



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

DOUGLAS FERREIRA PEREIRA

“CONTRIBUIÇÃO À GRANITOGÊNESE ARQUEANA DA REGIÃO DE VILA TANCREDO, NORTE DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS”

GEOCIÊNCIAS
UFPA

BELÉM – PARÁ
SETEMBRO - 2013

DOUGLAS FERREIRA PEREIRA

**"CONTRIBUIÇÃO À GRANITOGÊNESE ARQUEANA DA REGIÃO DE VILA TANCREDO, NORTE
DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS"**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes

BELÉM – PARÁ
SETEMBRO- 2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

P436c Pereira, Douglas Ferreira
 Contribuição à granitogênese Arqueana da região de Vila
 Tancredo, norte de São Félix do Xingu, Província Mineral de
 Carajás / Douglas Ferreira Pereira – 2013
 72 f. : il.

Orientador: Carlos Marcello Dias Fernandes

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) –
Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade
de Geologia, Belém, 2013.

1. Geoquímica – Carajás, Serra dos (PA). 2. Petrogênese –
Carajás, Serra dos (PA). 3. Metalogenia – Carajás, Serra dos (PA)
I. Fernandes, Carlos Marcello Dias, *orient.* II. Universidade Federal
do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 551.9098115

DOUGLAS FERREIRA PEREIRA

“CONTRIBUIÇÃO À GRANITOGÊNESE ARQUEANA DA REGIÃO DE VILA TANCREDO, NORTE DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS”

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia

DATA DA APROVAÇÃO: ___/___/___

CONCEITO: B

BANCA EXAMINADORA:



Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes-
Doutor em Mineralogia e Petrologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

Prof^a Elem Cristina dos Santos Lopes
Mestre em Geologia
Universidade Federal do Pará

Dedico este trabalho às pessoas mais importantes da minha vida: Minha mãe, Dionéia, minha avó Osmarina, minha irmã, Dayane, e minha amiga/irmã, Thainá. Obrigado por sempre estarem ao meu lado me dando carinho, apoio, e principalmente pelo amor de vocês.

AGRADECIMENTOS

Acima de tudo ao meu bom Deus, por tudo de bom que proporcionou em minha vida, por minha saúde, pela sabedoria, e por sempre me manter firme perante os obstáculos;

A todos os professores, pela dedicação, paciência, e por me proporcionar a formação profissional básica do curso de geologia;

Aos professores, Ronaldo Lima Lemos e Cândido Augusto Veloso Moura pelas orientações, pelos incentivos e compreensão;

Ao meu orientador, Professor Carlos Marcello Fernandes, pela sua competência, objetividade e paciência, com que me orientou;

Ao apoio financeiro do projeto Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos do vulcano–plutonismo paleoproterozóico da região NE de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico (CNPq Universal 2011 – Processo 475164/2011-3), coordenado pelo Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes;

À minha família por me apoiar em minhas decisões, pelo incentivo a lutar pelos meus ideais, e pelo carinho e amor que me deram durante a minha vida;

A minha segunda família, Thainá, Omar, tia Jacirema e tio Nelson, pessoas maravilhosas que o destino pôs em minha vida, pelo apoio, fizeram com que eu continuasse e chegasse até onde cheguei;

Agradeço a todos os meus colegas de classe, pelo companheirismo e convívio fraternal, por fazerem dos meus momentos em campo os mais felizes;

Em especial a minha amiga Thainá por sua amizade, compreensão e apoio incondicional, estando sempre presente durante os momentos bons e ruins, pelos choros, risadas, por ter vivenciado comigo passo a passo todos os detalhes deste trabalho;

Aos meus amigos Anita Maués, Thiago Souza, Brenda Karoline, José Antunes, Luciano Castro, Roberta, Cavalcante, Hanna Sales, João, Carlos, Bruno Portugal e Fabriciana Guimarães pelo apoio e ajuda para prosseguir nesta caminhada;

E obrigado a todos aqueles que de uma forma ou de outra contribuíram para que este sonho se realizasse. Obrigado por vocês existirem em minha vida.

“Um mês de laboratório pode muitas vezes
poupar uma hora de trabalho na biblioteca”
F. H. Westheimer

RESUMO

As unidades arqueanas da região de Vila Tancredo, Norte de São Félix do Xingu (PA), revelam granitóides e microgabros pouco ou intensamente deformados, separados em sete grupos baseados em seus aspectos mineralógicos e/ou texturais e composicionais. Dessa forma, foram definidos: piroxênio microgabro I, piroxênio microgabro II, Biotita trondhjemitóide protomilonitizada, Biotita granodiorito protomilonitizada, Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado, Biotita monzogranito protomilonitizado e Biotita monzogranito milonitizado. Esses sete grupos possuem comportamentos geoquímicos distintos, sendo registrados na área rochas granitóides que exibem, predominantemente, composição cálcio-alcálica de médio a alto potássio, com subordinados representantes da série shoshonítica, com afinidade geoquímica de arco magmático. As rochas máficas são transicionais entre as séries cálcio-alcálica e toleítica. Os granitóides são predominantemente peraluminosos, ao passo que as rochas máficas são metaluminosas. Os valores negativos de ϵ_{Nd} sugerem que houve contribuição de crosta arqueana na petrogênese dessas rochas.

Palavras-chave: Geoquímica – Carajás, Serra dos (PA). Petrogênese – Carajás, Serra dos (PA). Metalogenia – Carajás, Serra dos (PA).

ABSTRACT

The Archean units of Vila Tancredo region, North of São Félix do Xingu (PA), reveal granitoids and microgabbros little or intensely deformed, separated into seven groups based on their mineralogical, textural, or compositional aspects. These are: pyroxene microgabbro I; pyroxene microgabbro ii; biotite trondhjemite protomylonite; biotite granodiorite protomylonite, amphibole-biotite granodiorite mylonite, biotite monzogranite protomylonite, and biotite monzogranite mylonite. These seven groups have distinct geochemical behaviors, being recorded in the granitoid rocks that exhibit predominantly medium to high K calc-alkaline composition, with subordinate shoshonitic affinity, and magmatic arc tectonic affinity. The mafic rocks are transitional between calc-alkaline and tholeiitic. the granitoids are dominantly peraluminous, whereas the mafic rocks are metaluminous. Negative values of ϵ_{Nd} suggest contribution from archean crust in the petrogenesis of these rocks.

Keywords: Geochemistry - Carajas Mountain (Brazil). Petrogenesis - Carajas Mountain (Brazil). Metallogeny - Carajas Mountain (Brazil).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, sobre imagens *arcgis basemaps*, da porção ao norte da cidade de São Félix do Xingu, região de Vila Tancredo. 17
- Figura 2 - Mapa geológico simplificado da folha SB-22-Y-B (Folha São Félix do Xingu), exibindo a distribuição das principais unidades litoestratigráficas da área de estudo..... 25
- Figura 3 - Mapa geológico preliminar da região de Vila Tancredo. 26
- Figura 4 - Principais limites de placas e diagramas de multielementos para magmas gerados nos ambientes de subducção. a) Subducção de uma placa oceânica e uma margem continental, formando um arco magmático na margem deformada do continente, b) Subducção de uma placa oceânica e outra placa oceânica, formando um arco de ilha vulcânica, c) uma colisão de placa continente-continente gerando amplas cadeias de montanhas; d) comportamento geoquímico de magmas relacionados a zonas de subducção em Serra Nevada e) composição média dos TTGs arqueanos. A normalização dos diagramas de multielementos foi feita segundo o manto primitivo de Sun e McDonough (1989). 32
- Figura 5- Diagrama para rochas graníticas plutônicas e gabros, e distribuição das amostras com análise modal. P= Plagioclásio, Q= Quartzo, A= álcali-feldspato (Modificado de Streckeisen 1976)..... 35
- Figura 6 – a) Piroxênio microgabro I com disposição aleatória de ripas de plagioclásio inequigranulares e, em menor proporção, cristais subédricos de piroxênios; b) e c) amostras micro, a nicós cruzados e a luz natural, respectivamente, da variedade Piroxênio microgabro II. A nicós cruzados esse grupo é caracterizado texturalmente por textura subofítica, a luz natural os cristais de piroxênio, incolor e sendo parcial a totalmente alterados para minerais de coloração esverdeada; d) Biotita trondhjemitó protomilonitizado com textura alotriomórfica e) e f) amostras meso– e microscópica, respectivamente. A nicós cruzados os Biotita granodiorito protomilonitizados com textura formada por cristais ripiformes de plagioclásio dispostos aleatoriamente, que estão envolvidos por um agregado granoblástico inequigranular de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato. As amostras foram analisadas com nicós cruzados. 44
- Figura 7 – a) e b) Amostras meso– e microscópica, respectivamente, dos Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado, mostrando feição milonítica dada por cristais amendoados de plagioclásio e anfibólio orientados, e mais restritamente lentes de agregados de quartzo feldspato c) e d) Amostras meso– e microscópica, respectivamente, dos Biotita monzogranito protomilonitizado exibindo bandas descontínuas de quartzos recristalizados intercalados a agregados granular de álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo e) amostras micro da variedade Biotita monzogranito protomilonitizado, em que mostra textura formada por bandas descontínuas de quartzos recristalizados intercalados a agregados granular de álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo; f) Apresenta intercrescimento do tipo microperítico no álcali-feldspato e com inclusões de minerais de

