apatita ocorrem como cristais subautomórficos a automórficos, inclusos em hornblenda, biotita ou plagioclásio. Na matriz, o plagioclásio apresenta suave zonamento oscilatório e são comuns cristais maclados de hornblenda. Boa parte da biotita ocorre como substituição de hornblenda. A ilmenita está inclusa em hornblenda e biotita, e no contato entre estes dois minerais. A titanita ocorre como grânulos diminutos dispersos na matriz, localmente como franja em ilmenita.

No quartzo-diorito, cristais tabulares de plagioclásio estão maclados segundo a lei da albita-periclina e/ou Carlsbad, em grãos límpidos ou saussuritizados (Fig. 3.18C). Composicionalmente (Anexo 1 e Fig. 3.3) varia de oligoclásio com  $An_{23}$  a  $An_{16}$ , e nas análises núcleo-borda a porção mais sódica ocupa a parte externa dos cristais, portanto com zonação normal. As suas dimensões em geral são superiores a 5mm e localmente o plagioclásio possui extinção ondulante. A hornblenda varia de granulação fina a grossa, apresenta birrefringência média, pleocroísmo em tons de verde, e maclas. Alguns cristais mostram variação pleocróica (Fig.3.18D), com tonalidade verde claro no núcleo, e verde escuro na borda, refletindo-se na composição dos grãos investigada em microsonda eletrônica: magnésio-hornblenda no núcleo, com 6,06 a 7,02 *a.p.f.u.* de silício, relação  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  0,68 a 0,61 e 1,31 *a.p.f.u.* de Al total no núcleo; e tchermakita na borda, com 6,45 *a.p.f.u.* de silício,  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  0,68 a 0,61 e 2,37 *a.p.f.u.* de Al total (Tabela 3.6, amostra PC-24, pontos analíticos 12 e 11, e Fig. 3.3). Em relação ao teor total de alumínio, este tipo de zonação é dita inversa, e se assemelha à zonação observada no tonalito da estação Pé do Morro (item 3.5), embora, naquele caso, a variação no teor total de alumínio seja menor, e tanto no núcleo como na borda, o anfibólio é classificado como magnésio-hornblenda. Os demais cristais de anfibólio analisados correspondem a magnésio-hornblenda. A biotita possui pleocroísmo em tons de marrom a castanho claro. Possui inclusões de apatita e zircão, este gerando halos pleocróicos. Muitos cristais aparecem como produto de substituição da hornblenda. Composicionalmente possui relação  $Mg/Mg + Fe_t$  0,58 a 0,60 (Anexo 3 e Fig. 3.3). O quartzo é intersticial, apresenta tamanho de fino a médio e é xenomórfico. Localmente

observa-se a formação de subgrãos e recristalização para agregados de grãos granoblásticos. A apatita e o zircão são comuns também como inclusão na hornblenda. A titanita ocorre como cristais individuais, como agregados de grãos em planos de clivagem da biotita, ou simplectitos com a ilmenita. A allanita também pertence à assembléia de acessórios do quartzo-diorito. Ocorre em contato com cristais de hornblenda e biotita. Alguns grãos são envoltos por coroa de epidoto e este parece ter sido um processo de reação, uma vez que os contornos euédricos do núcleo allanítico encontram-se parcialmente corroídos. Finalmente, a clorita foi observada como substituição da biotita.

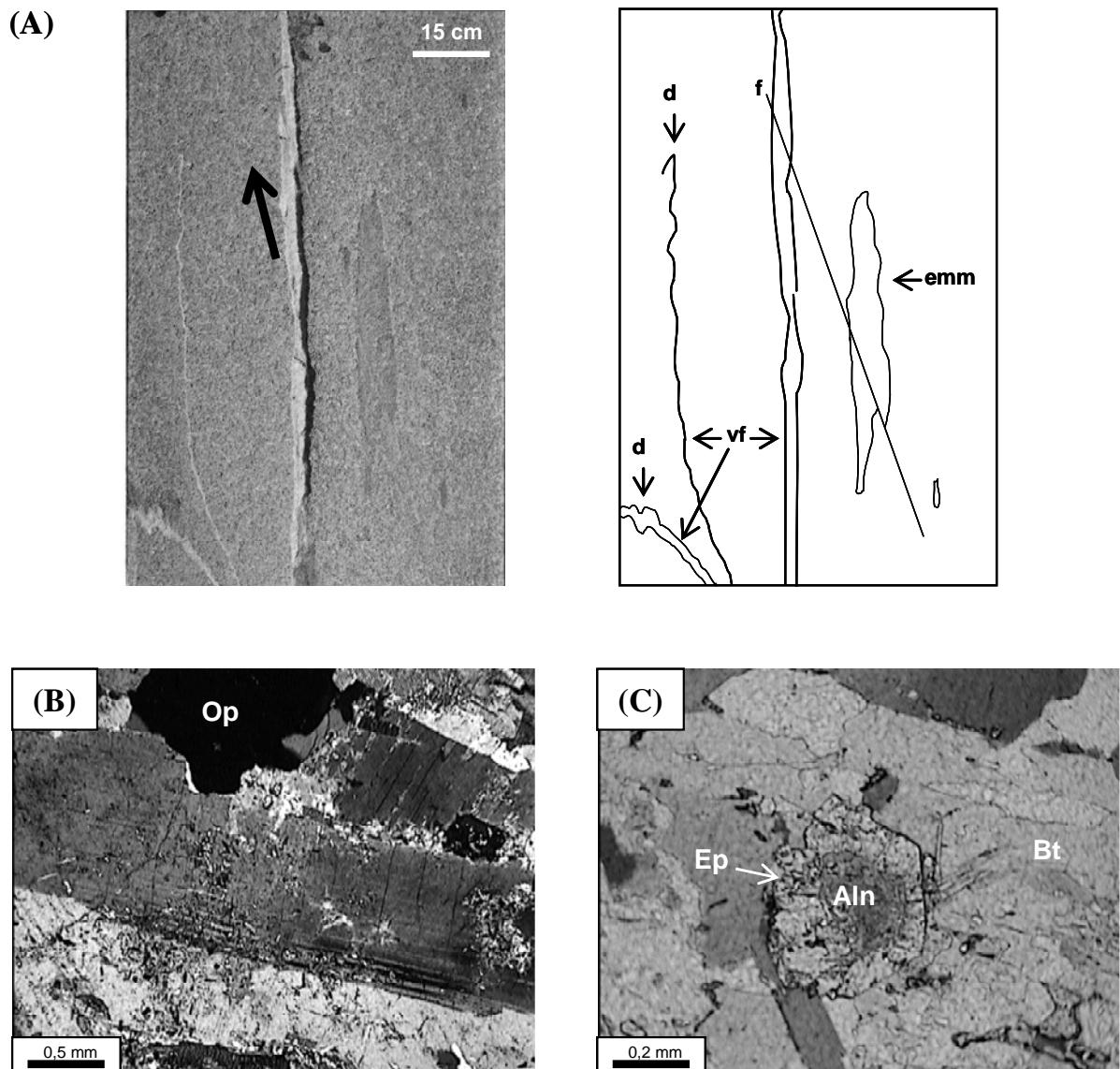
### 3.10 - FAZENDA FURNAS

Os afloramentos da estação Fazenda Furnas situam-se a cerca de 5 km a sudoeste da estação Ponte Caída (Fig. 3.17). Descrições mais detalhadas da geologia desta estação de trabalho são encontradas em Corneau (2005) e Santos (2005).

As características destes afloramentos são similares às demais localidades descritas anteriormente, no sentido de que o granitóide é um quartzo-diorito a tonalito com hornblenda e biotita e a presença de enclaves magmáticos máficos é uma feição característica. Os enclaves são centimétricos e alongados segundo a foliação do granitóide hospedeiro. Delgados veios félsicos estão presentes e cortam tanto enclaves como granitóides. Os veios são elementos estruturais importantes pois registram parte de história deformacional tardi a pós-magmática das encaixantes (Fig. 3.19A).

A composição modal da amostra de granitóide desta estação de trabalho corresponde a hornblenda-biotita quartzo-diorito, que no diagrama QAP situa-se muito próxima da linha divisória com o campo dos tonalitos (amostra FF-26, Tabela 3.2 e Fig. 3.3). Os aspectos texturais e mineralógicos são similares aos do quartzo-diorito da estação de trabalho Ponte Caída e não serão repetidos aqui. Destacam-se entretanto, a presença de ilmenita intercrescida com plagioclásio e coroas reacionais de epidoto sobre allanita (Fig. 3.19B e C).

Os resultados dos pontos analíticos em microsonda eletrônica de plagioclásio, hornblenda e biotita da amostra FF-26 são encontrados nos anexos 1 a 3, e sua classificação na figura 3.3. O plagioclásio tem composição de oligoclásio com teor de anortita variando de An<sub>19</sub> a An<sub>22</sub>. A presença de K-feldspato na matriz foi confirmada em microsonda, e apresenta composição de Or<sub>93,9</sub>. O anfíbio é a magnésio-hornblenda (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> 0,56-0,57 e TSi 6,92-6,90), com recristalização para com actinolita na borda. A biotita possui relação Mg/Mg + Fe<sub>t</sub> de 0,55-0,55.



**Figura 3.19** – Aspectos de campo e microscópicos de granitóides da localidade Fazenda Furnas. (A) Afloramento próximo ao ponto Fazenda Furnas. Tonalito contendo enclaves magmáticos máficos (emm) vistos em planta, e veios fêlsicos (vf) de espessura milimétrica a centimétrica, com registros de deformação do tipo dobras (d) e microfalhas (f). Seta aponta para o Norte. (B) e (C) Fotomicrografias da amostra de granitóide (FF-26). (C) Plagioclásio em paragênese ígnea com mineral opaco (Op), determinado como ilmenita. Notar saussuritização irregular no plagioclásio, acompanhada por albitização (porções mais claras). (PC). (D) Cristal de allanita (Aln) com sobre crescimento de epidoto (Ep), ambos dentro de cristal biotita (Bt). Notar que as faces do epidoto mimetizam em parte a forma do cristal de allanita e em parte o corroem. (LPP).

### 3.11 - CONSELHEIRO LAFAIETE

A estação de trabalho Conselheiro Lafaiete é constituída de dois afloramentos situados no perímetro urbano do município homônimo, o afloramento CL-34, em corte de estrada, com aproximadamente 150m de comprimento, na margem oeste da rodovia BR-040 ao lado de uma concessionária de veículos; e o afloramento CL-49, de cerca de 100 metros no leito das cabeceiras do

rio Pequeri, a sudoeste do anterior. Ambos estão representados no mapa da figura 3.20, e fazem parte dos mapas geológicos escala 1:50.000 da folha Conselheiro Lafaiete, realizados por Pires (1977) e Grossi Sad *et al.* (1983). A descrição deste afloramento encontra-se em Cicolani (2005). Segundo Pires (1977), essas rochas são consideradas como o embasamento das rochas supracrustais, e constituídos de gnaisses tonalíticos e migmatitos do Grupo Mantiqueira. Para Grossi Sad *et al.* (1983), estes afloramentos seriam parte dos migmatitos Bananeiras, derivados da interação dos granitóides do Batólito Alto Maranhão na seqüência supracrustal (ver discussão e mapas destes autores no capítulo 2). Na concepção de Heineck *et al.* (2003) este terreno é parte integrante do plutonismo paleoproterozóico atribuído à Suíte Alto Maranhão.

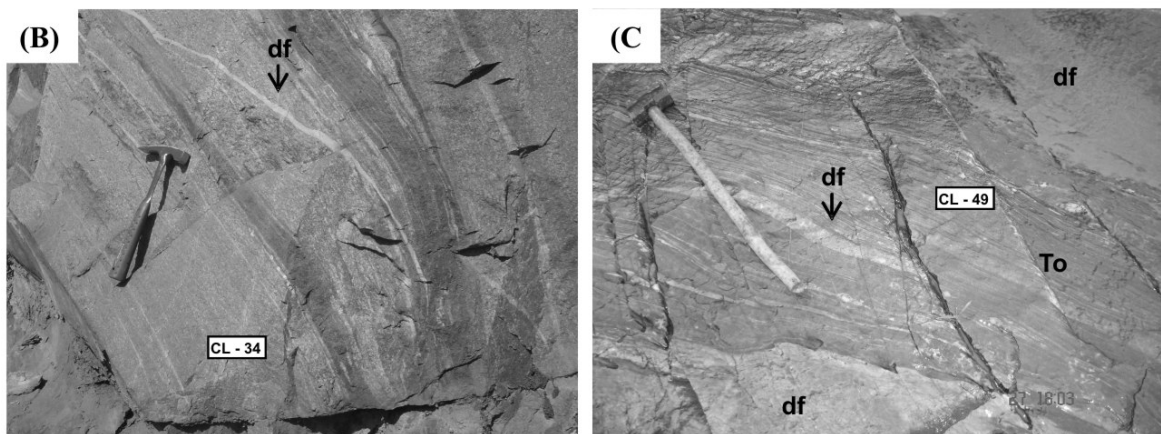
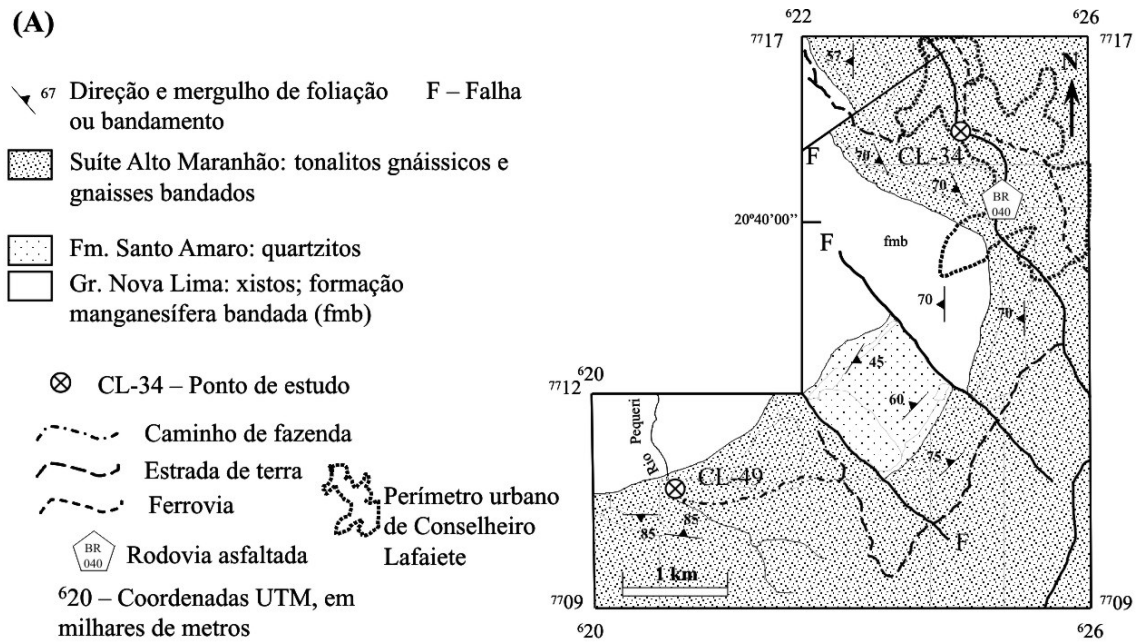
Ambos os afloramentos possuem estruturas e rochas similares, constituídas de tonalitos cinza-claros, leucocráticos, foliados, com bandas cinza-escuras mesocráticas, e diques cinza-claros a rosados, aplíticos e pegmatíticos, concordantes e discordantes (Figs. 3.20B e C, e Fig. 3.21A e B). No ponto CL-34, da BR-040, a foliação possui *dip direction* 230° com ângulo de mergulho superior a 70°, e é possível observar dobras assimétricas com cinemática *up dip* em diques hololeucocráticos (Fig. 3.21A), indicando que a linha de contato dos tonalitos com as rochas supracrustais naquele setor representa uma zona de alta deformação transpresssional (Fig. 3.20A). No afloramento CL-49, da cabeceira do Rio Pequeri, há uma maior profusão de diques aplíticos e pegmatíticos, concordantes e discordantes da foliação do tonalito encaixante. Os diques variam de espessura desde centimétricas até métricas, e nos casos onde os diques são delgados e concordantes, o aspecto geral do conjunto litológico é gnáissico (Figs. 3.20C e 3.21B). Em alguns diques é possível observar dobras de escala megascópica, simétricas e assimétricas, com o plano axial paralelo à foliação da encaixante, que neste local possui *dip direction* em torno de 175° a 185° e mergulho subvertical.

Ao microscópio petrográfico, a mineralogia dos tonalitos amostrados nos dois pontos é composta por plagioclásio, quartzo, biotita e feldspato alcalino como minerais principais, e allanita, zircão, apatita e titanita como minerais acessórios. Epidoto, zoisita e muscovita ocorrem como substituição e/ou recristalização dos demais minerais. Na Tabela 3.2 está computada a composição modal da amostra CL-34, e sua classificação no diagrama QAP é apresentada na figura 3.3, posicionando-se no campo do tonalito, praticamente na linha divisória com o campo dos granodioritos.

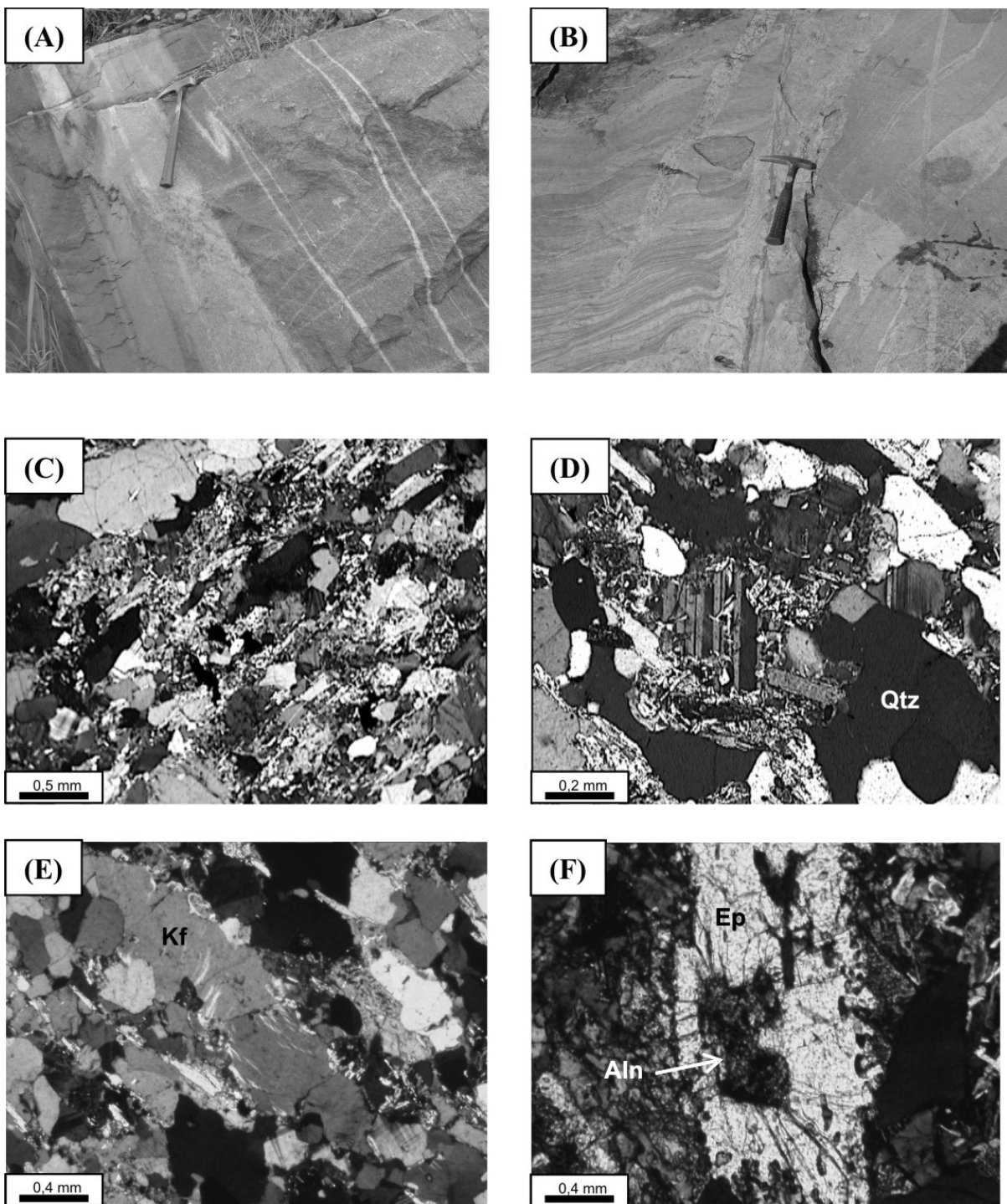
O aspecto textural predominante nos tonalitos é a forte anisotropia evidenciada pela orientação das palhetas de biotita e muscovita, e a textura *ribbon* dos agregados de grãos de quartzo e do feldspato alcalino (Fig. 3.21C e E).

O plagioclásio apresenta-se lenticular envolto por muscovita (Fig. 3.21D) e/ou em avançado

processo de saussuritização, de tal modo que não se reconhecem mais as maclas polissintéticas dos mesmos. Mirmequitas no contato entre plagioclásio e feldspato alcalino são comuns. Este último por sua vez, possui seus contornos originais suavizados pelo desenvolvimento da foliação de muscovita. Pertitas em chamas parecem representar fenômenos de deformação tectônica. A allanita ocorre como cristais xenomórficos e alterados, praticamente opacos em luz não polarizada, e comumente associada ao epidoto (Fig.3.21F). Além deste hábito textural, o epidoto aparece como cristais subidioblásticos crescidos sobre a biotita.



**Figura 3.20** – Aspectos de campo das rochas atribuídas à Suíte Alto Maranhão no entorno do município de Conselheiro Lafaiete. (A) Mapa geológico com os locais investigados, geologia baseada em Grossi Sad *et al* (1983), no entanto adota-se a terminologia do mapa geológico de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (Heineck *et al.* 2003). (B) Afloramento CL-34, na BR-040 ao lado da concessionária da Volkswagen. Tonalito leucocrático fortemente foliado, com bandas cinza escuro mesocráticas e diques hololeucocráticos (df). Local de amostragem indicado. (C) Afloramento CL-49, em lageado na cabeceira do Rio Pequeni. Banda de tonalito (To) no centro da foto (amostra CL-49), com diques félsicos (df) paralelos à foliação. Plano horizontal.



**Figura 3.21** – Aspectos macroscópicos e microscópicos de tonalitos da estação Conselheiro Lafaiete. (A) Tonalito com diques hololeucocráticos, paralelos e discordantes à foliação. Notar dobra assimétrica em “S “ em um desses diques, indicando movimento anti-horário. Corte em plano inclinado, visada para oeste. Afloramento da BR-040 ao lado da concessionária VW. (B) Tonalito com várias gerações de diques félsicos, incluindo pegmatíticos e aplíticos, dobras e falhas. Plano horizontal. Lageado da cabeceira do Rio Pequeri. (C) Aspecto geral da textura dos tonalitos, dada por *ribbons* de quartzo e plagioclásio, e forte orientação de muscovita. (PC). (D) Detalhe de textura granoblástica de quartzo (Qtz) e plagioclásio (com maclas polissintéticas). Notar desenvolvimento de muscovita sobre o plagioclásio. (PC). (E) Textura *ribbon* de feldspato alcalino (Kf), com pertitas em chamas. (PC). (F) Cristal de allanita (Aln) com coroa de epidoto (Ep). (PC).








### 3.12 - LAGOA DOURADA

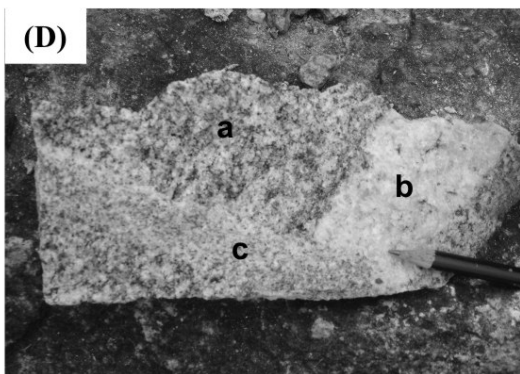
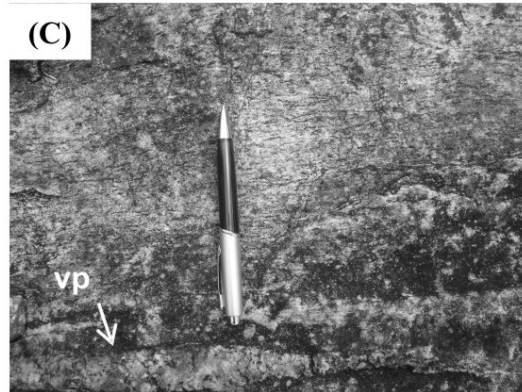
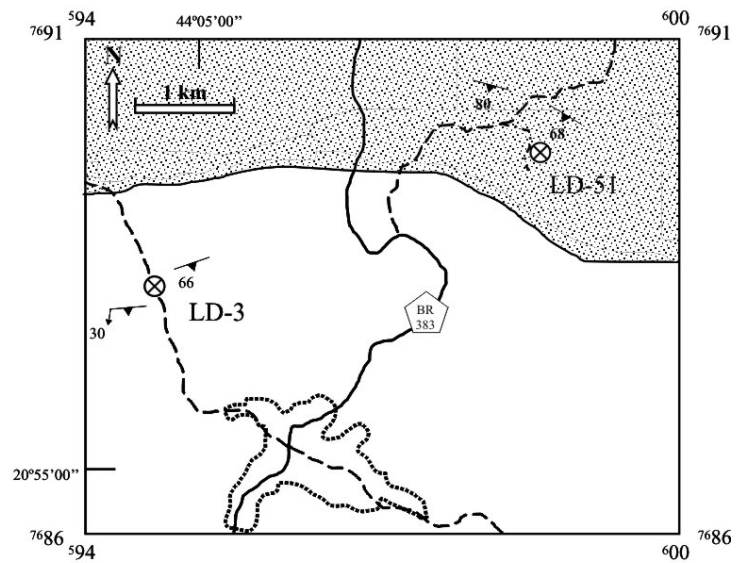
A estação de trabalho Lagoa Dourada é o local investigado mais ao sul dos afloramentos escolhidos para estudo da porção setentrional da Suíte Alto Maranhão. Sua localização em relação ao mapa geológico regional de Heineck *et al.* (2003) encontra-se na figura 1.1, em relação aos demais pontos investigados nesta dissertação na figura 3.1, e a geologia local é apresentada na figura 3.22. O afloramento investigado dista cerca de 5 km a nordeste da sede do município de Lagoa Dourada e constitui-se de uma pequena pedreira abandonada, com exposições em planta e paredes verticais. Os mapas geológicos disponíveis para o entorno desta pedreira são os mapas regionais de escala superior a 1:250.000, e portanto as considerações a seguir são de caráter local, praticamente restritas à pedreira investigada (ponto LD-51 na Fig. 3.22). O contato com as rochas supracrustais encaixantes é inferido, no entanto foi feito um ponto de controle a sudoeste da pedreira (ponto LD-3 na Fig. 3.22), no qual aflora anfibolito levemente bandado, cortado por diques félsicos intemperizados. Dobras reclinadas, fechadas a isoclinais são observadas no anfibolito. Sugere-se que esta rocha seja parte da seqüência supracrustal representada nos mapas geológicos regionais (Fig. 3.22E).

A rocha predominante na pedreira é um biotita tonalito de granulção média, cinza, foliado, recortado por diques aplíticos, pegmatíticos e ainda finos diques máficos anfibolíticos (Fig. 3.22 B a D). Enclaves magmáticos máficos não foram encontrados. Zonas mais deformadas, miloníticas ocorrem alternadas com porções menos deformadas do tonalito. Localmente com lupa de mão é possível verificar a presença de sulfetos, de cor amarelada, levemente magnéticos em contato com o imã, sugerindo tratar-se de pirrotita. A magnetita é um mineral também observado em amostra de mão, ocorrendo em agregados de grãos junto com biotita. Sua presença é confirmada utilizando-se do imã em amostra de mão. Além destes minerais, é possível observar, junto à biotita e à magnetita, pequenos cristais de granada. A relação de corte entre dique aplítico e dique pegmatítico indica que o aplito é mais tardio (Fig. 3.22D), embora mais de uma geração de ambos possa estar presente. O dique máfico anfibolítico também é recortado pelo aplito e apresenta-se foliado e subconcordante com a foliação do tonalito encaixante.

A composição modal do tonalito é apresentada na Tabela 3.2 (amostra LD-51) e a classificação no diagrama QAP na figura 3.3. A amostra classifica-se como biotita tonalito, com raros cristais de feldspato alcalino. A mineralogia completa desta amostra é constituída de plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio como minerais principais (sendo que este último em porcentagem <2%). Os minerais acessórios incluem apatita, zircão, allanita, magnetita e granada. A porcentagem de apatita é bem superior à de zircão entre os minerais acessórios.

(A)

- <sup>40</sup> Direção e mergulho de lineação
  - ↘<sup>67</sup> Direção e mergulho de foliação
  -  Suíte Alto Maranhão: tonalitos
  -  Gr. Nova Lima: anfibolito bandado
  
  -  LD-51 – Ponto de estudo
  -  Caminho de fazenda
  -  Estrada de terra
  -  Perímetro urbano de Lagoa Dourada
  -  Rodovia asfaltada
- <sup>6</sup>59 – Coordenadas UTM, em milhares de metros



**Figura 3.22** – Aspectos de campo das rochas atribuídas à Suíte Alto Maranhão no entorno do município de Lagoa Dourada. (A) Mapa geológico com os locais investigados. (B) a (D) Afloramento LD-51, em pedra abandonada, (E) Local LD-3, em corte de estrada. (B) Aspecto geral do afloramento do tonalito (C) Detalhe de (B) mostrando a foliação dos minerais máficos e pequeno veio pegmatítico (vp). (D) Amostra de mão com as diferentes fácies granitóides: biotita tonalito, com granada, de granulação média (a), pegmatito (b) e aplito (c). As amostras LD-51 e LD-45 são provenientes da fácies principal (a). (E) Anfibolito bandado da sequência encaixante do tonalito (ponto LD-3).

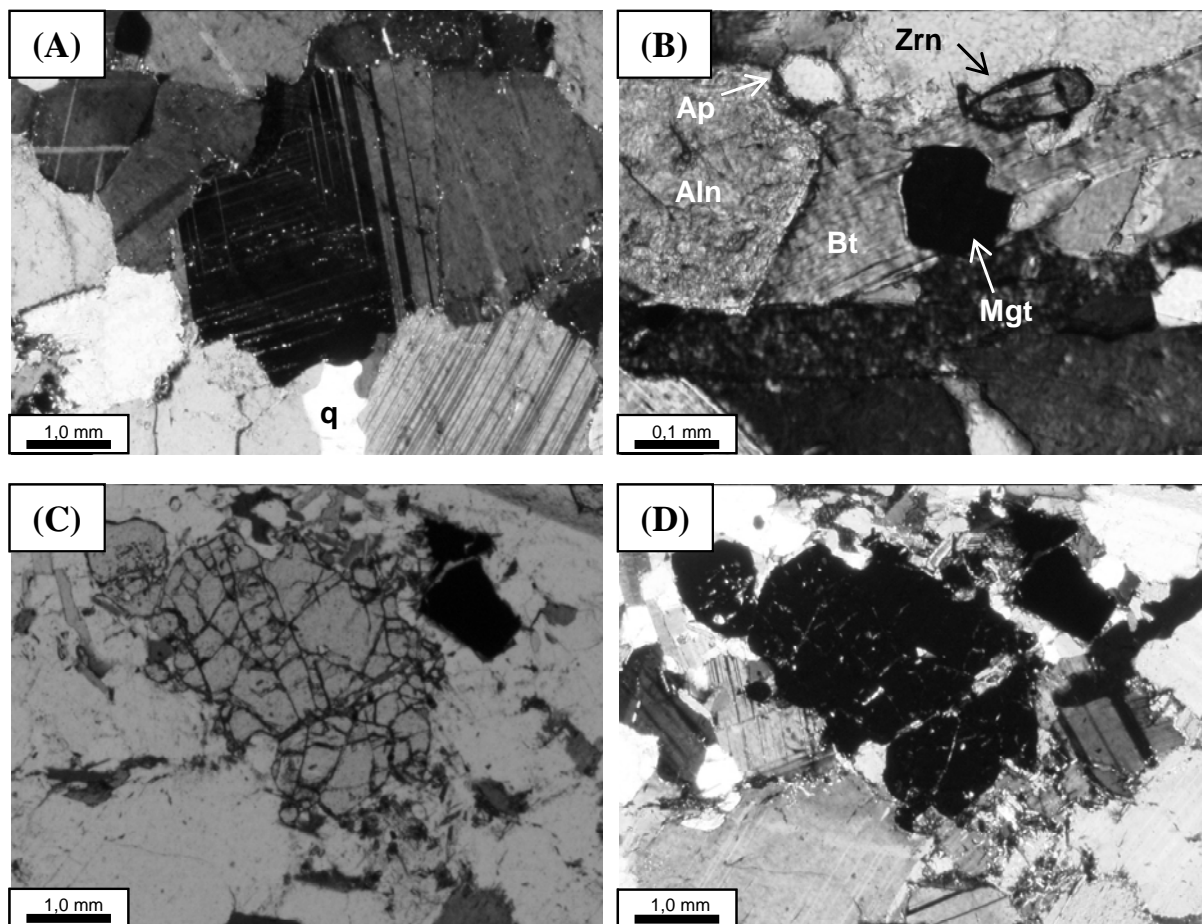


Ao microscópio petrográfico o plagioclásio apresenta tamanho variado dos grãos, desde finos a médios, predominando este último, e raramente ultrapassa 5mm. Forma agregados granulares de faces planas a serrilhadas. A maioria dos cristais apresenta a macla polissintética típica e não possui zonação (Fig. 3.23A). O quartzo mostra importantes efeitos de deformação na forma de extinção ondulante e subgrãos, no entanto não caracterizando faixas de cristais tipo *ribbon*. Predominam cristais xenomórficos de granulação média. É comum a ocorrência de quartzo muito fino, em geral <0,2 mm, vermiforme, cuneiforme, arredonado, como gotícula, incluso no plagioclásio. Estes não possuem extinção ondulante, e devem representar exsolução no estado sólido. O feldspato alcalino é raro e não apresenta-se maclado.

A biotita é pleocróica, de cor castanho-clara a castanho-escura, e contém inclusões de zircão e apatita. Aparece intercrescida com plagioclásio, granada, opacos e quartzo. No conjunto os agregados de grãos de biotita definem uma suave foliação na rocha. Enquanto o anfibólio é um mineral pouco comum na amostra, a biotita atinge próximo de 10% do valor modal. O anfibólio possui pleocroísmo verde claro a verde azulado, e faz contatos planos com o plagioclásio, e é de granulação mais fina do que este. Aparece intercrescido com biotita e quartzo.

A figura 3.23B mostra as relações entre os minerais acessórios (allanita, apatita, zircão e magnetita) com a biotita. A allanita ocorre em cristais, menores que 0,5 mm, cor de mel a marrom sujo. Possui inclusão de opaco e apatita. A magnetita é automórfica, com seções octaédricas, prismáticas, retangulares, ou xenomórficas, e comumente está intercrescida com a biotita. Possui tamanho entre 0,1 a 1 mm. A apatita forma cristais globulares a retangulares, e aparece como inclusão em biotita e anfibólio. O zircão é comum como inclusão na biotita, em cristais prismáticos e com halo pleocróico. A porcentagem modal estimada de granada na amostra é de 1,7% (Tabela 3.2). Apresenta-se em cristais automórficos a hipidiomórficos, hexagonais, com inclusões e intercrescida com a biotita, opacos, quartzo, plagioclásio e apatita. Apresenta tamanho dos grãos fino a médio, e alguns cristais atingem até 2,5mm. A figura 3.23C e D ilustra o aspecto textural das granadas.

A investigação dos minerais do tonalito da estação Lagoa Dourada em microsonda eletrônica abrangeu os seguintes minerais: plagioclásio, biotita, granada e magnetita. Os resultados analíticos são apresentados nos anexos 1, 3, 4 e 5 (amostra LD-51). A classificação em diagramas composicionais encontra-se na figura 3.2. O plagioclásio apresenta composição de oligoclásio, com variação no teor de anortita de  $An_{29}$  a  $An_{15}$ . Em dois pares analíticos núcleo-borda de diferentes grãos, um dos cristais apresentou zonação inversa, porém com variação composicional muito pequena ( $An_{25}$  a  $An_{29}$ ), e o outro não apresentou mudança composicional ( $An_{23}$ ).



**Figura 3.23** – Fotomicrografias do tonalito de Lagoa Dourada, amostra LD-51. (A) Cristais de plagioclásio em textura granular hipidiomórfica. Notar contato plano a serrilhado entre os grãos de plagioclásio, e quartzo intersticial (q). (PC). (B) Conjunto de minerais acessórios: allanita (Aln), apatita (Ap), zircão (Zrn) e magnetita (Mgt), todos eles em contato com biotita (Bt). (PC). (C) Cristal idiomórfico de granada em contato com plagioclásio. (LPP). (D) Mesma imagem que (C) com polarizadores cruzados.

A biotita apresenta razão  $Mg/Mg+Fet$  de 0,45 a 0,48 e razão  $FeO/MgO$  de 1,9 a 2,2, e, nesse sentido, é mais rica em ferro que as biotitas analisadas dos tonalitos e quartzo-dioritos com biotita, hornblenda e ilmenita e/ou titanita das demais estações de trabalho, à exceção da biotita do biotita-tonalito da estação Ribeirão Água Limpa.

Nove pontos analíticos foram realizados em granada. Todos eles podem ser classificados como almandina, dado que apresentam  $>50\%$  da molécula desta variedade composicional (rica em  $Fe^{+2}$ ) e sugerem tratar-se de granada magmática (Dahlquist *et al.* 2007). Entretanto, considerando os outros componentes composicionais da granada, pode-se distinguir dois tipos de almandina presentes na amostra: (i) almandina com pequena proporção ( $<4,0\%$ ) da molécula de espessartita ( $Mn^{+2}$ ), e conseqüentemente, maior proporção das moléculas de piropo (Mg) e grossulária (Ca); e (ii) almandina com grande proporção (25 a 39%) da molécula de espessartita (Mn), e conseqüentemente, menor proporção das moléculas de piropo, grossulária e almandina. Esta variação química das granadas

analisadas encontra-se ilustrada no diagrama triangular da quantidade de Mn, Mg e Fe<sup>2+</sup> (Fig. 3.2D). Além disto, pontos analíticos no núcleo e na borda em dois grãos de granada mais rica em manganês (Tabela 3.8) revelaram uma ligeira zonação destes grãos, no sentido de uma diminuição da proporção da molécula de espessartita para a borda dos cristais.

### 3.13 – SÍNTESE DOS ASPECTOS DE CAMPO, PETROGRÁFICOS E DE QUÍMICA MINERAL

A Tabela 3.3 apresenta a síntese dos principais aspectos de campo observados nas diferentes estações de trabalho atribuídas ao setor setentrional da Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação. Na Tabela 3.4 encontra-se uma síntese dos principais aspectos texturais e mineralógicos. Como principais feições magmáticas de campo observadas estão estruturas de *magma mingling* entre granitóides quartzo-dioríticos a tonalíticos e enclaves magmáticos máficos dioríticos, que permitem sugerir processos similares de evolução magmática para as rochas das estações de trabalho de Jeceaba, Alto Maranhão, Caeté, Pé do Morro, Fazenda Quilombo, Ribeirão Água Limpa, Ponte Caída e Fazenda Furnas (Fig. 3.1).