- plagioclásio e quartzo. As amostras foram analisadas com nicóis cruzados. 45
- Figura 8 – a e b) Amostras meso- e microscópica da variedade Biotita monzogranito milonitizado, em que se destacam no aspecto microscópico, como rochas de textura milonítica, formada por porfiroclastos amendoados de álcali-feldspato e plagioclásio contornados por quartzos estirados, palhetas de mica e agregados finos de minerais de álcali-feldspato e plagioclásio; c) álcali-feldspato com geminação Carlsbad com intercrescimento peritico e inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo; as lâminas foram analisadas sob nicóis cruzados. 46
- Figura 9 - Diagramas geoquímicos mostrando os principais litotipos na área de Vila Tancredo: a) diagrama normativo An–Ab–Or (O’CONNOR, 1965; com campos de BARKER, 1979) onde plotam predominantemente no campo dos granitos e subordinadamente no campo dos trondhjemitos; b) diagrama P-Q de (DEBON; LE FORT 1988). 48
- Figura 10 - a) Diagrama normativo AMF de (KUNO, 1968) e aprimorado por Irvine e Baragar (1971), caracterizando os granitóides como trends predominantemente cálcio-alcálicos e os microgabros com *trends* tanto cálcio-alcálicos como toleííticos; b) Diagrama K₂O versus SiO₂ de Peccerillo e Taylor (1976) discriminando trends cálcio-alcálicas de alto potássio como predominantes nos granitóides e subordinadamente séries shoshoníticas e o microgabro I com *trends* toleííticos. 52
- Figura 11 - Diagrama de Shand (1950) para avaliação das relações entre álcalis e alumina dos granitóides estudados, em que possuem caráter predominantemente peraluminoso e secundariamente metaluminoso. 53
- Figura 12 - Diagramas com variação dos elementos maiores em relação à sílica dos granitóides e microgabros da região de Vila Tancredo. 54
- Figura 13 - Diagramas de variação de Sr, Y, Rb, Ba, Yb, Zr (ppm) e as razões Sr/Ba e Rb/Sr versus SiO₂ para os granitóides e microgabros de Vila Tancredo. 57
- Figura 14 - Abundância dos ETR dos granitóides e gabros: a) microgabros I e II; b) Biotita trondhjemitito protomilonitizado; c) Biotita granodiorito protomilonitizado e Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado; d) Biotita monzogranito protomilonitizado e milonitizado; e) comparação entre as amostras Marc-52, Marc-53 e Marc-54 com o padrão de ETR de rochas do Arqueano; f) Padrão ETR das amostras Marc-42 e Marc-43. As amostras foram normalizadas segundo o padrão do condrito de Nakamura (1974). 59
- Figura 15- Padrão do diagrama de multielementos normalizados de acordo com o manto primitivo de Sun e McDonough (1989): a) Padrão das amostras microgabros I e II; b) Biotita trondhjemitito protomilonitizado; c) Biotita granodiorito protomilonitizado e Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado; d) Biotita monzogranito protomilonitizado e milonitizado; e) padrão de multielementos das amostras Marc-42 e Marc-43; f) padrão de multielementos das amostras Marc-52, Marc-53 e Marc-54. 62

Figura 16 - Disposição dos granitóides e microgabros nos diagramas Nb x Y (a) e Ta x Yb (b) de Pearce et al. (1984), com a subdivisão dos campos dos granitos intra-placa (WPG), arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (SYN-COLG) e cadeias Oceânicas (ORG)..... 63

Figura 17 - Diagramas isocrônicos de Pb para os granitóides estudados..... 66

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	Apresentação e objetivos	15
1.2	Localização e vias de acesso.	16
1.3	Atividades e métodos do trabalho	18
1.3.1	Pesquisa Bibliográfica.....	18
1.3.2	Trabalhos de Campo	18
1.3.3	Petrografia	18
1.3.4	Litogeoquímica	18
1.3.5	Geoquímica Isotópica	19
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	23
2.1	Complexo Xingu	27
2.2	Grupo São Sebastião	27
2.3	Grupo São Félix	27
2.4	Granodiorito Rio Maria	28
2.5	Suíte Intrusiva Velho Guilherme	28
2.6	Suíte Intrusiva Cateté	29
2.7	Formação Sobreiro	29
2.8	Formação Santa Rosa	30
3	REVISÃO DE CONCEITOS	31
4	PETROGRAFIA	34
4.1	Microgabro	35
4.1.1	Piroxênio microgabro I	35
4.1.2	Piroxênio microgabro II	36
4.2	Biotita Trondhjemito Protomilonitizado	37
4.3	Granodiorito	38
4.3.1	Biotita granodiorito protomilonitizado.....	38

4.3.2	Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado.....	39
4.4	Monzogranitos	41
4.4.1	Biotita monzogranito protomilonitizado	41
4.4.2	Biotita monzogranito milonitizado	42
5	GEOQUÍMICA	47
5.1	Elementos Maiores	47
5.2	Elementos Traço	55
5.3	Elementos Terras Raras	58
5.4	Diagrama de Multielementos	60
5.5	Afinidade Tectônica	63
6	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA PRELIMINAR	64
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	67
	REFERÊNCIAS	69

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação e objetivos

Na área localizada a Norte da cidade de São Félix do Xingu, denominada Vila Tancredo, centro-sul do Estado do Pará, SE do Cráton Amazônico (ALMEIDA et al., 1981), ocorre extenso magmatismo máfico-ultramáfico associado a granitóides pobremente conhecidos e agrupados genericamente em unidades arqueanas denominadas de Grupo São Félix; Complexo Xingu e Granodiorito Rio Maria (MACAMBIRA; VALE, 1997).

Apesar da evolução do conhecimento, poucos trabalhos de detalhe foram desenvolvidos na região. Destacam-se aqui somente as rochas vulcânicas das formações Sobreiro e Santa Rosa (JULIANI; FERNANDES, 2010; FERNANDES et al., 2011); os granitóides paleoproterozoicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (TEIXEIRA et al., 2002) e as intrusões ultramáficas da Suíte Intrusiva Cateté (MACAMBIRA; FERREIRA FILHO, 2002).

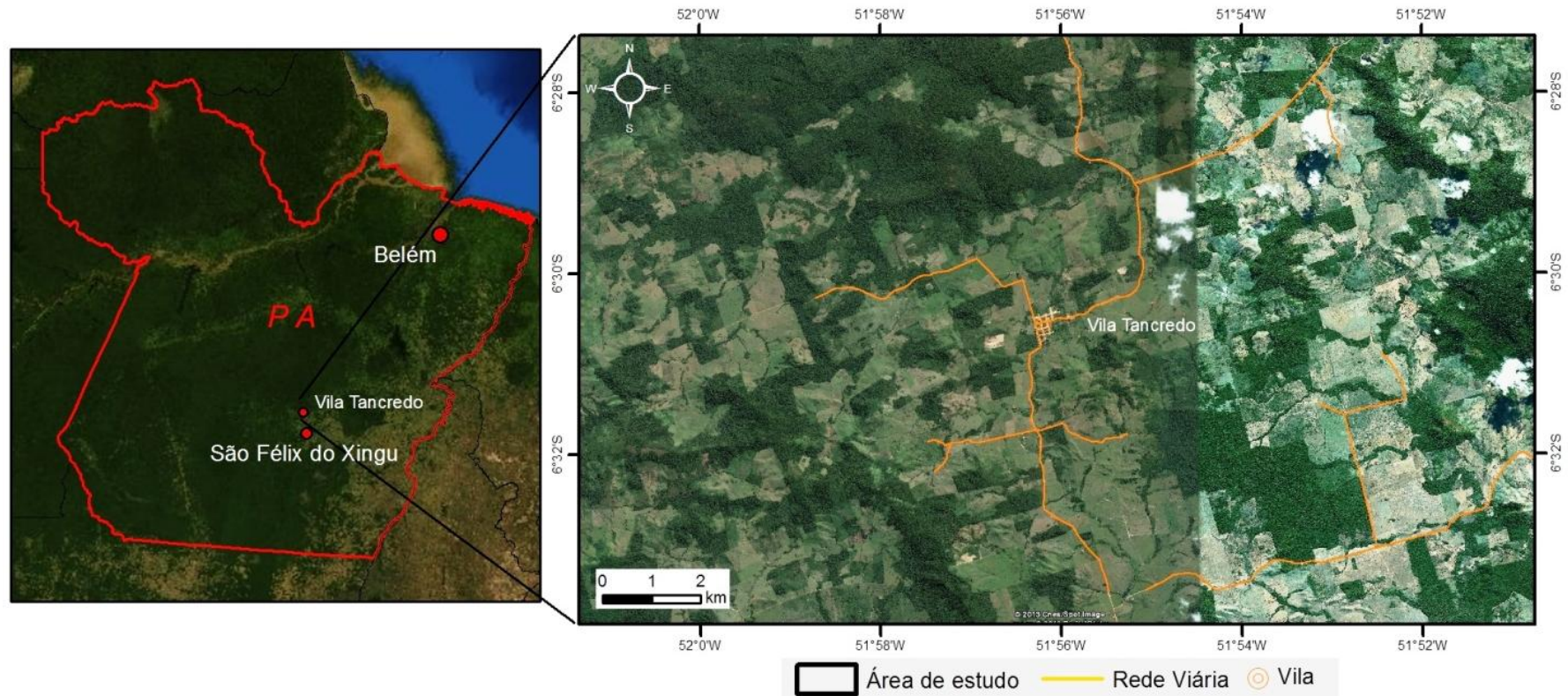
Buscando preencher essas lacunas, pretendeu-se com este trabalho aprofundar o conhecimento geológico da região de São Félix do Xingu (PA), especificamente em relação aos litotipos do embasamento arqueano aflorantes na região de Vila Tancredo. Com base nos estudos litoquímico e isotópico em rocha total, objetivou-se compreender mais claramente sua evolução petrogenética como um todo. Além disso, os resultados agora obtidos permitirão apontar em estudos posteriores possíveis processos de assimilação de crosta arqueana pelo magma gerador da Formação Sobreiro e, conseqüentemente, discutir as implicações para a evolução paleoproterozoica do Cráton Amazônico.

O presente trabalho representa um esforço conjunto entre o *Grupo de Metalogênese* do IG-UFGA e o Grupo de Pesquisa "*Interação fluido-rocha e alteração hidrotermal em processos petrogenéticos e metalogenéticos*", liderado e coordenado pelo Prof. Caetano Juliani do IGUSP. Trata-se da continuidade das pesquisas iniciadas na região no ano de 2008, para o Trabalho de Conclusão de Curso dos então graduando Bruno Lagler (IGUSP); e mais recentemente, no ano de 2012, para os trabalhos de Iniciação Científica e de Conclusão de curso do geólogo Aguinaldo José Corrêa de Jesus (FAGEO-MARABÁ).

1.2 **Localização e vias de acesso.**

A área do presente estudo está localizada na porção norte da cidade de São Félix do Xingu, mais especificamente na região de Vila Tancredo (Figura 1). Ela compreende parte da Folha SB-22-Y-B São Félix do Xingu (1:250000; MACAMBIRA; VALE, 1997). O acesso terrestre é realizado, a partir de Belém, pelas rodovias PA-150 e PA-279. Existem ainda no interior da área, estradas vicinais que conduzem aos pequenos povoados e vilas da região e às sedes de fazendas, permitindo assim, a utilização de veículos como meio de transporte no interior da mesma.

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, sobre imagens *arcgis basemaps*, da porção ao norte da cidade de São Félix do Xingu, região de Vila Tancredo.



Fonte: Elaborada pelo autor.

1.3 Atividades e métodos do trabalho

1.3.1 Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica englobou assuntos relacionados à geologia da região de São Félix do Xingu e adjacências; utilização dos diagramas para discussões geoquímicas; e os possíveis ambientes geológicos geradores das rochas. A consulta foi realizada principalmente em dissertações, teses, relatórios de projetos e livros textos relacionados aos conceitos e procedimentos sobre petrografia, geoquímica e geologia isotópica.

1.3.2 Trabalhos de Campo

Foram utilizadas as amostras coletadas em 2012, na região de Vila Tancredo, pelo então graduando Aguinaldo José Corrêa de Jesus (FAGEO-MARABÁ), sob a orientação do Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes.

1.3.3 Petrografia

O estudo petrográfico complementou aquele desenvolvido por Jesus (2012) e envolveu a descrição mesoscópica, seguida de estudos de 33 lâminas delgadas. Destas, foram selecionadas apenas 16 lâminas para descrição microscópica, descartando-se as rochas vulcânicas e formações ferríferas bandadas (BIFs). Tais estudos foram realizados em microscópio ótico de luz transmitida do Laboratório de Petrografia (IGUFPA) e visaram a estimativa do conteúdo mineralógico e análise textural, propiciando dessa forma à classificação composicional modal das rochas conforme estabelecido pela IUGS (STRECKEISEN, 1976).

1.3.4 Litogeoquímica

A preparação das amostras para estudos geoquímicos envolveu os seguintes passos:

- Seleção de amostras representativas e preservadas;
- Britagem das amostras no britador de mandíbula fixa e móvel na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IGUFPA; e utilização de moinho de bolas para reduzi-las à granulação < 200 *mesh*;

– Homogeneização e quarteamento pelo método de Otani et al. (1986).

Para os estudos geoquímicos, foram selecionadas 14 amostras de rochas para análises dos componentes maiores e menores, os quais foram obtidos por ICP-ES; e dos elementos traço, obtidos por ICP-MS. Todas as análises foram realizadas no laboratório ACMELAB (Vancouver, CANADÁ). O FeO foi analisado por titração no mesmo laboratório.

O tratamento dos dados geoquímicos foi feito em planilhas eletrônicas do *software Excel 2007*, e a organização das mesmas foi realizada no programa *GCDkit 3.00 (R 2.13.2)*. A interpretação das análises geoquímicas foi baseada em Rollinson (1993), Wilson (2007), Gill (2010) e Best (2003).

1.3.5 Geoquímica Isotópica

As análises isotópicas de Nd, Sr e Pb em rocha total foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), sob coordenação e colaboração do Prof. Marco Antônio Galarza Toro, seguindo a rotina do laboratório.

Preparação, abertura e dissolução das amostras para análise de Pb, Sr e Nd (rocha total)

As amostras foram processadas segundo o procedimento padrão do Pará-Iso que inclui trituração, pulverização, quarteamento e peneiramento a uma granulometria de 80 a 200 mesh.

A abertura e dissolução de 300 mg de amostra de rocha pulverizada é introduzida no cadinho de dissolução junto com 100 mg de uma solução de traçador misto ^{149}Sm - ^{150}Nd . A primeira etapa de dissolução é realizada com 3mL de água régia invertida, 3mL de HNO_3^{**} (bidestilado) concentrado e 1 mL de HCl^{**} concentrado e levado para o ultrassom por 15 minutos. O cadinho tampado é deixado na chapa à 100°C por 24 horas. Posteriormente, a solução é evaporada e uma nova etapa de dissolução é realizada com 0,5 mL de HNO_3^{**} concentrado e 4 mL de HF^{**} concentrado e levado para o ultrassom por 15 minutos, posteriormente o cadinho tampado é deixado na chapa a 100°C por 24 horas. Após esta etapa, o cadinho é destampado para a evaporação da solução em chapa aquecedora a 100°C até *secura*. Novamente são adicionados 0,5 mL de HNO_3^{**} concentrado e 4 mL de HF^{**} concentrado e levado para o ultrassom por 15 minutos e deixado na

chapa a 100°C por 96 horas. Passada esta etapa o cadinho é destampado para a evaporação da solução, posteriormente a seco são adicionados 2 mL de HCl** 6,2N e deixado na chapa até a secar novamente, o resíduo é dissolvido com 1 mL de HCl** 2N e a solução é centrifugada por 20 minutos. Uma alíquota de 500 µL desta solução é retirada e evaporada a 100°C e novamente dissolvida com 100 µL de HCl** 2N para ser em seguida introduzida na coluna de separação.

Separação química e purificação do Pb, Rb, Sr e Elementos Terras Raras (ETR)

A separação e purificação dos elementos Pb, Sr, e Nd é realizada em colunas de teflon de 5 mm de diâmetro e 25 cm de altura, preenchida com 2 mL de resina Biorad Dowex AG 50W-X8. A resina passa por uma etapa de limpeza com a introdução de 15 mL de HCl** 6,2N e posteriormente uma etapa de retrolavagem com 10 mL de HCl** 2N, logo é realizado o acondicionamento da resina com 5 mL de HCl** 2N. Adiciona-se 0,5 mL da amostra e diluída em 100 µL de HCl** 2N. Após esta etapa, coleta-se o elemento Pb com 3 mL de HCl** 2N. Em seguida, adiciona-se e descarta-se 4 mL de HCl** 2N, logo coleta-se o elemento Rb com 5 mL de HCl** 2N. Logo se adiciona e descarta-se 5 mL de HCl** 2N para posterior coleta do elemento Sr com 9 mL de HCl** 2N. Após esta etapa, adiciona-se e descarta-se 2 mL de HCl** 2N e em seguida adiciona-se e descarta-se 5 mL de HCl** 2N para posterior coleta dos elementos terras raras com 7 mL de HNO₃** 3N, depois as frações coletadas Pb, Sr e ETRs são evaporadas na chapa a 100°C.

Separação química e purificação do Pb

A separação e purificação do Pb é realizada em coluna de teflon preenchida com resina de troca iônica Biorad AG1 X8, 240 - 400 mesh. A resina passa por uma etapa de limpeza com a introdução de água ultrapura e HCl*** 6N (tridestilado) durante dez vezes alternadamente. Após esta etapa é realizado o condicionamento da resina com 0,5 mL de HBr**** 0,5N. E adicionado 1 mL da solução amostra, posteriormente são adicionados 6 gotas de HBr**** 0,5N. Para então preencher toda a coluna com HBr**** 0,5N, após esta etapa é adicionado mais 0,5 mL de HBr**** 0,5N. A coleta de Pb é efetuada com aproximadamente 1 mL de HCl*** 6N, a solução

coletada em cadinho é deixada na chapa a 100°C, para posterior análise no espectrômetro de massa ICP-MS.

Separação química e purificação do Sr

A separação e purificação do Sr é efetuada em coluna de teflon e preenchida com resina de troca iônica específica (Eichrom) para Sr, a qual é limpa com a introdução de 1 mL de água ultrapura. Após esta etapa, é realizado o condicionamento da resina com 500µL de HNO₃** 3,5N. E adicionado 500 µL da solução amostra, posteriormente são adicionados 2 mL de água ultra pura. Após esta etapa é realizada a coleta do Sr adicionando 1 mL de água ultrapura e finalmente a solução coletada em cadinho de teflon é deixada na chapa a 100°C, para posterior análise no espectrômetro de massa ICP-MS.

Separação química e purificação do Sm e Nd

A separação e purificação do Nd e Sm são realizadas em colunas de teflon com 0,4 mm de diâmetro e 12,3 cm de altura preenchida com resina Ln (50 - 100µm, Eichrom), passando pela limpeza da resina com 2mL de HCl** 6N e acondicionamento da mesma com 1,5 mL de HCl** 0,2N. A introdução da amostra seca dos ETRs é dissolvida com 300 µL de HCl** 0,2N, em seguida se adicionam e descarta 6 mL de HCl** 0,2N, para logo coletar o elemento Nd com 5 mL de HCl** 0,2N. Após esta etapa adiciona-se e descarta-se 3 mL de HCl** 0,2N e em seguida adiciona-se e descarta-se 5 mL de HCl** 0,3N para logo em seguida coletar o elemento Sm com 5 mL de HCl** 0,3N. Depois as frações coletadas de Nd e Sm são evaporadas na chapa a 100°C, posterior análise no espectrômetro de massa ICP-MS.