Do ponto de vista composicional, os granitóides de todas estas estações de trabalho constituem variedades de quartzo-dioritos a tonalitos, com o predomínio de tonalitos, e proporções variáveis dos minerais máficos biotita e hornblenda, e os minerais acessórios apatita, zircão, allanita e ilmenita e/ou titanita. Os enclaves magmáticos máficos e frações máficas na forma de diques sin-magmáticos e *schlieren* possuem a mesma mineralogia que as suas rochas hospedeiras, no entanto com porcentagem muito pequena a ausente de quartzo e feldspato alcalino, granulação mais fina, em geral inferior a 1 mm, e índice de cor variável, em geral superior a 50%, com amplo predomínio da hornblenda sobre a biotita. As diferentes situações de campo observadas para as relações de contato entre os materiais dioríticos de granulação fina e os granitóides, seja como enclaves magmáticos, seja como *schlieren*, indicam que os enclaves são elementos de um processo que envolveu a introdução de frações de magma diorítico em câmaras magmáticas que se encontravam parcialmente cristalizadas e em que predominavam os componentes félsicos de plútons quartzo-dioríticos a tonalíticos.

Uma grande profusão de diques félsicos, aplíticos e pegmatíticos, complementam o quadro de evolução magmática destas câmaras magmáticas, e sua introdução se deu nos estágio tardi a pós-magmático, como atestam vários elementos estruturais comuns entre diques e encaixantes. A tendência dos diques aplíticos é de composições mais evoluídas, no sentido da ausência de hornblenda e maior proporção de feldspato alcalino nos mesmos. No entanto, as suas paragêneses de minerais acessórios, incluindo zircão, apatita, allanita e titanita, corroboram a vinculação genética com os

granitóides encaixantes.

Na estação de trabalho da Fazenda Luzitana, próxima aos demais afloramentos do setor oriental, as estruturas magmáticas primárias não estão claramente preservadas. Este afloramento apresenta os mesmos atributos litológicos observados nas estações de trabalho próximas, especialmente a da Fazenda Quilombo e do Ribeirão Água Limpa (Fig. 3.1), isto é, granitóides tonalíticos com frações dioríticas no seu interior e diques e veios aplíticos e pegmatíticos, além da concordância dos elementos estruturais deformacionais, como a orientação espacial da foliação, eixos e vergência das dobras. Admite-se que os tonalitos deste local pertencem a este mesmo grupo de granitóides, representando uma fácies mais deformada no estado sólido do que as demais. No entanto, estudos adicionais de campo são necessários para definir claramente a natureza das porções dioríticas.

**Tabela 3.3** – Síntese dos principais aspectos de campo observados nas estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação.

Estação de trabalho	Feições de <i>magma mingling</i> com enclaves dioríticos	Feições associadas com rochas encaixantes	Feições associadas com veios e diques	Feições associadas com deformação tectônica
Jeceaba	Evidentes, enclaves com contatos abruptos com os granitóides	Não observadas	Veios hololeucocráticos	Foliação de minerais máficos, alongamento de enclaves
Alto Maranhão	Evidentes, enclaves com contatos abruptos a difusos com os granitóides	Contato abrupto com as encaixantes, xenólitos	Veios hololeucocráticos, diques aplíticos, diques máficos	Foliação de minerais máficos, alongamento de enclaves, dobras em veios
Caeté	Evidentes, enclaves com contatos abruptos a difusos com os granitóides	Diques e apófises nas encaixantes, possíveis <i>roof pendant</i> , xenólitos	Veios hololeucocráticos, veios pegmatíticos, aplitos	Foliação de minerais máficos
Pé do Morro	Evidentes, enclaves com contatos abruptos com os granitóides	Contato abrupto com as encaixantes	Veios hololeucocráticos	Foliação de minerais máficos, alongamento de enclaves, falhas em veios
Fazenda Quilombo	Evidentes, enclaves com contatos abruptos com os granitóides	Não observadas	Diques aplíticos	Foliação de minerais máficos, alongamento de enclaves, dobras em veios
Fazenda Luzitana	Pouco evidentes, feições primárias obliteradas pela deformação	Contato abrupto com as encaixantes	Veios hololeucocráticos, diques aplíticos	Foliação e bandamento pronunciados, dobras em veios e no bandamento
Rib. Água Limpa	Evidentes, enclaves com contatos abruptos com os granitóides	Contato abrupto com as encaixantes, xenólitos	Veios hololeucocráticos, diques aplíticos, diques máficos	Foliação de minerais máficos, alongamento de enclaves, dobras em veios
Ponte Caída	Evidentes, enclaves com contatos abruptos a difusos com os granitóides	Não observadas	Veios hololeucocráticos	Foliação de minerais máficos, alongamento de enclaves
Fazenda Furnas	Evidentes, enclaves com contatos bem definidos com os granitóides	Não observadas	Veios hololeucocráticos	Foliação de minerais máficos, alongamento de enclaves
Conselheiro Lafaiete	Não evidenciadas, mascaradas pela forte deformação tectônica	Não observadas	Veios hololeucocráticos, veios pegmatíticos	Bandamento pronunciado, gerações de dobras em veios e no bandamento
Lagoa Dourada	Ausente	Possíveis diques e apófises nas encaixantes	Veios aplíticos, veios pegmatíticos, diques máficos	Foliação de minerais máficos

Do mesmo modo que para a estação de trabalho da Fazenda Luzitana, os efeitos da deformação tectônica observados nos dois afloramentos da estação de trabalho Conselheiro Lafaiete (Fig. 3.1), dificultam uma melhor contextualização das suas estruturas magmáticas primárias com

aquelas observadas nos demais afloramentos situados a leste e norte-noroeste. Pode-se afirmar é que os dois afloramentos em questão, isto é, o da concessionária de veículos e o da cabeceira do Rio Pequeri (Fig. 3.20), pertencem ao mesmo contexto petrológico e estrutural.

**Tabela 3.4** – Síntese dos principais aspectos petrográficos e mineralógicos observados nas amostras das estações de trabalho atribuídas à Suíte Alto Maranhão investigadas nesta dissertação.

Estação de trabalho	Fases ígneas essenciais, em ordem decrescente de abundância <sup>(1)</sup>	Fases ígneas acessórias, em ordem decrescente de abundância <sup>(2)</sup>	Reações minerais ígneas e/ou no estado <i>subsolidus</i>	Reações metamórficas
Jeceaba (tonalito)	Plg, Hbl, Bt, Qtz, ± K-feldp	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	Hbl → Bt Aln → Ep Ilm → Ttn	Hbl → Act Bt, Hbl → Ttn Plg → Sauss. (4) Bt → Chl (3)
A. Maranhão (tonalito)	Plg, Qtz, Bt, K-feldp, ± Hbl	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	<i>Idem</i> Jeceaba	<i>idem</i> Jeceaba
(dique máfico)	Bt, Hbl, Plg, ± Qtz	Ttn, Ap?, Zrn?	Não identificado	Bt, Hbl → Ttn Plg → Ep (4)
Caeté (tonalito)	Plg, Qtz, Bt, ± K-feld, ± Hbl,	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	Aln → Ep Ilm → Ttn	<i>Idem</i> Jeceaba
(aplito)	Plg, Qtz, K-feld, Bt	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	Aln → Ep Ilm → Ttn	Plg → Sauss. Bt → Musc
(enclave qtz-dorítico)	Plg, Hbl, Bt, ± Qtz K-feld não detectado	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	<i>Idem</i> Jeceaba	<i>Idem</i> Jeceaba
Pé do Morro (tonalito)	Plg, Bt, Qtz, Hbl, ± K-feld	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	<i>Idem</i> Jeceaba	<i>Idem</i> Jeceaba
F. Quilombo (tonalito)	Plg, Bt, Qtz, Hbl, ± K-feld	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	<i>Idem</i> Jeceaba	<i>Idem</i> Jeceaba
(aplito)	Plg, Qtz, Bt, ± K-feld	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	<i>Idem</i> aplito Caeté	<i>Idem</i> aplito Caeté
F. Luzitana (tonalito)	Plg, Qtz, Bt Hbl e K-feld não detectados	Ap, Ttn, Aln, Zrn, ± Ilm	Aln → Ep Ilm → Ttn	Bt → Chl Plg → Sauss. Bt → Ttn
(qtz-diorito)	Plg, Hbl, Bt, ± Qtz K-feld não detectado	Ttn, Ap, Zrn, ± Ilm, Aln não detectada	Ilm → Ttn	<i>Idem</i> Jeceaba
R. Á. Limpa (tonalito)	Plg, Qtz, Bt, ± K-feld Hbl não detectada	Ttn, Ap, Zrn, ± Ilm, Aln não detectada	Ilm → Ttn	Plg → Sauss.
(aplito)	Plg, Qtz, Bt Hbl e K-feld não detectados	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	Aln → Ep Ilm → Ttn	Bt → Ttn Plg → Sauss.
(anfíbilito)	Hbl, Plg, ± Qtz, ± Bt	Ttn, Ap, Zrn, ± Ilm	Feições ígneas não preservadas	Paragênese de metabasito no fácies anfíbilito: Hbl + Plg <sub>(An30)</sub> + Ilm + Ttn
Ponte Caída (qtz-diorito)	Plg, Hbl, Bt, Qtz, ± K-feld	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	<i>Idem</i> Jeceaba	<i>Idem</i> Jeceaba
Ponte Caída (enclave diorito)	Plg, Hbl, Bt, ± Qtz	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	<i>Idem</i> Jeceaba	<i>Idem</i> Jeceaba
F. Furnas (tonalito)	Plg, Bt, Hbl, Qtz, ± K-feld	Ttn, Ap, Aln, Zrn, ± Ilm	<i>Idem</i> Jeceaba	<i>Idem</i> Jeceaba
C. Lafaiete (tonalito)	Plg, Qtz, Bt, K-felds	Ap, Ttn, Aln, Zrn, ± Ilm	Aln → Ep Ilm → Ttn	Bt → Musc Plg → Sauss. Bt → Ttn
Lagoa Dourada (tonalito)	Plg, Qtz, Bt, ± Hbl	Grd, Mgt, Ap, Aln, Zrn,	mirmequita	Plg → Ep

Observações: (1) O sinal ± à frente de um mineral essencial indica sua presença na amostra em porcentagem ≤5%. Abreviatura de minerais essenciais: Plg=plagioclásio, Hbl=hornblenda, Bt=biotita, Qtz=quartzo, k-feldp=feldspato potássico; (2) O sinal ± à frente de um mineral acessório indica sua presença na amostra em porcentagem ≤0,01%. Abreviatura de minerais acessórios: Ap=apatita, Ttn=titanita, Aln=allanita, Zrn=zircão, Ilm=ilmenita, Grd=granada, Mgt=magnetita; (3) Chl=clorita; (4) Outras abreviaturas: Ep=epidoto; Sauss.=saussurita, agregado de zoizita/clinozoizita e mica branca proveniente da alteração do plagioclásio.

Os afloramentos de Conselheiro Lafaiete são constituídos por biotita tonalitos recortados por diques aplíticos e pegmatíticos. Os diques intrudem em vários momentos da história deformacional das encaixantes, e em várias posições estruturais, de modo que alguns deles são paralelizados à foliação principal dos tonalitos, e desta relação se produzem rochas bandadas, e outros diques são discordantes, embora com elementos estruturais comuns. A mineralogia ígnea dos tonalitos de Conselheiro Lafaiete é comum aos biotita tonalitos dos demais afloramentos, isto é, plagioclásio, quartzo, biotita e feldspato alcalino como minerais essenciais, e apatita, zircão, allanita e titanita como acessórios. Os efeitos de recristalização tectono-metamórfica, com a formação de quantidades importantes de muscovita e epidoto (Tabela 3.3, amostra CL-34), indicam grau médio de metamorfismo, e não permitem deduzir desta paragênese que os tonalitos tenham passado por algum processo de migmatização, como sugerido por Pires (1977) e Grossi Sad *et al.* (1983).

Finalmente, embora praticamente restritos ao afloramento da pedreira LD-51 (Figs. 3.1 e 3.22), os dados provenientes da localidade de Lagoa Dourada sugerem que os tonalitos desta estação não possuem vínculo genético com nenhum dos anteriormente descritos. Esta afirmação está baseada nos seguintes aspectos: (i) do ponto de vista de estruturas magmáticas primárias, em Lagoa Dourada não foram encontradas feições de *magma mingling* com magmas máficos dioríticos; e (ii) do ponto de vista de assembléia mineralógica ígnea, os tonalitos de Lagoa Dourada são os únicos que apresentam magnetita como fase óxido, e granada.

## CAPÍTULO 4

### LITOGEOQUIMICA

---

#### 4.1 – INTRODUÇÃO

O estudo litogeoquímico realizado nesta dissertação tomou por base o conjunto de resultados analíticos de 24 amostras dosadas para elementos maiores e menores, elementos traço e terras raras, pelo método ICP-OES e ICP-MS. Para maiores detalhes sobre o método analítico ver o item 1.3.3 no Capítulo 1. Todas as estações de trabalho descritas anteriormente estão representadas, e as diferentes litologias amostradas incluem: granitóides, isto é, quartzo-dioritos e tonalitos com biotita e hornblenda; biotita tonalitos, com hornblenda em pequena percentagem ou ausente; diques félsicos aplíticos de biotita tonalito e de biotita granodiorito; enclaves magmáticos máficos de granulação fina a muito fina, e composição de biotita-hornblenda diorito a quartzo-diorito; o dique máfico à biotita e hornblenda e com bolsões pegmatíticos de carbonato e mica preta do Alto Maranhão (o qual a título de hipótese provavelmente corresponde a hornblenda-biotita lamprófiro); e hornblenda anfíbolitos (metabasitos) encaixantes dos tonalitos na localidade de Ribeirão Água Limpa, e que, também a título de hipótese, representam metabasaltos da seqüência supracrustal que constituía a crosta intrudida pelo plutonismo félsico.

A localização geográfica com as coordenadas UTM das coletas encontra-se na Tabela 3.1, e reproduzidas na figura 4.1. A identificação das amostras é feita tomando-se por base a inicial (ou iniciais) da estação de trabalho, seguida do número de laboratório. Assim, as amostras que serão descritas e comentadas neste Capítulo são as seguintes:

JECEABA: amostras J-44 e J-50, ambas Bt-Hbl tonalitos;

ALTO MARANHÃO: amostra AM-16, dique máfico, classificado como Hbl-Bt lamprófiro;

CAETÉ: amostras C-48, C-47 e C-46, respectivamente, enclave magmático máfico - Bt-Hbl quartzo-diorito de granulação fina a muito fina; biotita tonalito ( $\pm$ Hbl) e dique félsico aplítico de Bt granodiorito;

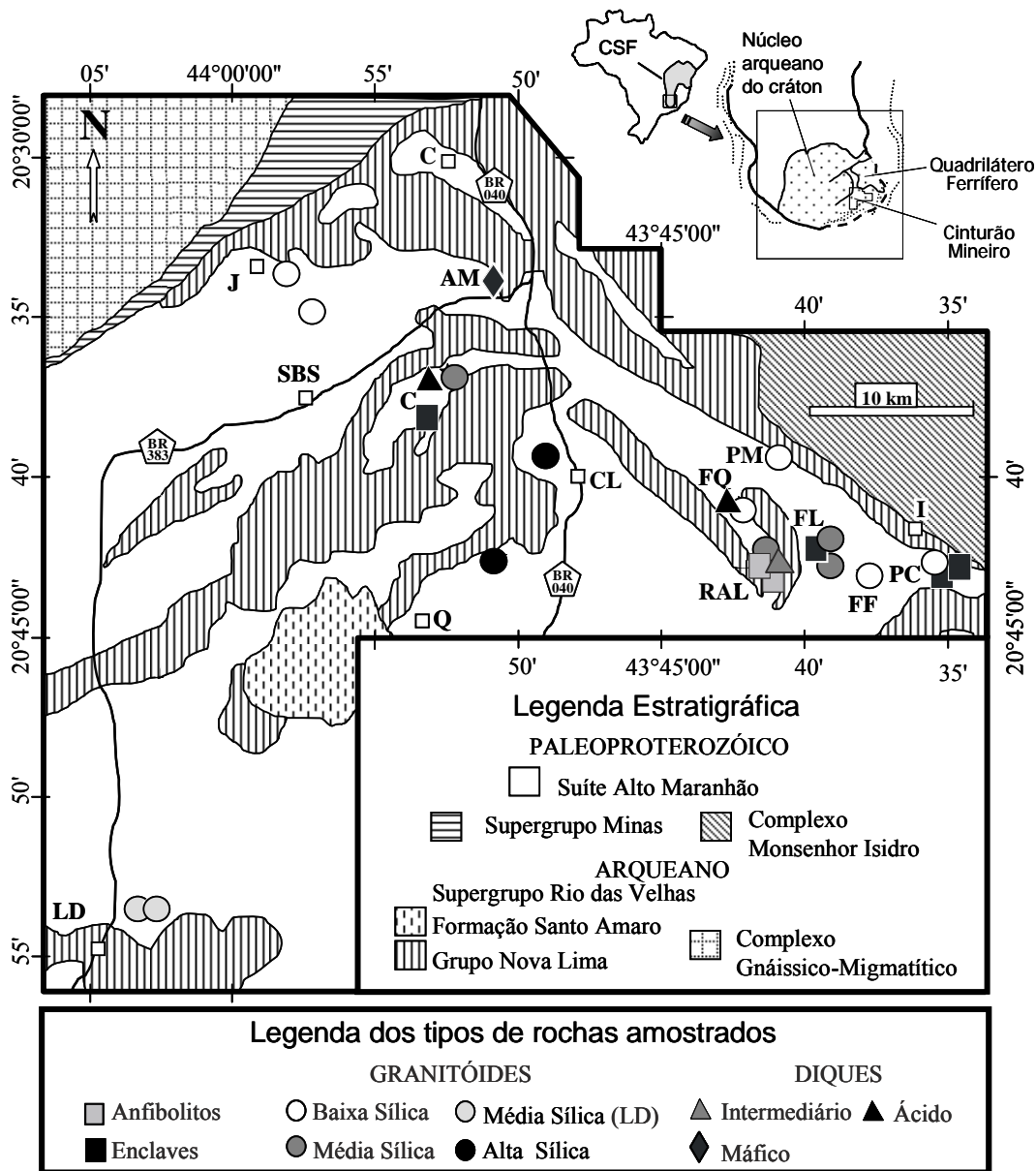
PÉ DO MORRO: amostra PM-22, Hbl-Bt tonalito;

FAZENDA QUILOMBO: amostras FQ-29 e FQ-33, respectivamente, Hbl-Bt tonalito e dique félsico aplítico de Bt tonalito;

FAZENDA LUZITANA: amostras FL-32, FL-31 e FL-30, respectivamente, banda máfica de Bt-Hbl quartzo-diorito de granulação fina, tratada junto com os demais enclaves magmáticos máficos; e duas amostras de biotita tonalito;

RIBEIRÃO ÁGUA LIMPA: amostras RAL-27, RAL-28, RAL-40, e RAL-41, respectivamente, biotita

tonalito, dique fêlsico aplítico de Bt tonalito; e duas amostras de hornblenda anfibolitos ( $\pm$ Bt);  
 PONTE CAÍDA: amostras PC-36, PC-35 e PC-24, respectivamente, dois enclaves magmáticos máficos de Bt-Hbl quartzo-dioritos de granulação fina; e Bt-Hbl quartzo diorito;  
 FAZENDA FURNAS: amostra FF-26, Hbl-Bt quartzo-diorito;  
 CONSELHEIRO LAFAIETE: amostras CL-34 e CL-49, (muscovita) biotita tonalitos;  
 LAGOA DOURADA: amostras LD-45 e LD-51, granada-biotita tonalitos ( $\pm$ Hbl).



**Figura 4.1** – Mapa geológico com as estações de trabalho e os tipos de rochas amostrados para litogeoquímica. Geologia reproduzida do mapa geológico do estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 (Heineck *et al.* 2003). Abreviaturas de cidades e localidades referidas na figura. Cidades: C - Congonhas; J - Jeceaba; SBS - S. Brás do Suaçuí; CL - Conselheiro Lafaiete; QZ - Queluzito; I - Itaverava; LD - Lagoa Dourada. Localidades: AM - Alto Maranhão; C - Caeté; PM - Pé do Morro; FQ - Faz. Quilombo; FL - Faz. Luzitana; RAL - Rib. Água Limpa; PC - Ponte Caída; FF - Faz. Furnas. Para a subdivisão dos grupos geoquímicos da legenda dos tipos de rochas ver texto. No detalhe a localização geotectônica com a posição da área em relação ao Cráton São Francisco (CSF), Quadrilátero Ferrífero e Cinturão Mineiro.



A lista com os resultados analíticos é apresentada em duas tabelas: na Tabela 4.1 (posicionada no início do item 4.2) encontra-se a variação de valores de alguns parâmetros composicionais das amostras, separadas segundo os grupos petrológicos; na Tabela 4.2 (ao final do Capítulo) está a lista completa dos dados. A amplitude geográfica, situações de campo e diversidade de tipos petrográficos amostrados, teve como objetivo, além do conhecimento geral destas rochas, encontrar argumentos para responder, corroborar ou trazer novas interpretações a questões de natureza petrológica e geotectônica fundamentadas em levantamentos geoquímicos anteriores, particularmente nos trabalhos realizados por Barbosa (1985), Seixas (1988), Noce (1995) e Seixas (2000). Nesse sentido, destacam-se algumas das questões que orientam a abordagem litogeoquímica que será exposta a seguir:

a) É possível estabelecer o caráter co-genético das rochas granitóides das diferentes estações investigadas? Ou, em outras palavras, quais seriam os grupos de rochas de uma mesma estação de trabalho, ou de mais de uma, que reúnem atributos que lhes permitam indicar uma origem em comum e/ou relação entre si por processos de diferenciação magmática?

b) Em decorrência da resposta da questão anterior, surge a indagação de até que ponto o termo Suíte Alto Maranhão poderia ser usado para agrupar rochas co-genéticas com aquelas das localidades do Alto Maranhão *sensu strictu* (Fig. 4.1), e quais seriam as características que definem esta suíte e em quais estações de trabalho estariam representadas;

c) Qual o ambiente de geração dos magmas plutônicos félsicos, assim como de outras rochas magmáticas associadas, das diferentes estações de trabalho?

(d) Quais os tipos de fonte desses magmas?

(e) Quais os processos de diferenciação magmática atuantes nesses magmas?

No sentido de agregar informações focalizadas nas questões arroladas acima, alguns detalhes da amostragem litogeoquímica merecem comentários adicionais (Fig. 4.1). Em relação aos granitóides como um todo, em cada estação de trabalho coletou-se uma amostra da fácies plutônica principal. A exceção foi na estação de Jeceaba com duas amostras, pelo fato de reunir dois pontos de observação bem distantes entre si; duas amostras na estação de Conselheiro Lafaiete, pelos mesmos motivos que na estação Jeceaba, além da pronunciada deformação; duas amostras na estação Fazenda Luzitana, pelo fato de que nesta estação a deformação tectônica produz estrutura aparentemente mais complexa, gnáissica a bandada, e as duas amostras procuraram englobar as diferenças observadas; e ainda duas

amostras na estação Lagoa Dourada, e neste caso o motivo foi que os granitóides são diferentes de todos os demais, no sentido de possuir granada e magnetita na paragênese ígnea e não terem sido observadas feições de *magma mingling* com enclaves magmáticos máficos. Assim, em Lagoa Dourada, trabalhou-se com duas amostras a fim de se certificar com maior precisão dos parâmetros geoquímicos desta fácies plutônica.

Em algumas das estações amostraram-se diques félsicos aplíticos junto aos granitóides, no sentido de procurar estabelecer a existência de vínculo genético entre a fácies granitóide e a fácies aplítica. Estas foram as situações das estações Caeté, Fazenda Quilombo e Ribeirão Água Limpa. O vínculo entre diques e granitóides poderia ocorrer seja porque ambos consistem de tipos de magmas similares, porém ocupando o mesmo espaço em épocas distintas; seja porque se relacionam entre si através de diferenciação magmática, isto é, os diques como líquidos residuais evoluídos da câmara magmática dos corpos plutônicos.

Do mesmo modo que para os diques, em algumas estações de trabalho coletaram-se também amostras de enclaves magmáticos máficos de granulação fina a muito fina. Este foi o caso da estação Caeté e da estação Ponte Caída. Na estação Caeté o enclave é equigranular e desprovido dos cristais de plagioclásio de dimensões maiores, interpretados como xenocristais transferidos do granitóide hospedeiro (amostra C-48, ver Fig. 3.9). Já na estação Ponte Caída, as duas amostras coletadas são inequigranulares, no sentido de que possuem este tipo de cristal de plagioclásio (Fig. 3.17), sendo que em uma das amostras a porcentagem estimada destes cristais é menor que 2% (amostra PC-35) e na outra em torno de 5 a 10% (amostra PC-36). Entretanto, nas três amostras observou-se que há cristais de plagioclásio na matriz, mas nesse caso com as mesmas dimensões que os demais minerais, fundamentalmente hornblenda e porcentagem variável, porém sempre bem inferior, de biotita (ver composição modal na Tabela 3.2). Uma quarta amostra colocada no mesmo grupo que as anteriores é proveniente da estação Fazenda Luzitana. Não se trata de uma amostra com a mesma clareza de definição no terreno, no sentido de um enclave magmático máfico típico, como verificado em várias outras estações. Como ilustra a figura 3.14B, o aspecto é de uma banda quartzo-diorítica em uma zona de alta deformação dentro dos tonalitos encaixantes.

Os enclaves magmáticos máficos são analisados do ponto de vista geoquímico para saber a que tipo de magma estariam associados; se representariam composições de líquidos magmáticos ou, em alguma medida, processos cumulativos; se há relação entre o magma dos diferentes enclaves entre si e destes com os granitóides hospedeiros; qual a influência dos enclaves no curso da evolução das câmaras magmáticas em que se encontram; se há evidências de trocas químicas entre o magma dos enclaves e o dos granitóides, etc.

No que concerne à abordagem relativa ao dique máfico da estação Alto Maranhão, o foco do estudo refere-se aos seguintes pontos: Seixas (2000) menciona vários tipos de diques, alguns de natureza máfica potássica, intrudidos em tonalitos dos afloramentos dos arredores do Alto Maranhão (ponto TD-18, Fig. 3.6). O autor classifica alguns desses diques como líquidos traquiandesito-basálticos potássicos (de afinidade shoshonítica-absarokítica). Além disto, o autor menciona que a composição do magma de alguns enclaves magmáticos máficos seria de tendência lamprofírica cálcio-alkalina. Diques máficos, potássicos, lamprofíricos ou similares, indicam fonte mantélica metassomatizada. Assim, o dique amostrado na pedreira AM-16, por suas características petrográficas e de campo, será avaliado para saber se, em primeiro lugar, se enquadraria no tipo de composição sugerida para outros diques mencionados em Seixas (2000), e do mesmo modo, se haveria algum tipo de relação entre a composição dos diques e a dos enclaves magmáticos máficos, e assim com processos do manto à época da geração do plutonismo paleoproterozóico.

Finalmente, o estudo das duas amostras de anfíbolitos intrudidos por tonalitos na estação Ribeirão Água Limpa procura, num primeiro momento, identificar qual o tipo de magma está ligado ao protólito destes metabasitos (toleítico, cálcio-alkalino?), e por conseguinte sugerir o ambiente geotectônico. Em princípio, estes metabasitos seriam parte da seqüência supracrustal correlacionada ao Supergrupo Rio das Velhas. Além disto, por comparação, em tese este tipo de rocha máfica deve ser de composição bem diferente daquela das demais rochas máficas amostradas, isto é, os enclaves magmáticos máficos, e o dique máfico. Um segundo ponto em foco na questão destes anfíbolitos é verificar se houve algum tipo de introdução de elementos do magma félsico dos tonalitos nos mesmos. Esta hipótese baseia-se na observação de que a intrusão dos tonalitos é um processo penetrativo através de fraturas e planos de foliação dos anfíbolitos, como corpos do tipo diques até pequenas vênulas. Mais afastado das intrusões félsicas, o anfíbolito é de granulação média a fina, textura nematobástica e não possui biotita. Quando cortado pelas intrusões félsicas, o anfíbolito possui hornblenda porfiroblástica e biotita. Estas duas situações correspondem, respectivamente, às amostras RAL-41 e RAL-40 que serão avaliadas geoquimicamente.

## **4.2 – ASPECTOS GEOQUÍMICOS GERAIS**

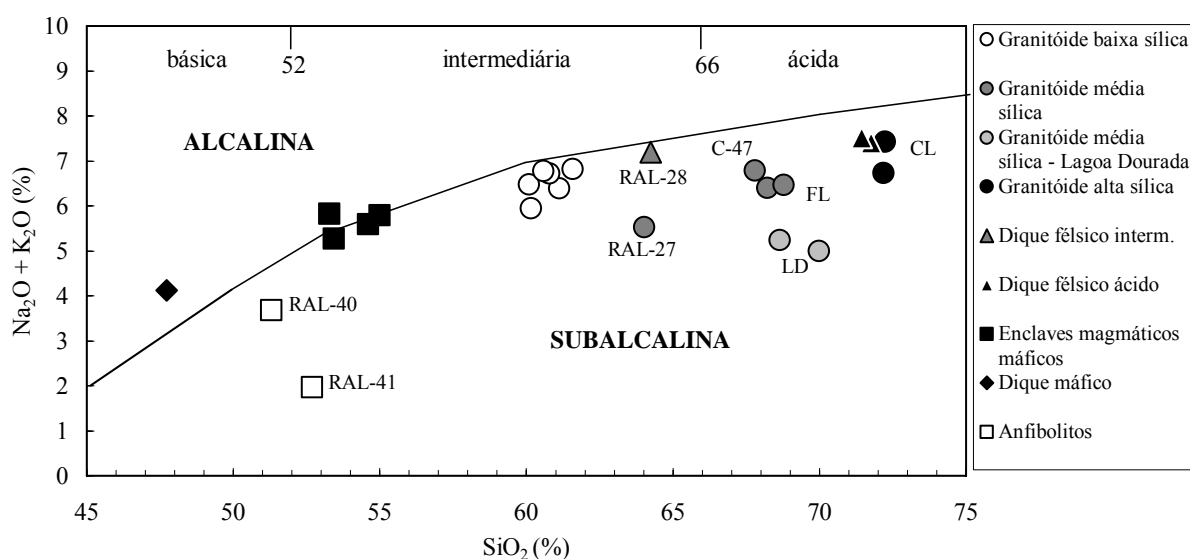
Em função do exposto anteriormente, na Tabela 4.1 a seguir, as rochas são separadas nos seguintes grupos petrológicos: (i) granitóides; (ii) diques félsicos; (iii) enclaves magmáticos máficos; (iv) dique máfico; e (v) anfíbolitos. Os granitóides são subdivididos nos grupos de baixa sílica ( $60\% \leq \text{SiO}_2 \leq 62\%$ ), média sílica ( $64\% \leq \text{SiO}_2 \leq 70\%$ ) e alta sílica ( $\text{SiO}_2 \geq 70\%$ ). No grupo de média sílica, as duas amostras da estação de Lagoa Dourada são tratadas em separado das demais e os diques félsicos aplíticos são subdivididos em intermediários e ácidos.

**Tabela 4.1** – Parâmetros composicionais selecionados das amostras investigadas.

Grupo	GRANITÓIDES				DIQUES FÉLSICOS		ENCLAVE MAGMÁTICO MÁFICO	DIQUE MÁFICO	ANFIBOLITOS
	Baixa sílica	Média sílica	Alta sílica	Interm.	Ácidos				
Estação	J, PM, FQ, FF, PC	C, RAL, FL	LD	CL	RAL	C, FQ	C, PC, FL	AM	RAL
Nº ams.	6	3	2	2	1	2	4	1	2
Classif. modal <sup>(a)</sup>	Bt-Hbl-QzD a T	Bt-T	Bt-T	Bt-T	Bt-T	Bt-T a Bt-Gnd	Bt-Hbl-D a QzD	Hbl-Bt-Lamprófito	Hbl Meta-basito
M <sup>(b)</sup>	>25-37 Bt-Hbl	≤18-12 ±Hbl	<12 +Grd±Hbl	<10	18	<10	>45 - 65 Hbl>>Bt	>65 Bt>>Hbl	>55 ±Bt, Qtz
Classif. norma <sup>(b)</sup>	T a Gnd	T a Tdj	T	Gnd a Tdj	T	Tdj			
SiO <sub>2</sub> (%)	>60 - 62	≥64 - 69	>68 - 70	72	64	>71 - 72	53 - 55	47,7	51 - 53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	>14,7 - 16,0	>15,6 - 16,1	>15,0 - 15,9	>14,9 - 15,2	>17,1	>15,0 - 15,2	>14,4 - 16,7	13,5	~13
Na <sub>2</sub> O(%)	≥3,8 - 4,4	≥3,5 - 5,5	≥4,4 - 4,8	≥4,3 - 4,6	5,5	≥4,6 - 4,7	≥3,5 - 4,7	1,2	≥1,6 - 2,6
K <sub>2</sub> O(%)	≤2,7 - 1,9	≤2,1 - 0,9	≤0,6 - 0,4	≤2,9 - 2,4	1,6	≤2,8 - 2,6	≤2,2 - 0,9	2,9	≤1,1 - 0,3
CaO(%)	≥4,6 - 5,3	≤5,0 - 3,2	≤4,2 - 3,9	≤2,6 - 2,1	3,5	≤2,2 - 2,0	≥6,7 - 7,2	9,8	9,4 - 11,6
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	≤0,68	≤0,56	≤0,13	≤0,63	0,30	≤0,60	≤0,63	2,40	≤0,43
Na <sub>2</sub> O+CaO	≥8,9 - 9,4	≤8,9 - 7,8	≤8,9 - 8,3	≤6,9 - 6,6	9,0	≤6,9 - 6,7	≥10,3 - 11,9	11,0	11,9 - 13,2
A/CNK <sup>(d)</sup>	≤0,9 - 0,8	≤1,0 - 0,9	≤1,0	≤1,1 - 1,0	≤1,0	≤1,0	≤0,8 - 0,7	0,6	≤0,6 - 0,5
FMMT <sup>(e)</sup>	≥9,8 - 12,6	≤8,3 - 4,5	≤5,7 - 5,4	≤2,8 - 1,9	6,4	≤2,9 - 2,3	≥13,8 - 17,6	22,6	19,5 - 21,6
Mg# <sup>(f)</sup>	≥0,54 - 0,60	≤0,41 - 0,39	≤0,38 - 0,36	≤0,38 - 0,31	0,39	≤0,40 - 0,35	≥0,55 - 0,62	0,41	0,49 - 0,51
Rb(ppm)	≤94 - 56	≤71 - 29	≤56 - 30	≤94 - 54	57	≤70 - 49	<67 - 28	93	≤27 - 1,9
Sr(ppm)	≥860 - 1150	≥425 - 860	≤390 - 375	≥371 - 601	907	≥725 - 824	≥633 - 1319	677	≤169 - 106
Ba(ppm)	≥1095 - 1388	≥716 - 944	≤120 - 113	≥646 - 1738	1931	≥1326 - 2395	≥570 - 1388	1077	≤144 - 56
Y(ppm)	≤20 - 19	≤13	≤6	≤7	8	≤4	≤22 - 19	37	≤27 - 23
La(ppm)	≥48 - 169	≤50 - 22	≤29 - 25	≤15 - 10	51,3	≤38 - 14	≥13 - 134	28,2	5,9 - 6,8
Yb(ppm)	≤1,6 - 1,3	≤1,3	≤0,5	≤0,8	0,6	≤0,4	≤2,1 - 1,5	3,1	≤2,8 - 2,5
Ni(ppm)	≥56 - 102	≤8	≤8	≤5	5	≤5	≥42 - 146	39	≥108 - 185
Cr(ppm)	≥116 - 240	≤14	≤14	≤7	7	≤7	≥82 - 267	55	≥113 - 144
Sr/Y	≥44 - 61	≥33 - 215	≥68 - 81	≥55 - 200	113	≥196 - 206	≥32 - 59	18	<7
La/Yb	≥27 - 33	≥34 - 129	≥92 - 105	≥54 - 157	77	≥122 - 142	≥21 - 29	14	<18 - 16

(a) e (c) – Respectivamente, classificação modal no diagrama QAP (Streckeisen 1976) e classificação normativa no diagrama Ab-An-Or (Barker 1979). Legenda: D=Diorito, Qz-D=Quartzo-Diorito, T=Tonalito, Gnd=Granodiorito, Tdj=Trondjemito. (b) – Soma da quantidade dos minerais máficos biotita (Bt) e hornblenda (Hbl). Grd indica granada. (d) – A/CNK = mol Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O). (e) – F+M+M+T = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+MnO+TiO<sub>2</sub>. (f) – Mg# = mol MgO/(MgO+FeO)

Na figura 4.2 a seguir, todo o conjunto de rochas amostradas é apresentado no diagrama álcalis total *versus* sílica, com a divisão dos campos de suítes alcalinas e subalcalinas (Irvine & Baragar, 1971), e os limites usados para classificar as rochas com base no teor em sílica, entre básicas, intermediárias e ácidas. Somente o dique máfico do Alto Maranhão enquadra-se nitidamente no campo de rochas alcalinas e básicas. As demais são rochas subalcalinas, com exceção de um enclave posicionado no limite entre os campos. Os anfibolitos são rochas subalcalinas básicas, no limite com intermediárias. Nota-se que há uma clara diferença no teor em álcalis dos dois anfibolitos, no sentido de que o anfibolito mais intrinsecamente recortado por material tonalítico (RAL-40) é mais rico em álcalis (soma de 3,68% Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, para 1,97 da amostra RAL-41). Os enclaves distinguem-se do dique máfico e dos anfibolitos pelo teor relativamente mais elevado em sílica e em álcalis total, ocupando o campo de rochas intermediárias, porém próximo do campo de rochas básicas (53-55% SiO<sub>2</sub>). Comparando-se o teor de sílica dos enclaves com os granitóides de baixa sílica – cuja associação é uma característica fundamental de campo, observa-se que não há rochas com teor de sílica >55 e <60, indicando um *gap* composicional entre estes dois grupos petrológicos.



**Figura 4.2** - Diagrama total álcalis *versus* sílica para todas as rochas investigadas. Subdivisão dos campos de suítes alcalinas e subalcalinas segundo Irvine & Baragar (1971). Também está indicada a divisão entre rochas básicas, intermediárias e ácidas.

Entre os granitóides nota-se que o aumento do teor em sílica não necessariamente corresponde a um aumento do teor da soma dos álcalis; quando este ocorre ele se verifica somente nos granitóides de mais alta sílica, mesmo assim com um aumento relativamente moderado comparativamente ao incremento em sílica. Há duas exceções a esta tendência, a dos granitóides de média sílica de Lagoa Dourada, que possuem soma de álcalis francamente inferior aos demais; e o granitóide do Ribeirão Água Limpa, também com teor relativamente menor em álcalis. Por sua vez, os diques aplíticos ácidos

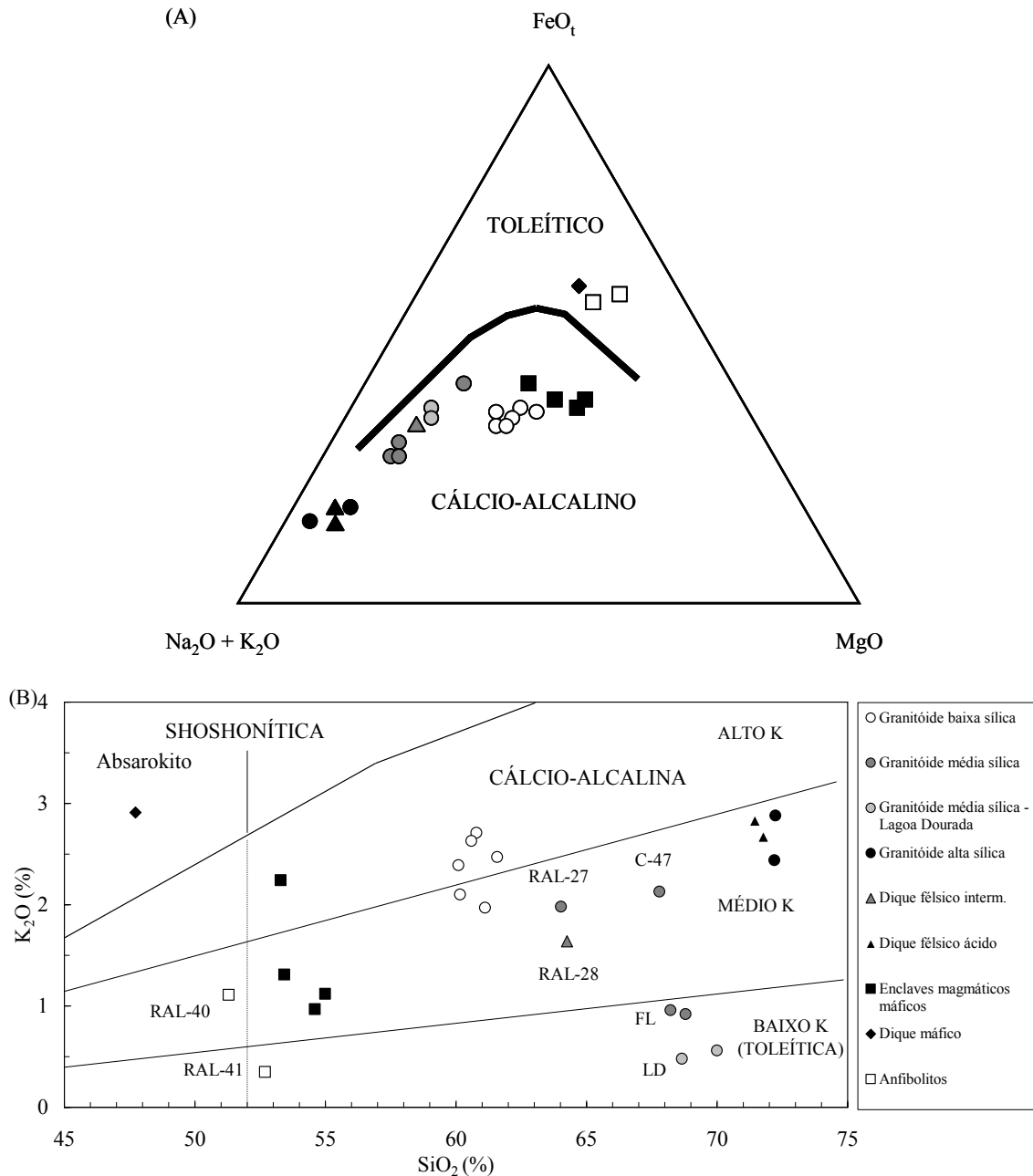
ocupam a mesma posição que os granitóides de alta sílica de Conselheiro Lafaiete.