Análises Espectrométricas

As análises isotópicas de Pb, Sr, Nd e Sm foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA utilizando um espectrômetro de massa com fonte de plasma acoplado indutivamente (Thermo-Finnigan Neptune, ICP-MS) com 9 coletores tipo Faraday.

O Pb purificado é dissolvido em 1,5 mL de HNO₃** concentrado (3%) + Tl (Tálio) 2,5 ppm e então é realizada a análise, para cada amostra é realizada uma leitura de 10 blocos (1 bloco com 10 ciclos). Durante as análises as razões isotópicas de Pb foram normalizadas para $^{203}\text{Tl}/^{205}\text{Tl} = 0,418922$ no modo exponencial e o standard da solução Neptune (NBS-981) forneceram valores de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,914538 \pm 0,000023$; $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2,166089 \pm 0,000065$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,9312 \pm 0,0035$ (2σ , média de 4 leituras).

O Sr purificado é dissolvido em 1,5 mL de HNO₃** (3%) e então realizada uma leitura de 10 blocos para cada amostra no ICP-MS. As razões isotópicas de Sr foram normalizadas no modo exponencial utilizando o valor de referência da razão $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,375253$. As interferências isobáricas de Kr (Criptônio) sobre as massas de ^{84}Sr e ^{86}Sr foram corrigidas com o monitoramento das razões ^{82}Kr e ^{83}Kr e assumindo suas abundâncias isotópicas naturais. O standard da solução Neptune (NBS-987) forneceu valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710268$ (2σ , média de 4 leituras).

O Nd e o Sm purificados são dissolvidos em 1,5 mL e 1 mL de HNO₃** (3%), respectivamente, e levadas ao espectrômetro ICP-MS para leitura de suas razões isotópicas em média de 10 blocos para Nd e 6 blocos para Sm. Durante o período das análises isotópicas, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ no modo exponencial e os standard de Nd "La Jolla" e solução Neptune forneceram valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,511834 \pm 0,000005$ e $0,511735 \pm 0,000009$ (2σ , média de 4 leituras), respectivamente. As idades-modelo T_{DM} e os valores dos parâmetros ϵ_{Nd} (t = idade de cristalização) foram calculados usando o modelo de DePaolo (1981).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico é uma unidade geotectônica inserida no contexto da Plataforma Sul-Americana (ALMEIDA et al., 1981). Representa uma das mais expressivas áreas do mundo de idade arqueano/proterozóica, com cerca de 4.500 km². É separado pelas bacias sedimentares dos rios Amazonas e Solimões (idade paleozóica) em dois Escudos pré-cambrianos: ao norte, Escudo das Guianas e ao sul, Escudo Brasil Central ou Escudo Guaporé.

Historicamente, duas escolas teóricas principais tentam elucidar a evolução do Cráton: a fixista e a mobilista. A primeira é difundida em trabalhos como os de Hasui, Haraly e Schobbenhaus (1984), que descrevem o Cráton como um mosaico de doze blocos tectônicos, consolidados ao final do Paleoproterozóico e início do Mesoproterozoico, e sobre o qual atuaram apenas eventos de tectônica intraplaca do tipo extensional. O segundo é defendido em trabalhos tais como os de Cordani et al. (1979), Teixeira et al. (1989), Tassinari (1996), Santos et al. (2000) e Tassinari et al. (2000) que propõem uma evolução a partir de sucessivos episódios de acréscimo crustal no Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado ao final do Arqueano (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008)

Estudos realizados na porção sul do Cráton Amazônico, para as várias ocorrências de vulcanismo cálcio-alcálico paleoproterozoico, sugeriram a existência de um possível zonamento metalogenético formado entre aproximadamente 2,0 – 1,88 Ga nesta unidade tectônica, na região compreendida entre o gráben da Serra do Cachimbo e São Félix do Xingu (FERNANDES et al., 2011). Isto pode ter sido formado por uma orogênese oceano–continente, gerada por uma zona de subducção contínua orientada aproximadamente leste–oeste, e a ocorrência das associações mais jovens (1,88 Ga) podem ser explicadas pela incomum mudança no ângulo da placa subductada conhecida como *flat subduction* (SACKS, 1983), como descrito no Cinturão Vulcânico Trans-Mexicano (FERRARI et al., 1999) e no Cinturão Andino (KAY; GODOY; KURTZ, 2005).

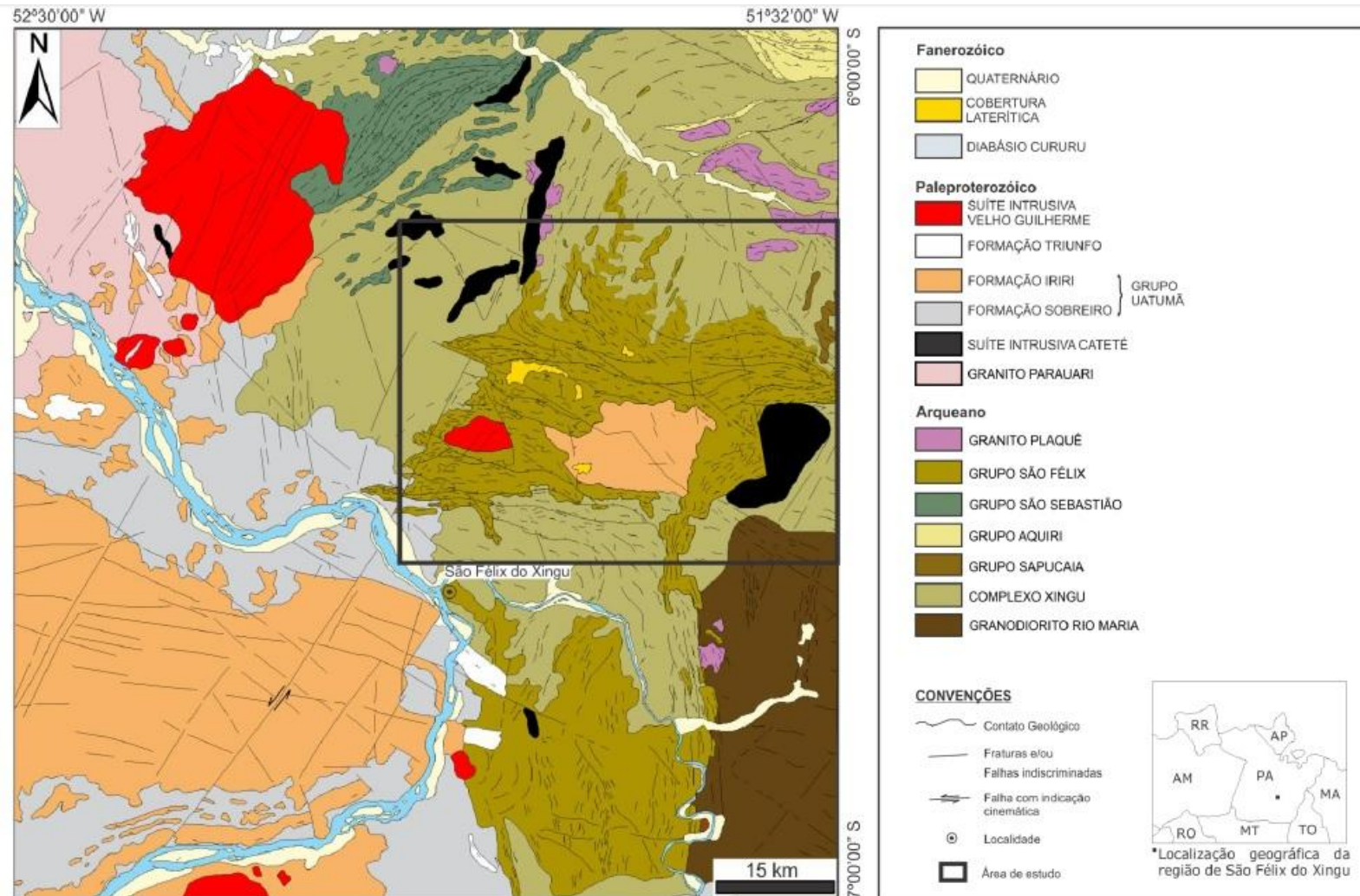
A Província Carajás (SANTOS et al., 2000), localizada no sudeste do estado do Pará, consiste na porção crustal mais antiga do Cráton Amazônico e detêm uma das maiores províncias minerais do planeta. Inicialmente integrava a Província

Amazônia Central de Amaral (1974), relacionada ao ciclo Transamazônico. No entanto, trabalhos posteriores (TEIXEIRA et al., 1989; TASSINARI, 1996; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999, 2004) consideram que esta região foi formada e estabilizada tectonicamente no Arqueano, e não foi afetada pelas orogêneses do Ciclo Transamazônico.

Recentemente, Jesus (2012) e Jesus et al. (2013) mostraram que a região de Vila Tancredo é formada predominantemente por rochas metamórficas e ígneas deformadas; evidenciadas por corpos granitóides; corpos e diques máficos; xistos micáceos; além de cobertura laterítica; formações ferríferas bandadas e restos de migmatitos (Figura 3). Embora ainda seja um estudo preliminar, estes resultados mostram que a estratigrafia e evolução geológica dessa região deve ser reavaliada, bem como o potencial metalogenético vinculados a estes processos.

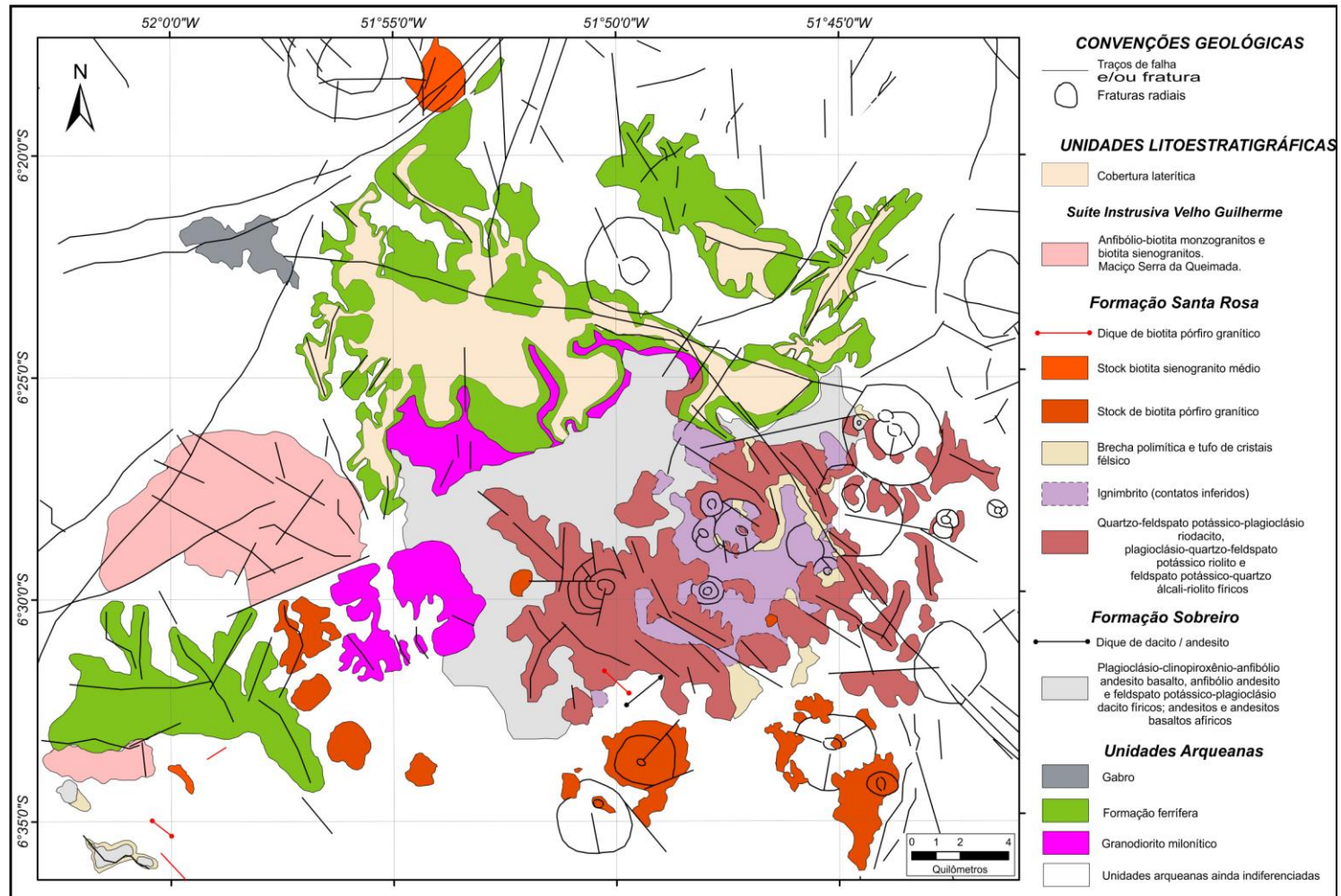
A seguir será apresentada uma compilação de dados disponíveis na literatura para algumas unidades aflorantes na região de Vila Tancredo.

Figura 2 - Mapa geológico simplificado da folha SB-22-Y-B (Folha São Félix do Xingu), exibindo a distribuição das principais unidades litoestratigráficas da área de estudo.



Fonte: Macambira e Vale (1997).

Figura 3 - Mapa geológico preliminar da região de Vila Tancredo.



Fonte: Lagler (2011), Jesus, (2012).

2.1 Complexo Xingu

Esta terminologia foi introduzida por Silva et al. (1974), e foi designada para o conjunto de rochas infracrustais ocorrentes em praticamente todo o Cráton Amazônico. Esta unidade litoestratigráfica compreende, predominantemente, uma sequência de rochas com composições que variam de granodiorítica a tonalítica, com subordinadas variações graníticas. Intimamente associados aos gnaisses ocorrem comumente anfibolitos (MACAMBIRA; VALE, 1997).

Essas rochas são entendidas como resultantes do intenso retrabalhamento ou remobilização crustal de rochas pretéritas, durante a evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (MACAMBIRA; VALE, 1997).

2.2 Grupo São Sebastião

Este grupo representa rochas supracrustais, metamorfasadas na fácies xisto verde, e constituída predominantemente por xistos, filitos e quartzitos, com intercalações de anfibolitos e formações ferríferas. As unidades desse grupo distribuem-se segundo faixas alongadas e lenticulares, dispostas, preferencialmente, na direção NE–SW. O Grupo São Sebastião mantém relações de contato com as rochas do Complexo Xingu, por meio de uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, e contato discordante com as rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Catete e com o maciço granítico Antônio Vicente (MACAMBIRA; VALE, 1997).

2.3 Grupo São Félix

Nome proposto por Macambira e Vale (1997) para as supracrustais que ocorrem nas regiões das serras de São Félix e Eldorado. De um modo geral, este grupo é constituído por metassedimentos, metamáficas e subordinadas formações ferríferas bandadas, metavulcânicas ácidas a meta-ultramáficas, formando dois conjuntos unidos por uma estreita faixa norte-sul, com o mais setentrional, apresentando configuração romboédrica.

Apesar de não existirem estudos geocronológicos nas rochas desse grupo, admite-se a sua correlação crono-litoestrutural com as rochas dos grupos São Sebastião, Aquiri e Grão Pará (MACAMBIRA; VALE, 1997).

2.4 Granodiorito Rio Maria

Esta unidade se distribui amplamente no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, e ocorrências subordinadas, nas regiões do Xingu e Carajás foram tentativamente correlacionadas a esta unidade (DOCEGEO, 1988; COSTA et al., 1995, AVELAR et al., 1999).

O Granodiorito Rio Maria apresenta como estrutura principal uma foliação subvertical com orientação geral NW-SE a WNW-ESSE concordante à foliação regional (SOUZA, 1994). Podendo esta foliação ser magmática (definida pela orientação preferencial de cristais primários de feldspatos orientados), ou formada em condições *subsolidus*.

As rochas desta unidade apresentam-se fortemente orientadas, até outras praticamente isotrópicas (MEDEIROS, 1987), e com enclaves máficos centimétricos a métricos (OLIVEIRA; DALL'AGNOL; ALTHOFF, 2006).

De acordo com Oliveira, Dall'Agnol e Althoff (2006) as amostras do Granodiorito Rio Maria, na região de Bannach, assemelham-se geoquimicamente às suítes sanukitóides da Província Superior do Canadá. Segundo Leite (2001) e Medeiros (1987) distingue-se na unidade Granodiorito Rio Maria variedades petrográficas caracterizadas por composições granodioríticas, e subordinadamente, monzograníticas, quartzo-dioríticas e dioríticas e com homogeneidade textural e, em geral, de coloração cinza clara com tons esverdeados.

Geoquimicamente esta unidade exibe caráter metaluminoso e afinidade geoquímica com a série cálcio-alcálica (MEDEIROS; DALL'AGNOL, 1988), porém pertence na realidade às séries de granitóides arqueanos ricos em Mg (LEITE, 2001, OLIVEIRA ; DALL'AGNOL; ALTHOFF, 2006).

2.5 Suíte Intrusiva Velho Guilherme

A Suíte Intrusiva Velho Guilherme (MACAMBIRA; VALE, 1997), de idade paleoproterozóica (TEIXEIRA et al. 2002), reúne diversos maciços como o Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Benedita e Ubim/Sul, bem como *greisens* associados (CPRM/DNPM 1997, TEIXEIRA et al., 2002).

As rochas dessa suíte afloram na região sul-sudeste do Estado do Pará, entre os municípios de Tucumã e São Félix do Xingu, e fazem parte da Província Estanífera do Sul do Pará (ABREU; RAMOS, 1974). Possuem forma subcircular, e dimensões que variam de 3 a 12 km de diâmetro. Composicionalmente são hololeucocráticos a leucocráticos, constituídos por álcali-feldspato granitos, biotita granitos, hornblenda granitos e sienogranitos, além de exibirem algumas características rapakivíticas.

Segundo Teixeira et al. (2005), os dados litogeoquímicos mostraram que as rochas graníticas desta suíte possuem natureza subalcalina, caráter metaluminoso a peraluminoso, afinidade geoquímica com granitos intraplaca e uma grande semelhança com granitos tipo-A.

2.6 Suíte Intrusiva Cateté

A formalização da Suíte Intrusiva Cateté deve-se a Macambira e Vale (1997), sendo esta constituída por um conjunto de corpos com dimensões geralmente superiores a 10 km, alongados, orientados preferencialmente segundo as direções N-S e E-W, obedecendo aos principais *trends* estruturais do Cinturão Itacaiúnas.