As diferenças no teor em álcalis dos granitóides se refletem na composição mineralógica e modal dos mesmos. Para os granitóides de baixa e média sílica, o feldspato alcalino é ausente ou ocupa pequena porcentagem modal, em consequência, o principal mineral que incorpora o potássio é a biotita, e então, a soma dos álcalis está diretamente relacionada com a porcentagem modal de biotita + a porcentagem de Ab na molécula do plagioclásio. Deste modo, explica-se o teor em álcalis similar entre granitóides de baixa e média sílica (à exceção dos anteriormente mencionados, RAL27 e LD), pois os primeiros possuem mais biotita, para um teor da molécula de anortita em torno de  $An_{20}$  (oligoclásio ácido, Tabela 3.2 e Fig. 3.2C), presumivelmente similar aos dos granitóides de média sílica. O baixo teor em álcalis dos tonalitos de Lagoa Dourada reflete-se em ausência de k-feldspato (observado somente como traços), baixa porcentagem de biotita (8,5% modal) e teor de anortita do plagioclásio situado na faixa  $An_{30}$ - $An_{20}$  (o mais básico dentre os granitóides analisados, Tabela 3.2 e Fig. 3.2C). O tonalito do Ribeirão Água Limpa possui porcentagem modal de biotita similar à dos granitóides de baixa sílica, porém o feldspato alcalino não foi detectado e a porcentagem da molécula de anortita é também mais anortítica (atinge até  $\sim An_{30}$ ). O maior teor em álcalis dos granitóides de alta sílica reflete-se em composições mais próximas do campo granodiorítico, dado que a porcentagem de biotita é baixa nestas amostras (<10%).

Nos diagramas AFM e  $K_2O$  versus  $SiO_2$  da figura 4.3, todas as amostras são classificadas no contexto de suítes subalcalinas. A rigor, esta divisão não se aplicaria ao dique máfico, uma vez que no diagrama total álcalis versus sílica o mesmo recaiu no campo de suítes alcalinas. Entretanto, esta amostra é colocada com as demais no sentido de ressaltar seu caráter distinto em relação aos anfíbolitos e aos enclaves máficos magmáticos. No diagrama AFM (Fig. 4.3A), nota-se a afinidade de enclaves magmáticos máficos, granitóides e diques intermediários a ácidos, isto é, das rochas atribuídas e/ou associadas à Suíte Alto Maranhão, às suítes cálcio-alcalinas. O dique máfico e os anfíbolitos recaem no campo de suítes toleíticas. No diagrama da figura 4.3B, utilizado para separar grupos de rochas de suítes cálcio-alcalinas com base ao teor de  $K_2O$ , há uma tendência geral entre enclaves magmáticos máficos e granitóides de baixa, média e alta sílica, incluindo diques félsicos, para suítes de médio potássio. Pontos fora desta tendência são encontrados seja para proximidade com suítes cálcio-alcalinas de alto potássio (um enclave e alguns pontos de granitóides baixa sílica), seja de alguns granitóides de média sílica para o campo de suítes cálcio-alcalinas de baixo potássio (as amostras de Lagoa Dourada e da Fazenda Luzitana).

Por sua vez, os anfíbolitos também ocupam dois campos, baixo e médio potássio, porém uma explicação neste caso é que a amostra com maior potássio é a com intensa venulação de material

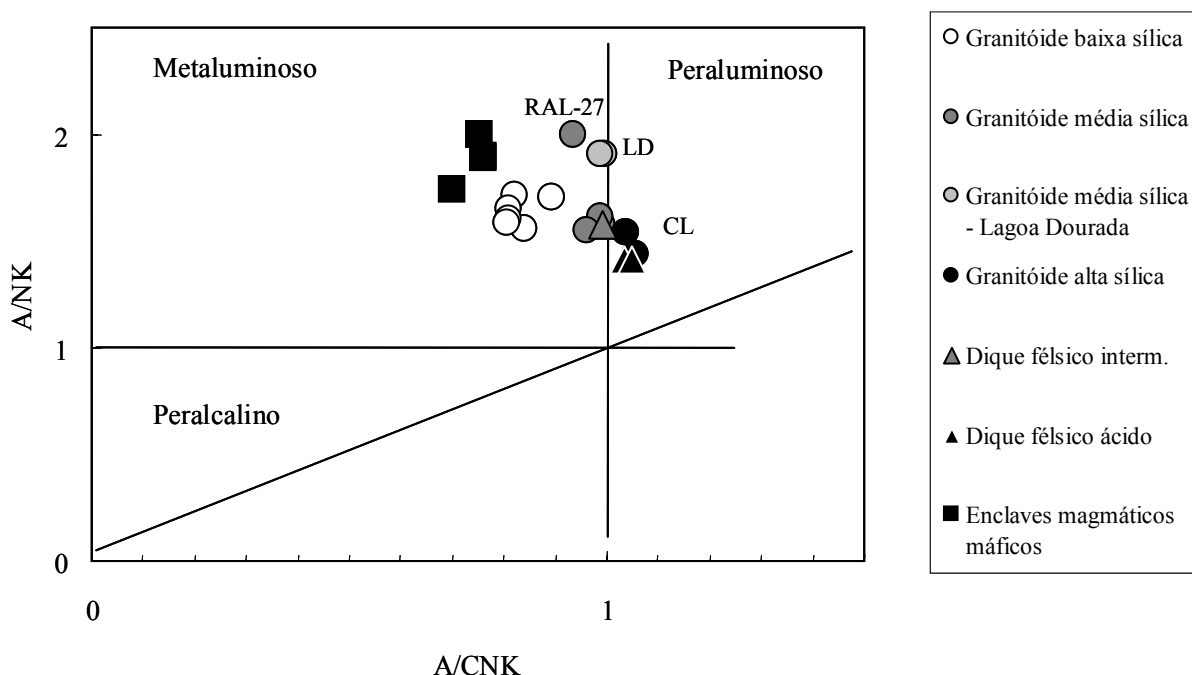
tonalítico, e portanto, a classificação mais apropriada para os anfibolitos é a da amostra RAL-41, que corresponde à de suítes de baixo potássio (toleíticas) para estas rochas. O dique máfico ocupa a posição de rochas da suíte shoshonítica, no caso o campo de basalto rico em potássio, de onde o nome absarokito.



**Figura 4.3** - Diagramas de classificação de suítes subalcalinas. (A) AFM, com os campos de suítes toleíticas e cálcio-alcálicas segundo Irvine & Baragar (1971). Legenda das rochas como em B. (B)  $K_2O$  versus  $SiO_2$  com subdivisão dos campos segundo Le Maitre *et al.* (1989).

Na figura 4.4 apresenta-se a classificação dos enclaves, granitóides e diques félsicos no diagrama que relaciona a proporção molecular de alumínio para a soma de álcalis, e a proporção molecular de alumínio para a soma de álcalis mais cálcio. Todos os granitóides de baixa e média sílica

possuem índice A/CNK inferior ou igual a 1,0. As amostras com os menores valores deste índice ( $\leq 0,9$ ) são aquelas com quantidades importantes de hornblenda e biotita. As amostras com pequenas quantidades de biotita, com hornblenda ausente ou em pequenas quantidades, possuem índice entre 0,9 até 1,0. As amostras de granitóides de alta sílica e os diques félsicos ácidos são peraluminosas, com índice A/CNK entre 1,0 a 1,1. Os granitóides de alta sílica são as amostras de Conselheiro Lafaiete, e possuem biotita e muscovita, embora a muscovita neste caso seja atribuída fundamentalmente a processos pós-magmáticos.



**Figura 4.4** – Diagrama de proporção molecular de  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$  versus  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$  (Maniar & Picolli 1989).

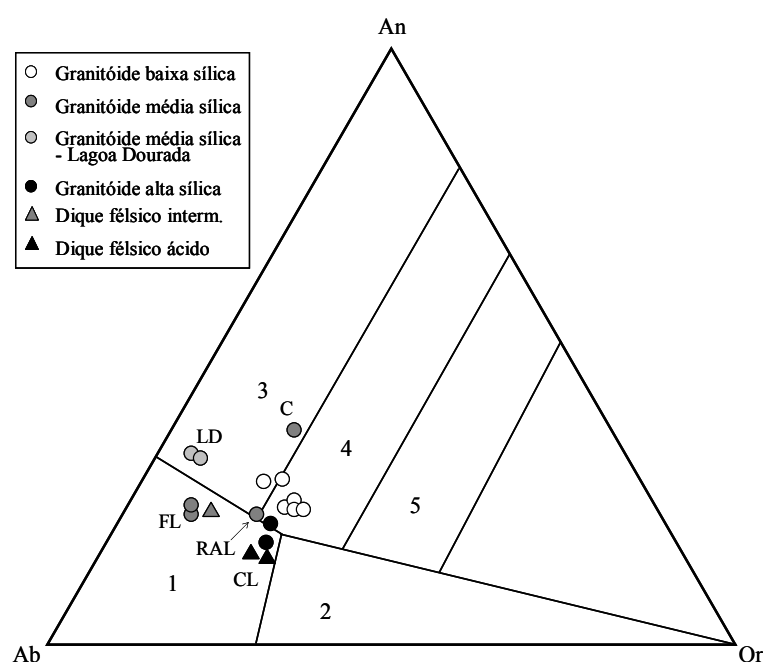
Na Tabela 4.3 (posicionada no final deste Capítulo) estão listados os valores de minerais normativos das amostras de granitóides e diques félsicos. O excesso de alumínio em relação ao cálcio e álcalis é suficiente para formar entre 0,7 a 1,0% de Corundum normativo nas amostras de granitóides de alta sílica e diques ácidos. Este mineral aparece também com 0,2 a 0,3% no tonalito de Lagoa Dourada (com biotita, granada e  $\pm$  hornblenda), no dique félsico intermediário biotita-tonalítico do Ribeirão Água Limpa (0,5%), no biotita tonalito da Fazenda Luzitana (0,1%) e com 0,3% no biotita tonalito de Caeté.

Na figura 4.5 apresenta-se a classificação dos granitóides e diques félsicos no diagrama triangular Ab-An-Or de O'Connor (1965), com as divisões propostas por Barker (1979). A rigor, conforme salienta Rollinson (1993), o diagrama é proposto para rochas granitóides com  $>10\%$  de quartzo normativo e/ou  $>20\%$  de quartzo modal no diagrama QAP. Alguns dos granitóides de baixa



silica não preenchem estes critérios, porém foram incluídos no diagrama pelo fato de posicionarem-se muito próximos dos limites requeridos, isto é  $\geq 18\%$  de quartzo modal no QAP, ou  $\geq 9,3\%$  de quartzo normativo (Tabela 4.3).

Assim, em termos deste diagrama, as amostras ocupam campos de tonalito, granodiorito e trondhjemitito. Os trondhjemitos são os granitóides de alta sílica de Conselheiro Lafaiete e os diques félsicos ácidos. Destas amostras, ambas possuem feldspato alcalino ( $\sim 7\%$ ) e biotita como único mineral máfico, a do granitóide (CL-34) classifica-se também como trondhjemitito do ponto de vista de classificação modal, isto é, tonalitos com  $<10\%$  de minerais máficos (Streckeisen 1976), enquanto a amostra de dique ácido (CL-46) classifica-se como granodiorito com  $<10\%$  de máficos (Tabela 3.2 e Fig. 3.3). Os granitóides de baixa sílica ocupam o campo de tonalito e granodiorito no diagrama Ab-An-Or, muito próximos entre si. Do ponto de vista modal, todos possuem  $<5\%$  modal de k-feldspato e equivalem a biotita-hornblenda quartzo-dioritos ou tonalitos no diagrama QAP (Tabela 3.2 e Fig. 3.3). Deste modo, a relativa maior porcentagem da molécula de ortoclásio normativo é consequência da quantidade de  $K_2O$  incorporado na biotita destas rochas. Os granitóides de média sílica e o dique félsico intermediário correspondem a tonalito e trondhjemitito no diagrama Ab-An-Or. Estas amostras se classificam como biotita tonalitos no diagrama QAP. Os tonalitos de Lagoa Dourada estão muito próximos também da definição de trondhjemitos modais, pois têm  $<10\%$  de biotita, entretanto com pequena porcentagem de anfibólio e granada, o que eleva a quantidade de máficos a  $\sim 12\%$  (Tabela 3.2 e Fig. 3.3).



**Figura 4.5** – Diagrama de classificação de rochas granitóides baseado na proporção entre Ab-An-Or (O'Connor (1965), com a delimitação dos campos proposta por Barker 1979). 1-Trondhjemitito, 2-Granito, 3-Tonalito, 4-Granodiorito, 5- Quartzo-monzonito.

### 4.3 – DIAGRAMAS BINÁRIOS

Diagramas binários foram construídos para ressaltar aspectos composicionais e a existência de possíveis processos magmáticos entre as rochas atribuídas à Suíte Alto Maranhão, isto é, os diferentes grupos petrológicos representados pelos enclaves magmáticos máficos, granitóides de baixa, média e alta sílica, e os diques félsicos. Nestes mesmos diagramas, o dique máfico e os anfibolitos também foram incluídos, no sentido de ressaltar as suas propriedades geoquímicas específicas e identificar diferenças com as demais amostras.

Na construção dos diagramas binários (Fig. 4.6), adotou-se como variável do eixo  $x$  o MgO, dado que, como anteriormente visto na composição modal de enclaves e granitóides, a variação mais expressiva entre os diferentes tipos petrográficos se dá pela diferença de composição modal de minerais ferromagnesianos. Quimicamente isto fica claro na tabela de síntese dos parâmetros composicionais (Tabela 4.1), na qual se nota que o índice FMMT ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ ), assim como a sílica, não apresentam superposição entre os diferentes grupos de granitóides, e destes com os enclaves magmáticos máficos. Isto sugere que a remoção ou adição de minerais ferromagnesianos entre os diferentes granitóides, e entre granitóides e enclaves, seja por cristalização fracionada no primeiro caso, seja por mistura de magmas no segundo, pode ser monitorada, caso ocorra, observando-se o comportamento dos demais óxidos em relação ao MgO (Rollinson 1993).

Na figura 4.6 está representada a variação dos elementos maiores em % do óxido em relação ao MgO. Em cada um destes gráficos traçou-se as linhas de tendência reunindo pontos analíticos com variação química sistemática dentro dos diferentes grupos e/ou entre os grupos quando se mostraram consistentes. Observa-se que, à exceção do  $\text{K}_2\text{O}$ , que mostra comportamento aleatório, todos os demais óxidos mostram algum tipo de variação sistemática com o MgO. Isto fica particularmente evidente entre os pontos analíticos que reúnem as amostras de enclaves magmáticos máficos e os granitóides de baixa sílica. Estes dois grupos mostram o mesmo tipo de correlação positiva do MgO com  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , e negativa com  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ . O CaO mantém-se em teores praticamente constantes nos dois grupos. Estas tendências se mostram como linhas paralelas nos diagramas, à exceção do  $\text{TiO}_2$ , em que a linha de tendência é contínua. Esse tipo de comportamento nos diagramas de variação sugere que os mesmos processos atuaram em conjunto nos dois grupos. Pode ser postulado que este comportamento reflete a importância da cristalização de hornblenda e dos minerais acessórios, apatita e ilmenita como mecanismo fundamental da variação química observada. A hornblenda é um mineral ferromagnesiano e metaluminoso, de modo que, a sua separação no processo produz o enriquecimento no líquido residual em alumínio, sódio e silício, como observado nos diagramas. A cristalização ininterrupta de ilmenita e apatita, desde as rochas mais ricas em magnésio

em cada um desses dois grupos, provoca a diminuição continuada de  $TiO_2$  e  $P_2O_5$  nos termos menos magnesianos. Isto é consistente com as observações petrográficas da comum associação desses minerais acessórios como inclusões na hornblenda.

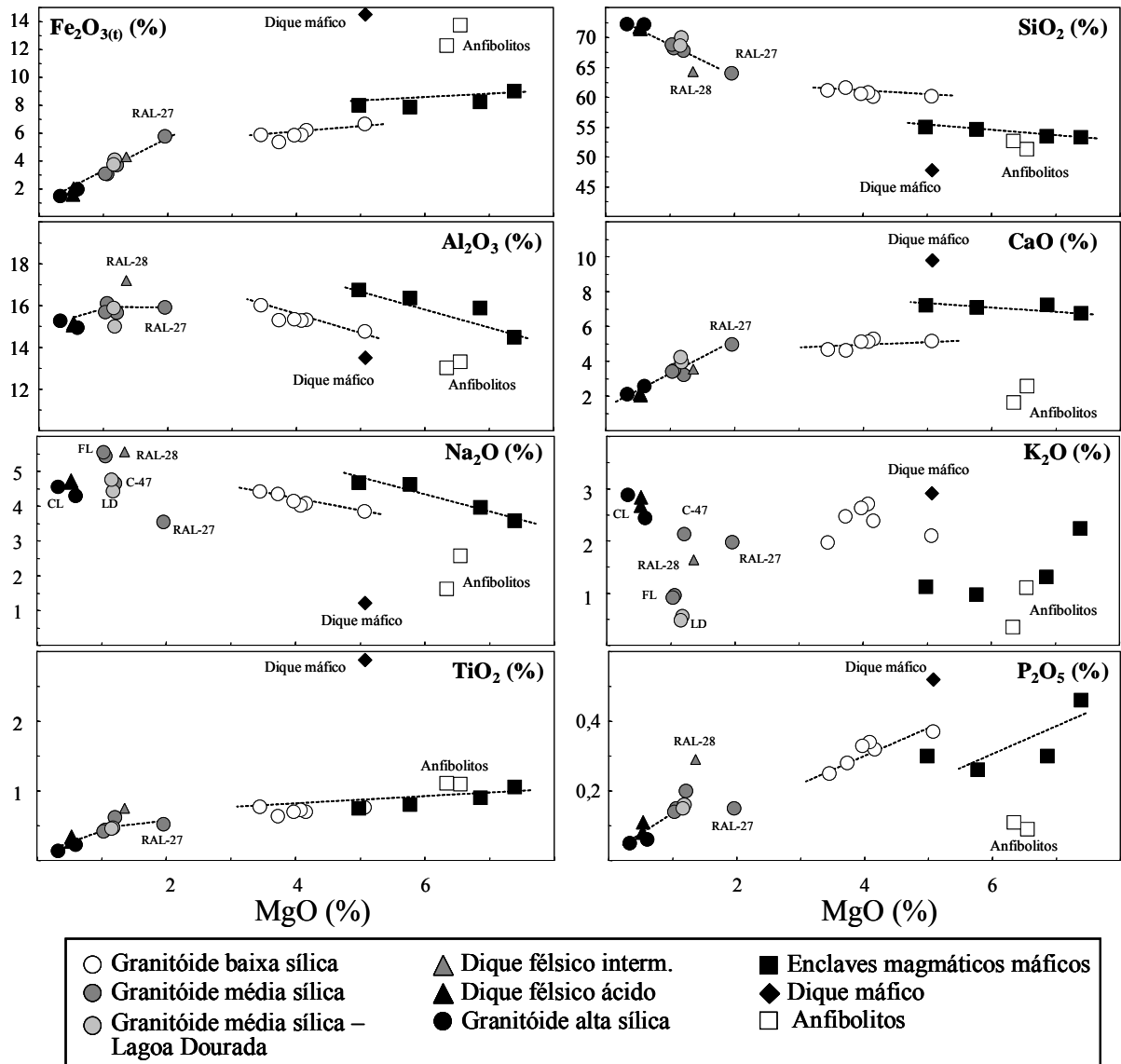


Figura 4.6 – Diagramas binários de correlação de elementos maiores *versus* MgO.

Algumas das linhas de tendência observadas para os granitóides de baixa sílica também são observadas para os granitóides de média e alta sílica, particularmente a correlação positiva do MgO com  $Fe_2O_{3(t)}$ ,  $TiO_2$  e  $P_2O_5$ . O CaO, que se mantém praticamente constante nos granitóides de baixa sílica, mostra correlação positiva com o MgO nos demais granitóides. O  $Al_2O_3$  inverte o comportamento, e passa de negativamente correlacionado com MgO nos granitóides de baixa sílica, para positivamente correlacionado nos de média e alta sílica. Isto deve refletir o papel exercido pela cristalização de biotita nestas rochas, uma vez que este mineral é peraluminoso e ferromagnésiano. No

entanto, não é possível afirmar que estas rochas se relacionem entre si por cristalização fracionada de biotita, uma vez que são rochas de contexto distintos.

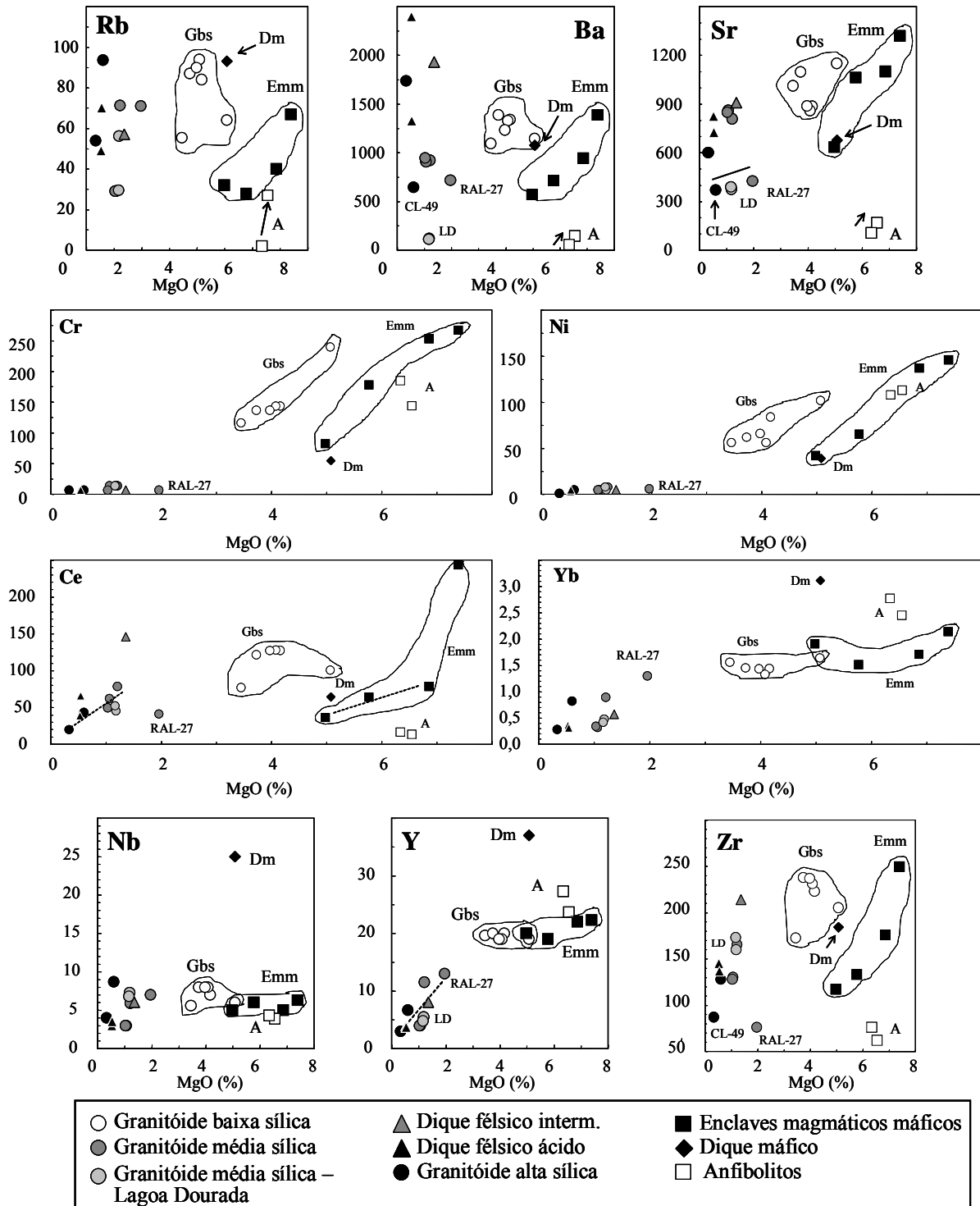
A dispersão dos pontos para o  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  parece refletir características próprias individualizadas de cada estação de trabalho dos granitóides de média e alta sílica (Fig. 4,6). Assim, para os granitóides da Fazenda Luzitana (FL) e Lagoa Dourada (LD) verificam-se os menores valores de potássio, para valores similares de sódio com as demais amostras destes grupos. Isto explica a classificação, respectivamente, trondhjémítica e tonalítica dos granitóides destas duas estações de trabalho no diagrama normativo Ab-An-Or (FL e LD na Fig. 4.5). Nas demais amostras de granitóides de média e alta sílica das estações de trabalho de Conselheiro Lafaiete (CL), Ribeirão Água Limpa (RAL), e Caeté (C), e nos diques félsicos, os teores de potássio são mais elevados, atingindo o valor máximo de 2,88% em uma amostra de granitóide de alta sílica. Entretanto, a afinidade tonalítica-trondhjémítica se mantém, dada a relação  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  sempre inferior a 0,63, e o posicionamento no campo de tonalitos e trondhjemitos no diagrama normativo Ab-An-Or, embora algo mais próximo do campo de granodioritos (FL e LD na Fig. 4.5)

As características químicas distintivas do dique máfico e dos anfíbolitos também podem ser visualizadas nos diagramas da figura 4.6, particularmente se comparados com outras rochas com teor similar de  $\text{MgO}$ . Ambas são rochas mais ricas em ferro e com menor teor em Na, o que explica que estas rochas ocupam o campo toleítico no diagrama AFM da figura 4.3. A natureza enriquecida em elementos incompatíveis do dique máfico fica evidenciada, dado seu conteúdo bastante mais elevado em  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Os anfíbolitos, por sua vez, são rochas de características diferentes da dos enclaves máficos magmáticos: são rochas mais ricas em ferro, e com menor teor de Al, Ca, Na, K (excluindo a amostra RAL-40, por razões anteriormente mencionadas) e P.

Nos diagramas da figura 4.7 são apresentados a variação dos teores de elementos traço *versus* o  $\text{MgO}$ . Quatro grupos de elementos foram selecionados: (i) Elementos litófilos (LILE) – Rb, Ba e Sr; (ii) Elementos de grande potencial iônico (HFSE) – Nb, Y e Zr; Elementos terras raras leves e pesados (ETRL e ETRP), respectivamente pelo Ce e Yb; e Elementos de transição – Cr e Ni. O campo de abrangência dos valores do grupo de granitóides de baixa sílica (Gbs) e dos enclaves magmáticos máficos (Emm) está delineado para melhor visualização.

Ressalta-se no diagrama a similaridade entre o campo de valores – máximos e mínimos - observados para o grupo Gbs e os Emm para todos os elementos considerados, isto é LILE, HFSE, ETRL e ETRP, Cr e Ni. Pequenas discrepâncias se verificam para os valores de Rb (que atingem maiores valores nos granitóides) e Cr e Ni, que atingem maiores valores nos enclaves. Isto é consistente com a maior participação de hornblenda nos enclaves e de biotita nos granitóides. As

linhas de tendência paralelas de correlação positiva do Cr e Ni com o MgO, entre Gbs e Emm, indicam que o mineral responsável por esta variação é a hornblenda em ambos os grupos, considerando que este mineral ocorre em abundância nestas rochas e possui coeficiente de partição muito elevado para o Cr e Ni (Rollinson, 1993).



**Figura 4.7** – Diagramas binários de correlação de elementos traço *versus* MgO. Emm=enclave magmático máfico, Gbs=granitóide de baixa sílica, Dm=dique máfico, A=anfíbólito.

O conteúdo similar de elementos, sejam os litófilos Ba e Sr, sejam os elementos incompatíveis (ETR, Nb, Y e Zr), entre Emm e Gbs, aliados ao comportamento de tendências de variação paralelas destas mesmas rochas observado para elementos maiores (Fig. 4.6), sugere que provavelmente resultam da cristalização de magmas co-genéticos, isto é, provenientes do mesmo tipo de fonte. Dado que os valores de número de magnésio destes dois grupos de rochas é elevado ( $\geq 0,54$ ), e os valores de elementos compatíveis Cr e Ni são altos, respectivamente  $\geq 82$  ppm e  $\geq 42$  ppm (Tabela 4.1), sugere-se que esta fonte é o manto, de maneira similar ao que é sugerido para magmas andesíticos de alto magnésio ou adakitos (Martin *et al.* 2005). Fonte mantélica para rochas tonalíticas do Alto Maranhão foram sugeridas por Noce (1995) e Noce *et al.* (2000) com base em valores de  $\epsilon_{Nd}$  ligeiramente positivos (+ 1,3) calculados para a idade de cristalização de titanitas em  $2124 \pm 2$  Ma. A cristalização da mesma assembléia de minerais acessórios de Emm e Gbs, conforme observada na petrografia, reflete-se de maneira bem nítida nos diagramas de variação para os elementos traço Ce (allanita), Nb (ilmenita), Y (apatita) e Zr (zircão) (Fig. 4.7). Este fato reforça a hipótese do caráter co-genético dos magmas de Emm e Gbs.

Algumas tendências também são observadas nos diagramas de variação dos pontos analíticos de granitóides de média e alta sílica, e diques félsicos. Os diagramas de variação de elementos litófilos *versus* MgO (Fig. 4.7) sugerem que há uma distinção dos tonalitos de Lagoa Dourada, pelo fato de apresentarem valores de Ba e Sr relativamente inferiores aos demais granitóides (respectivamente  $\leq 120$  ppm e 390 ppm para Lagoa Dourada e  $\geq 716$  ppm e  $\geq 425$  ppm nos demais, Tabela 4.1 e Fig. 4.7). Em relação aos elementos compatíveis Cr e Ni, os teores são baixos ( $\leq 14$  ppm e  $\leq 8$  ppm). A correlação positiva do Ce com o MgO parece refletir o papel do fracionamento da allanita, mesmo nos termos mais ricos em sílica destes grupos. Do mesmo modo, a correlação positiva de Y e Zr com MgO reflete o fracionamento de apatita e zircão. Tanto para o Ce, como para o Zr, a amostra de tonalito do Ribeirão Água Limpa diferencia-se das demais por apresentar valores mais baixos que o esperado, dado seu conteúdo em MgO. À exceção de Lagoa Dourada, onde o mineral opaco é a magnetita, nas demais amostras, os valores de Nb devem refletir a maior ou menor participação de titanita, uma vez que este elemento tende a substituir o titânio na estrutura deste mineral (Best & Christiansen 2001). Para este mineral, as observações petrográficas indicaram duas variedades texturais principais: cristais subautomorfos de dimensões milimétricas, com ou sem núcleo de ilmenita; e grânulos submilimétricos crescidos em clivagens de biotita e/ou hornblenda. Do ponto de vista de processo ígneo, é a primeira variedade textural que influencia na correlação positiva de MgO com Nb observada na figura 4.7.

Algumas observações em relação à composição química de elementos traço do dique máfico e dos anfíbolitos corroboram a natureza química distinta destas rochas entre si delineadas na análise dos elementos maiores, e entre estas e os enclaves magmáticos máficos (Fig. 4.7). Os anfíbolitos são

rochas de baixo potássio, e esta característica reflete-se no baixo conteúdo de elementos litófilos, Rb, Ba e Sr. Há uma ligeira variação no conteúdo dos elementos litófilos, principalmente o Rb, entre as duas variedades de anfibolito amostradas. O valor mais elevado encontrado na amostra RAL-40, que apresenta biotita e hornblenda porfiroblástica, é interpretado como efeito da intrusão de filonetes de tonalito na amostra. Os valores de Cr e Ni respectivamente ( $\geq 108$  ppm e 113 ppm) corroboram a natureza ortoderivada destes anfibolitos, o que aliado com o baixo conteúdo de HFSE (*e.g.* Zr e Nb) e ETRL (*e.g.* Ce) e elementos litófilos (Rb, Ba e Sr, considerados somente os valores da amostra RAL-41, de textura nematoblástica fina e desprovida de biotita), sugerem fonte mantélica peridotítica (Winter, 2001).

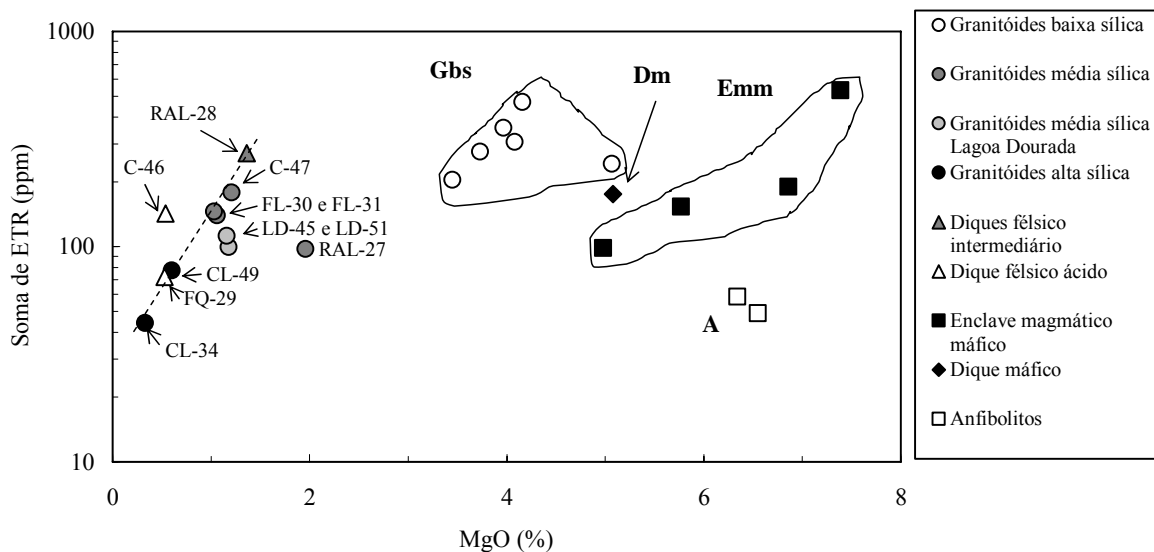
O dique máfico apresenta valores elevados de elementos litófilos, em particular Ba e Rb, e deste modo corroboram sua natureza como rocha filoneana de alto potássio. Outros elementos incompatíveis mostram-se também enriquecidos no dique máfico, especialmente se comparados ao anfibolito: Ce, Yb, Nb, Y e Zr. Estas características, aliados ao conteúdo moderado de elementos compatíveis (Cr = 55 ppm, Ni = 39 ppm e Mg# = 0,41) sugerem baixo grau de fusão parcial do manto metassomatizado para fonte desse magma (Winter 2001, Best & Christiansen 2001).

#### 4.4 – DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TERRAS RARAS

O conteúdo de elementos terras raras e elementos traço das amostras investigadas encontra-se na Tabela 4.2. Dois gráficos introdutórios de análise destes dados são apresentados a seguir nas figuras 4.8 e 4.9. Na figura 4.8 é feita uma correlação entre o conteúdo total de ETR e a porcentagem de MgO, e na figura 4.9 apresenta-se uma correlação entre os valores de fracionamento da curva de ETR normalizada ao condrito [indicado pelo valor de  $(La/Yb)_n$ ] e o valor da anomalia do Eu.

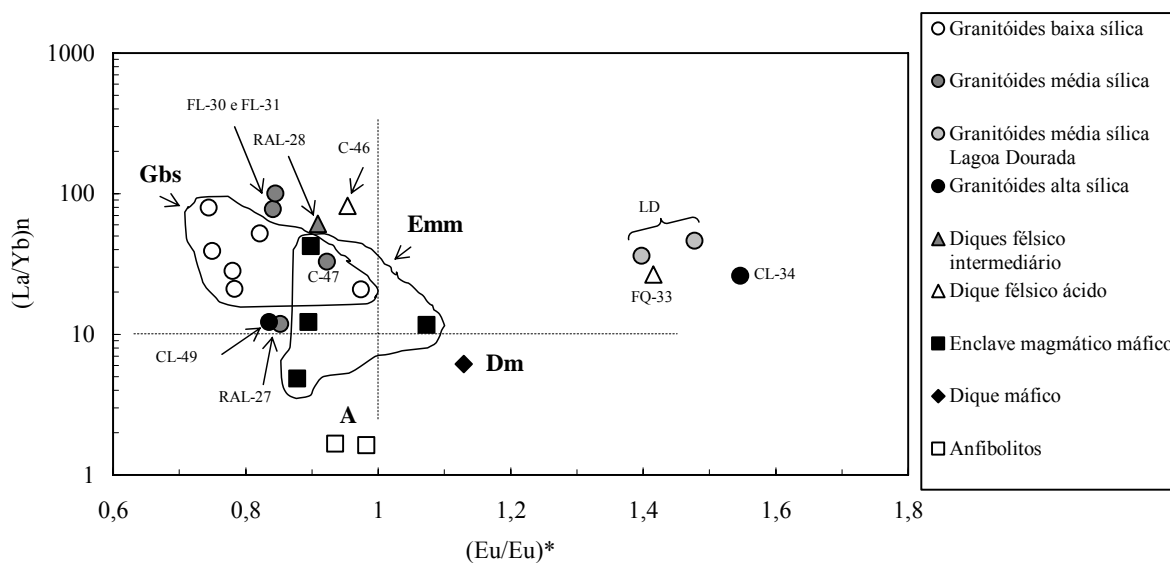
Na correlação entre a soma de ETR e o teor de MgO (Fig. 4.8), observa-se a repetição dos mesmos padrões gerais encontrados nos outros diagramas de variação de MgO *versus* elementos incompatíveis. No conjunto de dados dos granitóides, enclaves e diques félsicos, há uma correlação positiva do conteúdo total de ETR e o teor de MgO. A tendência de decréscimo de ETR segue linhas paralelas para granitóides de baixa sílica e enclaves magmáticos máficos, e reforça a hipótese que ambos os conjuntos de rochas têm a sua variação química fundamentalmente controlada pelo fracionamento de hornblenda e minerais acessórios, conforme demonstrado nos diagramas de variação para elementos maiores e elementos traço (Figs. 4.6 e 4.7). Os granitóides de média sílica e alta sílica, e os diques félsicos possuem menor conteúdo de ETR, porém com mesma tendência geral de correlação positiva com o MgO. O dique máfico apresenta valor elevado de ETR, comparável ao dos enclaves magmáticos máficos, enquanto que nos anfibolitos este valor é bem menor, ressaltando a

diferença destas rochas com os enclaves magmáticos e os diques.



**Figura 4.8** – Diagrama de correlação de conteúdo total de ETR (ppm) versus MgO. Emm=enclave magmático máfico, Gbs=granitóide de baixa sílica, Dm=dique máfico, A=anfíbolito. Notar escala logarítmica no eixo y.

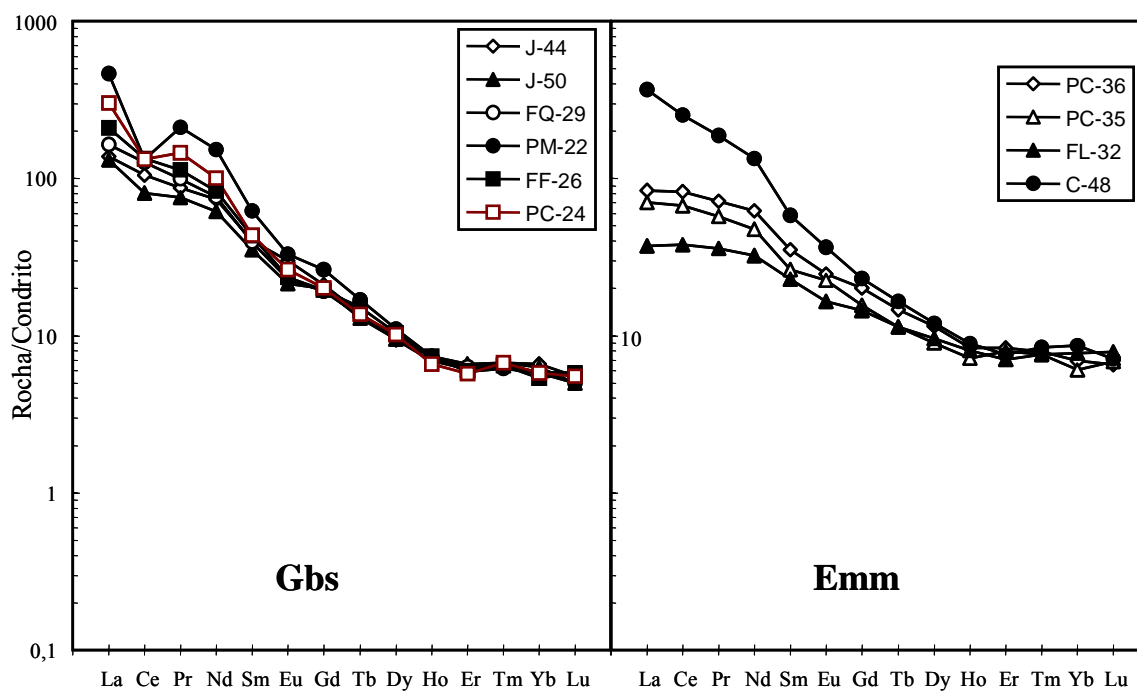
Os parâmetros utilizados na construção do diagrama da figura 4.9 permitem identificar as diferenças e semelhanças entre as curvas de fracionamento de ETR, e o comportamento do Eu em relação aos demais ETR. As curvas completas com o perfil normalizado ao condrito encontram-se nas figuras 4.10 (granitóides de baixa sílica e enclaves magmáticos máficos), figura 4.11 (granitóides de média e alta sílica e diques fêlsicos) e figura 4.12 (dique máfico e anfíbolitos). Os comentários a seguir analisam esses diagramas de acordo com essa organização dos dados, abordando inicialmente granitóides de baixa sílica (Gbs) e enclaves magmáticos máficos (Emm); granitóides de média e alta sílica e diques fêlsicos intermediários e ácidos (respectivamente Gms, Gas, Dfi e Dfa); e finalmente dique máfico e anfíbolitos (Dm e A).



**Figura 4.9** – Diagrama de correlação entre  $(La/Yb)_n$  e  $(Eu/Eu)^*$ . Detalhes no texto.



Todas as curvas de ETR de Gbs e Emm são fracionadas em ETR, com enriquecimento de ETRL/ETRP (Tabela 4.1 e Fig. 4.9). As curvas de ETR dos enclaves magmáticos máficos mostram grau de fracionamento menos pronunciado do que a dos granitóides de baixa sílica, com exceção de uma amostra de enclave, que mostra-se também fortemente fracionada (Fig. 4.9). O perfil de ETR destes dois grupos é muito similar, com uma padrão listrico em leque, no sentido de que as curvas mostram-se similares, mas com pendentes mais suavizadas para as amostras com menor conteúdo de ETRL (Fig. 4.10). Isto indica que a variação do conteúdo de ETRL destas amostras é controlado em grande medida pelo fracionamento de allanita, mineral que incorpora preferencialmente ETRL em sua estrutura, em substituição ao cálcio (Deer *et al.* 1992, Rollinson 1993, Seixas 2000, Best & Christiansen 2001). Em relação à anomalia de európio, nos Gbs esta é inexistente ou negativa (valores variando de 0,97 a 0,74). Nos Emm, com exceção de uma amostra em que é ligeiramente positiva (1,07), nas demais se mantém constante e negativa (0,90 a 0,88).



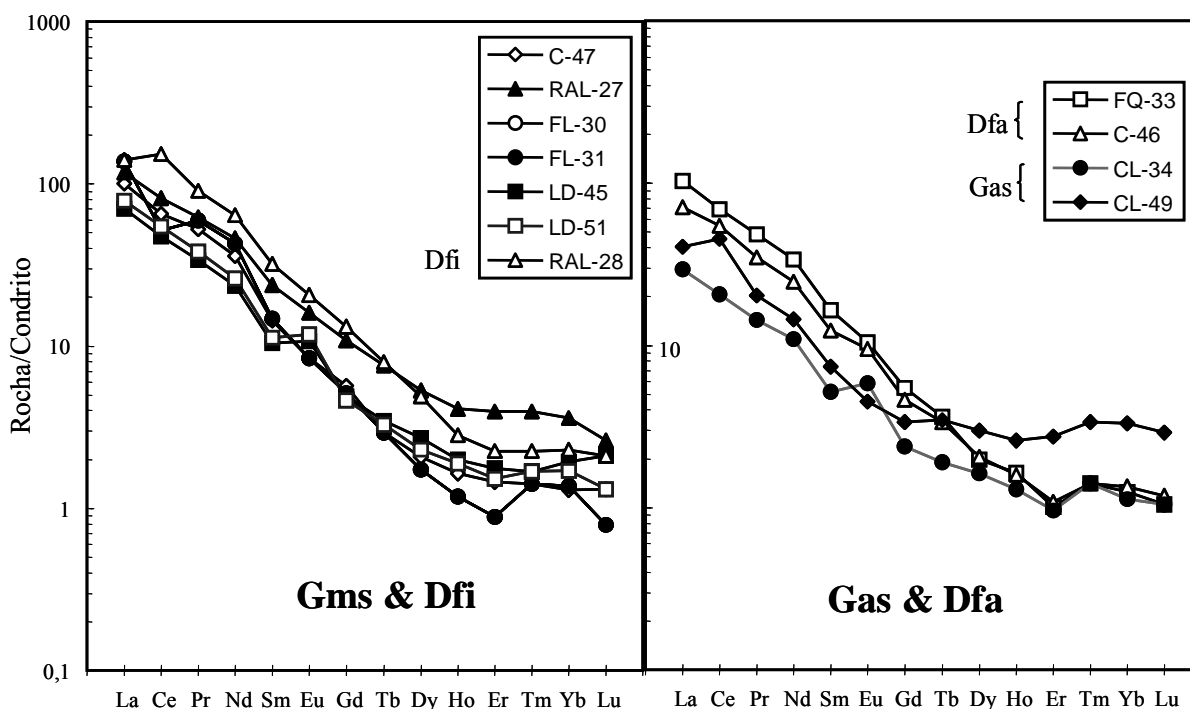
**Figura 4.10** – Diagramas de elementos terras raras normalizados ao condrito para o grupo de granitóides de baixa sílica (Gbs) e enclaves magmáticos máficos (Emm). Valores de normalização de Taylor & McLennan (1985).

Na figura 4.11 estão colocados os dados referentes aos granitóides de média e alta sílica (Gms e Gas), e os diques félsicos intermediário e ácidos (Dfi e Dfa). Para os fins de comparação do conteúdo e das curvas de ETR em rochas do mesmo teor de sílica, a amostra de dique intermediário foi colocada junto com granitóides de média sílica, e as amostras de diques félsicos ácidos foram colocadas junto com os granitóides de alta sílica. O comportamento dos ETR deste conjunto de rochas é algo mais heterogêneo que o observado nos Emm e Gbs, embora a seguintes tendências gerais

estejam presentes:

(i) O conteúdo decrescente na somatória de ETR com o aumento do teor em sílica. Isto é observado no diagrama da figura 4.8, em que todas as amostras de Gms apresentam maior teor de ETR do que as amostras de Gas. Esta observação é válida também entre o dique intermediário (RAL-28, com maior conteúdo de ETR) em relação aos diques félsicos ácidos (amostras C-46 e FQ-29);

(ii) Os tonalitos de Lagoa Dourada são os únicos Gms com anomalia positiva de Eu nos perfis de ETR (Figs. 4.9 e 4.11). Esta característica geoquímica destes tonalitos soma-se àquela observada no conteúdo de elementos litófilos, particularmente Rb, Ba e Sr, cujos teores são inferiores aos demais Gms (Fig. 4.7), e permitem indicar que os processos petrogenéticos destas rochas são diferentes das demais, corroborando as observações petrográficas que constataram a presença de granada e magnetita, ausentes nas demais rochas.

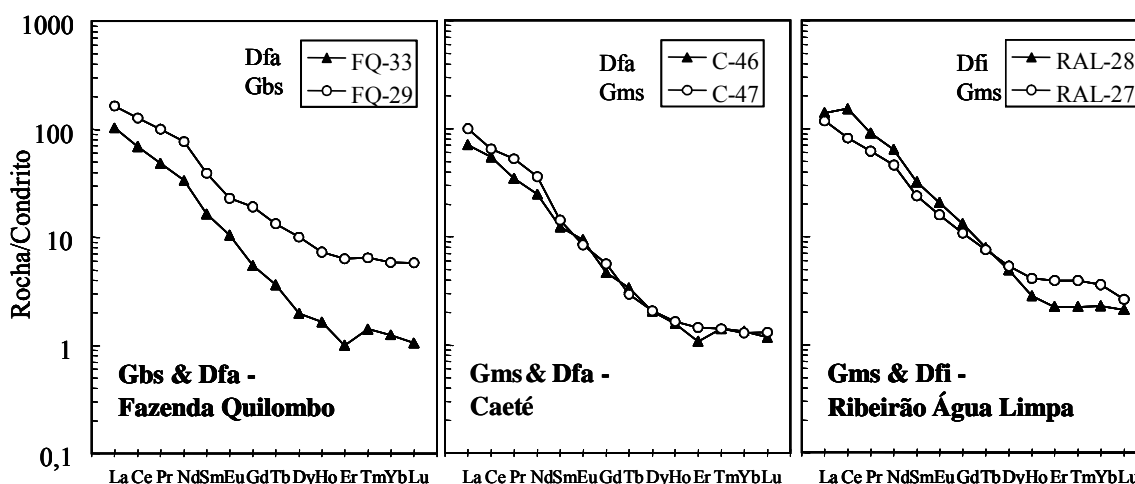


**Figura 4.11** – Diagramas de elementos terras raras normalizados ao condrito para o grupo de granitóides de média sílica (Gms) e dique félsico intermediário (Dfi), e granitóides de alta sílica (Gás) e diques félsicos e ácidos (Dfa). Valores de normalização de Taylor & McLennan (1985).

Outras observações que podem ser feitas do diagrama da figura 4.11 dizem respeito a particularidades que fogem das tendências gerais anteriormente citadas. No caso dos dois granitóides de alta sílica (CL-34 e CL-49), embora o teor em sílica (%) seja similar entre as amostras, a amostra CL-34 possui 44 ppm de ETR total, e a amostra CL-49, 77 ppm, portanto, quase o dobro (Fig. 4.8). Além desta diferença, o perfil de ETR normalizado também mostra particularidades entre as amostras

(Fig. 4.11): a curva de ETRL é praticamente similar (La ao Sm, embora na CL-49 haja um ligeiro pico positivo no Ce), e completamente diferente a partir do Eu até ao Lu. A amostra CL-34 (a com menor teor de ETR total) possui anomalia positiva de európio ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,5$ ) e perfil fracionado de ETRP  $[(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 2,1]$ ; a amostra CL-49 possui anomalia ligeiramente negativa do európio ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8$ ) e curva de ETRP plana  $[(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1,0]$ . Investigação adicional é necessária para explicar esta constatação, no entanto, nos dois afloramentos da estação de trabalho Conselheiro Lafaiete, a deformação tectônica é intensa e não está descartada a possibilidade de que uma parcela dos ETR pesados da amostra CL-49 tenha sido lixiviada. Entre as duas amostras, o perfil da amostra CL-34 é o que se adequa mais ao perfil de amostras trondhjemíticas típicas de suítes TTG de alto alumínio, e para as quais há diferentes hipóteses petrogenéticas do ponto de vista de processos ígneos, mesmo em amostras gnaissificadas (Condie 2005, Martin *et al.* 2005).

A amostragem litogeoquímica realizada considerou também situações com diques e granitóides do mesmo afloramento. A análise dos dados dos padrões de ETR destas situações é apresentada por meio dos gráficos da figura 4.12. Nas três situações amostradas, as curvas de fracionamento de ETRL/ETRP para cada par dique-granitóide hospedeiro são similares, isto é, fracionadas ETRL/ETRP, e sem anomalia do európio.



**Figura 4.12** – Curvas de ETR normalizadas ao condrito para pares de amostras de granitóides e diques. Valores de normalização de Taylor & McLennan (1985).

Para o par da Fazenda Quilombo, que envolve um granitóide de baixa sílica (Hbl-Bt tonalito) e um dique félsico ácido (Bt-tonalito aplítico), a curva se mantém praticamente com o mesmo perfil, e mais empobrecida em todos os ETR no dique. Este tipo de curva é consistente com a diferenciação magmática de suítes tonalito-trondhjemíticas (Barker & Arth 1976, Martin 1987), decorrente do fracionamento de hornblenda. O dique é considerado um líquido residual (71,7%  $\text{SiO}_2$ ) de avançado

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

processo de diferenciação do magma tonalítico hospedeiro (60,1% SiO<sub>2</sub>). No caso das amostras da estação de trabalho Caeté, que envolve um biotita-tonalito - com 15% modal de biotita, 4,5% modal de K-feldspato e <1% de hornblenda, e um dique aplítico de biotita granodiorito (7,1% modal de biotita e 12,5% de k-feldspato), as curvas são praticamente idênticas, e o efeito do fracionamento de hornblenda não é observado. As duas rochas são consideradas co-genéticas, sendo o dique oriundo de um líquido residual ligeiramente mais evoluído (71,5% SiO<sub>2</sub>) do que o granitóide hospedeiro (67,8% SiO<sub>2</sub>).

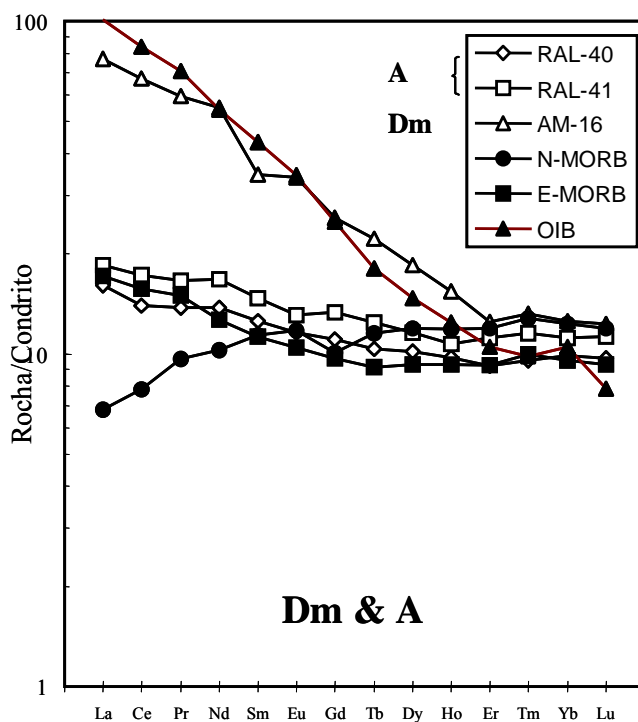
Na terceira situação, do Ribeirão Água Limpa (Fig. 4.12) o resultado é diferente dos anteriores. As duas rochas possuem o mesmo valor de % de SiO<sub>2</sub> (64%), e o dique possui soma de ETR 2,8 vezes superior ao tonalito hospedeiro (272 ppm para 97 ppm), ou seja, o dique é mais enriquecido em ETR total do que o tonalito. Embora ambas as curvas de ETR normalizadas ao condrito sejam fracionadas em ETRL/ETRP e sem anomalia do európio, o fracionamento entre ETRP é diferente. No dique e no tonalito a razão (La/Sm)<sub>n</sub>, que mede o fracionamento entre ETRL, é similar (4,4 e 4,7, respectivamente), já a razão (Gd/Yb)<sub>n</sub>, que mede o fracionamento de ETRP é bem superior no dique (5,8) em relação ao tonalito hospedeiro (1,8). Este resultado é interpretado considerando as características texturais e de campo de cada rocha. O dique, por tratar-se de rocha filoneana, de granulação fina, representaria a composição “congelada” do líquido magmático que lhe deu origem, sem sofrer fracionamento, e neste sentido sua composição refletiria o processo de fusão parcial da fonte. O tonalito hospedeiro, dadas as características de campo desta estação de trabalho, na qual se observam enclaves magmáticos máficos microgranulares e enclaves dioríticos, de granulação média (estes, prováveis cumulados precoces da câmara magmática tonalítica), não representam a composição do líquido, mas o produto da cristalização fracionada, provavelmente de um magma do tipo dos granitóides de baixa sílica. Nesse sentido, a sua curva de ETR, com padrão menos fracionado entre os ETRP seria consequência do fracionamento de hornblenda (Richards & Kerrich 2007).

Os diagramas de ETR para o dique máfico e os anfíbolitos revelaram informações adicionais sobre a natureza destas rochas e os possíveis materiais fonte das mesmas (Fig. 4.13). Os padrões são completamente diferentes: fortemente inclinado e enriquecido em ETRL para o dique máfico, e com forte fracionamento ETRL/ETRP [(La/Yb)<sub>n</sub> = 6,13, e plano a levemente inclinado, com ligeiro enriquecimento em ETRL para os anfíbolitos [(La/Yb)<sub>n</sub> = 1,6]. Dado a natureza filoneana, potássica, do dique máfico, e a provável natureza como parte de uma pilha metavulcanossedimentar dos anfíbolitos, nos diagramas de ETR da figura 4.13, dois grupos de rochas com ambiência tectônica e material fonte do manto bem conhecidas foram incluídas para comparação: os basaltos de dorsais oceânicas do tipo E-MORB e N-MORB e os Basaltos de Ilhas Oceânicas (OIB). Ambos são rochas basálticas, toleíticas nos MORB e alcalinas no OIB, e provêm de regiões do manto peridotítico,

empobrecido no N-MORB, fértil no E-MORB e enriquecido em elementos incompatíveis no OIB (Winter 2001, Best & Christiansen 2001).

A similaridade de perfil de ETR normalizado ao condrito dos anfibolitos com E-MORB é muito grande, e, dados outros parâmetros composicionais, tais como classificação subalcalina no diagrama TAS, toleítica no diagrama AFM (Fig. 4.3) e de baixo potássio no diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Fig. 4.2), além do número de Mg# (0,5) e teor de Cr ( $\geq 113$  ppm) e Ni ( $\geq 108$  ppm) (Tabela 4.1), sugere-se que os anfibolitos analisados correspondem a rochas vulcânicas basálticas de um provável ambiente de fundo oceânico, em dorsais oceânicas e/ou zonas de espalhamento oceânico em bacias de retro-arco.

O perfil de ETR do dique máfico corrobora vários outros aspectos geoquímicos que indicaram sua natureza enriquecida em elementos incompatíveis. A similaridade de perfil com basaltos do tipo OIB sugere que a fonte deste tipo de magma é do tipo manto enriquecido (metasomatizado Best & Christiansen 2001). Entretanto, dada a ocorrência como dique em uma província plutônica paleoproterozóica, o ambiente de fundo oceânico deve ser descartado. Dada a ocorrência de biotita e hornblenda nesta rocha, sugere-se que o dique máfico corresponda a um magma do tipo lamprófito cálcio-alcalino, e nesse sentido, o metassomatismo à origem do enriquecimento da fonte mantélica do dique poderia associar-se a um ambiente de zonas de subducção (Winter 2001).



**Figura 4.13** – Diagramas de elementos terras raras normalizados ao condrito para o grupo de anfibolitos (A) e dique máfico (Dm). Para comparação os diagramas de basalto de dorsal oceânica do tipo N-MORB e E-MORB,

e basalto de ilha oceânica (IOB). Valores de normalização de Taylor & McLennan (1985), valores de E-MORB, N-MORB e OIB de Sun & McDonough (1989).

**Tabela 4.2** - Composição química de elementos maiores e elementos traço das amostras investigadas.

Sigla	Granitóides 60 a 62% SiO <sub>2</sub>						Granitóides 64 até 70% SiO <sub>2</sub>					
	J-44	J-50	PM-22	FQ-29	FF-26	PC-24	RAL-27	C-47	FL-30	FL-31	LD-45	LD-51
(%)												
SiO <sub>2</sub>	60,16	61,12	61,58	60,10	60,78	60,59	64,02	67,80	68,22	68,79	69,99	68,65
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,77	0,64	0,70	0,73	0,70	0,52	0,62	0,44	0,42	0,47	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,76	16,02	15,30	15,31	15,29	15,34	15,91	15,65	16,10	15,68	15,00	15,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,65	5,86	5,37	6,20	5,88	5,84	5,74	3,69	3,06	3,08	4,07	3,75
MnO	0,11	0,09	0,07	0,09	0,09	0,08	0,10	0,05	0,03	0,03	0,06	0,05
MgO	5,07	3,45	3,73	4,16	4,08	3,97	1,96	1,21	1,06	1,03	1,18	1,16
CaO	5,16	4,67	4,62	5,28	5,13	5,13	4,97	3,21	3,48	3,40	3,95	4,22
Na <sub>2</sub> O	3,85	4,42	4,35	4,08	4,01	4,14	3,54	4,65	5,44	5,54	4,43	4,76
K <sub>2</sub> O	2,10	1,97	2,47	2,39	2,71	2,63	1,98	2,13	0,96	0,92	0,56	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,25	0,28	0,32	0,34	0,33	0,15	0,20	0,15	0,14	0,16	0,15
PF	0,70	1,10	1,10	0,90	0,50	0,80	0,80	0,60	0,70	0,60	0,10	0,40
Total	99,69	99,72	99,51	99,53	99,54	99,55	99,69	99,81	99,64	99,63	99,97	99,95
(ppm)												
Ba	1145	1095	1388	1339	1331	1234	716	921	906	944	120	113
Rb	64	56	87	84	94	90	71	71	29	29	56,2	30
Sr	1150	1013	1097	886	860	888	425	808	860	850	375	390
Y	19	19,6	20	20	19	19	13	11,5	4	4	5,5	4,8
Zr	205	173	238	223	231	237	76	166	130	128	160	173
Nb	6	5,6	8	7	8	8	7	5,9	3	3	7,3	6,8
Th	7,9	8,2	18	20	21	18	5	10,9	7	6	2,4	2,6
Pb	6,3	6,5	6,8	5,8	5,2	5,1	2	8,1	2,3	1,9	0,6	0,9
Ga	23	25	23	21	22	21	18	24	20	20	22	23
Zn	68	74	57	65	52	49	83	77	50	48	55	51
Cu	31	5,3	23	19	32	20	4	8,9	1,1	0,7	17	17
Ni	102	56	62	84	56	66	6	8	5	5	6	6,5
V	121	91	94	108	112	109	86	44	43	41	42	40
Cr	240	116	137	144	144	137	7	14	14	7	14	14
Hf	5,3	4,7	6,6	6,9	6,4	6,9	2,5	4,6	4,2	4,4	4,6	4,2
Cs	2,9	1,7	2,4	2,1	2,3	2,4	2,8	2,8	0,6	0,7	18,2	7,8
Sc	14	11	12	14	13	13	12	5	4	3	4	4
Ta	0,3	0,5	0,5	0,3	0,5	0,4	0,6	0,5	0,2	0,1	0,7	0,6
Co	164	108	48	74	52	58	61	134	106	111	97	160
U	2,7	1,4	3,7	1,8	2,5	2,7	1,3	2,7	0,5	0,4	0,5	0,4
La	50,7	48,3	60,40	169,80	76,80	110,40	22,80	43,3	36,80	50,50	25,7	28,8
Ce	100,6	77,1	121,60	127,40	128,00	127,20	41,20	78,3	62,20	49,50	45,2	52,2
Pr	11,97	10,39	13,64	29,06	15,47	19,89	4,32	8,49	7,19	8,11	4,62	5,25
Nd	52,3	44	54,50	108,80	59,10	71,20	16,90	32,7	25,50	30,50	16,7	18,6
Sm	9,3	8,1	9,10	14,40	10,00	10,10	3,00	5,5	3,30	3,40	2,4	2,6
Eu	2,6	1,87	1,99	2,87	2,05	2,28	0,78	1,39	0,73	0,73	0,93	1,02
Gd	6,45	6,06	5,88	8,03	5,98	6,14	2,46	3,31	1,73	1,57	1,5	1,41
Tb	0,81	0,75	0,77	0,98	0,88	0,79	0,38	0,44	0,17	0,17	0,2	0,19
Dy	3,6	3,63	3,82	4,19	3,99	3,87	2,19	2,02	0,79	0,66	1,03	0,87
Ho	0,59	0,63	0,62	0,63	0,63	0,56	0,46	0,35	0,14	0,10	0,17	0,16
Er	1,53	1,64	1,58	1,47	1,49	1,43	1,21	0,98	0,36	0,22	0,44	0,38
Tm	0,24	0,24	0,23	0,22	0,23	0,24	0,18	0,14	0,05	0,05	0,06	0,06
Yb	1,64	1,56	1,45	1,44	1,33	1,43	1,30	0,89	0,32	0,34	0,48	0,42

Lu	0,21	0,19	0,22	0,19	0,22	0,21	0,19	0,1	0,05	0,03	0,08	0,05	
<b>Tabela 4.2 – Continuação</b>													
(*)-Valor analítico de Ni indicado por asterístico refere-se a análise por ICP-MS													
	Granitóides >70% SiO <sub>2</sub>		Diques Félsicos Ácidos			Inter.	Enclaves magmáticos máficos				Dique Máf.	Anfibolitos	
Sigla	CL- 34	CL- 49	C-46	FQ-33	RAL- 28	C-48	FL-32	PC- 35	PC- 36	AM- 16	RAL- 40	RAL- 41	
(%)													
SiO <sub>2</sub>	72,24	72,19	71,45	71,77	64,25	53,28	54,99	54,60	53,43	47,72	51,30	52,69	
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,23	0,34	0,27	0,75	1,06	0,75	0,80	0,90	2,88	1,10	1,11	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26	14,93	15,17	15,06	17,18	14,47	16,74	16,36	15,87	13,50	13,30	13,01	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	1,96	2,01	1,57	4,28	9,02	7,98	7,85	8,23	14,51	13,76	12,26	
MnO	0,02	0,04	0,02	0,01	0,04	0,14	0,13	0,12	0,13	0,19	0,18	0,18	
MgO	0,33	0,60	0,54	0,53	1,36	7,39	4,98	5,77	6,86	5,08	6,55	6,34	
CaO	2,10	2,57	2,03	2,14	3,54	6,76	7,20	7,08	7,23	9,79	9,40	11,58	
Na <sub>2</sub> O	4,55	4,29	4,68	4,73	5,55	3,58	4,67	4,62	3,96	1,21	2,57	1,62	
K <sub>2</sub> O	2,88	2,44	2,83	2,67	1,64	2,24	1,12	0,97	1,31	2,91	1,11	0,35	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	0,11	0,08	0,29	0,46	0,30	0,26	0,30	0,52	0,09	0,11	
PF	0,70	0,60	0,6	0,80	0,50	1,20	1,00	1,20	1,50	1,20	0,60	0,70	
Total	99,75	99,91	99,78	99,63	99,38	99,60	99,86	99,63	99,72	99,51	99,96	99,95	
(ppm)													
Ba	1738	646	1326	2395	1931	1388	570	714	941	1077	144	56	
Rb	54	93,6	70	49	57	67	32	28	40	93	27	1,9	
Sr	601	371	725	824	907	1319	633	1062	1100	677	169	106	
Y	3	6,7	3,7	4	8	22,3	20	19	22	37	24	27	
Zr	87	128	137	145	214	250	117	133	176	184	62	76	
Nb	4	8,7	3,5	3	6	6,3	5	6	5	25	3,9	4,3	
Th	5	9,4	12,4	13	16	19,1	3	1	3	4	0,9	0,9	
Pb	7,5	5,6	13,3	10,6	3,5	3,8	1,5	1,2	1,5	1,6	0,7	0,7	
Ga	21	19,6	23	20	25	25	21	23	25	24	16,7	18,3	
Zn	34	49	51	46	68	74	49	50	55	83	31	27	
Cu	1,4	2,5	2,5	7	4	21	12	27	32	70	73	184	
Ni	1	4,1	0,5*	2,6*	4,9*	146	42	65	137	39	113	108	
V	19	15	17	22	46	155	165	152	166	354	307	307	
Cr	7	7	7	7	7	267	82	178	253	55	144	185	
Hf	2,5	3,8	4,1	4,4	6,3	6,3	3,6	3,1	5,2	5,5	1,8	2,4	
Cs	0,7	3	2,1	1	1,9	1,3	0,6	0,6	1	7	1,9	0,1	
Sc	2	4	3	1	5	17	19	18	19	31	35	33	
Ta	0,3	1,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	1,8	0,3	0,3	
Co	119	150	143	152	127	74,5	80	95	83	60	52,8	80,8	
U	2,5	2,1	2,9	2,9	3,1	2,6	1,5	0,6	1,3	0,7	0,7	0,2	
La	10,80	14,8	37,7	14,20	51,30	134,4	13,70	25,90	30,80	28,20	5,9	6,8	
Ce	19,70	43,2	65,9	38,60	145,60	243,2	36,30	64,00	78,50	64,30	13,4	16,5	
Pr	1,96	2,78	6,6	2,91	12,44	25,64	4,92	7,86	9,81	8,15	1,89	2,27	
Nd	7,80	10,3	24	11,20	45,50	95,5	23,00	33,80	44,20	39,00	9,8	11,9	
Sm	1,20	1,7	3,8	1,90	7,40	13,5	5,30	6,10	8,10	8,00	2,9	3,4	
Eu	0,51	0,39	0,91	0,74	1,79	3,19	1,43	1,96	2,15	2,96	1,01	1,14	
Gd	0,73	1,03	1,68	1,16	4,05	7,09	4,43	4,76	6,17	7,84	3,39	4,07	
Tb	0,11	0,2	0,21	0,18	0,46	0,96	0,66	0,66	0,85	1,29	0,6	0,72	
Dy	0,62	1,14	0,75	0,81	1,87	4,58	3,67	3,42	4,37	7,06	3,87	4,41	
Ho	0,11	0,22	0,14	0,13	0,24	0,76	0,68	0,61	0,71	1,31	0,83	0,91	
Er	0,24	0,68	0,25	0,29	0,56	1,89	1,76	1,98	2,08	3,11	2,29	2,78	
Tm	0,05	0,12	<0,5	0,05	0,08	0,3	0,27	0,27	0,28	0,47	0,34	0,41	
Yb	0,28	0,82	0,31	0,36	0,57	2,14	1,91	1,51	1,71	3,11	2,45	2,77	

Lu	0,04	0,11	0,04	0,05	0,08	0,27	0,30	0,26	0,25	0,47	0,37	0,43
----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

**Tabela 4.3** - Norma CIPW de amostras de granitóide e diques fêlsicos.

Amostra	Granitóides <64% SiO <sub>2</sub>						Granitóides 64 até 70% SiO <sub>2</sub>					
	J-44	J-50	PM- 22	FQ- 29	FF- 26	PC- 24	RAL- 27	C-47	FL- 30	FL- 31	LD- 45	LD- 51
Mineral												
Corundum	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,1	0,0	0,3	0,2
Quartzo	10,3	11,5	11,0	9,3	9,8	9,4	20,4	23,0	23,1	23,6	30,4	27,1
Ortoclásio	12,6	11,9	14,9	14,4	16,3	15,8	11,9	12,7	5,7	5,5	3,3	2,8
Albite	33,1	38,1	37,6	35,2	34,4	35,6	30,5	39,8	46,6	47,5	37,7	40,6
Anortita	17,1	18,4	15,2	16,7	16,0	15,8	22,0	14,8	16,5	15,4	18,6	20,1
Diopsídio	5,2	2,9	5,1	6,4	6,2	6,4	1,7	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
Hiperstênio	17,9	13,9	13,1	14,5	13,9	13,5	10,9	6,9	5,9	5,6	7,5	7,1
Magnetita	1,5	1,3	1,2	1,4	1,3	1,3	1,3	0,8	0,7	0,7	0,9	0,8
Ilmenita	1,5	1,5	1,2	1,3	1,4	1,3	1,0	1,2	0,9	0,8	0,9	0,9
Apatita	0,9	0,6	0,7	0,8	0,8	0,8	0,3	0,5	0,3	0,3	0,4	0,3
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Amostra	Granitóides >70% SiO <sub>2</sub>		Diques Fêlsicos Ácidos		Inter.
	CL- 34	CL- 49	C-46	FQ- 33	RAL- 28
Mineral					
Corundum	1,0	0,7	1,0	0,7	0,5
Quartzo	29,5	30,9	27,9	28,5	15,2
Ortoclásio	17,2	14,5	16,9	16,0	9,8
Albite	38,9	36,6	40,0	40,5	47,6
Anortita	10,2	12,5	9,5	10,2	15,9
Diopsídio	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hiperstênio	2,5	3,7	3,4	3,0	7,8
Magnetita	0,3	0,4	0,4	0,3	0,9
Ilmenita	0,3	0,4	0,6	0,5	1,4
Apatita	0,1	0,1	0,3	0,2	0,7
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0



## CAPÍTULO 5

## GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm/Nd

## 5.1 – INTRODUÇÃO

Nas Tabelas 5.1 (apresentada a seguir) e 5.2 a 5.3 (ao final do Capítulo), estão listados os resultados analíticos da determinação de razões isotópicas U-Pb ID-TIMS obtidas em populações de grãos de zircão provenientes de duas amostras de granitóides, e da determinação das razões isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  em rocha total de doze amostras distribuídas nas diferentes estações de trabalho e em amostras de grupos petrológicos distintos. A descrição pormenorizada do método analítico encontra-se no Capítulo 1. A apresentação e a interpretação dos resultados é feita levando-se em consideração cada situação investigada. Ao final encontra-se a integração destes dados e os da literatura.

A geocronologia U-Pb de alta precisão (ID-TIMS) têm sido utilizada desde o início dos anos 1990 no sentido de precisar idades de eventos magmáticos no Quadrilátero Ferrífero (Carneiro 1992, Machado & Carneiro 1992, Machado *et al.* 1992, Noce 1995). Após estes trabalhos iniciais, resultados decorrentes desta, e de várias outras técnicas tornaram-se acessíveis, incluindo U-Pb em zircão Shrimp (microsonda iônica de alta resolução), MC-LA-ICPMS (espectrometria de plasma por abrasão a laser) e Pb-Pb por evaporação (Machado *et al.* 1992, Noce *et al.* 1998, Campos *et al.* 2003, Campos 2004, Noce *et al.* 2005, Hartmann *et al.* 2006). Por sua vez, a técnica de determinação das razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  em rocha total para os fins de determinação de idades modelo Sm/Nd e os parâmetros de  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , passaram a ser utilizadas como ferramenta adicional no sentido de determinar épocas de extração de materiais do manto, identidade de fontes de material da crosta e outros atributos como auxílio a interpretações petrogenéticas e de evolução crustal (Teixeira *et al.* 1996, Carneiro *et al.* 1998, Noce *et al.* 2000). Uma breve revisão sobre idades modelo Sm/Nd e o parâmetro  $\epsilon_{\text{Nd}}$  é feita a seguir, baseada em Pimentel & Charnley (1991), Rollinson (1993) e Silva (2006). Usualmente, assume-se que os processos intracrustais (isto é, diagênese, metamorfismo, fusão parcial, cristalização fracionada), não são capazes de provocar modificações substanciais na razão Sm/Nd de materiais crustais, e, portanto, o principal processo capaz de fracionar os ETR é a separação de sua fonte mantélica (processo de diferenciação manto-crosta).

A idade modelo Sm/Nd é uma estimativa do tempo em anos em que determinado material se separou do manto. Assim, para rochas ígneas e meta-ígneas, a idade modelo é uma medida da idade de

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

formação da crosta. Para o cálculo da idade modelo é necessário especificar qual era a composição isotópica da região fonte no manto a partir do qual o material derivou. Há dois modelos de reservatórios no manto mais usados: o modelo  $T_{CHUR}$  (*CHondritic Uniform Reservoir* = reservatório condrítico) e o modelo  $T_{DM}$  (*Depleted Mantle* = manto empobrecido). A idade modelo  $T_{CHUR}$  assume que no momento da formação da terra, considerada como tendo se passado há 4,6 Ga, o manto tinha a mesma composição que a composição média do meteorito condrítico. A idade modelo  $T_{DM}$  assume que a composição do manto, desde os primeiros eventos de formação da crosta, tinha razão Sm/Nd superior à do condrito, portanto composição de manto empobrecido. Nos cálculos de idade modelo que se seguem, utiliza-se a composição isotópica do manto empobrecido ( $T_{DM}$ ), os valores de razões iniciais de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Sm}=0,1966$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$  e a constante de decaimento  $\lambda=6,54 \times 10^{-12}$ , de acordo com o trabalho de DePaolo (1988).

As idades modelo calculadas em rochas granitóides podem ser usadas para estimar a idade de sua fonte. No caso de granitóides de derivação mantélica, a idade modelo indica qual a idade máxima do evento de separação do magma precursor de sua fonte mantélica. Usualmente, em granitóides juvenis a idade modelo é muito próxima da idade de cristalização do plúton. Já, para granitóides derivados da fusão parcial de crosta antiga, a idade modelo vai indicar a idade da fonte crustal. Em casos onde os granitóides são o produto de mais de um tipo de fonte – crustal e mantélica, a idade modelo pode apresentar resultados muito inconsistentes.

O cálculo da idade modelo leva em consideração duas premissas: (i) que a separação do Nd da fonte mantélica se deu em um único evento, isto é, que não houve mistura de materiais derivados de fontes com diferentes idades e composições isotópicas do Nd; e (ii) que a razão Sm/Nd dos materiais analisados não se alterou significativamente após a extração do manto, isto é, que não houve, ou muito pouco, fracionamento intracrustal da razão Sm/Nd. Pimentel & Charnley (1991) analisaram o problema causado pelo fracionamento intracrustal da razão Sm/Nd. No caso de haver decréscimo da razão Sm/Nd (por exemplo a amostra ganhou Nd, ou perdeu Sm) a idade modelo calculada é menor que a estimativa correta da época de extração do material do manto; no caso de haver aumento da razão Sm/Nd, a idade modelo será superior ao valor correto. Estes autores estudaram o efeito do fracionamento de allanita - fase mineral que incorpora ETRL (Nd) em detrimento aos demais ETR (Sm e outros), e assim aumenta a razão Sm/Nd nos líquidos residuais, e concluíram que as rochas mais evoluídas (com menores teores de ETRL) possuem idades modelo superiores, não realísticas, ao valor calculado para as amostras onde esta razão não foi modificada.