De acordo com Macambira e Ferreira Filho (2002), as rochas dessa suíte estão associadas ao evento distensivo do Proterozóico. São litologicamente constituídos, da base para o topo, por serpentinitos, peridotitos, piroxenitos e gabros. São corpos intrusivos, de natureza máfico-ultramáfica, acamadados, não deformados, não metamorfisados, anorogênicos, gerados em ambiente intraplaca.

2.7 Formação Sobreiro

Esta formação, bem como a Formação Santa Rosa (vide abaixo) (JULIANI; FERNANDES, 2010), formam a seção basal e superior, respectivamente, do Grupo Uatumã (MACAMBIRA; VALE, 1997). Este localiza-se na região de São Félix do Xingu. Vale ressaltar que as ocorrências de rochas vulcânicas do Grupo Uatumã no Cráton Amazônico recebem distintas denominações de acordo com a região, assim, na Província Tapajós elas são denominados de Grupo Iri (PESSOA et al., 1977) e rochas vulcânicas similares compreendem os grupos Iricoumé e Surumu

(MONTALVÃO et al., 1975) no norte de Manaus (região de Pitinga) e Roraima , respectivamente.

A Formação Sobreiro pode ser distinguida por duas fácies texturalmente distintas: fluxo de lavas e fácies vulcanoclástica (JULIANI; FERNANDES, 2010).

De acordo com Fernandes et al. (2008), a fácies fluxo de lavas é caracterizada composicionalmente, na porção norte e leste da área de São Félix, por andesitos basaltos e andesitos. Já a porção sudoeste e sul compreendem dacitos e riolitos.

A fácies vulcanoclástica compreende brechas monomíticas, aglomerados vulcânicos, lapilli-tufos, tufos laminados e tufos de cristal. Estratigraficamente essas rochas recobrem a fácies fluxo de lavas (JULIANI; FERNANDES, 2010). Está relacionada à origem autoclástica, embora regime de fluxo piroclástico tenha ocorrido subordinadamente.

2.8 Formação Santa Rosa

A Formação Santa Rosa apresenta pelo menos quatro fácies vulcânicas com mineralogia semelhante: 1) maciço, fluxo de lava riolítica foliada e bandada, e grandes diques de riolitos bandados e ignimbritos; 2) ignimbritos félsicos associados com tufos de cinza; 3) tufo de cristal félsico, lapilli-tufos e brechas e 4) stocks e diques métricos de espessura de granito pórfiro e subordinadas intrusões graníticas equigranulares (JULIANI; FERNANDES, 2010).

De acordo com Juliani e Fernandes (2010), dados geoquímicos disponíveis apontam para uma cogeneticidade entre fácies de fluxo de lava, rochas vulcanoclásticas e litotipos intrusivos desta unidade (FERNANDES et al., 2008;. FERNANDES, 2009).

3 REVISÃO DE CONCEITOS

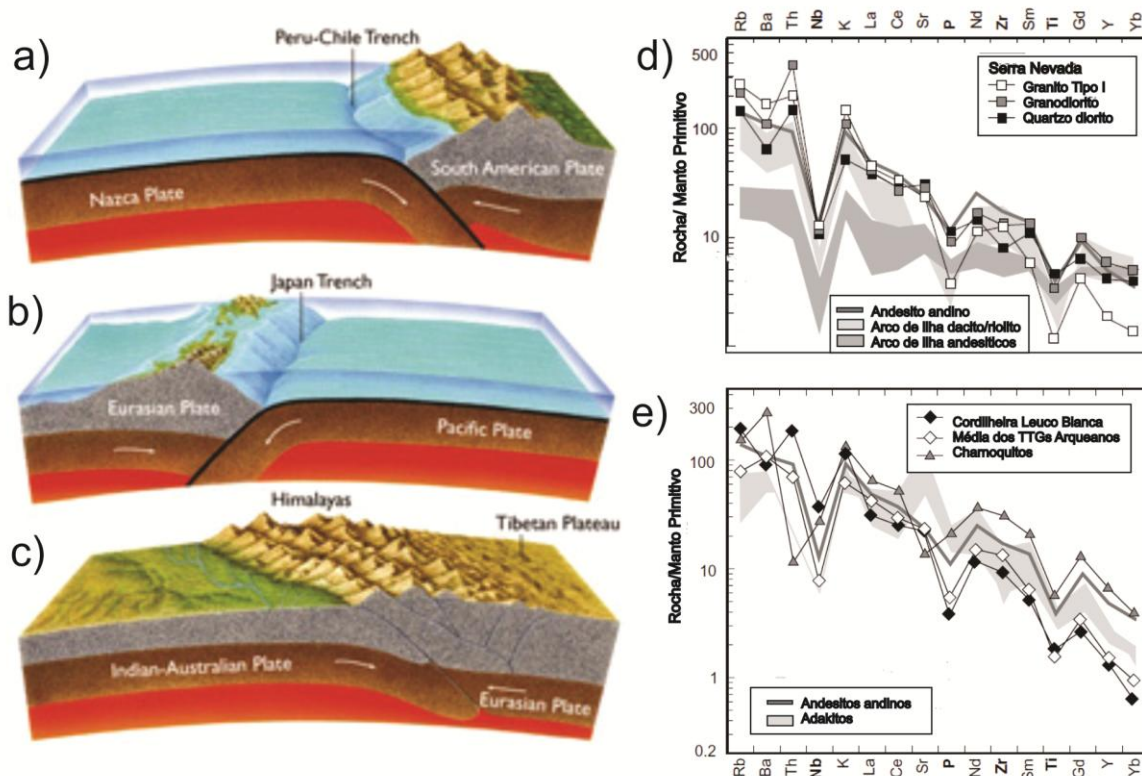
As zonas de subducção são responsáveis pela geração de extenso volume de magma, subordinada apenas às zonas de dorsais mesoceânicas, que produzem maior quantidade de magma na Terra. Essas zonas de subducção são geradas após a colisão de duas placas oceânicas, gerando assim ambientes de arco de ilha (Figura 4b); ou após a colisão de uma placa oceânica e uma continental, gerando arcos tipo-Andino (Figura 4a) (BEST, 2003). Estes arcos são encontrados ao longo da América do Norte e do Sul, Japão, Sumatra, Alaska, Nova Zelândia, entre outros (WILSON, 2007).

Neste mecanismo, a litosfera oceânica fria é aquecida por combinação de efeitos de fricção e condução e como consequência, a camada crustal oceânica sofre uma série de transformações metamórficas passando de xisto verde a anfíbolito até chegar a eclogito. As reações de metamorfismo progressivo geralmente envolvem desidratação e resultam em fluidos aquosos que são liberados na cunha do manto onde diminuem a curva do *solidus* e promovem a fusão parcial. Se a temperatura para que ocorra fusão da crosta subductada é alcançada, uma fusão parcial hidratada intermediária a ácida pode ser gerada, o que ocasiona metassomatismo da cunha mantélica e causa fusão parcial (WILSON, 2007).

O caso mais complexo de magmatismo relacionado à subducção ocorre onde duas placas continentais colidem por uma subducção anterior entre uma placa continental e oceânica (Figura 4c), como por exemplo, o sistema alpino-himalaiano. Após a colisão, magmas de composição cálcio-alcálica são eruptados, seguidos por vulcanismo alcalino como regime tectônico extensional desenvolvido em consequência da rápida elevação (HARRIS; PEARCE; TINDLE, 1986¹ apud Wilson, 2007).

¹ HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P.; Ries, A.C. *collision tectonics*, Geol. Soc. Sp, 1986. Publ. 19. p. 67-81.

Figura 4 - Principais limites de placas e diagramas de multielementos para magmas gerados nos ambientes de subducção. a) Subducção de uma placa oceânica e uma margem continental, formando um arco magmático na margem deformada do continente, b) Subducção de uma placa oceânica e outra placa oceânica, formando um arco de ilha vulcânica, c) uma colisão de placa continente-continente gerando amplas cadeias de montanhas; d) comportamento geoquímico de magmas relacionados a zonas de subducção em Serra Nevada e e) composição média dos TTGs arqueanos. A normalização dos diagramas de multielementos foi feita segundo o manto primitivo de Sun e McDonough (1989).



Fonte: Adaptada de Press et al., (2006) e Gill (2010).

Quatro principais variáveis interdependentes controlam a geometria da zona de subducção (CROSS; PILGER, 1982², JARRARD, 1986³ apud WILSON, 2007): A relativa taxa de convergência da placa; a direção e a taxa absoluta da movimentação da placa superior; a idade da placa em subducção; a subducção de cadeias assísmicas, platôs oceânicos ou ilhas intraplacas.

² CROSS, T. A.; PILGER JR, R. H. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geol Soc. Am.* v. 93, p.545-62. 1982.

³ JARRARD, R. D. Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.* V. 24, p. 217-84, 1986

Magmas gerados em arcos do tipo-Andino são relativamente mais complexos se comparados aos de arcos de ilha, porque durante sua passagem pela crosta continental siálica espessa estes podem passar por processos de cristalização fracionada, podendo sofrer contaminação com outros magmas ou com a rocha encaixante, tornando-se difícil de compreender seu caráter primitivo (WILSON, 2007; BEST, 2003).