A notação  $\epsilon_{Nd}$  é uma maneira alternativa de expressar razões isotópicas Sm/Nd. Ela é uma medida do quão a razão isotópica de uma determinada rocha, ou suíte de rochas co-genéticas, se

desvia em relação a um determinado reservatório homogêneo. No caso dos isótopos de neodímio, o  $\epsilon_{Nd}$  é uma medida do quanto a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de uma determinada rocha, ou suíte de rochas, se aproxima do CHUR. Para calcular o valor de  $\epsilon_{Nd}$  à época de formação da rocha – notação  $\epsilon_{Nd(t)}$  – é preciso conhecer a sua idade, e no caso de granitóides, normalmente isto é feito escolhendo-se uma das amostras da suíte e realizando a datação pelo método U-Pb (ou outro). Assim, com a idade de formação da rocha conhecida (no caso cristalização de uma suíte ou amostra de granitóide), valores calculados de  $\epsilon_{Nd(t)}$  nulos (0), positivos, ou ligeiramente negativos ( $<-1,0$ ), indicam que o magma original é juvenil, isto é, associado a um processo de diferenciação manto-crosta. Em outras palavras, o valor de  $\epsilon_{Nd(t)} = 0$  significa que a fonte do magma é um reservatório do manto que teve sua razão Sm/Nd similar ao condrito até o tempo  $t$ . Valores acima de zero indicam derivação do magma de fonte com razão Sm/Nd superior à do CHUR, isto é, manto empobrecido; valores crescentemente negativos indicam fonte com menor valor de Sm/Nd do que o CHUR, que pode ser uma fonte mantélica enriquecida ou uma fonte crustal. O cálculo do valor de  $\epsilon_{Nd(t)}$  não é modificado em decorrência do fracionamento Sm/Nd intracrustal (Pimentel & Chernley 1991).

**Tabela 5.1** – Síntese dos resultados analíticos de geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd

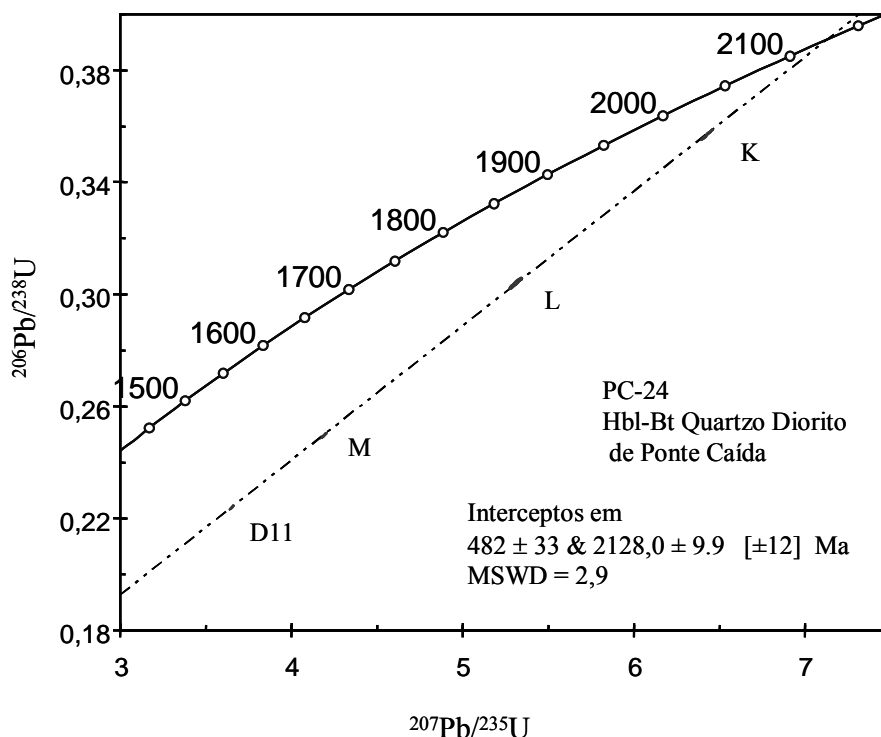
Estação de trabalho	Grupo petrológico	Amostra	Idade U-Pb zircão	Idade modelo Sm/Nd $T_{DM}$	$\epsilon_{Nd(t)}$ (1)
Jeceaba	<b>Gbs</b> Hbl-Bt tonalito	J-44	n.d.	2,37 Ga	-0,15 (2128 Ma)
Ponte Caída	<b>Gbs</b> Hbl-Bt Qtz.-diorito	PC-24	2128 ± 9,9 Ma	2,39 Ga	-1,07 (2128 Ma)
	<b>Emm</b> Bt-Hbl diorito	PC-35	n.d.	2,43 Ga	-0,66 (2128 Ma)
Caeté	<b>Gms</b> Bt tonalito (± Hbl)	C-47	n.d.	2,42 Ga	-0,98 (2128 Ma)
	<b>Gms</b> Bt tonalito	RAL-27	n.d.	2,63 Ga	-3,51 (2128 Ma)
Rib. Água Limpa	<b>Dfi</b> Bt tonalito aplítico	RAL-28	n.d.	2,68 Ga	-4,45 (2128 Ma)
	<b>A</b> Hbl anfíbolito	RAL-40	n.d.	3,34 Ga	-2,14 (2128 Ma) -0,33 (2772 Ma) 0,00 (~ 2900 Ma)
Cons. Lafaiete	<b>Gas</b> Bt tonalito	CL-34	n.d.	2,30 Ga	+0,8 (2128 Ma)
Faz. Quilombo	<b>Dfa</b> Bt tonalito	FQ-33	n.d.	2,75 Ga	-4,90 (2128 Ma)
Faz. Luzitana	<b>Emm</b> Bt-Hbl Qtz. diorito	FL-32	n.d.	3,09 Ga	-4,72 (2128 Ma)
Alto Maranhão	<b>Dm</b> Hbl-Bt Lamprófito	AM-16	n.d.	1,32 Ga	+11,4 (2128 Ma) +2,47 (1000 Ma) 0,00 (~ 700 Ma)
Lagoa Dourada	<b>Gms</b> Grd-Bt tonalito	LD-51	2337 ± 6,1 Ma	2,43 Ga	+1,30 (2337 Ma)

(1) Valor de idade de cristalização das rochas usado para o cálculo do  $\epsilon_{Nd}$  indicado ao lado.

## 5.2 – APRESENTAÇÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

### 5.2.1. Quartzo-diorito e diorito (enclave) de Ponte Caída

Na estação de trabalho Ponte Caída amostrou-se o par Hbl-Bt quartzo-diorito hospedeiro e o Hbl-diorito enclave magmático máfico de granulação fina, respectivamente amostras PC-24 e PC-35 (Tabela 5.1). Para aspectos macroscópicos ver figuras 3.17 e 3.18. Em ambas foram determinadas as razões isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (Tabela 5.2), e na amostra PC-24, do granitóide hospedeiro, foi feita a datação U-Pb do zircão (Tabela 5.3). Na figura 5.1 é apresentado o diagrama isocrônico com o alinhamento de pontos de 4 frações de zircão selecionadas (D11, M, L e K). A reta discórdia apresenta intercepto superior de  $2128,2 \pm 9,9$  Ma e intercepto inferior de  $482 \pm 33$  Ma, com  $\text{MSWD}=2,9$ . A interceptação superior na curva da concórdia é interpretada como a idade de cristalização do quartzo diorito. Os aspectos de campo, macroscópicos, microscópicos, de química mineral e litogeoquímicos sugerem que os dois magmas, máfico e félsico, são co-genéticos. A idade modelo Sm/Nd  $T_{\text{DM}}$  calculada corrobora esta assertiva, com valor de 2,37 Ga para o quartzo-diorito, e 2,39 Ga para o diorito. As duas rochas possuem parâmetros geoquímicos de derivação mantélica, isto é, Mg# 0,57-0,62, Cr 137 a 253 ppm e Ni 66 a 137 ppm. Os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  para a idade de cristalização de  $2128,2 \pm 9,9$  Ma são de, respectivamente, -1,07 (quartzo-diorito) e -0,66 (diorito), e são interpretados como indicação de derivação de uma fonte juvenil mantélica paleoproterozóica ligeiramente enriquecida.



**Figura 5.1** – Diagrama Concórdia U-Pb para zircões de quartzo-diorito da estação Ponte Caída.

### 5.2.2. Tonalitos de Jeceaba e Caeté

Duas amostras de tonalitos do setor norte da área investigada foram dosados para a determinação das razões isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (Tabela 5.2). Na estação de trabalho Jeceaba (Fig. 3.4) o afloramento é na beira de estrada MG-155 (Fig. 3.4A); e na estação Caeté, o afloramento situa-se na pedreira Bombaça (Fig. 3.10). Os dois tonalitos diferem entre si pelo conteúdo de hornblenda e biotita (Tabela 3.2): no tonalito de Jeceaba (J-44) os máficos atingem 36% modal (com relação de Hbl ligeiramente superior à de Bt) e no tonalito da pedreira Bombaça (C-47) a porcentagem de máficos atinge 15,8%, com <1% de hornblenda.

As duas rochas possuem parâmetros geoquímicos distintos. O tonalito de Jeceaba possui Mg# de 0,54, Cr 116 ppm e Ni 56 ppm, o que sugere derivação mantélica. O tonalito da pedreira Bombaça apresenta Mg# de 0,39, Cr 14 ppm e Ni 8 ppm, e duas possibilidades para sua derivação são sugeridas (Kalsbeek, 2001): (i) derivação por fusão parcial de rocha máfica; ou (ii) fracionamento magmático de um granitóide mais primitivo. A segunda hipótese é mais provável, uma vez que o Plúton Caeté (item 3.4, Fig. 3.8), apresenta variação para fácies quartzo-diorítica e com abundantes estruturas de *magma mingling* (Fig. 3.9). A idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  calculada é de 2,37 Ga para o tonalito Jeceaba, e 2,43 Ga para o tonalito da pedreira Bombaça. Os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  para a idade de cristalização de  $2128,2 \pm 9,9$  Ma (do quartzo-diorito da Ponte Caída) são de, respectivamente, -0,15 (Jeceaba) e -0,98 (Bombaça), e são interpretados como indicação de derivação de uma fonte similar à dos granitóides da estação Ponte Caída. A idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  é considerada idade máxima, uma vez que os efeitos do fracionamento de allanita podem ter ocorrido em ambas as amostras.

### 5.2.3. Dique máfico potássico do Alto Maranhão

O cálculo da idade modelo do resultado analítico da dosagem  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  realizado no dique máfico à hornblenda e biotita, enriquecido em elementos incompatíveis e de tendência lamprofírica, da localidade do Alto Maranhão (Fig. 3.6), revelou idade  $T_{DM}$  de 1,32 Ga. O dique é intrusivo em hornblenda-biotita tonalito da localidade tipo da porção setentrional da Suíte Alto Maranhão, datado em  $2130 \pm 2$  Ma (U-Pb, zircão, Noce 1995). Os aspectos de campo e petrográficos deixam aberta a possibilidade de que a intrusão esteja relacionada aos eventos paleoproterozóicos.

Seixas (2000) apresenta dados de outros diques encontrados nas imediações deste afloramento, também intrusivos em tonalitos e composicionalmente similares. A geoquímica deste dique compreende as seguintes características: (i) é uma rocha básica ( $\text{SiO}_2$  47,7%) que, dado seu conteúdo

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

em álcalis, especialmente potássio ( $K_2O \sim 2,9\%$ ), classifica-se no campo de rochas alcalinas no diagrama TAS (Fig. 4.2) e dos absarokitos (basaltos shoshoníticos) do diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  (Fig. 4.3B); (ii) O elevado teor em potássio é acompanhado por enriquecimento em elementos litófilos (Rb, Ba), ETRL e HFSE (Nb, Y), Tabela 4.1 e figura 4.7. A curva de ETR normalizada ao condrito apresenta forte fracionamento de ETRL/ETRP e curva similar à de basaltos de ilhas oceânicas (OIB, Fig. 4.13). Estes resultados são interpretados como derivados da fusão parcial de uma porção do manto enriquecido. Seixas (2000) e Seixas *et al.* (2001) sugerem que o metassomatismo do manto envolvido na petrogênese dos diques pode estar ligado aos processos ligados à geração dos tonalitos.

Em princípio, o resultado  $T_{DM}$  de 1,32 Ga encontrado no dique (Tabelas 5.1 e 5.2), desvincula completamente este magmatismo da granitogênese atribuída à Suíte Alto Maranhão. O valor do episolon Nd do dique calculado para idade de cristalização de  $2128,2 \pm 9,9$  Ma dos tonalitos é irrealístico (+11,44; Tabela 5.1); quando calculado para uma idade de 1000 Ma o valor é + 2,47; e atinge o valor do CHUR,  $\epsilon_{Nd}(t) = 0$ , para uma hipotética idade de formação em  $\sim 700$  Ma. De outro modo, a idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  de 1,32 Ga deve ser vista com cautela, uma vez que esta rocha exibe clara indicação de derivação de fonte mantélica metasomatizada, enriquecida em ETRL e outros elementos incompatíveis, e, portanto, a fonte pode ter ganho neodímio em decorrência deste metassomatismo, e conseqüentemente diminuindo a razão Sm/Nd da fonte, e com isto alterando para menos, o valor de  $T_{DM}$ .

#### 5.2.4. Tonalito, dique félsico e anfíbolito do Ribeirão Água Limpa

A diversidade de rochas analisadas na estação de trabalho Ribeirão Água Limpa compreendeu uma amostra do tonalito (RAL-27), uma do dique félsico aplítico de composição intermediária (RAL-28) e uma amostra do anfíbolito com hornblenda porfiroblástica e biotita (RAL-40). Os aspectos macroscópicos dos afloramentos estão ilustrados na figura 3.15. Os resultados analíticos corroboram as informações de campo que evidenciam os anfíbolitos como seqüência encaixante – crosta, das intrusões félsicas (Tabelas 5.1 e 5.2). As idades modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  obtida para o tonalito e para o dique são de, respectivamente, 2,63 Ga e 2,68 Ga, e os valores de episolon Nd, calculados admitindo-se a idade de cristalização de  $2128,2 \pm 9,9$  Ma, são de -3,51 (tonalito) e -4,45 (dique). A idade modelo Sm-Nd  $T_{DM}$  obtida para o anfíbolito é de 3,34 Ga. O valor do episolon Nd, calculado para a idade de cristalização de  $2128,2 \pm 9,9$  Ma é negativo (-2,45), e portanto incompatível com a assinatura isotópica Sm/Nd esperada para um protólito do tipo basalto de baixo K desta rocha, conforme sugerido pelos seus dados geoquímicos discutidos no Capítulo 4. Admitindo-se a idade desta rocha contemporânea ao vulcanismo ácido do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (2772 Ma, Noce *et al.* 2007), o valor de  $\epsilon_{Nd}(t)$  é igual a -0,31 (portanto ainda indicativo de manto enriquecido), e atinge o valor de 0,00 admitindo-se

idade de formação *ca* 2900 Ma (Tabela 5.1).

A interpretação dos dados deste afloramento não é conclusiva. Entretanto, dadas as demais informações de campo, petrográficas e litogeoquímicas, admite-se que o plutonismo (tonalito e dique) é contemporâneo entre si, e a título de hipótese, contemporâneo com os demais tonalitos descritos anteriormente (Ponte Caída e Caeté). O tonalito e o dique félsico possuem muitas características geoquímicas similares, entre elas (Tabelas 4.1 a 4.3):  $\text{SiO}_2=64\%$ , Mg# de 0,39-0,40, Cr e Ni  $\leq 7$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \leq 0,56$ , composição tonalítica-trondhjemítica no diagrama triangular Ab-An-Or (Fig. 4.5), índice A/CNK 0,9-1,0 (metaluminosas) e padrão fracionado de ETRL/ETRP em diagramas normalizados ao condrito (Fig. 4.12), embora bem menos fracionado no tonalito [respectivamente  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  de 12 e 61]. O baixo teor em Y e o alto teor em Sr é comum a ambas as rochas, embora a relação Sr/Y seja sensivelmente diferente, sendo de 113 no dique e de 33 no tonalito, resultante do valor mais elevado de Y e mais baixo de Sr neste último (13 ppm Y e 425 ppm Sr, para 8 ppm Y e 907 ppm Sr no dique). A petrogênese destas rochas, conforme adiantado no Capítulo 4, considera a possibilidade de que o dique represente uma composição do líquido extraído da fusão parcial da fonte, e o tonalito, o produto de cristalização fracionada de um granitóide mais primitivo. Estudos adicionais são necessários para corroborar qualquer uma delas, entretanto, ambas exigem um precursor mais máfico, o qual em última análise teria sua derivação mantélica no paleoproterozóico.

### 5.2.5. Dique félsico ácido da Fazenda Quilombo

O cálculo de idade modelo  $T_{DM}$  e o parâmetro  $\epsilon_{Nd}$  (2128 Ma) do dique félsico da Fazenda Quilombo (FQ-33) apresentaram valor de 2,75 Ga e -4,90 (Tabela 5.1). O contexto deste afloramento envolve uma rocha encaixante tonalítica com cerca de 35% de minerais máficos (sendo a relação biotita:hornblenda pouco maior que 1) e clara indicação de sua afinidade com os demais granitóides de baixa sílica, isto é, Mg# de 0,57, Cr 144 ppm e Ni 84 ppm, entre outras, e portanto indicando seu caráter co-genético e contemporâneo com os demais granitóides deste grupo. Dados isotópicos de Sm/Nd não foram obtidos nesse granitóide, entretanto adotam-se os valores obtidos para os granitóides de Ponte Caída e Jeceaba, isto é,  $T_{DM} \leq 2,4$  Ga e  $\epsilon_{Nd(t)} \leq -1,07$  calculado para a idade de 2128 Ma, e deste modo introduz esses elementos de análise para a interpretação dos resultados isotópicos Sm/Nd do dique. No Capítulo 4, aventou-se a hipótese de que o dique félsico resulte do fracionamento magmático através da cristalização fracionada de hornblenda e allanita do granitóide hospedeiro. Deste modo, a idade de cristalização do dique deve ser  $\leq 2,13$  Ga, e a idade modelo  $T_{DM}$  de 2,75 Ga não corresponderia à idade de extração do manto do magma precursor deste dique, e sim o efeito do fracionamento da razão Sm/Nd por conta da precipitação de allanita, conforme observado em situações similares (Pimentel & Chernley 1991). O parâmetro  $\epsilon_{Nd}$  (2128 Ma) de -4,90 indicaria que o

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

magma parental precursor do dique derivou de fonte mantélica enriquecida.

### 5.2.6. Quartzo-diorito da Fazenda Luzitana

A amostra FL-32, petrograficamente classificada como biotita-hornblenda quartzo-diorito (à razão de 38% modal de Hbl para 7% modal de Bt), foi investigada quanto à sua composição isotópica de Sm-Nd. O contexto petrológico desta amostra pode ser visualizado na figura 3.12 com imagens de afloramento e lâmina delgada da rocha amostrada. Em termos geoquímicos esta amostra se afilia às amostras de enclaves magmáticos máficos de Caeté e Ponte Caída nos seguintes parâmetros (Tabela 4.1): SiO<sub>2</sub> 55%, Mg# de 0,55, Cr 82 ppm e Ni 42, e no conteúdo dos demais elementos incompatíveis (LILE e HFSE), embora em praticamente todos eles, esta amostra contém menor teor desses elementos dentro o grupo petrológico considerado. No diagrama de ETR normalizado ao condrito (Fig. 4.10), a amostra FL-32 é a que contém o menor conteúdo de ETR total e a curva menos fracionada, seja entre ETRL, seja entre ETRP. Isto pode ser monitorado comparando-se os valores de [(La/Sm)<sub>n</sub>] e [(Gd/Yb)<sub>n</sub>] entre a amostra FL-32 e os demais enclaves magmáticos. Na amostra FL-32 a razão [(La/Sm)<sub>n</sub>] é de 1,6, nas demais ≥2,4; e a razão [(Gd/Yb)<sub>n</sub>] é de 1,9, nas demais ≥2,5. Isto provoca um padrão bem mais suavizado do fracionamento ETRL/ETRP, consistente com o fracionamento interno entre os enclaves, de hornblenda e allanita.

O resultado da dosagem isotópica das razões isotópicas <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd e <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd deste quartzo-diorito deve ser interpretado à luz destas observações petrográficas e geoquímicas. O valor de T<sub>DM</sub> obtido é o de 3,09 Ga e o ε<sub>Nd</sub> (2128 Ma) de -4,72. A idade modelo é bem superior à idade obtida no enclave diorítico de Ponte Caída e o episilon Nd bem mais negativo (respectivamente de 2,43 Ga e -0,66 na Ponte Caída, amostra PC-35, Tabela 5.1). A interpretação é que o resultado da idade modelo T<sub>DM</sub> reflete o fracionamento Sm/Nd intracrustal, e o episilon Nd indica que a derivação do magma parental precursor deste enclave teve origem no manto enriquecido.

### 5.2.7. Tonalito de Conselheiro Lafaiete

O biotita tonalito cinza médio, foliado a finamente bandado, do afloramento da concessionária VW em Conselheiro Lafaiete também foi amostrado para dosagem isotópica Sm/Nd (Fig. 3.20A e B para localização). Os resultados analíticos (amostra CL-34, Tabelas 5.1 e 5.2) apresentaram idade T<sub>DM</sub> de 2,30 Ga e episilon Nd (2128 Ma) de +0,8.

A interpretação é que este é um granitóide paleoproterozóico, contemporâneo aos demais tonalitos investigados, no entanto não se pode considerar que seja originado diretamente do manto,



uma vez que seus parâmetros geoquímicos não o permitem (Tabelas 4.1 e 4.2):  $\text{SiO}_2=72,2\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=15,2\%$ , Mg# de 0,31, Cr e Ni  $\leq 7$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,63$ , composição trondhjemítica no diagrama triangular Ab-An-Or (Fig. 4.5), índice A/CNK=1,1 (ligeiramente peraluminosa) e padrão fracionado de ETRL/ETRP em diagramas normalizados ao condrito [(La/Yb)<sub>n</sub> de 26], com anomalia positiva do Eu (Eu/Eu\* =1,55) (Fig. 4.11). É extremamente empobrecido em ETRP (Yb=0,3 ppm, Y=3 ppm) e com alto conteúdo de Sr (601 ppm), de modo que a razão Sr/Y atinge o valor extremo de 200. Todas estas características geoquímicas aproximam este granitóide aos plútons de suítes TTG de alto alumínio, e sugerem como fonte do magma rochas metabásicas, deixando como resíduo eclogito ou anfibolito com granada (Drummond & Defant 1990, Drummond *et al.* 1996, Condie 2005, Martin *et al.* 2005). A idade  $T_{DM}$  de 2,30 Ga obtida indicaria a época máxima de idade de extração do manto dessa rocha básica que, num segundo estágio, se fundiu para dar origem ao magma tonalítico, mecanismo originalmente proposto para a gênese de suítes TTG de alto alumínio arqueanas (Martin 1987). O parâmetro de episolon Nd (2128 Ma) de +0,8 pode estar indicando que a idade de 2128 Ma utilizada no cálculo não corresponde à idade de cristalização desse magma. Ao recalcular o  $\epsilon_{Nd}$  para uma idade de cristalização mais jovem, de 2050 Ma, esse valor é de -0,10, mais consistente com o modelo petrogenético proposto.

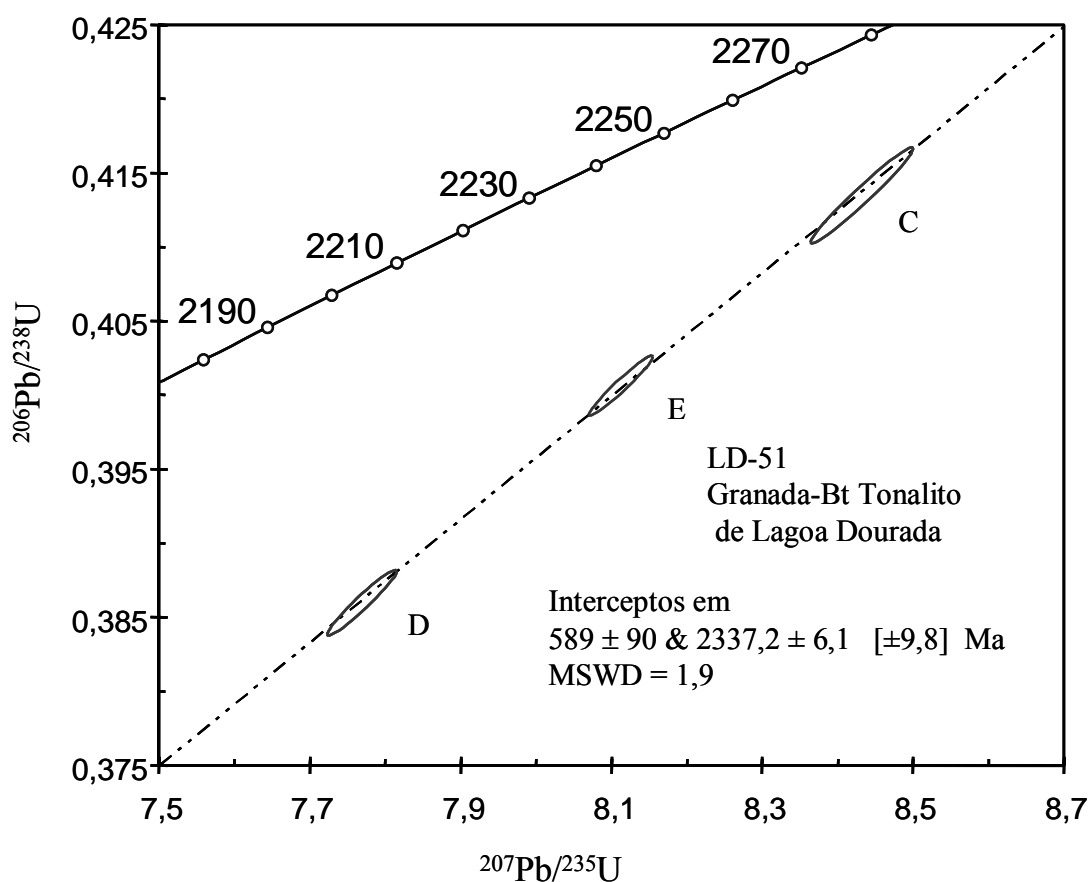
### 5.2.8. Tonalito de Lagoa Dourada

Na estação de trabalho Lagoa Dourada amostrou-se o granada-biotita tonalito (+ magnetita  $\pm$  Hbl), amostra LD-51. Os resultados analíticos das razões isotópicas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e a datação U-Pb do zircão são listados nas Tabelas 5.2 e 5.3. Na figura 5.2 é apresentado o diagrama isocrônico com o alinhamento de pontos de 3 frações de zircão selecionadas (D, E, C). A reta discórdia apresenta intercepto superior de  $2337,2 \pm 6,1$  Ma e intercepto inferior de  $589 \pm 90$  Ma, com MSWD=1,9. A interceptação superior na curva da concórdia é interpretada como a idade de cristalização do tonalito. Os resultados analíticos dos isótopos Sm/Nd permitem o cálculo da idade modelo  $T_{DM}$  de 2,43 Ga e episolon Nd (2337 Ma) de +1,3.

A interpretação, à semelhança do tonalito de Conselheiro Lafaiete, é que este é um granitóide paleoproterozóico, no entanto pouco mais velho (e portanto precoce, pré-tectônico?) em relação aos demais tonalitos investigados. A idade de cristalização em 2337 Ma caracteriza um intervalo de tempo completamente novo no conjunto de dados geocronológicos da porção meridional do Cinturão Mineiro (ver síntese mais recente em Teixeira & Ávila 2007).

Os parâmetros composicionais das duas amostras de tonalito desta estação de trabalho são os seguintes (Tabelas 4.1 e 4.2):  $\text{SiO}_2$  68-70%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15-15,9%, Mg# de 0,31-0,38, Cr e Ni  $\leq 14$ ,

$K_2O/Na_2O \leq 0,13$ , composição tonalítica no diagrama triangular Ab-An-Or (Fig. 4.5), índice A/CNK  $\leq 1,0$  (metaluminosa) e padrão fracionado de ETRL/ETRP em diagramas normalizados ao condrito [(La/Yb)<sub>n</sub> de 36 a 46], com anomalia positiva do Eu ( $Eu/Eu^* = 1,5$ ) (Fig. 4.11). É extremamente empobrecido em ETRP ( $Yb \leq 0,5$  ppm,  $Y \leq 5,5$  ppm) e com conteúdo mediano de Sr (375-390 ppm), de modo que a razão Sr/Y atinge o valor (bem elevado) de 68 a 81. Este plúton é o mais pobre em potássio de todos os analisados ( $K_2O\%$  0,4-0,6) e o com menor conteúdo em Ba ppm ( $\leq 120$  ppm, enquanto nos demais, o Ba é superior a 600 ppm).



**Figura 5.2** – Diagrama Concórdia U-Pb para zircões do tonalito da estação Lagoa Dourada.

Todas estas características geoquímicas indicam que este tonalito é produto de fusão parcial de uma rocha ortoderivada, básica, à semelhança de suítes TTG alto alumínio conforme anteriormente sugerido para o tonalito de Conselheiro Lafaiete. Os parâmetros de  $T_{DM}$  de 2,43 Ga e  $\epsilon_{Nd}$  (2337 Ma) de +1,3 são interpretados como indicativos de pouco tempo de residência crustal do protólito ígneo que serviu de fonte para o magma do tonalito. Não há indicação de interação ou participação de crosta antiga, arqueana, na gênese e alojamento do plúton, e portanto o mesmo é considerado como um processo de geração de crosta continental juvenil paleoproterozóica.

**Tabela 5.2** – Resultados analíticos de isótopos Sm-Nd.

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon(\text{o})$	$T_{\text{DM}}$ (Ga) (1)	$\epsilon_{\text{Nd}}$ (2)
J-44	9,036	51,005	0,1071	0,511376+/-13	-24,63	2,37	-0,15 <sup>(3)</sup>
PC-24	10,726	73,200	0,0886	0,511070+/-7	-30,59	2,39	-1,07 <sup>(3)</sup>
PC-35	6,490	34,830	0,1126	0,511427+/-5	-23,62	2,43	-0,66 <sup>(3)</sup>
C-47	5,142	30,934	0,1005	0,511241+/-5	-27,26	2,42	-0,98 <sup>(3)</sup>
RAL-27	3,038	16,949	0,1084	0,511223+/-11	-27,60	2,63	-3,51 <sup>(3)</sup>
RAL-28	8,063	47,040	0,1036	0,511108+/-12	-29,84	2,68	-4,45 <sup>(3)</sup>
RAL-40	3,08	10,66	0,1750	0,512226+/-30	-8,03	3,33	-0,31 <sup>(4)</sup>
CL-34	1,255	7,219	0,1051	0,511398+/-6	-24,19	2,30	+0,8 <sup>(3)</sup>
FQ-33	1,842	10,067	0,1106	0,511183+/-7	-28,38	2,75	-4,90 <sup>(3)</sup>
FL-32	5,441	22,213	0,1481	0,511728+/-7	-17,74	3,09	-4,72 <sup>(3)</sup>
AM-16	8,454	37,781	0,1353	0,512362+/-6	-5,37	1,32	+11,44 <sup>(3)</sup>
LD-51	2,395	17,640	0,0821	0,510941+/-5	-33,09	2,43	+1,30 <sup>(4)</sup>

Observações: (1) Idade modelo  $T_{\text{DM}}$  calculada segundo DePaolo (1981); (2) No cálculo do valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  utilizou-se as idades U-Pb de 2128 Ma da localidade de Ponte Caída (indicado pelo número 3), com exceção de Lagoa Dourada, onde utilizou-se a idade U-Pb de 2337 Ma (indicado pelo número 4).

**Tabela 5.3** – Resultados analíticos de isótopos U-Pb (ID-TIMS).

Fração magnética	Size (mg)	U ppm	Pb ppm	$\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ Idade	$\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$ Idade	$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ Idade	(Ma)	Quant.
Amostra LS-24								
K	0,0140	190,67	78,000	1968,2	2035,9	2105,3	0,94	4
L	0,0009	248,58	86,053	1711,2	1870,6	2052,6	2,70	4
M	0,0120	271,42	73,911	1436,4	1672,1	1982,0	1,30	6
N	0,0060	402,76	126,77	1588,3	1802,9	2061,0	1,70	3
O	0,0100	266,64	113,03	1997,0	2060,0	2123,6	1,90	1
D11	0,0140	625,38	159,56	1302,3	1560,7	1930,2	1,20	9
D15	0,0090	496,51	174,82	1683,2	1877,5	2099,9	2,60	5
Amostra LS-51								
A	0,0130	175,42	71,83	2129,3	2191,2	2249,7	6,50	7
C	0,0210	93,545	40,952	2230,8	2278,7	2321,9	2,50	1
D	0,0200	129,20	52,897	2104,2	2204,6	2299,4	2,10	4
E	0,0180	93,588	39,554	2172,0	2243,6	2309,7	1,90	2
Fração magnética	$\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204*}$	$\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$	$\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$	Coeff. Correl.		$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$		
Amostra LS-24								
K	5319,790	6,42668	0,4500	0,357048	0,447	0,9929417	0,130545	0,0534
L	2375,527	5,31057	0,5750	0,304014	0,554	0,9641750	0,126691	0,1520
M	3474,244	4,18993	0,3410	0,249604	0,332	0,9761340	0,121746	0,0742
N	816,733	4,90378	1,1500	0,27939	1,150	0,9965035	0,127297	0,0961
O	754,583	6,60480	0,8130	0,363134	0,807	0,9907260	0,131914	0,1100
D11	3103,017	3,65081	0,0299	0,223879	0,292	0,9740180	0,118270	0,0678
D15	1184,290	5,35378	0,6600	0,298364	0,645	0,9741560	0,130141	0,1490
Amostra LS-51								
A	991,817	7,65405	1,1500	0,391389	1,090	0,945513	0,141834	0,3750
C	2516,336	8,43224	0,6620	0,413483	0,643	0,975762	0,147906	0,1450
D	2994,244	7,76915	0,4880	0,385982	0,473	0,964810	0,145984	0,1200
E	2461,179	8,11241	0,4270	0,400639	0,413	0,966795	0,146857	0,1090

\* não corrigido pelo branco analítico e Pb não radiogênico.

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

## CAPÍTULO 6

### DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

---

#### 6.1 – NATUREZA DOS MAGMAS DAS ROCHAS INVESTIGADAS

Diferentes trabalhos em suítes plutônicas realizados nas décadas de 70 e 80 enfatizaram a natureza tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (TTG) do plutonismo arqueano (Barker & Arth 1976, Jahn *et al.* 1981, Martin *et al.* 1983, entre outros). Após a série de textos reunidos no clássico livro sobre trondhjemitos, dacitos e rochas correlatas (Barker 1979), cristalizou-se o termo suíte TTG para esta associação plutônica, cuja evolução se caracteriza pelo relativo enriquecimento em sódio e decréscimo em potássio durante a diferenciação magmática (série trondhjemítica, Barker & Arth 1976), em contraposição às suítes plutônicas cálcio-alcálicas clássicas de margem de placa convergente pós-arqueanas, nas quais os termos plutônicos evoluem comumente para rochas graníticas *sensu stricto*.

Em adição, definiu-se a suíte TTG de alto alumínio ( $Al_2O_3 > 15\%$  para termos com 70% de  $SiO_2$ ), a qual, especialmente dado o seu conteúdo em elementos traço, foi considerada como resultado da produção de magmas plutônicos félsicos em uma condição geodinâmica de margem de placa convergente, senão exclusiva, comum no Arqueano, que permitiria a fusão parcial da crosta oceânica subductada antes de sua completa desidratação, deixando como resíduo eclogito ou anfibolito com granada (Drummond & Defant 1990). Este tipo de processo contrastaria com aquele predominante em margens de placa convergentes mais jovens, nas quais haveria a completa desidratação da crosta oceânica, liberando assim fluídos ricos em elementos litófilos, e como consequência ocorreria a fusão da cunha do manto metassomatizado por estes fluídos (Peacock 1993). Residiria aí a diferença fundamental entre o magmatismo félsico plutônico arqueano e o tipicamente cálcio-alcálico pós-arqueano, o qual derivaria do fracionamento de magmas basálticos, ou da fusão que estes induzem na base da crosta continental (Martin 1986, 1988).

A suíte TTG alto alumínio (suíte TTG) foi considerada equivalente plutônico de rochas vulcânicas cenozóicas conhecidas como andesitos magnesianos ou adakitos – definidos na Ilha Adak (Kay 1978) e presentes em outras ilhas vulcânicas no Arquipélago das Aleutas (Yogodzinski *et al.* 1995), tendo em comum com as mesmas o padrão fortemente fracionado em elementos terras raras [em geral  $(La/Yb)_N > 15$ ], o baixo conteúdo em Y e terras raras pesadas (em geral  $Y < 20$  ppm,  $Yb < 1,9$  ppm), o alto conteúdo em Sr (em geral  $> 300$  ppm, e  $Sr/Y > 40$ ), além da sua natureza intermediária a ácida, e caráter sódico (Drummond *et al.* 1996, Martin 1999). No entanto, suítes adakíticas diferem de

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

suítes TTG arqueanas por seu conteúdo mais elevado de Mg# ( $\geq 0,5$  Mg# = mol MgO/MgO+FeO) e maiores concentrações de Cr e Ni (média de 36 ppm e 24 ppm, respectivamente) (Smithies 2000, Martin *et al.* 2005, Rollinson & Martin 2005).

O refinamento dos dados produzidos nas últimas décadas, em ambas as suítes, levou os autores a explicar o elevado valor de Mg#, Cr e Ni dos adakitos como resultante da participação do manto na sua gênese. Esta participação se daria de duas formas: ou como produto de fusão parcial de peridotitos do manto metassomatizados por magmas gerados a partir da fusão parcial da crosta oceânica; ou como contaminante de magmas dessa natureza quando de sua ascensão à superfície (Stern & Killian 1996, Rapp *et al.* 1999, Martin *et al.* 2005). Em adição, estudos em suítes plutônicas com características geoquímicas similares a suítes TTG, de terrenos arqueanos e pós-arqueanos, ampliaram o tipo de ambiente geotectônico e a condição geodinâmica particular originalmente propostas para sua geração, como por exemplo crosta de arco continental espessada por *underplating* de magma básico (Petford & Atherton 1996), crosta continental anfíbolítica em ambiente do tipo arco Cordilheriano (Whalen *et al.* 2002) ou zonas de raiz de platôs oceânicos (Condie 2005).

Seixas (2000) e outros trabalhos deste autor e colaboradores (Seixas *et al.* 2005, entre outros) defendem que as rochas plutônicas da parte setentrional do Batólito Alto Maranhão (Suíte Alto Maranhão no trabalho de Heineck *et al.* 2003) possuem termos com características geoquímicas similares à de suítes TTG de alto alumínio e de suítes adakíticas. Os resultados obtidos nesta dissertação ampliam a base de dados de Seixas (2000) e Seixas *et al.* (2005) e permitem uma discussão mais detalhada das proposições destes autores. Nas seções seguintes estes dados são confrontados com a litetatura focando aspectos que possam indicar a natureza dos magmas envolvidos na petrogênese dos granitóides das diferentes estações de trabalho. As discussões relativas às outras rochas que não os granitóides e diques félsicos aplíticos, *e.g.* enclaves magmáticos máficos, dique máfico e anfíbolitos, serão acrescentadas à medida que trouxerem informação adicional que dê suporte às discussões.

## 6.2. GRANITÓIDES TONALÍTICOS DE BAIXA, MÉDIA E ALTA SÍLICA

Em termos de teor em SiO<sub>2</sub> as rochas granitóides e diques félsicos variaram de ~60% até ~72%. A separação de grupos petrológicos entre as amostras levou em consideração este parâmetro e o teor de elementos ferromagnesianos, identificado pelo número de magnésio Mg#, de tal sorte que três grupos de granitóides foram categorizados: (i) o grupo de baixa sílica ( $59\% \leq \text{SiO}_2 \leq 62\%$  e  $\text{Mg}\# \geq 0,50$ ); (ii) grupo de média sílica ( $64 \leq \text{SiO}_2 < 70\%$ ,  $\text{Mg}\#$  0,36 a 0,41) e grupo de alta sílica ( $\text{SiO}_2 \geq 70\%$ ,  $\text{Mg}\# \leq 0,38$ ). Na mesma linha de discriminação dos dados separaram-se os diques félsicos em

dois grupos: (i) dique intermediário, com apenas uma amostra analisada (diques interm., 64% de SiO<sub>2</sub>, Mg# 0,39); e diques ácidos, com duas amostras, (SiO<sub>2</sub>>70%, Mg# 0,35 a 0,40).

A maior parte das amostras pertence ao grupo de baixa a média sílica. No grupo de média sílica, as duas amostras da estação de Lagoa Dourada, foram tratadas separadamente, inicialmente, devido aos seus aspectos petrográficos, com a presença de magnetita e granada; de campo, pela ausência de estruturas de *magma mingling* com enclaves magmáticos máficos; posteriormente em função de características geoquímicas, como por exemplo os valores mais baixos em Ba (116 ppm) e Sr (382 ppm); e, finalmente, como corolário desta distinção, a sua idade U-Pb<sub>zircão</sub> de 2337 Ma, mais antiga que a faixa de idades de 2,12 – 2,13 Ga, determinada e/ou assumida por correlação geológica, para os demais tonalitos e quartzo-dioritos.

Verifica-se que os granitóides de baixa a média sílica e o dique félsico intermediário são metaluminosos ( $A/CNK \leq 1,0$ ), refletindo-se na presença de biotita e/ou hornblenda como minerais máficos. Os granitóides de alta sílica e os diques ácidos são ligeiramente peraluminosos ( $1,0 < A/CNK < 1,1$ ). As rochas com teor de ~70% SiO<sub>2</sub> possuem  $\geq 15\%$  de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, preenchendo o critério de classificação de suítes TTG alto alumínio (Barker & Arth 1976, Drummond & Defant 1990). A relação de K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O é  $< 0,68$  para todas as amostras, independente da % de SiO<sub>2</sub>. As duas amostras de Lagoa Dourada possuem o menor valor da razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O entre os granitóides (0,13). A quase totalidade das amostras ocupa o campo de tonalito (ou quartzo-dioritos, muito próximo do limite com tonalitos) no diagrama QAP (Streckeisen, 1976), com exceção de um dique félsico aplítico ácido, granodiorítico; e o campo de tonalitos, granodioritos e trondhjemitos no diagrama normativo Ab-An-Or, corroborando a natureza sódica do plutonismo investigado (respectivamente Figs. 3.3 e 4.5). Ressalta-se que as rochas que caem no campo de granodiorito do diagrama Ab-An-Or são, fundamentalmente, os quartzo-dioritos e tonalitos de baixa sílica, que não possuem k-felspató modal (ou muito pouco,  $\leq 5\%$ ), e portanto, sua quantidade de ortoclásio normativo é consequência da quantidade de potássio contido na biotita.

### 6.3. SUÍTE (QUARTZO-DIORÍTICA) TONALÍTICA PRIMITIVA

Considerando o valor do número de magnésio [ $Mg\# = \text{mol} (MgO/MgO + FeOt)$ ], e o teor dos elementos Cr e Ni, pode-se estabelecer um nítido corte, no sentido de que o grupo de granitóides de baixa sílica apresenta  $Mg\# \geq 0,50$  e o valor mais elevado de Cr ( $> 116$  ppm) e Ni ( $> 56$  ppm) (Fig. 6.1A e B). Na figura 6.1C, retirada de Condie (2005) apresentam-se os dados da relação entre o Mg# e o teor de sílica para os grupos de granitóides, enclaves magmáticos máficos e diques aplíticos, comparados com o campo de líquidos experimentais derivados da fusão parcial de rochas máficas hidratadas, e o

campo de suítes adakíticas modernas. Nota-se no diagrama a nítida associação dos granitóides de média e alta sílica com a dos líquidos experimentais ( $Mg\# < 0,50$ ) e a dos granitóides de baixa sílica com os adakitos ( $Mg\# > 0,50$ ).

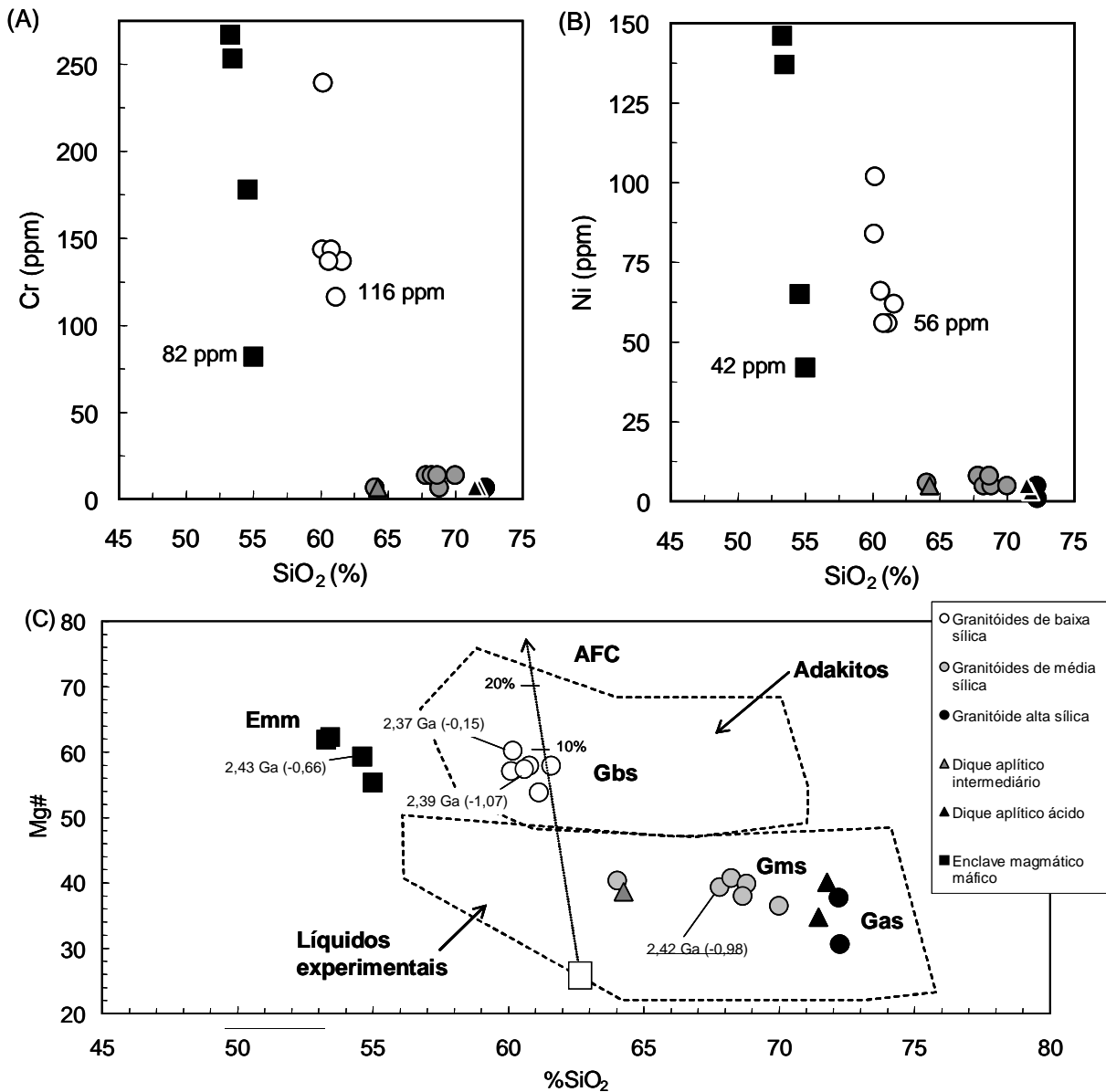


Figura 6.1 – Apresentação dos dados composicionais de enclaves (Emm), granitóides (Gbs, Gms e Gas) e diques félsicos em termos de % de sílica versus elementos compatíveis. (A) e (B) Relação entre a % de SiO<sub>2</sub> e o teor de Cr e de Ni. (C) Relação entre o número de magnésio e a % de SiO<sub>2</sub>. Em (A) e (B) estão indicados os valores mínimos de Cr e Ni que separam o grupo granitóide de baixa sílica. Em (C), as linhas tracejadas delimitam o campo de composições de rochas vulcânicas classificadas como adakitos, e o campo de composições de líquidos experimentais derivados da fusão de basaltos hidratados. A linha AFC representa modelagem geoquímica com a trajetória de Assimilação-Cristalização Fracionada (AFC), considerando a hipotética modificação da composição de um líquido de derivação por fusão de basaltos hidratados e sua contaminação por material do manto em sua ascensão até a crosta, os valores 10% e 20% representando a porcentagem de material ultramáfico assimilado (ver texto para explicação). Os valores indicados ao lado das amostras investigadas colocados no gráfico reproduzem a idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  em Ga e  $\epsilon_{Nd}$  para a idade de 2128 Ma, de enclave magmático máfico (amostra PC-35, Ponte Caída), granitóides de baixa sílica (amostras J-44, Jeceaba e PC-24, Ponte Caída) e granitóide média sílica (amostra C-47, Caeté).

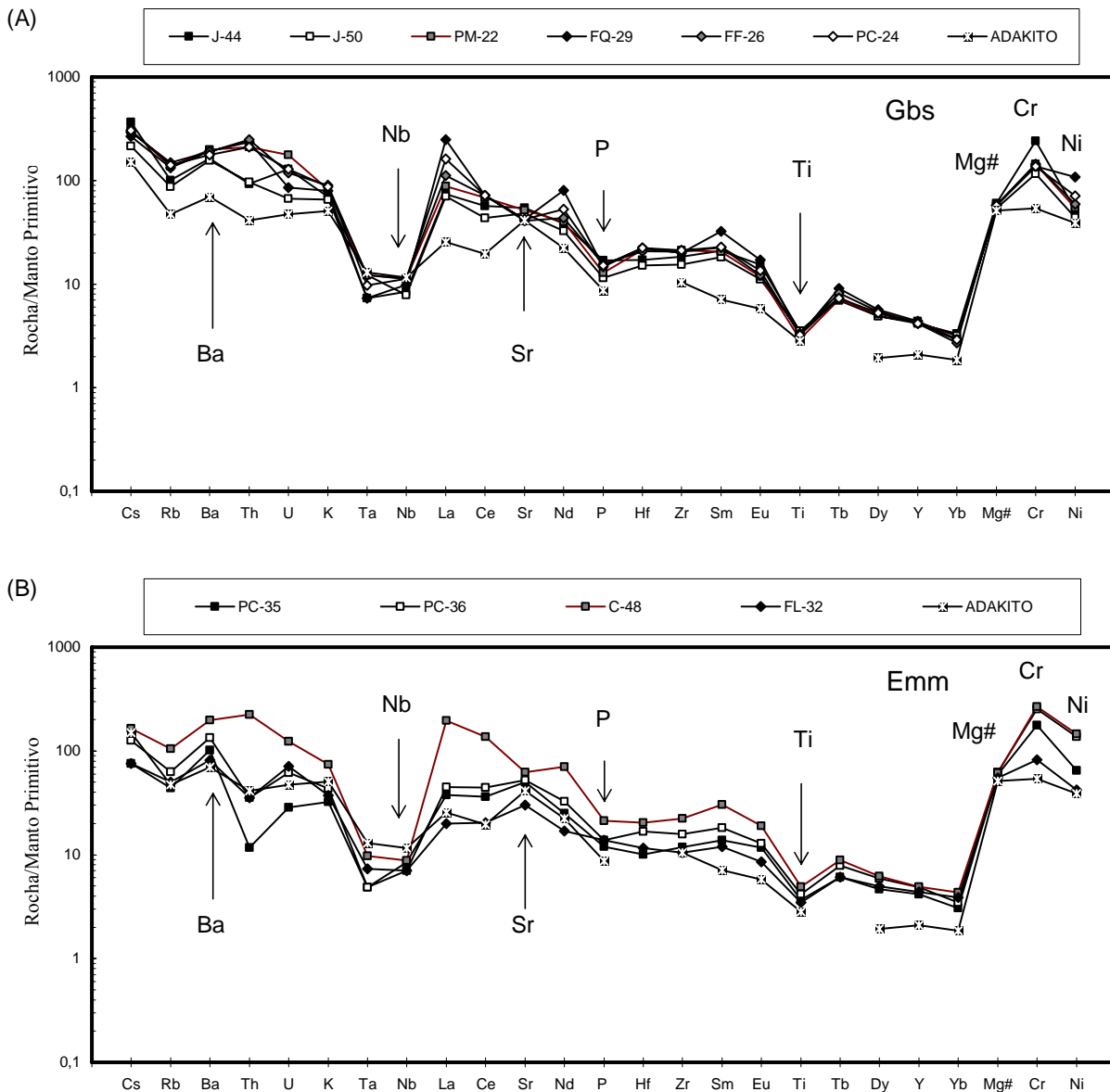


A discussão que se dá em Condie (2005) e que usa como argumento este gráfico, centra-se na questão da identificação de qual a natureza dos líquidos originais (magmas) de suítes plutônicas TTG alto alumínio e sua comparação com os magmas adakíticos, considerados por muitos autores equivalentes vulcânicos modernos de suítes TTG arqueanas. Conforme apresentado na introdução deste capítulo, apesar de muitas semelhanças entre estas suítes, os adakitos possuem número de magnésio, Cr e Ni, mais elevados que as suítes TTG alto alumínio, e não poderiam representar o produto de fusão de basaltos, mas teriam, ou derivação direta do manto – manto metassomatizado por líquidos derivados da fusão de basaltos; ou numa segunda possibilidade, representariam líquidos derivados da fusão de basaltos hidratados contaminados pela cunha do manto em sua passagem até a crosta (Yogodzinski *et al.* 1995, Stern *et al.* 1996, Rapp *et al.* 1999, Martin *et al.* 2005, Condie 2005, Rollinson & Martin 2005)

Neste contexto, a primeira vinculação que se pode retirar dos dados investigados nesta dissertação colocados nos gráficos da figura 6.1, é a de que os granitóides de baixa sílica possuem composições próximas ou similares à de adakitos, o que indica algum tipo de participação do manto na gênese do magma desses granitóides. Os dados isotópicos Sm/Nd, com as idades modelo  $T_{DM}$ , relativamente próximos da idade de cristalização, e os valores de  $\epsilon_{Nd(2128 \text{ Ma})}$  ligeiramente negativos (-0,15 a -1,07), corroboram para essas rochas a vinculação do processo de fusão parcial de uma fonte mantélica, paleoproterozóica, ligeiramente enriquecida. Embora se possa demonstrar a existência de processos de fracionamento magmático internamente dentro dos membros deste grupo de granitóides, principalmente devido à cristalização fracionada de hornblenda (Capítulo 4), assume-se que estes granitóides de baixa sílica representam a cristalização de líquidos primitivos do tipo andesitos de alto magnésio em ambiente plutônico. Isto é, não se postula magmas parentais basálticos para esta suíte de granitóides de baixa sílica. Os enclaves magmáticos máficos, dadas as amplas e consistentes similaridades composicionais com os granitóides de baixa sílica, a estreita associação de campo entre eles, com abundantes estruturas de *magma mingling*, mais as suas características isotópicas Sm/Nd, indicam seu caráter co-genético com os granitóides hospedeiros, e portanto, derivação do mesmo tipo de fonte.

Na figura 6.2(A) e (B) a seguir são apresentados os gráficos multielementares (“*spidergramas*”) para as rochas granitóides de baixa sílica (A) e para os enclaves magmáticos máficos (B). Para comparação acrescenta-se o perfil de uma média de 140 análises de rochas vulcânicas classificadas como adakitos, retiradas de Drummond *et al.* (1996). Nesses diagramas, tanto enclaves magmáticos máficos, como granitóides de baixa sílica, exibem em comum com adakitos, o forte enriquecimento na maioria dos elementos incompatíveis, com notáveis anomalias negativas em Nb-Ta, P e Ti, e forte empobrecimento relativo em ETRP e Y em relação aos ETRL, e o padrão geral inclinado com

pendente negativa, com enriquecimento em LILE relativo aos HFSE, típico de rochas de arco magmático (Best & Christiansen 2001). A similaridade no conteúdo de elementos compatíveis, representado pelos valores (não normalizados no diagrama) da relação molar  $MgO/(MgO + FeO)$  ( $Mg\#$ ), e o teor de Cr e Ni (em ppm), típicos dos adakitos, também fica evidenciada nesses diagramas, e reforça a indicação da participação direta do manto na gênese dos magmas das rochas do grupo petrológico de granitóides de baixa sílica e enclaves magmáticos máficos associados.



**Figura 6.2** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo. Para comparação valores da média de 140 análises de adakitos (Drummond *et al.* 1996). Notar a inclusão, no mesmo gráfico, dos valores absolutos (não normalizados) de elementos compatíveis, representados pela relação molar  $MgO/MgO + FeO$  ( $Mg\#$ ), Cr e Ni (em ppm), após o Yb. Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989).

Algumas características adicionais da geoquímica destas rochas são ressaltadas nesse tipo de diagrama, entre elas: a relativa menor concentração de Rb, em relação ao Cs e Ba, manifestada por um pico negativo desse elemento, e o pico positivo de Sr em relação aos ETRL (Ce e Nd no diagrama), bem nítido no perfil dos adakitos. Este último aspecto, a anomalia positiva de Sr, é explicada na literatura como evidência da não retenção de plagioclásio no resíduo de fusão, no caso de fusão de fonte basáltica, ou ausência de plagioclásio na fonte, no caso de fusão mantélica (Martin 1999). Nos granitóides de baixa sílica (Fig. 6.2A) esta característica dos adakitos não é tão evidente: algumas amostras mostram pico positivo do Sr, outras pico negativo. Todas elas, no entanto, possuem teores considerados elevados em Sr ( $\geq 860$  ppm nos granitóides, e  $\geq 633$  ppm nos enclaves magmáticos máficos) típicos dos adakitos (valor médio de 869 ppm dos adakitos). A título de conclusão, considera-se que todas as amostras de granitóides de baixa sílica pertencem a uma suíte co-genética de tonalitos primitivos de origem mantélica. As estações de trabalho com rochas desta suíte estão situadas na porção mais setentrional das rochas atribuídas à Suíte Alto Maranhão no trabalho de Heineck *et al.* (2003) (Fig. 1.1) e incluem amostras das estações de trabalho Jeceaba, Alto Maranhão, Pé do Morro, Fazenda Quilombo, Ponte Caída e Fazenda Furnas (para localização semi-regional ver Fig. 3.1). As características gerais de estruturas de campo, petrográficas, geoquímicas e interpretações petrogenéticas são apresentadas na Tabela 6.1 a seguir.

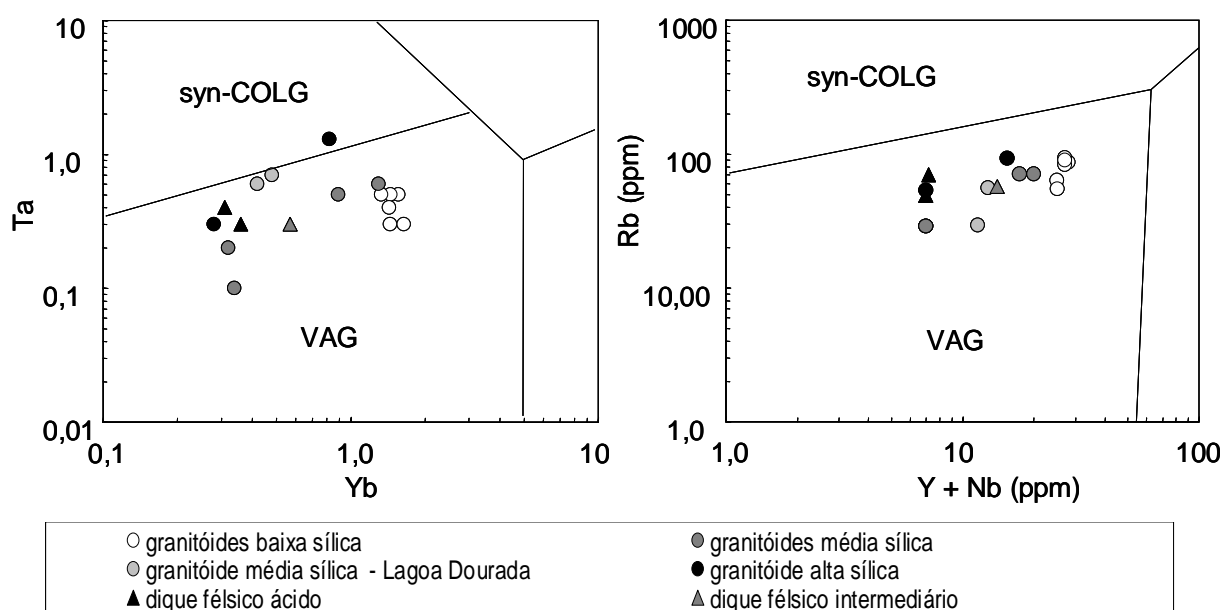
**Tabela 6.1** – Síntese dos principais aspectos magmáticos das rochas da suíte tonalítica primitiva

Estações de trabalho	Jeceaba, Alto Maranhão, Pé do Morro, Fazenda Quilombo, Ponte Caída, Fazenda Furnas
Aspectos de campo	Granitóides de granulação média, foliados, com abundantes estruturas de <i>magma mingling</i> com enclaves magmáticos máficos de granulação fina, <i>schlieren</i> , diques sin-magmáticos
Petrografia	Quartzo-dioritos a tonalitos, em geral com >25% de biotita + hornblenda, e os minerais acessórios ilmenita ( $\pm$ titanita), zircão, allanita, apatita
Mineralogia	Anfibólios do tipo Mg-hornblenda com Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup> 0,56 – 0,72, biotita com Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup> 0,54 – 0,60, plagioclásio com %An <sub>20-23</sub> (núcleo) e %An <sub>16</sub> (borda)
Geoquímica	
Elem. Maiores	SiO <sub>2</sub> (%)>60 -62; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)>14,7 – 16,0; Na <sub>2</sub> O(%) $\geq$ 3,8 - 4,4; K <sub>2</sub> O(%) $\geq$ 2,7 – 1,9; CaO(%) $\geq$ 4,6 - 5,3; K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O $\leq$ 0,68; A/CNK $\leq$ 0,9 - 0,8; Mg# $\geq$ 0,54 - 0,60; FMMT <sup>(a)</sup> $\geq$ 9,8 -12,6
Elementos traço (ppm)	
Compatíveis	Cr $\geq$ 116; Ni $\geq$ 56
LILE	Rb $\leq$ 94 – 56; Sr $\geq$ 860 – 1150; Ba $\geq$ 1095 – 1388; Sr/Y $\geq$ 44 – 61
HFSE	Y $\leq$ 20 – 19; Ti O <sub>2</sub> $\geq$ 0,64 – 0,76; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> $\geq$ 0,25 – 0,37; Zr $\geq$ 172 – 238
ETR	La $\geq$ 48 – 169; Yb $\leq$ 1,6 – 1,3; La/Yb $\leq$ 27 – 33
Perfil ETR <sub>(CN)</sub>	(La/Yb) <sub>n</sub> 21 – 80; Eu/Eu* 0,74 – 0,97
Perfil <sub>(MN)</sub>	Enriquecido LILE/HFSE, anomalias negativas Nb-Ta, P, Ti
Idade U-Pb <sub>(zircão)</sub>	2128 $\pm$ 9,9 Ma (ID-TIMS) – quartzo-diorito de Ponte Caída
Geoquímica Sm/Nd	Idade modelo T <sub>DM</sub> $\leq$ 2,39 Ga e $\epsilon_{Nd}$ (2128 Ma) $\leq$ 1,07 (Jeceaba e Ponte Caída)
Magma original	Andesito de alto magnésio ou adakito
Fonte do magma	Manto metassomatizado em zonas de subducção
Processos intracrustais	Cristalização fracionada e <i>magma mingling</i>

(a) – F+M+M+T = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO+MnO+TiO<sub>2</sub>. Perfil<sub>(CN)</sub> – gráfico de ETR normalizados ao condrito. Perfil<sub>(MN)</sub> – gráfico de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo.

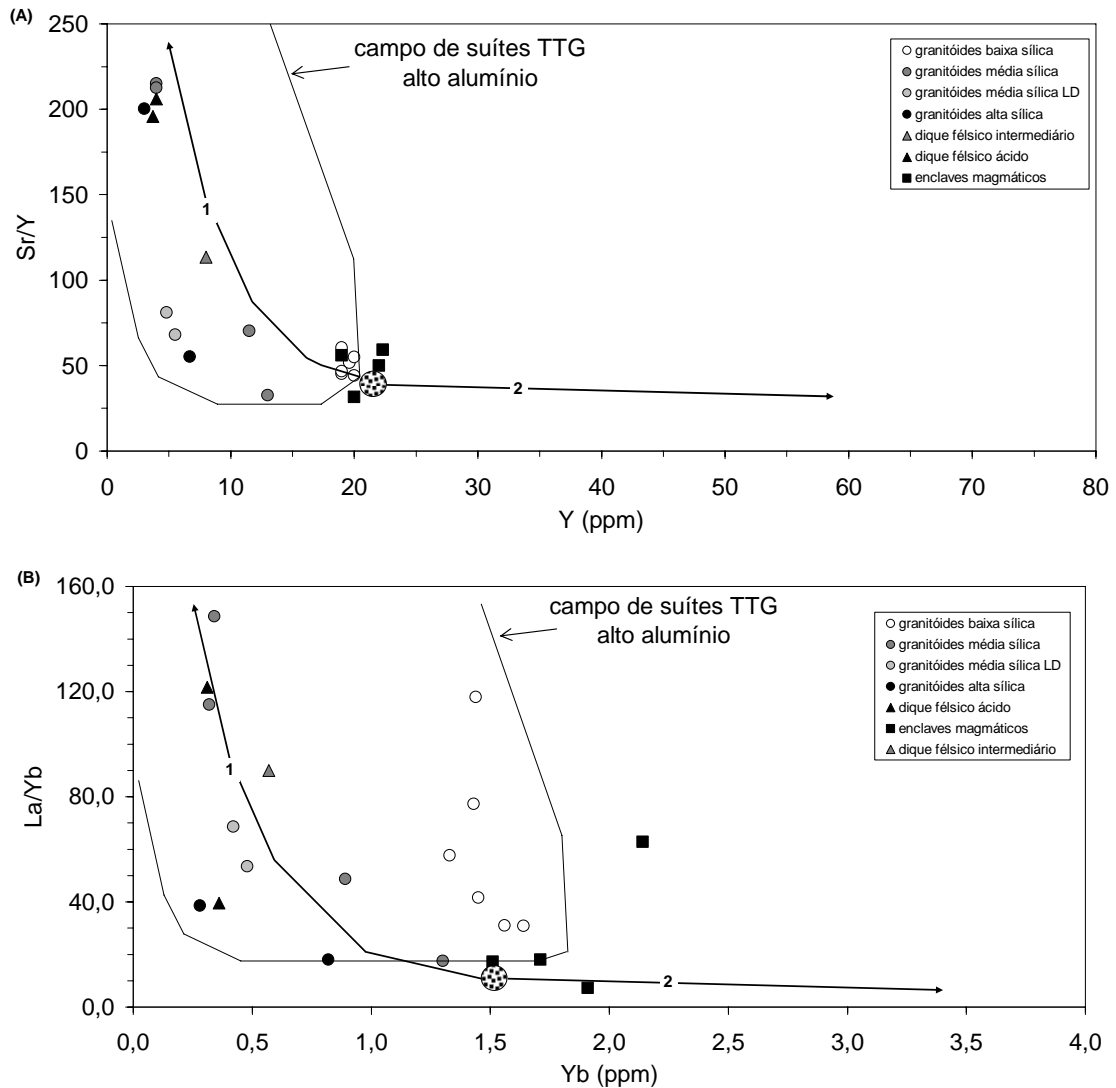
#### 6.4. TONALITOS DE MÉDIA E ALTA SÍLICA

Nas demais amostras de granitóides de média e alta sílica, verificam-se  $Mg\# < 0,50$ , e o teor de  $Cr \leq 14$  ppm e o de  $Ni \leq 8$  ppm (Tabela 4.1). No diagramas discriminantes a seguir (Fig. 6.3) verifica-se que estas rochas ocupam, assim como a suíte primitiva de tonalitos, o campo de rochas derivadas de arcos vulcânicos, com apenas uma amostra no campo de granitóides sin-colisionais. Ou seja, todos os granitóides, dado seu conteúdo em determinados elementos traço, ocupam o mesmo campo discriminante nos diagramas representados pelos elementos de grande potencial iônico (HFSE) Ta, Y e Nb, e o elemento litófilo Rb.



**Figura 6.3** – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de granitóides baseado em elementos traço. Baseado em Pearce *et al.* (1984). Syn-COLG – granitos sintectônicos associados com colisão continente-continente; VAG – granitos de arcos vulcânicos.

Aliado a estas características, pode-se acrescentar o caráter sódico, tonalítico-trondhjemítico, com os termos à  $\sim 70\%$   $SiO_2$  com  $\geq 15\%$   $Al_2O_3$ . A afinidade do conteúdo de elementos traço dos granitóides de média e alta sílica aos líquidos de suítes TTG alto alumínio fica demonstrada quando os resultados analíticos são colocados nos diagrams que relacionam o fracionamento entre ETRL/ETRP e entre o conteúdo de Sr e o de Y (Fig. 6.4A e B). Duas principais possibilidades se apresentam para tentar elucidar qual a origem desses magmas (Barker & Arth 1976, Martin 1987, Petford & Atherton 1996, Smithies *et al.* 2000, Kalsbeek 2001, Whalen *et al.* 2002, Martin *et al.* 2005, Condie 2005, Richards & Kerrich 2007): (i) Rochas que representariam líquidos mais evoluídos derivados da cristalização fracionada do magma parental representado pelas amostras de granitóides de baixa sílica – suíte tonalítica primitiva; (ii) Rochas desvinculadas dos outros granitóides, e ligadas à fusão parcial de rochas básicas, deixando como resíduo eclogitos  $\pm$  hornblenda.



**Figura 6.4** – Diagrama que relaciona a razão de Sr/Y (ppm) versus Y (A), e La/Yb versus Yb (ppm). O campo de suítes TTG alto alumínio arqueanas está delineado. As curvas 1 e 2, respectivamente, indicam o efeito provocado pelo fracionamento de hornblenda (clinopiroxênio, titanita, zircão), e o de plagioclásio. Ver texto para explicação.

As duas hipóteses petrogenéticas de rochas com as características geoquímicas de suítes TTG alto alumínio mencionadas acima, interpretam de maneira diferente as características geoquímicas de baixo conteúdo em ETRP e padrão fortemente fracionado em ETRL/ETRP (que define o campo de TTG na Fig. 6.4B), e o alto teor em Sr, e baixo de Y, e conseqüentemente alta razão Sr/Y, que define o campo de TTG na figura 6.4A.

A interpretação que considera esta assinatura geoquímica como indicativa do processo de fusão parcial na fonte, sustenta que a mesma resulta de condições de fusão sobre fontes metabasálticas deixando como resíduo granada e hornblenda. Isto explica o baixo conteúdo de Yb no líquido (devido ao alto Kd do Yb na granada), o baixo conteúdo em Y (devido ao alto Kd do Y na hornblenda) e o alto Sr é interpretado como ausência de plagioclásio no resíduo de fusão (Defand & Drummond 1990,

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

Drummond *et al.* 1996, Martin 1999, entre outros). O ambiente sugerido para este tipo de magmatismo é o de zona de subducção, com fusão da placa subductada em uma condição geodinâmica tal que a fusão se inicia antes que a hornblenda se desidrate completamente. Outros tipos de ambiente, como base de arcos continentais e a fusão de magma básico alojado na base da crosta continental também são sugeridos como situações possíveis (Petford & Atherton 1996, Whalen *et al.* 2002)

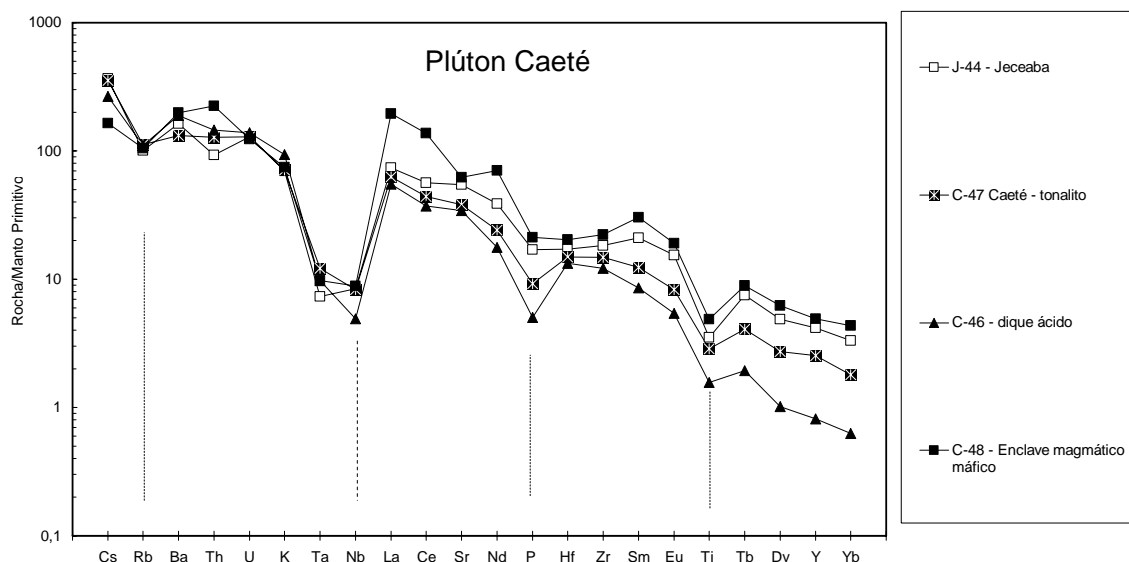
Na segunda hipótese petrogenética, líquidos com características geoquímicas de TTG alto alumínio poderiam representar a resultante do fracionamento magmático de magmas parentais mais primitivos, basálticos hidratados ou de andesitos basálticos. Em condições de presença de água, haveria a supressão da cristalização do plagioclásio, e o fracionamento magmático seria controlado pela cristalização fracionada de hornblenda (e fases acessórias como zircão, titanita), deslocando a composição dos líquidos residuais para razões cada vez mais elevadas de Sr/Y (dado que a cristalização de hornblenda não afeta o Sr, e retém o Y) e de La/Yb (dado que o coeficiente de partição do Yb é muito maior do que o de La na hornblenda) (Richards & Kerrich 2007, e referências citadas no texto). Isto está ilustrado nas figuras 6.4A e B pelas linhas de tendência da composição dos líquidos resultantes do fracionamento desses minerais.

Os comentários e conclusões que se seguem procuram analisar estas duas possibilidades, analisando caso a caso os dados encontrados nas rochas de média e alta sílica, tendo como base os dados referentes à suíte primitiva de tonalitos mantélicos.

## 6.5. PLÚTON CAETÉ

As amostras coletadas da estação Caeté consistem do tonalito e do dique aplítico félsico da pedra Bombaça, e de um enclave coletado cerca de 5 km ao sul da pedra, ambos afloramentos integrantes do mesmo corpo plutônico - Plúton Caeté, figuras 3.1 e 3.8 a 3.10. Conforme mencionado no Capítulo 3 no item de descrição das feições de campo deste plúton (Figs. 3.8 a 3.10), há vários afloramentos com abundantes estruturas de *magma mingling* com enclaves magmáticos máficos, de maneira similar aos observados nos afloramentos da suíte de granitóides de baixa sílica. Os termos petrográficos incluem quartzo-dioritos e tonalitos. Sendo assim, a indicação destas situações de campo é que as amostras C-48 (enclave), C-47 (tonalito) e C-46 (dique félsico aplítico granodiorítico) representam partes de um processo envolvendo rochas co-genéticas onde: (a) o dique representaria o líquido mais evoluído; (b) o enclave representaria um líquido mais primitivo, misturado com um magma tonalítico residente na câmara magmática (e/ou com algum efeito de acumulação de hornblenda); e (c) o tonalito da pedra representaria uma rocha derivada por fracionamento de um magma parental do tipo do observado nos afloramentos de Jeceaba (que é a amostra da suíte de

granitóides de baixa sílica mais próxima da pedraira Bombaça). Este conjunto de quatro rochas é colocado no diagrama multielementar da figura 6.5 a seguir.



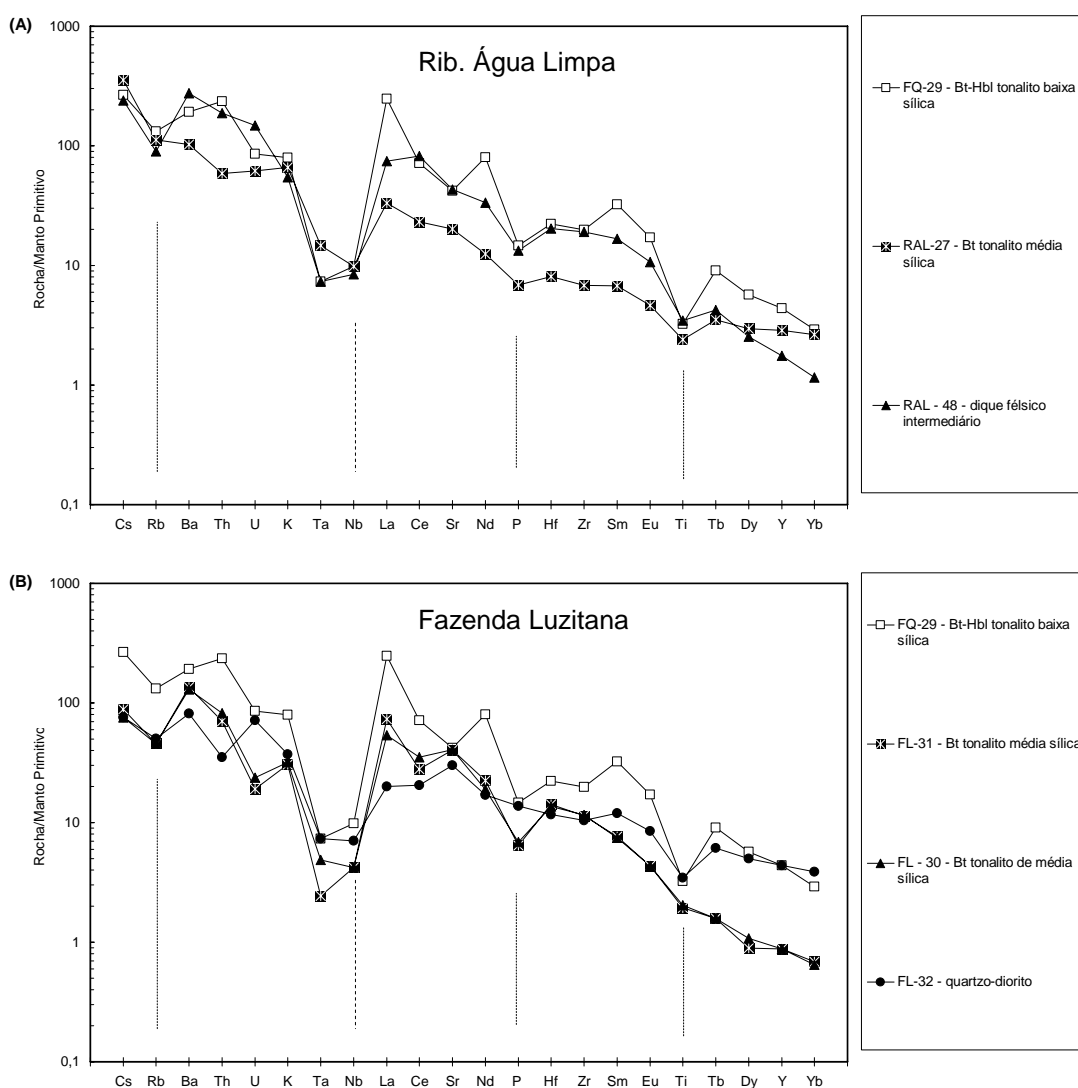
**Figura 6.5** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo, com as rochas do Plúton Caeté – enclave magmático máfico (53% SiO<sub>2</sub>), tonalito de média sílica (67,8% SiO<sub>2</sub>) e dique félsico aplítico ácido (71,4% SiO<sub>2</sub>); e amostra de biotita-hornblenda tonalito de Jeceaba da suíte de tonalitos primitivos de baixa sílica (60% SiO<sub>2</sub>). Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989).