De acordo com Gill (2010), o comportamento geoquímico, no que diz respeito ao conteúdo de K_2O , de magmas relacionados à subducção se correlacionam com o estágio de desenvolvimento do arco e com a sua localização geográfica em relação ao eixo do arco, sendo por isso divididos em associações de baixa, média ou alta concentração de K_2O . Estes magmas apresentam ainda concentrações mais altas das taxas Rb/Yb nas composições mais ácidas, além de anomalias negativas para elementos de alto campo de força (HFSE) – nióbio (Nb), fósforo (P) e titânio (Ti) – exceto para o zircônio (Zr). Para todos os tipos de rochas, a magnitude do pico negativo de nióbio permanece aproximadamente a mesma, enquanto para as anomalias de P e Ti tendem a aumentar em direção as rochas mais evoluídas (Figuras 4 d,e).

Outras diferenças que o arco tipo-Andino tem quando comparado ao arco de ilha são: a alta taxa de concentração de LILE e as mais altas taxas de K/Rb e Fe/Mg, bem como a presença de grande variedade de composições isotópicas de Sr^{87}/Sr^{86} , Nd^{143}/Nd^{144} e Pb. Estas características podem ser decorrentes do envolvimento crustal na petrogênese de magmas, ou da característica geoquímica da cunha do manto continental, ou ainda de ambos (WILSON, 2007).

4 PETROGRAFIA

A área de estudo é formada predominantemente por rochas metamórficas e ígneas deformadas. Evidenciam-se nesse conjunto corpos granitóides, corpos e diques máficos, xistos micáceos, além de cobertura laterítica e formações ferríferas bandadas (Figura 3). Associados a esse conjunto, ocorrem corpos e diques monzo- a sienograníticos isotrópicos extremamente evoluídos, vinculados ao vulcano- plutonismo paleoproterozóico já caracterizado em detalhe na região (JULIANI; FERNANDES, 2010; LAGLER, 2011; JESUS, 2012).

Os granitóides são composicionalmente trondhjemitos, granodioritos e monzogranitos. Estas rochas apresentam-se distribuídas por toda a região e ocupam tanto áreas arrasadas quanto morrotes. São rochas predominantemente foliadas, com um aumento gradual da deformação na porção norte da área, onde desenvolve foliação milonítica e bandamento gnáissico, vinculados a duas zonas de cisalhamento destróginas (JESUS, 2012).

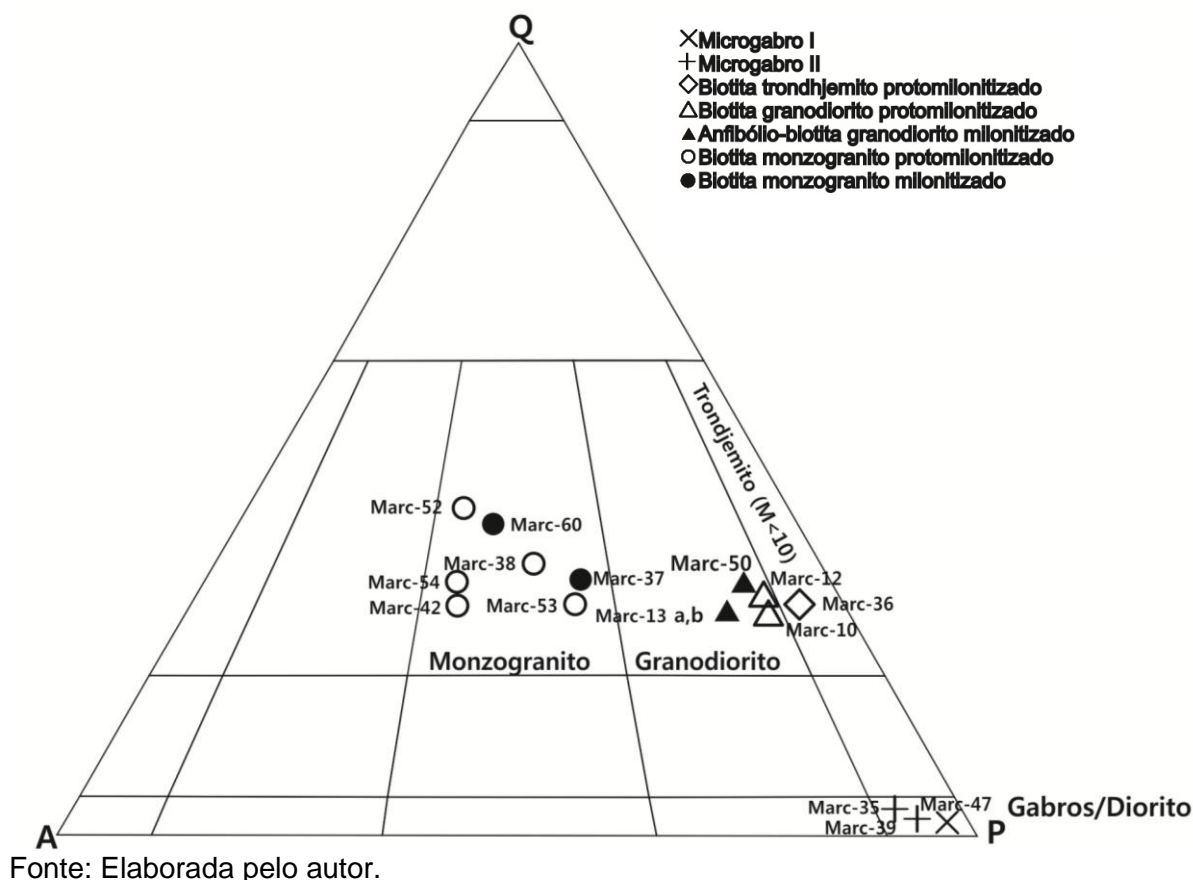
Os corpos máficos são predominantemente basálticos, embora ocorra importante manifestação gabróica. Afloram em platôs ou como diques, e são localmente foliados, invadindo os granitóides supracitados (JESUS, 2012).

Os xistos micáceos ocorrem como corpos isolados nas áreas arrasadas, geralmente em contato abrupto com as rochas máficas, granitóides e a cobertura laterítica (JESUS, 2012).

A análise petrográfica complementar de 16 litotipos permitiu a separação de 7 grupos principais, baseada nos aspectos mineralógicos e/ou texturais e composicionais, assim foram definidos: 1) Piroxênio microgabro I; 2) Piroxênio microgabro II; 3) Biotita trondhjemitito protomilonitizado; 4) Biotita granodiorito protomilonitizado; 5) Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado, 6) Biotita monzogranito protomilonitizado 7) Biotita monzogranito milonitizado.

A Figura 5 apresenta as composições modais das variedades de granitóides e microgabros da região de Vila Tancredo, a Norte da cidade de São Félix do Xingu, com o posicionamento dos principais litotipos nos campos do diagrama de Streckeisen (1976)

Figura 5- Diagrama para rochas graníticas plutônicas e gabros, e distribuição das amostras com análise modal. P= Plagioclásio, Q= Quartzo, A= álcali-feldspato (Modificado de Streckeisen 1976)



4.1 Microgabro

Esta variedade é representada pelas amostras Marc-35, Marc-39 e Marc-47. É caracterizada mesoscopicamente pela cor cinza-escuro, granulação média e textura fanerítica. Quanto ao índice de cor, foi classificada como mesocrática, constituída por cerca de 40 % de minerais máficos. Apesar de estes litotipos apresentarem a mesma composição mineralógica, separaram-se dois grupos principais de piroxênio microgabro baseado nos seus aspectos texturais.

4.1.1 Piroxênio microgabro I

Esta classificação é representada pela amostra Marc-47, descrita como um arranjo de ripas inequigranulares de plagioclásio e cristais subédricos de piroxênios. A disposição dos cristais de plagioclásio e piroxênios se dá de forma aleatória. Nos interstícios há pequenos cristais granulares de piroxênio e plagioclásio, com

contatos poligonais (Figura 6a). Em determinadas porções, a rocha é cortada por fraturas que estão preenchidas por carbonato e clorita.

Os cristais de plagioclásio perfazem 60 % da composição mineralógica da amostra, e ocorrem principalmente como cristais ripiformes e granulares. As ripas de plagioclásio exibem faces subédricas, e ocorrem com dimensões variando de 0,4 mm a 4,2 mm. Apresentam hábito prismático e geminação predominantemente do tipo albita-calrsbad, albita-periclina e raramente albita-baveno e albita-periclina-calrsbad. Possuem zonamento concêntrico-normal e extinção ondulante. A geminação de deformação mecânica ocorre em muitos cristais, e é caracterizada por formas curvas, descontínuas, interrompidas e afinadas na extremidade. Os finos cristais granulares exibem contatos poligonais e encontram-se nos interstícios das ripas de plagioclásio.

Os cristais de piroxênio ocorrem principalmente sob dois tipos: como cristais prismáticos associados aos cristais subédricos de plagioclásio, ou como grânulos nos interstícios dos fenocristais. Os cristais prismáticos apresentam teores modais de aproximadamente 39 %, são do tipo ortopiroxênio, com dimensões de aproximadamente 1,3 mm e ocorrem, por vezes, intercrescidos aos clinopiroxênios. Já os cristais granulares são geralmente formados por clinopiroxênios. Há ocorrência de cristais de anfibólios como produtos de alteração nas bordas dos piroxênios, apresentando contatos sinuosos à irregulares.

Os minerais opacos ocorrem como fase acessória, com teores de aproximadamente 1 %, com formas predominantemente anédricas, ocorrendo nos interstícios dos cristais de plagioclásio e piroxênio.

4.1.2 Piroxênio microgabro II

Esta classificação é representada pelas amostras Marc-35 e Marc-39. A rocha exhibe uma textura subofítica, subordinadamente intersetal e gráfica, com cristais de granulação fina e média (Figura 6b). É composta por plagioclásio, piroxênio e minerais opacos, dispostos em um arranjo textural subofítico, e em menor quantidade, por quartzo e feldspato alcalino em intercrescimentos gráficos esparsamente observados (Figura 6c). A rocha é cortada por veios quartzo-feldspáticos.