A observação do gráfico ressalta a similaridade das curvas de elementos incompatíveis de todas as amostras entre si, com as características típicas das amostras da suíte de granitóides de baixa sílica, isto é, curva com fracionamento de LILE/HFSE, anomalias negativas do Rb, Nb-Ta, P, Ti e o padrão fracionado ETRL/ETRP. Nota-se que a partir do enclave magmático máfico, que é a rocha mais enriquecida entre elas (com maior conteúdo de elementos incompatíveis), todas as demais tem curvas semelhantes, com o rebaixamento dos teores de elementos considerados, à exceção do potássio, que permanece praticamente constante, e somente com um ligeiro aumento no dique.

Deste comportamento no diagrama interpreta-se que as rochas do pluton Caeté devem fazer parte da suíte de rochas tonalíticas primitivas, e que o tonalito da pedraira Bombaça, e o dique leucogranodiorítico, são rochas co-genéticas e relacionadas entre por diferenciação magmática. O padrão observado é consistente com a cristalização fracionada de hornblenda e os minerais acessórios allanita, ilmenita e/ou titanita, apatita e zircão. Os dados isotópicos de Sm/Nd corroboram a interpretação da natureza co-genética destas amostras: (i) a idade  $T_{DM}$  do hornblenda-biotita tonalito de Jeceaba é de 2,37 Ga e o  $\epsilon_{Nd(2128 \text{ Ma})}$  é de -0,15; (ii) o biotita ( $\pm$ Hbl) tonalito da pedraira Bombaça tem idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  de 2,42 Ga e  $\epsilon_{Nd(2128 \text{ Ma})}$  de -0,98 (Tabela 5.1).

## 6.6. TONALITOS DO RIBEIRÃO ÁGUA LIMPA E DA FAZENDA LUZITANA

As amostras de tonalitos do Ribeirão Água Limpa e da Fazenda Luzitana são analisadas nos diagramas multielementares da figura 6.6 a seguir. O parâmetro de comparação foi o hornblenda-biotita tonalito da Fazenda Quilombo (FQ-29), que é a amostra da suíte de baixa sílica mais próxima, e que, com base nos mapas geológicos (Fig. 3.11), projeta-se como continuação ao longo do *strike* daqueles afloramentos. No diagrama da Fazenda Luzitana (Fig. 6.6B) também está colocada a amostra de quartzo-diorito (FL-32), presumivelmente de derivação similar à de outros enclaves magmáticos máficos da suíte de granitóides de baixa sílica.



**Figura 6.6** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo, com as rochas das estações de trabalho Ribeirão Água Limpa (A) e da Fazenda Luzitana (B). Para comparação do perfil a amostra FQ-29 do grupo de baixa sílica (60,1% SiO<sub>2</sub>). No Ribeirão Água Limpa, biotita tonalito e biotita tonalito aplítico – dique, ambos com 64% SiO<sub>2</sub>. Na Fazenda Luzitana, biotita tonalitos (69% SiO<sub>2</sub>) e quartzo-diorito (enclave) (55% SiO<sub>2</sub>). Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989).



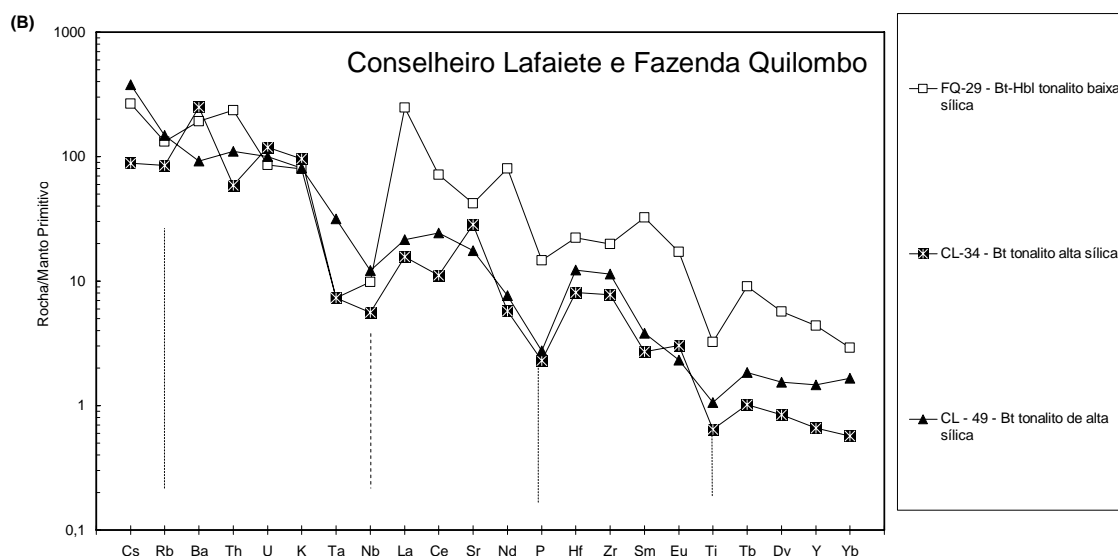
O padrão geral é similar entre todas as litologias de ambas as estações de trabalho, com as assinaturas de rochas de arco magmático. Em princípio, poder-se-ia sugerir a derivação destas rochas por fracionamento de hornblenda e minerais acessórios de um magma de composição da amostra mais primitiva, à semelhança ao que foi sugerido para o biotita tonalito de Caeté. No caso do Ribeirão Água Limpa, o dique félsico intermediário sugere tratar-se de uma composição de um líquido evoluído da suíte de baixa sílica, dado que as curvas são similares em perfil. Os elementos que o dique apresenta como teor mais baixo, são justamente os elementos que se incorporariam nas fases fracionantes da amostra mais primitiva (Fig. 6.6A), isto é, ETRL (La, Ce, Nd, Sm, da allanita); Zr, Hf (zircão); ETRP e Y (da hornblenda). Se este raciocínio estiver correto, deve-se admitir que o biotita tonalito do Ribeirão Água Limpa insere-se na mesma linha de evolução que o dique, a partir dos líquidos mais primitivos (*liquid line of descend*, Best & Christiansen 2001), porém resultante de um grau de fracionamento mais avançado, dado que sua curva é mais rebaixada em relação ao dique. Este mais avançado grau de fracionamento magmático do tonalito do Ribeirão Água Limpa, poderia explicar o valor de idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  de 2,63 Ga (tonalito) a 2,68 Ga (dique), superior ao estimado para o possível magma parental, que seria representado pela idade de 2,3 Ga a 2,4 Ga das amostras de granitóides de baixa sílica de Jeceaba e Ponte Caída. Por sua vez, o valor de episilon Nd relativamente mais negativo do dique e do tonalito (-4,45 e -3,51), calculado para a idade de 2128 Ma, indicaria provavelmente maior interação com material crustal mais antigo, como sugerem as relações de campo com a presença de xenólitos e *roofs* de anfibolitos supracrustais (Fig. 3.15).

O perfil das duas amostras de tonalitos da Fazenda Luzitana é perfeitamente coerente com sua derivação como líquido mais evoluído da suíte de baixa sílica. Todos os elementos químicos indicativos das fases minerais fracionantes do magma tonalítico mais primitivo apresentam-se diminuídas nos biotita tonalitos da Fazenda Luzitana em relação ao hornblenda-biotita tonalito da Fazenda Quilombo. Com isto conclui-se que, apesar da deformação mais pronunciada destes tonalitos, o padrão geoquímico não foi alterado e reflete a afinidade geoquímica com as rochas mais primitivas da suíte de baixa sílica. Por sua vez, o quartzo-diorito mostra evidências de maior perturbação geoquímica. Em linhas gerais o padrão é consistente com o de enclaves magmáticos máficos, alterando-se somente nos ETRL, isto é, La, Ce e Nd, os quais se mostram abaixo do teor esperado para um enclave com essa porcentagem de sílica (55%). Sugere-se que nesta amostra possa ter ocorrido a perda parcial de parte do estoque de ETRL. Isto explicaria a idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  de 3,09 Ga, muito acima da idade paleoproterozóica dos demais enclaves e granitóides primitivos. O valor de episilon Nd de -4,72, a princípio é interpretado com algum grau de contaminação ou mistura com crosta mais antiga, assim como o observado nas amostras do Ribeirão Água Limpa, e no dique da Fazenda Quilombo.

## 6.7. TONALITOS DE ALTA SÍLICA DE CONSELHEIRO LAFAIETE

A curva e conteúdo em elementos incompatíveis normalizada ao manto primitivo das duas amostras coletadas nos dois afloramentos da estação de trabalho Conselheiro Lafaiete são apresentadas na figura 6.7 a seguir. No mesmo gráfico, para parâmetro de comparação, há o perfil de uma amostra da suíte de baixa sílica. Em linhas gerais, novamente, o perfil de ambos os grupos de granitóides é muito similar, especialmente as anomalias de Nb-Ta, P e Ti; o padrão fracionado ETRL/ETRP; o fracionamento LILE/HFSE. Algumas particularidades no entanto são comentadas a seguir.

Considerando as duas amostras de tonalitos de alta sílica, pode-se afirmar que ambas são co-genéticas. Esta informação é importante do ponto de vista de continuidade dos estudos de mapeamento regional, no sentido de caracterizar todo o segmento de rochas que vai de Conselheiro Lafaiete para leste e sudoeste. As duas pequenas discrepâncias em termos de perfil entre as duas amostras – o Ba e o La da amostra CL-49, relativamente empobrecidos em relação aos demais elementos incompatíveis no diagrama, situam-se em elementos que podem ter sofrido maior grau de mobilidade durante a recristalização de allanita e muscovitização dos feldspatos que acompanha a intensa deformação observada nestas rochas.



**Figura 6.7** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo, com as rochas dos dois afloramentos da estação de trabalho Conselheiro Lafaiete, ambas com 72% SiO<sub>2</sub>. No mesmo gráfico uma amostra da suíte granitóide de baixa sílica, da Fazenda Quilombo, a amostra FQ-29 (60,1% SiO<sub>2</sub>). Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989).

Em princípio, considerados os dados de isótopos de Sm/Nd, com idade modelo  $T_{DM} = 2,30$  Ga, e  $\epsilon_{Nd(2128 \text{ Ma})} +0,8$ , sugere-se que esses tonalitos poderiam representar os termos mais evoluídos da suíte, ainda mais evoluídos que os tonalitos de média sílica da pedreira Bombaça, Fazenda Luzitana e Ribeirão Água Limpa. Estudos adicionais de campo e geocronológicos são necessários para corroborar

esta hipótese. Uma hipótese alternativa é a de postular uma fonte de rochas básicas com pequeno tempo de residência crustal, que poderia se tratar ou de subducção de crosta oceânica juvenil, no caso de um ambiente de arco intraoceânico (hipótese sugerida para alguns tipos de TTG arqueanos, Martin 1999, Martin *et al.* 2005); ou basaltos alojados na base da crosta de um arco continental, e logo a seguir fundidos para gerar os tonalitos (situação dos trondhjemitos do batólito Cordilheira Blanca nos Andes, Petford & Atherton 1996).

## 6.8. TONALITO DE LAGOA DOURADA

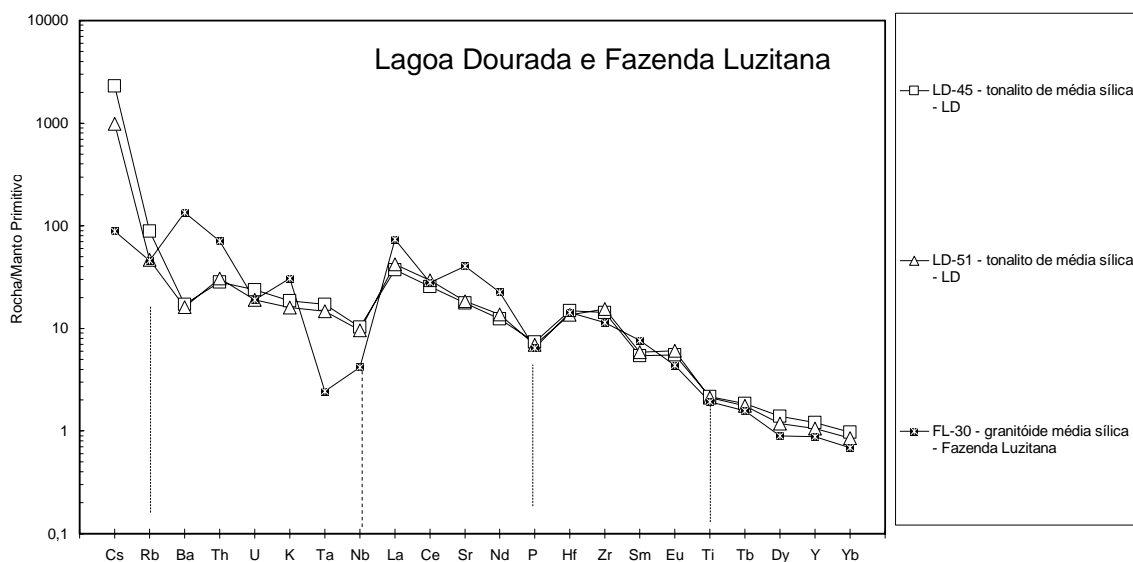
Apesar de sua natureza juvenil e paleoproterozóica, conforme revelado pelos resultados analíticos de isótopos de Sm/Nd ( $T_{DM}$  de 2,42 Ga,  $\epsilon_{Nd} +1,3$ ) e U-Pb zircão (2339 Ma), os aspectos de campo, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos revelaram diferenças petrológicas que não permitem vincular os tonalitos de Lagoa Dourada aos demais tonalitos investigados. Do ponto de vista de estruturas de campo, não foram encontradas até o momento, estruturas de *magma mingling* com enclaves magmáticos máficos neste plúton. Do ponto de vista petrográfico, são tonalitos muito próximo do limite com trondhjemito, com mineralogia à hornblenda, biotita, magnetita e granada; muito pouco k-feldspato (praticamente traços), e plagioclásio oligoclásio, mais próximo do limite com a andesina. A biotita é mais rica em ferro que a dos demais granitóides ( $Mg/Mg+Fet = 0,45 - 0,48$ ). Anfibólios não foram analisados nestas rochas, porém estima-se em afloramento que a porcentagem deste é variável, podendo atingir maior proporção do que a biotita.

A granada é um mineral acessório comum e, junto com a magnetita, diagnóstico desse tonalito. Apesar da presença deste mineral, o tonalito de Lagoa Dourada é metaluminoso e classifica-se como de arco magmático nos diagramas discriminantes utilizando-se os teores de Rb, Nb, Ta Yb e Y (Fig. 6.3 ) e no campo de suítes TTG de alto alumínio nos diagramas de Sr/Y *versus* Y, e La/Yb *versus* Yb (Fig. 6.4).

No diagrama de elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo (Fig. 6.8), os tonalitos de Lagoa Dourada distinguem-se especialmente pelo conteúdo de elementos litófilos. Para comparação das diferenças com os demais tonalitos, utilizou-se uma rocha com mesmo teor em sílica da localidade de Fazenda Luzitana. Os resultados analíticos mostram que os tonalitos de Lagoa Dourada são empobrecidos em Ba e Sr e não apresentam pronunciada anomalia negativa de Nb-Ta. No padrão geral, permanece a curva com pendente negativa, com enriquecimento relativo de LILE/HFSE. A anomalia negativa de Nb-Ta em diagramas multielementares normalizados é interpretada relacionando-a com a mineralogia da fonte, no sentido de que estes elementos podem substituir minerais com Ti e permanecer no resíduo da fusão parcial (Condie 2005, Martin *et al.* 2005,

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

Rollinson 1993, Winther 2001). No caso dos tonalitos de Lagoa Dourada, ou a fonte não conteria estes minerais, ou o mecanismo de fusão foi tal que permitiu a sua incorporação no líquido. No que concerne aos elementos Ba e Sr, seu teor relativamente empobrecido pode indicar a retenção de plagioclásio no resíduo de fusão, uma vez que estes elementos possuem coeficiente de partição  $>1$  para este mineral (Rollinson, 1993).



**Figura 6.8** – Gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizado ao manto primitivo, com as rochas da estação Lagoa Dourada, ambas com 69% SiO<sub>2</sub>. No mesmo gráfico uma amostra da suíte granitóide de média sílica, da Fazenda Luzitana (69% SiO<sub>2</sub>). Valores de normalização dos elementos incompatíveis segundo Sun & McDonough (1989).

## 6.9. CONCLUSÕES

Tonalitos constituem o principal grupo de rochas aflorantes no setor setentrional da Suíte Alto Maranhão, que é parte do Cinturão Mineiro, terreno plutônico de arco magmático acrescido ao núcleo arqueano do Cráton São Francisco, no estado de Minas Gerais. A integração das informações de campo, petrográficas, mineralógicas, litogeoquímicas, geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm/Nd, possibilitou reconhecer as seguintes associações petrológicas: (i) biotita-hornblenda tonalitos a quartzo-dioritos de baixa sílica ( $59\% \leq \text{SiO}_2 \leq 62\%$ ) (*e.g.* localidades de Jeceaba, Pé do Morro, Fazenda Quilombo, Fazenda Furnas e Ponte Caída); (ii) biotita ( $\pm$  hornblenda) tonalitos de média sílica ( $64\% \leq \text{SiO}_2 \leq 69\%$ ), com mineralogia acessória similar ao grupo de baixa sílica (*e.g.* zircão, apatita, ilmenita, titanita e allanita) (*e.g.* localidades de Caeté, Ribeirão Água Limpa e Fazenda Luzitana); (iii) granada-magnetita biotita ( $\pm$  hornblenda) tonalitos de média sílica ( $68\% \leq \text{SiO}_2 \leq 70\%$ ), com zircão, apatita e allanita (*e.g.* localidade de Lagoa Dourada); e (iv) biotita-tonalitos de alta sílica ( $\text{SiO}_2 \sim 72\%$ ), com zircão, apatita, ilmenita, titanita e allanita como acessórios (*e.g.* localidade de Conselheiro Lafaiete). Todos os grupos supracitados apresentam características geoquímicas comuns

com suítes TTG de alto alumínio, entre estas: a composição normativa TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) em diagramas de classificação normativa Ab-An-Or; os padrões fracionados de elementos terras raras leves sobre pesados ( $La/Yb \geq 27$ ); os altos valores de LILE/HFSE em diagramas multielementares normalizados ao manto primitivo, com anomalias negativas de Nb-Ta, P e Ti; o moderado a alto valor de ( $Sr \geq 370$  ppm); o baixo conteúdo de ETR pesados ( $Yb \leq 1,6$  ppm,  $Y \leq 20$  ppm); e o teor  $\geq 15\%$   $Al_2O_3$  para amostras com  $\sim 70\%$   $SiO_2$ .

Em adição, a discriminação do conjunto dos dados permite colocar em evidência diferentes processos petrogenéticos relacionados com a área fonte dos magmas e diferenciação magmática. Os biotita-hornblenda tonalitos a quartzo-dioritos de baixa sílica têm elevado conteúdo modal de minerais máficos ( $\geq 25$  a  $\sim 40\%$  de hornblenda + biotita) e valor elevado de Mg# ( $\geq 0,50$ ) (Mg# = mol  $MgO/(MgO+FeO_t)$ ), Cr ( $>116$  ppm) e Ni ( $>50$  ppm). Apresentam estruturas de *magma mingling* com enclaves magmáticos máficos de biotita-hornblenda dioritos (+ zircão, apatita, ilmenita, titanita, allanita e quartzo). Foi observado um *gap* no conteúdo de sílica e FMMT ( $FMMT = Fe_2O_3 + MgO + MnO + TiO_2$ ) entre os enclaves ( $53\% \leq SiO_2 \leq 55\%$ ) e os tonalitos de baixa sílica hospedeiros, entretanto, os *trends* similares e paralelos em diagramas binários de elementos maiores e traço *versus* MgO, os padrões de ETR e elementos traço, e de isótopos de Sm/Nd, sugerem que ambos são co-genéticos. O espectro de variação dos dados litogeoquímicos é interpretado como consequência da cristalização fracionada de hornblenda e os minerais acessórios zircão, apatita, ilmenita e allanita. A idade U-Pb (zircão) (ID-TIMS) de  $2128 \pm 9$  Ma obtida para uma amostra de quartzo-diorito (e.g. localidade de Ponte Caída) é interpretada como a idade de cristalização dos tonalitos e dos enclaves magmáticos máficos. As idades modelo  $T_{DM}$  Sm/Nd são paleoproterozóicas ( $\leq 2,43$  Ga) e os valores de  $\epsilon_{Nd}$  ( $_{2128Ma}$ ) situam-se entre -1,07 a -0,15, e sugerem a derivação desses magmas a partir de fonte mantélica metassomatizada associada a zonas de subducção.

Os biotita ( $\pm$  hornblenda) tonalitos de média sílica – com a mesma mineralogia acessória que os tonalitos de baixa sílica, possuem, comparativamente àqueles, valores mais baixos de Mg# ( $\sim 0,4$ ), Cr ( $\leq 14$  ppm), Ni ( $\leq 8$  ppm), FMMT,  $P_2O_5$ , conteúdo total de ETR, LILE e HFSE, e valores de  $Na_2O$  similares ou ligeiramente superiores ou inferiores. Essas características geoquímicas, associadas com o padrão geral de distribuição de ETR e de elementos traço em diagramas multielementares sugerem que esses tonalitos (de média sílica) são derivados de magmas tonalíticos de baixa sílica. Na estação Caeté esta interpretação é corroborada pela transição de fácies entre tonalitos de média sílica com idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  de 2,42 Ga e  $\epsilon_{Nd}$  ( $_{2128Ma}$ ) de -0,98 para tonalito mais rico em minerais máficos e com abundantes estruturas de *magma mingling* com enclaves magmáticos máficos dioríticos. Na estação Ribeirão Água Limpa os tonalitos de média sílica contêm esparsos enclaves magmáticos máficos dioríticos, e diques aplíticos intermediários a félsicos de composição tonalítica. Os tonalitos

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

intrudem e incorporam fragmentos de metabasaltos com assinatura geoquímica toleítica de E-MORB, e idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  de 3,34 Ga. O tonalito apresenta idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  de 2,63 e valor de  $\epsilon_{Nd} (2128Ma)$  de -3,51. A interpretação petrogenética sugerida para esses tonalitos de média sílica do Ribeirão Água Limpa é de que constituem-se produto de diferenciação de magmas máficos paleoproterozóicos precursores, com contaminação por material crustal durante sua ascensão. Na estação de trabalho Fazenda Luzitana, os tonalitos de média sílica apresentam-se bastante deformados, no entanto, a ocorrência de porções dioríticas de composição similar a enclaves magmáticos máficos, aliado a aspectos petrográficos e geoquímicos dos tonalitos, sugerem seu caráter cogenético com os tonalitos de baixa sílica.

Por outro lado, os granada biotita ( $\pm$  hornblenda) tonalitos de média sílica da estação de trabalho de Lagoa Dourada possuem as mais baixas razões  $K_2O/Na_2O$  (0,13), os menores valores de Ba ( $\leq 120 - 116$  ppm) e Sr ( $\leq 390 - 375$  ppm), e anomalias de Nb-Ta menos pronunciadas em diagramas multielementares. Estruturas de *magma mingling* com enclaves máficos não foram encontradas. Essas informações, aliadas à idade U-Pb (zircão) (ID-TIMS) de  $2337 \pm 6$  Ma, idade modelo  $T_{DM}$  de 2,43 Ga e parâmetro  $\epsilon_{Nd} (2337)$  de +1,3, indicam processos petrogenéticos distintos para geração desses tonalitos. Neste caso essas rochas seriam derivados da fusão parcial de uma fonte máfica paleoproterozóica logo após sua extração do manto, e com pouca ou nenhuma retenção de fase mineral contendo Nb-Ta.

Finalmente, os biotita tonalitos de alta sílica de Conselheiro Lafaiete possuem maior quantidade modal de K-feldspato, e grande quantidade de pegmatitos e diques aplíticos de composição granodiorítica a granítica. São rochas levemente peraluminosas ( $1,0 \leq A/CNK \leq 1,1$ ) e possuem distribuição generalizada de muscovita como produto da recristalização de feldspatos. O padrão geoquímico, a mineralogia acessória (e.g. zircão, apatita, ilmenita, titanita e allanita), a idade modelo Sm/Nd  $T_{DM}$  de 2,30 Ga e o  $\epsilon_{Nd} (2128) = +0,8$  permitem associar esse magmatismo aos demais tonalitos de 2128 Ma. Entretanto, neste caso o processo petrogenético proposto é a fusão parcial de um protólito máfico paleoproterozóico com pouco tempo de residência crustal, e deixando como resíduo granada  $\pm$  hornblenda, sem contaminação de crosta continental.

## Referências

- Alkmim F.F. & Marshak S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**:29-58.
- Almeida F.F.M.; Neves B.B.B.; Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Science Review*, (**50**):77-111.
- Aquino E.D. 2006. *Geologia da Folha Conselheiro Lafaiete (SF-23-X-A-VI-1, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-17-10, Escala 1:25.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, 56p.
- Augusto G. 2006. *Geologia da Folha Conselheiro Lafaiete (SF-23-X-A-VI-1, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-17-11, Escala 1:25.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, 63p.
- Ávila C.A. 2000. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João Del Rei, MG*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 401 p.
- Babinski M.; Chemale Jr. F.; Schmus W.R.V. 1995. The Pb/Pb age of Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, (**72**):235-245.
- Baltazar O.F. & Zuchetti M. 2000. Rio das Velhas Greestone Belt lithofacies associations. Rio de Janeiro, Brazil. In: *Anais do 31º International Geological Congress*, Resumos, CD-ROM.
- Baltazar O.F. & Zuchetti M. 2007. Lithofacies Associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of a setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, (**32**):471-499.
- Barbarin B. 2004: Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, **80**:(155-177).
- Barbosa M.I.M. 1985. *Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e migmatitos do "Greenstone Belt" Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete (MG)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRJ, 227 p.
- Barker F. 1979. *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. In: F. Barker (ed.) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1-12p.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, (**4**):596-600.
- Best M.G. & Christiansen E H. 2001. *Igneous Petrology*, Massachusetts, Blackwell Science, 458 p.
- Campos S.J.C.; Carneiro M.A.; Basei M.S. 2003. U-Pb evidence for Late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **75**(4):497-511.
- Campos S.J.C. 2004. *O lineamento Jeceaba - Bom Sucesso como limite dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: Evidências geológicas, geoquímicas (rocha total) e geocronológicas (U-Pb)*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, 188p.
- Carneiro M.A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um Segmento de Crosta Continental do Arqueano*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 233p.
- Carneiro M.A.; Jordt-Evangelista H.; Teixeira W. 1997. Eventos magmáticos arqueanos de natureza cálcio-alcalina e tholeiítica no Quadrilátero Ferrífero e suas implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(1):121-128.

- Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...
- Carneiro M.A.; Teixeira W.; Carvalho Jr I.M.; Fernandes R.A. 1998. Enslialic tectonic setting of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, (28):189–200.
- Cavaterra B.A. 2005. *Contribuição á geologia da Folha SF-23-X-A-VI-2 (Ouro Branco, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-18-18, Escala 1:10.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, 82p.
- Corneau J. 2005. *Contribuição á geologia da Folha SF-23-X-A-VI-2 (Ouro Branco, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-18-23, Escala 1:10.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, 60p.
- Condie K.C. 2005. TTG and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, (80):33-44.
- Dahlquist J.A.; Galindo C.; Pankhurst R.J.; Rapela C.W.; Alasino P.H.; Saavedra J.; Fanning C.M. 2007. Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos*, 95:177-207.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Essex, England, Longman Scientific & Technical, 696 p.
- Delgado I.M.; Souza J.D.; Silva L.C.; Silveira Filho N.C.; Santos R.A.; Pedreira A.J.; Guimarães J.T.; Angelim L.A.A.; Vasconcelos A.M.; Gomes I.P.; Lacerda Filho J.V.; Valente C.R.; Perrotta M.M.; Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, R. M.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília, 277-270 p.*
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Berlin, Springer-Varlag, 187p
- Didier J. & Barbarin B. 1991. The different types of enclaves in granites-Nomenclature. In : Didier, J. & Barbarin, B. (Eds) *Enclaves and Granite Petrology*. Amsterdam, Elsevier, p.19-23.
- Dorr II J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS Professional Paper* 641-A, 110p.
- Droop G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Drummond M.S. & Defant M.J. 1990. A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 93:21503-21521.
- Drummond M.S.; Defant M.J.; Kepezhinskas P.K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburg. Earth Sciences*, 87:205-215.
- Gioia S.M. & Pimentel M.M. 2000. A metodologia Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Rio de Janeiro, In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2):219-245.
- Gonçalves R.B.O. 2005. *Contribuição á geologia da Folha SF-23-X-A-VI-2 (Ouro Branco, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-18-19, Escala 1:10.000*. Universidade Federal de Ouro Preto, Trabalho de Conclusão de Curso, 60p.
- Grossi Sad J.H.; Pinto C.P.; Duarte C.L. 1983. Geologia do Distrito Manganésífero de Conselheiro Lafaiete, MG. In: SBG, *Simp. Geol. Minas Gerais*, 2, *Anais*, 3:259-270.
- Guild P.W. 1957. Geology and Mineral Resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil. *USGS Professional Paper*, 290, 90p.
- Hartmann L.A.; Endo I.; Suita M.T.F.; Santos J.O.S.; Frantz J.C.; Carneiro M.A.; Mcnaughton N.J.; Barley M. E. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, 20(4):273-285.



- Heineck C.A.; Silva L.C.; Leite C.A.; Vieira V.S.; Silva M.A.; Baars F.J.; Perrotta M.; Salvador E.D.; Lopes R.C.; Silva M.G.M.; Valente C.R.; Lacerda Filho J.V.; Drummond J.B.V. 2003. COMIG - Mapa Geológico de Minas Gerais, Escala 1: 1.000.000 CD ROM.
- Irvine T.N. and Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- Jahn B.M, Glickson A.Y.; Peucat J.J.; Hickman, A.H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: implication for early crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**:1633-1652.
- Kay R.W. 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **4**:117-132.
- Kalsbeek F. 2001. Geochemical comparison between Archean and Proterozoic orthogneisses from the Nagssugtoqidian orogen, West Greenland. *Precambrian Research*, **105**:165-181.
- Kopperschmidt R.S. 2005. *Contribuição à geologia da Folha SF-23-X-A-VI-2 (Ouro Branco, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-18-18, Escala 1:10.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, 69p.
- Leake B.E.; Woolley A.R.; Hawthorne F.C.; Kato A.; Kisch H.J.; Krivovichev V. G.; Linthout K.; Laird J.; Maresch W.V.; Schumacher J.C.; Stephenson N.C.N.; Whittaker E.J.W.; Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, **61**:295-321.
- Le Maitre R.; Bateman P.; Dudek A.; Keller J.; Lameyre J.; Le Bas M.; Sabine P.; Schmid R.; Sorensen H.; Streckeisen A.; Woolley A.; Zanettin B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences. *Subcommission on the Systematics of igneous rocks* (Le Maitre, R.W.; editor) Oxford.. Blackwell, 193 p.
- Lages G.A. 2006. *Geologia da Folha Conselheiro Lafaiete (SF-23-X-A-VI-1, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-17-11, Escala 1:25.000*. Trabalho de Conclusão de Curso Universidade Federal de Ouro Preto, 75p.
- Lages G.A.; Seixas L.A.R.; Augusto G.G.S. 2007. Considerações Petrográficas, Geoquímicas e petrogenéticas de tonalitos e enclaves microgranulares do Plúton Bombaça, Batólito Alto Maranhão. *In: Resumos do XIV Simpósio de Geologia de Minas Gerais e X Simpósio de Geologia do Sudeste*, Diamantina –MG, p.82.
- Lobato L.M.; Ribeiro-Rodrigues L.C.; Zucchetti M.; Noce C.M.; Baltazar O.F.; Silva L.C.; Pinto C.P. 2001. Brazil's premier gold province: Part I. The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, **36**: 228–248.
- Ludwig K. R. 1998. ISOPLOT. A Plotting and Regression Program for Radiogenic-Isotope Data.
- Machado N. & Carneiro M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Can J Earth Sci*, **29**: 2341-2346.
- Machado N.; Noce C. M.; Ladeira E.A; Oliveira B.O. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Boletim*, **104**: 1221-1227.
- Machado N.; Schrank A.; Noce C.M.; Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Sci Letters*, **141**: 259-276.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Boletim*, **101**:635-643.

- Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...
- Marinho M.S.; Seixas L.A.R.; Gomes N.S.. 2007. Plúton Caeté, Sudeste do Cráton São Francisco: Características Petrográficas, Estruturais e Geoquímicas.. In: *XIV Simpósio de Geologia de Minas Gerais e X Simpósio de Geologia do Sudeste, Diamantina.*, (1):96.
- Marinho M.S. 2006. *Geologia da Folha Conselheiro Lafaiete (SF-23-X-A-VI-1, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-17-14, Escala 1:25.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, 91p.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol*, **28**:921-953.
- Martin H. 1988. Archean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**:360-365.
- Martin H.; Smithies, R. H.; Rapp, R.; Moyen, J. F.; Champion, D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**:1-24.
- Martins R.M. 2005. *Contribuição á geologia da Folha SF-23-X-A-VI-2 (Ouro Branco, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-18-14, Escala 1:10.000*. Universidade Federal de Ouro Preto, Trabalho de Conclusão de Curso, 87p.
- Mueller W.; Chown E.H.; Sharma K.N.; Machado N.; Noce C.M.; Ladeira, E.A., Belo de Oliveira O.A.; 1992. U–Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.* **104**, 1221–1227.
- Negrini G. J. C. 2006. *Geologia da Folha Conselheiro Lafaiete (SF-23-X-A-VI-1, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-17-14, Escala 1:25.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Noce C.M. 1995. *Geocronologia dos Eventos Magmáticos, Sedimentares e Metamórficos na Região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 128 p.
- Noce C.M.; Machado N.; Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 95-102.
- Noce C.M.; Tassinari C.; Lobato L. M. 2000. Geochronology of the Quadrilátero Ferrífero: a review. *Geonomos*, **7**: 15–23.
- Noce C.M.; Zucchetti M.; Baltazar O.F.; Armstrong R.; Dantas E.L.; Renger F.E.; Lobato L.M . 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, **141(1-2)**: 67-82
- Noce C.M., Tassinari C.G.; Lobato L.M. 2007. Geochronological framework of the Quadrilátero Ferrífero, with emphasis on the age of gold mineralization hosted in Archean greenstone belts. *Ore Geology Reviews* **32**, 500–510
- Nummer A.; Seixas L.A.R.; Baars F.J.; Almeida M.E.; Ferreira A.L.; Martins A.P.S.; Monteiro M.A.S.; Paixão M. A.; Sirotheau, G. J. C.; Tasso, M. A. L. 1992. Geologia estrutural e petrologia do Lineamento Congonhas-MG. In: *Congr. Bras. Geol.*, São Paulo, Anais, **37(2)**:353-355.
- O'Connor J.T. 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *Professional Paper*, **525-B**,9-84.
- Oliveira A.H. & Carneiro M.A. 2001. Campo Belo Metamorphic Complex: Evolution of an Archean sialic crust of the southern São Francisco Craton in Minas Gerais (Brazil). In: *An Acad Bras Cienc* **73**: 397-415.
- Oliveira E.L.S. 2006. *Geologia da Folha Conselheiro Lafaiete (SF-23-X-A-VI-1, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-17-10, Escala 1:25.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, 65p.

- Oliveira M.M.F. 2006. *Geologia da Folha Conselheiro Lafaiete (SF-23-X-A-VI-1, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-17-15, Escala 1:25.000*. Trabalho de Conclusão de Curs, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Paterson S.R., Pignotta G.S., Vernon R.H. 2004. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of Structural Geology* 26(8):1465-1481.
- Peacock S.M. 1993. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chem. Geol.*, **108**:43-59.
- Petford N. & Atherton, M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca batholith, Peru. *J. Petrol.* **37**:1491-1521.
- Perugini D.; Poli G. ; Bonin B. 2004. Interaction between mafic and felsic magmas in orogenic suites. *Lithos*, **78**:9-12.
- Pimentel M.M. & Charnley N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: an example from Central Brazil. *Chemical Geology*, **86**: 123-138.
- Pires F.R.M. 1977. *Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 344 p.
- Pires F.R.M., Ribeiro A.; Barbosa M.I.M. 1990. Distribuição do "greenstone belt" Barbacena na região de São João del Rei, Minas Gerais. SBG, In: *Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia*, **6**: 2941-2951.
- Quéméneur J.J.G.; Ribeiro A.; Trouw R.A.J.; Paciullo F.V.P.; Heilbron M. 2003. Geologia da Folha Lavras. In: *Projeto Sul de Minas, Livro e 13 Mapas Geológicos na escala 1:1000.000*. Pedrosa Soares et al. (Editores): Capítulo 7. Versão em CD-ROM.
- Rapp R.P.; Shimizu N.; Norman M.D.; Applegate G.S. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 Gpa. *Chem. Geol.* **160**:335-356.
- Raposo F.O. 1991. Estratigrafia, petrografia e petrologia. In: Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Brasília, DF, *Folha Rio Espera*. Parte II, capítulo 2, p. 27-88. CPRM/DNPM.
- Richards J.P. & Kerrich R. 2007. Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis, *Economic Geology*, 102(4):537-576
- Ribeiro A.; Ávila C.; Valençan J.G.; Paciullo F.V.P.; Trouw R.A.J. 2003. Geologia da Folha São João del Rei. In: *Projeto Sul de Minas, Livro e 13 Mapas Geológicos na escala 1:1.000.000*. Pedrosa Soares et al. (Editores). Capítulo 11. Versão em CD-rom.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. New York, Longman Scientific & Technical, 352p.
- Rollinson H.R. & Martin H. 2005. Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation. Introduction to the Special Issue. *Lithos*, **79**:ix-xii.
- Santos R.F. 2005. *Contribuição á geologia da Folha SF-23-X-A-VI-2 (Ouro Branco, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-18-11, Escala 1:10.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, 165p.
- Santos T.F. 2006. *Geologia da Folha Conselheiro Lafaiete (SF-23-X-A-VI-1, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-17-15, Escala 1:25.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Seixas L.A.R. 1988. *Geologia e Metalotectos de Ouro de uma Fração do Lineamento Congonhas, Minas Gerais*. Universidade de Brasília-UNB, Dissertação de Mestrado, 119p.
- Seixas L.A.R. 1997. Magma mixing, mingling and flow structures of Alto Maranhão plutonic body, southern Quadrilátero Ferrífero area, Brazil. Salvador, BA, Brasil In: *2º International Symposium on Granites and Associated Mineralisations*. Resumos, p. 152-154.

- Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...
- Seixas L.A.R.; Bardintzeff J.M.; Bonin B. 1997. Evidências geoquímicas de “mixing” e diferenciação na gênese do plutão Alto Maranhão, Minas Gerais, Brasil. In: Anais do VI Congresso Brasileiro de Geoquímica, SBGq, Salvador/Bahia, vol. II : 738 – 741.
- Seixas L.A.R. 2000. *Pétrologie de la suite TTG de la bordure nord du batholite d'Alto Maranhão et du pluton Congonhas, Minas Gerais, Brésil*. Centre Scientifique d'Orsay, Université de Paris-Sud, Orsay, France & Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Tese de Doutorado, 202p.
- Seixas L.A.R.; Bardintzeff J.M.; Bonin B. 2001. Xenocristais de Cr-piroxênio em tonalitos do batólito Alto Maranhão (MG): evidências de contribuição do manto metassomatizado na gênese do maciço. In: *VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica / I Congresso de Geoquímica dos Países do Cone Sul. Boletim de Resumos*, p.105.
- Seixas L.A.R. & Baars F.J. 2004. Amalgamação transamazônica (2.2-2.1 Ga) ao longo do Lineamento Congonhas. In: *42º Congresso Brasileiro de Geologia*, Resumos, CD-ROM.
- Seixas L.A.R., Martins L.A., Carvalho W. 2005. Assinaturas TTG e Adaquíticas em rochas da Suíte Alto Maranhão, Cinturão Mineiro, Paleoproterozóico (2,2 Ga – 2,1 Ga) do Cráton São Francisco meridional. *Anais do III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, Salvador. (1)126-129.
- Silva L.C. 2006 - Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb Shrimp e ilustrada com estudos de casos brasileiros. CPRM, Brasília. *Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil Número 1*.
- Silva L.C.; Armstrong R.W.; Noce C.M.; Carneiro M.A.; Pimentel M.M.; Pedrosa-Soares A.C.; Leite C.A.; Vieira V.S.; Silva M.A.; Paes J. C.; Cardoso Filho J. M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb Shrimp, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:101-137.
- Silva R.R. 2005. *Contribuição à geologia da folha SF-23-X-A-VI-2 (Ouro Branco, Minas Gerais): ortofotocarta 42-18-19, escala 1:10.000*. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, 86p.
- Smithies R.H. 2000. The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Science Letters*, **182**:115-125.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters* **26**:207:221
- Steiger R.H. & Jager E. 1977. Subcomission of Geochronology. Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planetary Science Letters*, **36**:359-362
- Stern C.R. & Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. *Contrib. Miner. Petrol.*, **123**:263-281.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* **12**:1-33.
- Sun S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. & Norry M. J (Eds.) *Magmatism in Ocean Basins*, *Geol. Society*, (42)313-345.
- Takayama P. 2005. *Contribuição á geologia da Folha SF-23-X-A-VI-2 (Ouro Branco, Minas Gerais): Ortofotocarta 42-18-14, Escala 1:10.000*. Universidade Federal de Ouro Preto, Trabalho de Conclusão de Curso, 85p.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- Teixeira W. 1985. *A Evolução Geotectônica da Porção Meridional do Cráton do São Francisco, com base em Interpretações Geocronológicas*. São Paulo, Tese de Doutorado, IG/USP, Universidade de São Paulo, 207p.

- Teixeira W.; Carneiro M.A.; Noce C.M.; Machado, N.; Sato K., Taylor N.'P. 1996. Pb, Sr, and Nd isotopic constrains on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 78(1-3):151-164.
- Teixeira W.; Sabaté P., Barbosa J.; Noce C.M.; Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Cráton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro-RJ, In: *Anais do 31º International Geological Congress* p.: 101-137.
- Teixeira W.; Ávila C.A.; Cordani U.G.; Martins V.T.S.; Valença J. 2005. Dados isotópicos (U/Pb,Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: Implicações tectônicas. Salvador –BA, In: *Anais do III Simpósio do Cráton São Francisco*, (3):174-177.
- Teixeira W. & Ávila C.A. 2007. Evolução geodinâmica do Cinturão Mineiro: revisão do conhecimento após duas décadas de estudos. In: X Simpósio de Geologia do Sudeste, 2007, Diamantina. In: Livro de Resumos. Belo Horizonte: *Sociedade Brasileira de Geologia*, p.84.
- Toledo C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, Região de Nazareno, MG*. Instituto de Geociências, Unicamp, Tese de Doutorado, 307p.
- Toledo C.L.B.; Choudhuri A.; Szabo G.A. J. 2004. Geology and geochemistry of komatiites and tholeiites from the Barbacena Greenstone Belt, MG: remnants of an ancient oceanic plateau. Araxá-MG, In: *Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, Resumos, CD-Rom.
- Vernon R.H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, **309**:438-439.
- Vernon R.H.; Etheridge M.A.; Wall V.J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, **22**:1-11.
- Whalen J.B.; Percival J.A.; McNicoll V.J.; Longstaffe F.J. 2002. A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: implications for Late Archean tectonomagmatic processes. *J. Petrol.*, **43**:1551-1570.
- Wiebe R.A. & Collins W.J. 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plútons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *J. Struct. Geol.*, **20**:1273-1289.
- Winter J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, New Jersey,Prentice Hall, 687p
- Yogodzinski G.M.; Kay R.W.; Volynets O.N.; Koloskov A.V.; Kay S.M. 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **107**:505-519.

Martins, L. A. 2008, Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica e ...

## Anexos

---

**Anexo 1** – Composição Química e fórmula estrutural de feldspatos de granitóides e rochas associadas da área investigada.

**Anexo 2** – Composição Química e fórmula estrutural de anfibólios de granitóides e rochas associadas da área investigada.

**Anexo 3** – Composição Química e fórmula estrutural de biotitas de granitóides e rochas associadas da área investigada.

**Anexo 4** – Composição Química e fórmula estrutural de granadas do tonalito de Lagoa Dourada.

**Anexo 5** – Composição Química e fórmula estrutural de ilmenita, titanita, magnetita e epidoto de amostras da área investigada.

**Anexo I - Composição química e fórmulas estruturais de feldspatos de granitoides e rochas associadas da área investigada**

Rocha	Bt-Hbl-Qtz-Diorito			Bt-Hbl-Tonalito			Bt-Tonalito			Bt-Hbl-Tonalito			Bt-Hbl-Tonalito				
	Jeeceba			Pé do Morro			Ribeirão Água Limpa			Fazenda Furnas			Ponte Caída				
	J-44-Gbs	PM-22-Gbs	26	75(núcleo)	76(borda)	78(núcleo)	77(borda)	80(núcleo)	79(borda)	22	23	18	4	5	9(núcleo)	10(borda)	19(borda)
SiO <sub>2</sub>	63,09	63,04	62,97	60,50	60,22	59,75	63,81	59,52	63,05	62,08	60,97	63,80	62,44	62,69	62,33	64,31	63,57
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,60	23,70	23,20	24,50	24,43	24,49	22,32	24,84	22,45	23,01	23,29	19,07	24,03	23,75	23,88	22,91	23,10
FeO	0,04	0,02	0,01	0,00	0,15	0,03	0,00	0,00	0,21	0,07	0,11	0,14	0,06	0,01	0,02	0,04	0,02
MnO	0,00	0,13	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	4,48	4,64	4,12	5,88	5,68	5,78	3,19	6,22	3,58	4,24	4,71	0,01	4,85	4,55	4,78	3,46	3,69
Na <sub>2</sub> O	9,28	9,09	9,16	8,38	8,42	8,08	10,31	8,16	9,48	9,58	9,12	0,64	8,72	9,18	9,02	9,80	9,48
K <sub>2</sub> O	0,11	0,11	0,14	0,15	0,09	0,14	0,14	0,09	0,82	0,16	0,17	15,28	0,07	0,05	0,07	0,05	0,06
Total	100,587	100,729	99,603	99,42	99,02	98,28	99,78	98,85	99,58	99,13	98,37	99,00	100,20	100,25	100,11	100,57	99,93
Si	2,776	2,773	2,794	2,707	2,706	2,702	2,827	2,681	2,810	2,777	2,753	2,971	2,758	2,768	2,758	2,821	2,807
Al	1,224	1,229	1,213	1,292	1,294	1,305	1,165	1,319	1,179	1,213	1,239	1,046	1,251	1,236	1,245	1,184	1,202
Fe	0,001	0,001	0,000	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000	0,008	0,002	0,004	0,006	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001
Ca	0,211	0,218	0,196	0,282	0,273	0,280	0,151	0,300	0,171	0,203	0,228	0,000	0,229	0,215	0,227	0,163	0,175
Na	0,792	0,776	0,788	0,727	0,734	0,709	0,886	0,713	0,819	0,831	0,799	0,058	0,747	0,786	0,774	0,833	0,812
K	0,006	0,006	0,008	0,009	0,005	0,008	0,008	0,005	0,046	0,009	0,010	0,907	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003
Soma Cat	5,011	5,003	4,998	5,015	5,017	5,004	5,037	5,018	5,033	5,036	5,032	4,989	4,992	5,009	5,008	5,005	4,999
SomaZ	4,000	4,002	4,006	3,998	3,999	4,007	3,992	4,000	3,989	3,991	3,992	4,017	4,009	4,004	4,003	4,005	4,009
SomaX	1,009	1,000	0,991	1,017	1,012	0,997	1,045	1,018	1,036	1,043	1,036	0,966	0,980	1,004	1,004	0,999	0,990
% An	20,9	21,8	19,7	27,7	27,0	28,1	14,5	29,5	16,5	19,5	22,0	0,0	23,4	21,4	22,6	16,3	17,7
% Ab	78,5	77,5	79,5	71,5	72,5	71,1	84,8	70,0	79,0	79,7	77,1	6,0	76,2	78,3	77,1	83,4	82,0
% Or	0,6	0,6	0,8	0,9	0,5	0,8	0,7	0,5	4,5	0,9	0,9	93,9	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3
Soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Classif.	Olig-Ca	Olig-Ca	Olig-Na	Olig-Ca	Olig-Ca	Olig-Ca	Olig-Na	Olig-Ca	Olig-Na	Olig-Ca	Olig-Na	Kf	Olig-Ca	Olig-Ca	Olig-Ca	Olig-Na	Olig-Na

Cálculo de fórmula estrutural para 8 oxigênios

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab= 100Na/(Ca+Na+K); An= 100Ca/(Ca+Na+K).



**Anexo 1 - Composição química e fórmulas estruturais de feldspatos de granitóides e rochas associadas da área investigada (continuação)**

Rocha Localidade Amostra	Enclave = Bt-Hbl-Diorito Caeté C-48-E										Bt-Hbl-Quartzo diorito Fazenda Luzitana FL-32-E					Hbl-Anfibolito Rib. Água Limpa RAL-44-A		
	Grd-Bt-Tonalito Lagoa Dourada LD-51-Gms					67					68	69	70	74(núcleo)	72(borda)	73(borda)	164	165
	57(núcleo)	58(borda)	61(núcleo)	62(núcleo)	67	24	25	26	68	69	70	74(núcleo)	72(borda)	73(borda)	164	165		
SiO <sub>2</sub>	61,05	59,23	61,46	60,98	63,78	62,00	62,05	61,75	64,26	65,33	61,86	66,09	63,36	65,29	61,27	61,01		
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,87	24,48	23,79	23,61	22,24	23,15	23,08	22,90	21,69	21,06	22,31	20,32	22,34	20,84	25,38	25,50		
FeO	0,09	0,07	0,18	0,00	0,07	0,05	0,02	0,12	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02		
MnO	0,04	0,04	0,05	0,00	0,08	0,01	0,05	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01		
MgO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00		
CaO	5,34	6,14	5,01	4,87	3,19	3,80	3,85	3,85	2,67	1,79	3,95	1,16	3,53	1,98	6,32	6,34		
Na <sub>2</sub> O	8,93	8,15	9,04	8,94	10,06	9,60	9,61	9,85	10,54	10,88	9,20	11,27	10,12	10,84	8,27	8,11		
K <sub>2</sub> O	0,08	0,05	0,09	0,11	0,06	0,12	0,09	0,10	0,10	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,10	0,09		
Total	99,41	98,15	99,61	98,51	99,50	98,72	98,76	98,61	99,30	99,16	97,61	98,92	99,52	99,02	101,35	101,09		
Si	2,731	2,688	2,742	2,746	2,833	2,780	2,782	2,778	2,856	2,897	2,803	2,932	2,818	2,900	2,689	2,685		
Al	1,259	1,309	1,251	1,253	1,164	1,223	1,220	1,214	1,136	1,100	1,192	1,063	1,171	1,091	1,313	1,322		
Fe	0,003	0,003	0,007	0,000	0,003	0,002	0,001	0,005	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001		
Ca	0,256	0,298	0,239	0,235	0,152	0,182	0,185	0,186	0,127	0,085	0,192	0,055	0,168	0,094	0,297	0,299		
Na	0,775	0,717	0,782	0,781	0,866	0,834	0,835	0,859	0,908	0,936	0,809	0,969	0,872	0,933	0,704	0,692		
K	0,005	0,003	0,005	0,006	0,004	0,007	0,005	0,005	0,006	0,005	0,004	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005		
Soma Cat	5,029	5,017	5,026	5,021	5,020	5,029	5,028	5,047	5,033	5,023	5,007	5,023	5,035	5,023	5,009	5,003		
SomaZ	3,990	3,997	3,993	3,999	3,996	4,004	4,002	3,992	3,992	3,998	3,995	3,995	3,989	3,991	4,002	4,007		
SomaX	1,036	1,018	1,026	1,022	1,021	1,023	1,026	1,050	1,041	1,025	1,005	1,028	1,045	1,031	1,006	0,995		
% An	24,7	29,3	23,3	23,0	14,9	17,8	18,1	17,7	12,2	8,3	19,1	5,4	16,1	9,1	29,5	30,0		
% Ab	74,8	70,4	76,2	76,4	84,8	81,5	81,5	81,8	87,2	91,3	80,5	94,3	83,5	90,5	69,9	69,5		
% Or	0,5	0,3	0,5	0,6	0,3	0,7	0,5	0,5	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,5	0,5		
Soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		
Classif.	Olig-Ca	Olig-Ca	Olig-Ca	Olig-Ca	Olig-Na	Olig-Na	Olig-Na	Olig-Na	Olig-Na	Albita	Olig-Na	Albita	Olig-Na	Albita	Olig-Ca	Olig-Ca		

Cálculo de fórmula estrutural para 8 oxigênios

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab= 100Na/(Ca+Na+K); An= 100Ca/(Ca+Na+K).

**Anexo 2 -** Análises químicas e fórmulas estruturais de anfíbios de granitóides e rochas relacionadas da área investigada

Rocha Localidade Amostra	Bt-Hbl-Quartzo-Diorito			Bt-Hbl-Tonal.			Bt-Hbl-Tonalito			Bt-Hbl-Tonal.				
	1-núcleo	2-núcleo	3-borda	11	13	21	22	16	20	21	12-núcleo	11-borda	15	16
SiO <sub>2</sub>	51,723	51,303	53,13	48,777	49,781	47,99	46,47	46,32	46,42	52,30	48,41	43,84	47,94	45,38
TiO <sub>2</sub>	0,482	0,536	0,048	1,394	1,067	0,62	0,74	1,02	0,90	0,21	1,06	0,39	0,51	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,507	4,776	3,716	6,014	5,652	6,91	9,62	8,81	8,46	3,74	7,68	13,67	8,16	11,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,079	0,065	0,16	0,183	0,167	0,08	0,02	0,06	0,05	0,23	0,04	0,10	0,05	0,06
FeO	13,101	12,989	12,174	13,695	13,577	13,49	14,95	15,22	16,06	13,08	14,70	15,31	14,28	15,09
MnO	0,348	0,269	0,323	0,445	0,563	0,42	0,34	0,33	0,42	0,39	0,28	0,29	0,32	0,30
MgO	14,667	14,5	15,263	12,642	12,687	12,88	11,68	11,03	11,22	14,34	12,63	10,04	13,03	11,25
CaO	12,13	12,133	12,637	11,834	11,908	11,98	11,98	12,09	12,02	12,45	11,26	11,21	11,62	11,07
Na <sub>2</sub> O	0,536	0,603	0,46	0,809	0,699	0,74	0,98	1,31	1,31	0,47	1,02	1,72	1,06	1,57
K <sub>2</sub> O	0,389	0,42	0,151	0,498	0,508	0,59	0,98	1,05	1,05	0,25	0,49	0,35	0,46	0,35
Total	97,962	97,594	98,062	96,291	96,609	95,69	97,76	97,24	97,78	97,45	97,56	96,91	97,41	97,46
TSi	7,424	7,403	7,600	7,228	7,344	7,130	6,819	6,924	6,895	7,581	7,020	6,451	6,955	6,596
TAl	0,576	0,597	0,400	0,772	0,656	0,870	1,181	1,076	1,105	0,419	0,980	1,549	1,045	1,404
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
CaI	0,186	0,215	0,227	0,278	0,327	0,340	0,483	0,476	0,377	0,220	0,332	0,822	0,350	0,625
CCr	0,009	0,007	0,018	0,021	0,019	0,009	0,003	0,007	0,006	0,026	0,004	0,011	0,006	0,007
CFe3	0,327	0,261	0,117	0,079	0,114	0,243	0,303	0,000	0,243	0,083	0,537	0,538	0,585	0,698
CTi	0,052	0,058	0,005	0,155	0,118	0,070	0,082	0,115	0,101	0,023	0,116	0,043	0,055	0,060
CMg	3,138	3,119	3,255	2,793	2,790	2,853	2,555	2,458	2,484	3,098	2,731	2,203	2,818	2,438
CFe2	1,246	1,306	1,340	1,618	1,661	1,432	1,531	1,902	1,874	1,503	1,245	1,347	1,147	1,136
CMn	0,042	0,033	0,039	0,056	0,070	0,053	0,043	0,042	0,038	0,048	0,035	0,036	0,039	0,037
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BCa	1,865	1,876	1,937	1,879	1,882	1,907	1,883	1,936	1,912	1,933	1,749	1,767	1,806	1,724
BNa	0,135	0,124	0,063	0,121	0,118	0,093	0,117	0,064	0,088	0,067	0,251	0,233	0,194	0,276
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ANa	0,014	0,044	0,064	0,111	0,082	0,120	0,162	0,316	0,288	0,065	0,035	0,259	0,103	0,167
AK	0,071	0,077	0,028	0,094	0,096	0,111	0,183	0,200	0,199	0,047	0,091	0,065	0,085	0,064
Soma A	0,086	0,122	0,092	0,205	0,178	0,231	0,345	0,516	0,487	0,112	0,126	0,324	0,188	0,231
Soma Cat.	15,086	15,122	15,092	15,205	15,178	15,231	15,345	15,516	15,487	15,112	15,126	15,324	15,188	15,231
Mg/Mg+Fe2	0,72	0,70	0,71	0,63	0,63	0,67	0,63	0,56	0,57	0,67	0,69	0,62	0,71	0,68
Al total	0,76	0,81	0,63	1,05	0,98	1,21	1,66	1,55	1,48	0,64	1,31	2,37	1,40	2,03
TSi	7,42	7,40	7,60	7,23	7,34	7,13	6,82	6,92	6,90	7,58	7,02	6,45	6,95	6,60
Classif	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Act	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Act	Mg-Hbl	Tsch	Mg-Hbl	Mg-Hbl

Cálculo da fórmula estrutural para 23 oxigênios, normalizado a 13 cátions exclusive Na, Ca, K;

Fe<sup>3+</sup> como sugerido em Droop (1987).

Classificação de anfíbios segundo Leake et al. (1997).

Legenda dos anfíbios: Mg-Hbl = Magnesiohornblenda; Tsch = Tschermakita; Fe-Tsch = Ferroschermakita; Act = Actinolita

**Anexo 2 - Análises químicas e fórmulas estruturais de anfíbios de granitóides e rochas relacionadas da área investigada (continuação)**

Rocha Localidade Amostra	Enclave microdiorítico Caieté C-48-E					Enclave Fazenda Luzitana FL-32-E			Anfibólito Rib. Água Limpa RAL-40-A			
	27	28	30	31	32	33	43	44	45	46	160	161
SiO <sub>2</sub>	44,73	48,01	45,99	46,22	47,67	47,77	46,06	53,86	46,36	52,78	45,01	45,47
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,45	0,71	0,73	0,62	0,79	0,90	0,02	0,88	0,08	1,07	1,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,10	6,99	8,02	8,01	7,73	7,52	9,50	2,27	8,60	3,58	11,10	10,74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,03	0,02	0,06	0,07	0,04	0,14	0,29	0,11	0,12	0,00	0,09
FeO	15,64	13,94	14,18	14,50	13,71	14,15	13,97	12,12	12,99	11,03	17,71	17,42
MnO	0,31	0,42	0,27	0,27	0,31	0,23	0,18	0,20	0,26	0,36	0,28	0,41
MgO	11,28	13,29	12,34	12,28	13,35	13,61	12,62	16,40	13,09	16,56	9,68	9,85
CaO	12,26	12,29	12,14	12,15	12,23	12,08	12,00	12,51	12,13	12,37	11,52	11,76
Na <sub>2</sub> O	1,16	0,87	1,16	1,24	1,06	1,05	1,01	0,36	0,88	0,44	1,29	1,15
K <sub>2</sub> O	0,88	0,53	0,69	0,61	0,68	0,69	0,94	0,17	0,80	0,10	0,97	0,84
Total	96,22	96,81	95,52	96,07	97,41	97,91	97,32	98,18	96,08	97,41	98,63	98,86
TSi	6,741	7,058	6,914	6,913	6,969	6,934	6,751	7,650	6,862	7,510	6,622	6,668
TAl	1,259	0,942	1,086	1,087	1,031	1,066	1,249	0,350	1,138	0,490	1,378	1,332
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
CAI	0,357	0,269	0,334	0,324	0,301	0,220	0,392	0,030	0,362	0,109	0,546	0,525
CCr	0,015	0,003	0,003	0,008	0,008	0,004	0,016	0,032	0,013	0,013	0,000	0,011
CFe3	0,254	0,352	0,205	0,224	0,329	0,492	0,413	0,347	0,318	0,439	0,414	0,367
CTI	0,083	0,050	0,080	0,082	0,069	0,086	0,099	0,002	0,098	0,008	0,118	0,124
CMg	2,535	2,912	2,766	2,739	2,909	2,945	2,758	3,472	2,888	3,514	2,123	2,154
CFe2	1,716	1,362	1,578	1,590	1,347	1,225	1,299	1,092	1,290	0,873	1,764	1,769
CMn	0,039	0,052	0,034	0,034	0,038	0,028	0,023	0,024	0,032	0,044	0,035	0,050
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
BCa	1,980	1,935	1,956	1,946	1,915	1,878	1,884	1,904	1,924	1,886	1,816	1,848
BNa	0,020	0,065	0,044	0,054	0,085	0,122	0,116	0,096	0,076	0,114	0,184	0,152
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ANa	0,317	0,182	0,295	0,305	0,214	0,172	0,170	0,002	0,177	0,008	0,185	0,176
AK	0,170	0,100	0,133	0,116	0,126	0,128	0,176	0,031	0,150	0,019	0,182	0,156
Soma A	0,487	0,282	0,427	0,421	0,340	0,300	0,345	0,032	0,327	0,027	0,366	0,332
Soma Cat.	15,487	15,282	15,427	15,421	15,340	15,300	15,345	15,032	15,327	15,027	15,366	15,332
Mg/Mg+Fe2	0,60	0,68	0,64	0,63	0,68	0,71	0,68	0,76	0,69	0,80	0,55	0,55
Al total	1,62	1,21	1,42	1,41	1,33	1,29	1,64	0,38	1,50	0,60	1,92	1,86
TSi	6,74	7,06	6,91	6,91	6,97	6,93	6,75	7,65	6,86	7,51	6,62	6,67
Classif	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Act	Mg-Hbl	Act	Mg-Hbl	Mg-Hbl

Fe<sup>3+</sup> como sugerido em Droop (1987).

Classificação de anfíbios segundo Leake et al. (1997).

Legenda dos anfíbios: Mg-Hbl = Magnestohornblenda; Tsch = Tschermakita; Fe-Tsch = Ferrotschermakita; Act = Actinolita

**Anexo 3 -** Composição química e fórmulas estruturais de biotitas de granitoides e rochas associadas da área investigada

Rocha Localidade Amostra	Bt-Hbl-Qtz-Diorito Jecéaba J-44-Gbs				Bt-Hbl-Tonalito Pé do Morro PM-22-Gbs				Bt-tonalito Ribeirão Água Limpa RAL-27-Gms				Bt-Hbl-Tonalito Fazenda Furnas FF-26-Gbs			Bt-Hbl-Tonalito Ponte Caiada PC-24-Gbs	
	4	5	12		23	24	49	50	51	53	54	14	15	19	3	8	20
	37,88	38,32	38,45		37,82	37,25	36,06	36,10	36,15	35,50	35,86	38,56	38,77	38,31	37,54	37,59	37,41
SiO <sub>2</sub>	1,00	1,05	1,35		1,00	1,24	1,98	2,10	2,09	1,89	1,98	1,43	1,43	1,30	2,07	1,87	1,84
TiO <sub>2</sub>	17,39	17,48	17,32		17,37	16,65	16,95	17,03	16,80	16,98	16,64	16,36	16,11	16,08	16,48	16,43	16,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,21	0,11		0,08	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,08	0,09	0,07	0,08	0,05	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,98	17,38	17,32		16,12	16,50	21,33	20,86	21,21	21,77	20,99	17,84	17,78	17,78	15,74	16,68	15,88
FeO	0,05	0,37	0,18		0,20	0,25	0,27	0,33	0,27	0,41	0,46	0,24	0,20	0,14	0,15	0,10	0,15
MnO	12,27	12,40	11,58		13,02	12,90	9,46	9,51	9,38	9,14	8,84	12,31	12,28	12,23	13,49	13,23	13,48
MgO	0,07	0,05	0,02		0,08	0,09	0,00	0,02	0,01	0,07	0,01	0,02	0,02	0,04	0,06	0,00	0,10
CaO	0,23	0,18	0,08		0,07	0,06	0,10	0,11	0,12	0,09	0,08	0,04	0,04	0,07	0,12	0,10	0,17
Na <sub>2</sub> O	9,33	9,67	9,69		9,21	9,59	9,79	9,67	9,74	8,72	9,55	9,84	9,64	9,51	8,91	9,03	8,30
K <sub>2</sub> O	0,20	0,23	0,26		0,00	0,00	0,12	0,09	0,06	0,04	0,17	0,17	0,08	0,15	0,00	0,00	0,00
F	0,05	0,04	0,04		0,00	0,00	0,04	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00
Cl	0,10	0,11	0,12		0,00	0,00	0,06	0,05	0,04	0,02	0,08	0,08	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00
O <sub>F</sub> -Cl	95,56	97,27	96,28		94,94	94,58	96,04	95,82	95,84	94,61	94,54	96,86	96,44	95,65	94,64	95,07	93,91
Total	5,668	5,654	5,721		5,660	5,638	5,526	5,529	5,545	5,509	5,578	5,728	5,770	5,754	5,631	5,637	5,641
Si	3,067	3,040	3,037		3,063	2,970	3,060	3,073	3,036	3,106	3,050	2,864	2,826	2,846	2,913	2,904	2,925
Al	0,112	0,116	0,151		0,112	0,141	0,228	0,241	0,241	0,221	0,232	0,159	0,161	0,147	0,234	0,211	0,209
Ti	0,024	0,025	0,013		0,009	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,009	0,011	0,008	0,009	0,006	0,014
Cr	2,125	2,145	2,156		2,017	2,088	2,734	2,672	2,721	2,825	2,730	2,215	2,213	2,232	1,974	2,092	2,002
Fet	0,006	0,047	0,023		0,025	0,032	0,035	0,043	0,035	0,054	0,061	0,031	0,025	0,017	0,019	0,012	0,019
Mn	2,738	2,727	2,569		2,904	2,911	2,160	2,171	2,146	2,115	2,049	2,727	2,724	2,739	3,015	2,957	3,030
Mg	0,011	0,008	0,002		0,012	0,015	0,000	0,003	0,002	0,012	0,001	0,004	0,003	0,006	0,010	0,000	0,017
Ca	0,066	0,051	0,023		0,020	0,017	0,030	0,032	0,036	0,027	0,025	0,013	0,010	0,021	0,036	0,030	0,051
Na	1,781	1,819	1,840		1,758	1,851	1,913	1,889	1,905	1,726	1,895	1,864	1,829	1,822	1,705	1,726	1,597
K	15,597	15,633	15,535		15,581	15,668	15,687	15,653	15,667	15,594	15,624	15,614	15,571	15,593	15,545	15,576	15,504
Tot cat	0,09	0,11	0,12		0,00	0,00	0,06	0,05	0,03	0,02	0,09	0,08	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00
F	0,01	0,01	0,01		0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Cl	5,740	5,754	5,669		5,790	5,784	5,744	5,729	5,724	5,830	5,703	5,734	5,729	5,744	5,794	5,819	5,840
SomaxY	1,858	1,879	1,865		1,791	1,884	1,943	1,924	1,943	1,764	1,921	1,880	1,842	1,848	1,751	1,757	1,664
SomaxX	2,332	2,346	2,279		2,340	2,362	2,474	2,471	2,455	2,491	2,422	2,272	2,230	2,246	2,369	2,363	2,359
AlIV	0,735	0,694	0,758		0,723	0,608	0,587	0,602	0,581	0,615	0,629	0,592	0,595	0,601	0,544	0,541	0,566
AIV	0,563	0,560	0,544		0,590	0,582	0,441	0,448	0,441	0,428	0,429	0,552	0,552	0,551	0,604	0,586	0,602
Mg/Mg+Fe	1,289	1,272	1,192		1,440	1,394	0,790	0,813	0,789	0,749	0,751	1,231	1,231	1,227	1,527	1,414	1,514
Mg/Fe	1,383	1,402	1,496		1,238	1,279	2,256	2,194	2,261	2,381	2,375	1,448	1,448	1,453	1,167	1,261	1,178
FeO/MgO	Cálculo de fórmula estrutural para 22 oxigênios																

**Anexo 3 -** Composição química e fórmulas estruturais de biotitas de granitóides e rochas associadas da área investigada (continuação)

Rocha	Enclave Bt-Hbl-Microd.				Bt-Hbl-Qtz Dior.		Anfibolito	
	Grd-Bt-Tonalito		Caeité		Faz. Luzitana		Rib. Água Limpa	
	Localidade	Lagoa Dourada	C-48-E-	FL-32-E	FL-32-E	FL-32-E	RAL-40-A	RAL-40-A
Amostra	LD-51-Gms	34	29	48	162	163		
Análise	38	39	40	36,45	36,99	37,20		
SiO <sub>2</sub>	35,16	36,20	35,20	37,53	37,70	37,70		
TiO <sub>2</sub>	1,50	1,50	1,72	1,48	1,55	1,62		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,90	16,70	16,78	15,89	16,62	17,01		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,02	0,05	0,05	0,17		
FeO	20,80	21,20	21,24	15,90	16,86	16,13		
MnO	0,22	0,18	0,19	0,19	0,18	0,27		
MgO	9,60	10,30	11,15	13,92	13,15	13,73		
CaO	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01	0,05		
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,08	0,07	0,16	0,08	0,10		
K <sub>2</sub> O	9,50	9,70	8,75	9,49	9,58	9,84		
F	0,28	0,27	0,22	0,37	0,39	0,38		
Cl	0,05	0,03	0,05	0,02	0,01	0,02		
O <sub>2</sub> F <sub>2</sub> Cl	0,13	0,12	0,10	0,16	0,17	0,17		
Total	93,93	96,09	95,29	94,86	96,02	95,49		
Si	5,507	5,541	5,420	5,661	5,634	5,490		5,596
Al	3,120	3,012	3,045	2,824	2,927	3,020		3,063
Ti	0,177	0,173	0,199	0,167	0,174	0,171		0,180
Cr	0,000	0,002	0,002	0,006	0,006	0,020		0,005
Fet	2,724	2,713	2,735	2,005	2,107	2,032		2,497
Mn	0,029	0,023	0,024	0,024	0,023	0,034		0,026
Mg	2,242	2,350	2,560	3,130	2,930	3,083		2,427
Ca	0,000	0,005	0,002	0,004	0,001	0,008		0,022
Na	0,015	0,024	0,022	0,047	0,022	0,029		0,019
K	1,898	1,894	1,719	1,826	1,826	1,892		1,728
Tot cat	15,713	15,738	15,728	15,694	15,649	15,779		15,564
F	0,14	0,13	0,11	0,18	0,18	0,18		0,00
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01		0,00
Soma Y	5,799	5,815	5,985	5,816	5,801	5,851		5,795
Soma X	1,913	1,923	1,743	1,877	1,849	1,928		1,769
AlIV	2,493	2,459	2,580	2,339	2,366	2,510		2,404
AlVI	0,627	0,553	0,465	0,485	0,561	0,511		0,660
Mg/Mg+Fe	0,451	0,464	0,483	0,610	0,582	0,603		0,493
Mg/Fe	0,823	0,866	0,936	1,561	1,391	1,517		0,972
FeO/MgO	2,167	2,058	1,905	1,142	1,282	1,175		1,835

Cálculo de fórmula estrutural para 22 oxigênicos

**Anexo 4 - Análises químicas e fórmula estrutural de granadas de tonalito de Lagoa Dourada**

<i>Rocha</i>	Granada-Biotita-Tonalito								
<i>Localidade</i>	Lagoa Dourada								
<i>Amostra</i>	LD-51-Gbs								
<i>Análise</i>	36	55	56	60(núcleo)	59(borda)	64(núcleo)	63(borda)	66(núcleo)	65(borda)
SiO <sub>2</sub>	38,19	37,51	38,19	38,25	38,23	36,38	36,82	36,45	37,12
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,08	0,06	0,02	0,08	0,02	0,02	0,02	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,69	21,67	21,60	21,75	21,34	20,71	20,88	20,71	21,03
FeO	31,37	30,72	30,30	29,74	30,82	25,61	25,42	29,41	29,41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,88	1,82	1,62	1,37	1,32	16,73	15,43	11,24	11,25
MgO	4,13	3,84	4,15	4,66	4,10	1,61	1,47	2,07	1,96
CaO	4,60	4,30	4,81	4,97	5,39	0,34	0,37	0,68	0,77
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,05
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	101,96	99,99	100,75	100,82	101,33	101,43	100,46	100,60	101,66
Si	5,9461	5,9567	6,0044	5,9824	5,9794	5,8666	5,9839	5,8993	5,9444
AlIV	0,0539	0,0433	0,0000	0,0176	0,0206	0,1334	0,0161	0,1007	0,0556
SomaT	6,0000	6,0000	6,0044	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000
AlVI	3,9271	4,0124	4,0023	3,9921	3,9124	3,8016	3,9829	3,8504	3,9136
Fe <sup>3+</sup>	0,1148	0,0244	0,0000	0,0299	0,1016	0,3410	0,0439	0,2551	0,1387
Ti	0,0090	0,0099	0,0069	0,0026	0,0088	0,0023	0,0021	0,0018	0,0089
Cr	0,0005	0,0000	0,0000	0,0021	0,0015	0,0000	0,0003	0,0000	0,0000
Soma	4,0514	4,0467	4,0092	4,0268	4,0244	4,1449	4,0291	4,1073	4,0612
Mg	0,9585	0,9082	0,9725	1,0867	0,9558	0,3868	0,3557	0,5000	0,4667
Fe <sup>2+</sup>	3,9694	4,0548	3,9839	3,8602	3,9292	3,1117	3,4111	3,7249	3,7996
Mn	0,2475	0,2451	0,2157	0,1815	0,1742	2,2843	2,1242	1,5407	1,5256
Ca	0,7665	0,7319	0,8102	0,8330	0,9038	0,0586	0,0648	0,1186	0,1323
Na	0,0036	0,0111	0,0030	0,0100	0,0088	0,0138	0,0151	0,0085	0,0140
K	0,0030	0,0022	0,0012	0,0018	0,0038	0,0000	0,0000	0,0000	0,0006
Soma	5,9486	5,9533	5,9865	5,9732	5,9756	5,8551	5,9709	5,8927	5,9388
Total Cát.	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000	16,0000
Alm (Fe2)	66,8	68,3	66,6	64,8	65,9	53,3	57,3	63,3	64,1
Esp (Mn)	4,2	4,1	3,6	3,0	2,9	39,1	35,7	26,2	25,8
Pyr (Mg)	16,1	15,3	16,3	18,2	16,0	6,6	6,0	8,5	7,9
Gross (Ca)	12,9	12,3	13,5	14,0	15,2	1,0	1,1	2,0	2,2
Classif.	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm	Alm

Cálculo da fórmula estrutural como 24 oxigênios e 16 cátions. Fe<sup>3+</sup> como sugerido em Droop (1987).

% da molécula de Almandina - Alm = 100 Fe<sub>2</sub>/(Fe<sub>2</sub> + Mg + Mn + Ca);

% da molécula de Piropo - Pyr = 100 Mg/(Fe<sub>2</sub> + Mg + Mn + Ca);

% da molécula de Espessartita - Esp = 100 Mn/(Fe<sub>2</sub> + Mg + Mn + Ca);

% da molécula de Grossulária - Gross = 100 Ca/(Fe<sub>2</sub> + Mg + Mn + Ca)

**Anexo 5 - Composições químicas e fórmulas estruturais de ilmenita, titanita, magnetita e epidoto de amostras da área investigada**

S. Geraldo		Ilmenita		Titanita		Epidoto					
Rocha	Bi-Hbl-Tonalito	Rocha	Qz-Diorito	Tonalito	Bi-Tonalito	Rocha	Qz-Diorito				
Localidade	Ponte Caiada	Localidade	Jeceaba	Pé do Morro	Faz. Luzit.	Localidade	Jeceaba				
Amostra	PC-24-Gbs	Amostra	J-44-Gbs	PM-22-Gbs	RAL-27-Gms	Amostra	J-44-Gbs				
Análise	17	18	6	25	52	Análise	13				
	7	6	7	2	2		14				
	7	6	7	2	2		28				
	7	6	7	2	2		42				
SiO <sub>2</sub>	0,0	0,0	30,65	30,38	29,93	SiO <sub>2</sub>	38,26	38,24	38,50	37,63	
TiO <sub>2</sub>	51,4	51,1	37,60	35,86	36,47	TiO <sub>2</sub>	0,08	0,05	0,01	0,02	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0	0,0	1,69	1,59	1,60	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,89	24,81	26,96	25,90	
FeO	44,4	44,7	0,27	0,80	0,95	FeO	9,81	10,86	8,48	8,59	
MnO	2,1	2,0	0,11	0,02	0,20	MnO	0,12	0,14	0,06	0,00	
MgO	0,2	0,3	0,00	0,01	0,01	MgO	0,05	0,01	0,01	0,03	
Total	98,3	98,5	28,17	28,24	27,47	CaO	22,38	22,62	22,54	23,47	
Si	0,001	0,000	98,49	96,90	96,63	Total	93,17	93,02	93,00	93,07	
Ti	0,992	0,988	4,022	4,042	4,006	Si	0,01	0,01	0,01	0,02	
Al	0,000	0,000	3,712	3,589	3,672	Ti	95,61	96,72	96,57	95,73	
Fe <sup>3+</sup>	0,014	0,023	0,261	0,249	0,252	Al	3,061	3,030	3,032	2,994	
Fe <sup>2+</sup>	0,938	0,935	0,030	0,089	0,106	Al IV	0,000	0,000	0,000	0,006	
Cr	0,001	0,000	0,012	0,002	0,023	Soma T	3,061	3,030	3,032	3,000	
Mn	0,046	0,043	0,001	0,002	0,002	Ti	0,005	0,003	0,001	0,001	
Mg	0,008	0,010	3,962	4,026	3,940	Al VI	2,346	2,317	2,502	2,423	
Total	2,000	2,000	12,000	12,000	12,000	Fe <sup>3+</sup>	0,523	0,617	0,433	0,571	
FeO*	43,75	43,68	0,030	0,089	0,106	Fe <sup>2+</sup>	0,133	0,103	0,126	0,000	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,73	1,18	0,000	0,000	0,000	Mn	0,008	0,009	0,004	0,000	
Total*	98,34	98,46	0,000	0,000	0,000	Mg	0,006	0,001	0,001	0,004	
XILM	0,99	0,99	0,30	0,89	1,05	Soma M	3,021	3,050	3,066	2,999	
XHEM	0,01	0,01	98,52	96,99	96,73	Ca	1,918	1,920	1,902	2,001	
Formula estrutural calculada para 3 oxigênios e 2 cátions.						Formula estrutural calculada para 12 cátions e 20 oxigênios					
Fe <sup>3+</sup> , Fe <sup>2+</sup> , FeO* e Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * segundo Droop, 1987.						Fe <sup>3+</sup> calculado por estequiometria.					
XILM calculado segundo Stormer (1983).						FeO* e Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * a partir de Droop (1987).					
XILM= raiz de Fe <sup>2+</sup> *Ti/((raiz de Fe <sup>2+</sup> *Ti)+0,5*Fe <sub>3</sub> ).						Fe <sup>3+</sup> calculado por estequiometria.					
						FeO* e Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * a partir de Droop (1987).					
						% Ps = Fe <sub>3</sub> /(Fe <sub>3</sub> + Al)					

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.

Calculo estrutural baseado em 8 cátions e 12,5 oxigênios.