Os cristais de plagioclásio perfazem 65 % da composição mineralógica. Apresentam dimensões de até 4 mm, exibem hábito prismático (ripiforme) e ocorrem como cristais subédricos e anédricos. Os cristais anédricos estão fortemente saussuritizados, alguns ainda preservando um zonamento concêntrico, já os subédricos estão fracamente alterados. Apresentam macla albita-Calrsbad e albita. Estão dispostos de modo aleatório.

Os cristais de piroxênio representam 31 % da rocha. Eles são incolores, de tamanhos que chegam até 2,5 mm. Alguns cristais exibem forma subédrica, mas a maioria é anédrica. Apresentam macla simples e extinção inclinada. Estão parcial ou totalmente substituídos por epidoto, clorita e/ou carbonatos.

Os minerais opacos, quartzo e feldspato alcalino ocorrem como fases acessórias, com teores de aproximadamente 4 %, com formas predominantemente anédricas, ocorrendo nos interstícios dos cristais de plagioclásio e piroxênio.

4.2 Biotita Trondhjemito Protomilonitizado

É representado pela amostra Marc-36. A rocha possui granulação média, apresenta uma textura granular alotriomórfica. É composta mineralogicamente por cristais de plagioclásio, quartzo e biotita, e como minerais secundários por clorita e epidoto (Figura 6d).

O plagioclásio perfaz 56 % da rocha. Ocorre como cristais tabulares com faces anédricas. As suas dimensões variam entre 2 mm e 3 mm. Apresenta intercrescimento antipertítico, macla albita-periclina e albita-Calrsbad. Em alguns cristais há inclusões de quartzo e biotita. A alteração para sericita ocorre em todo o mineral ou acompanha as linhas de macla. Alguns cristais estão fracamente fraturados.

O quartzo possui teor modal igual a 36 % ocorre como cristais granulares, com dimensões médias de 1 a 2 mm. Apresenta extinção ondulante forte e inclusões de plagioclásio. Pode ocorrer na forma de agregados policristalinos, representados por quartzo recristalizado. Localmente, há contatos poligonais entre si. Em geral, têm-se contatos suturados com os cristais de plagioclásio.

A biotita totaliza 7 % da rocha. Apresenta hábito lamelar e faces cristalinas subédricas. Ocorre intersticial aos cristais de plagioclásio e de quartzo. Apresenta pleocroísmo marrom avermelhado a amarelo acastanhado. Altera predominantemente para clorita e esporadicamente para epidoto (com 1 % no teor modal).

4.3 Granodiorito

Este tipo petrográfico é representado pelas amostras Marc-10, Marc-12, Marc-13a, Marc-13b e Marc-50. Estas rochas foram subdividas principalmente pelos seus aspectos texturais, de acordo com o seu grau de milonitização.

4.3.1 Biotita granodiorito protomilonitizado

A análise mesoscópica deste tipo petrográfico (Marc-10 e Marc-12) revela rochas caracterizadas por textura fanerítica fina e coloração cinza esverdeada. Além disso, as rochas são holocristalinas e hololeucocráticas (Figura 6e), constituídas mineralogicamente por plagioclásio (55 %), quartzo (35 %), K-feldspato (3 %) e minerais máficos, provavelmente biotita.

Microscopicamente, observa-se uma textura formada por cristais ripiformes de plagioclásio que estão envoltos por um agregado granoblástico inequigranular de quartzo, plagioclásio e K-feldspato (Figura 6f). Os cristais de plagioclásio estão dispostos aleatoriamente. Essa rocha é formada essencialmente por plagioclásio (55 %), quartzo (25 %), K-feldspato (9 %) e biotita (8 %). Subordinadamente encontram-se minerais opacos (2 %). A mineralogia secundária é representada por clorita, epidoto, muscovita e sericita (1 %). As fraturas das amostras (Marc-10 e Marc-12) encontram-se preenchidas por material de cor marrom, provavelmente biotita. Nas intermediações dessas fraturas geralmente estão associados agregados de muscovita e epidoto.

O plagioclásio ocorre como cristais prismáticos ou como cristais granulares, com faces subédricas e anédricas. Os cristais subédricos são ripiformes com dimensões que alcançam 1,2 mm, com algumas variedades chegando de 2 a 3 mm.

Apresentam geminação predominantemente do tipo albita, e em menor proporção albita-carlsbad e alteram-se moderadamente para finas palhetas de sericita e cristais de epidoto. Localmente exibe contato reto com o K-feldspato. Os cristais granulares apresentam poucos grãos com geminação do tipo albita-periclina, pois foram submetidos à saussuritização. Exibem contatos irregulares com os demais minerais. Localmente estão intercrescidos aos cristais de quartzo, caracterizando uma textura mimerquítica.

O quartzo possui hábito granular com faces anédricas, dimensões médias de 1 a 2 mm e extinção ondulante moderada a forte. Também ocorre na forma de agregados policristalinos, representado pelos quartzos recristalizados, apresentando, localmente, contatos poligonais entre si, e como interstícios dos cristais de plagioclásio.

O álcali-feldspato é do tipo microclina e ocorre como cristais com tamanhos de 0,8mm (em média), sendo predominantemente anédricos. Alguns de seus cristais têm macla albita-periclina (xadrez difuso). Seus contatos com os demais cristais geralmente são irregulares, alterando-se fracamente para argilominerais.

A biotita apresenta hábito lamelar e faces cristalinas subédricas. Ocorre intersticial aos cristais de plagioclásio e quartzo ou de forma dispersa na lâmina, neste caso, geralmente se associando aos minerais opacos. Apresenta pleocroísmo que varia de marrom avermelhado a amarelo acastanhado. Encontra-se comumente alterada para clorita, porém pode alterar-se também para o epídoto.

4.3.2 Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado

O Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado (Marc-13a, Marc-13b e Marc-50), apresenta coloração cinza esbranquiçada e textura milonítica. Essa rocha é holocristalina, leucocrática e constituída mineralogicamente por cristais de plagioclásio, quartzo, K-feldspato e minerais máficos como biotita e anfibólio, além dos minerais acessórios como: apatita, titanita, zircão e minerais opacos. A estruturação interna da rocha é representada por uma forte orientação dos cristais de biotita e anfibólio, que contornam e se intercalam aos cristais amendoados de plagioclásio e K-feldspato (Figura 7a).

Em lâmina delgada este litotipo apresenta textura milonítica, caracterizada por cristais amendoados de plagioclásio, cristais orientados de anfibólio e, mais restritamente, lentes de agregados quartzo-feldspáticos. Nos interstícios, ocorrem cristais de quartzo fitados e estirados, palhetas de biotita e anfibólio bordejando os porfiroclastos, e mais localmente agregados granoblásticos de quartzo e K-feldspato (este último perfaz 8 % da composição modal) (Figura 7b).

O plagioclásio perfaz aproximadamente 48 % do conteúdo mineralógico da rocha. É representado por cristais inequidimensionais, subédricos e anédrico, de dimensões em torno de 0,2 mm, atingindo até 3 mm. Os cristais maiores contêm geminação predominantemente albita e raramente albita-Carlsbad. O contato com os demais minerais é irregular. Encontram-se alterados moderadamente para sericita. Localmente, apresentam zonamento concêntrico normal e extinção ondulante forte.

O quartzo exibe proporção modal de 25 %. Apresenta-se granular ou estirado, com faces predominantemente anédricas, e com dimensões de até 0,5 mm. Os agregados de cristais poligonais ocorrem como recristalizados nos contatos entre outros cristais de plagioclásio. Já os cristais estirados geralmente encontram-se contornando os cristais de plagioclásio ou marcam bandas contínuas na amostra. A sua extinção é ondulante forte e o seu contato é irregular com os demais cristais.

Os cristais de anfibólio perfazem cerca de 3 % do conteúdo modal da rocha, apresentam hábito prismático e cristais com formas amendoadas. Seu pleocroísmo varia de verde amarronzado a verde oliva. Encontram-se dispostos sob uma orientação preferencial na forma de pequenos aglomerados junto às palhetas de biotita.

Os cristais de biotita exibem proporção modal de 16 %. Ocorrem como lamelas subédricas, de dimensões chegando a 0,8 mm, dispostas sob uma orientação preferencial ou em aglomerados com o anfibólio. Apresentam pleocroísmo que varia do amarelo creme a verde amarronzado.

4.4 Monzogranitos

Este tipo petrográfico é representado pelas amostras Marc-53, Marc-54, Marc-42, Marc-38, Marc-52, Marc-60 e Marc-37, sendo subdividido de acordo com os seus aspectos texturais distintos.

4.4.1 Biotita monzogranito protomilonitizado

A variedade biotita monzogranito é representada pelas amostras Marc- 53, Marc-54, Marc-42, Marc-38 e Marc-52. Mesoscopicamente apresenta coloração cinza com porções rosadas, é fanerítica de granulação média, leucocrática e holocristalina. É constituída por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, e minerais máficos, provavelmente biotita. A rocha apresenta uma orientação definida por bandas descontínuas de biotita, intercaladas com cristais prismáticos de plagioclásio e K-feldspato com disposição aleatória (Figura 7c).

Microscopicamente é formada por bandas descontínuas de quartzo recristalizado intercaladas com agregados granulares de K-feldspato, plagioclásio e quartzo. Localmente, há cristais com formas amendoadas de K-feldspato e plagioclásio (Figura 7d,f). Essencialmente, a rocha é formada por K-feldspato (25–37 %), quartzo (25–35 %), plagioclásio (25–37 %) e biotita (13–15 %). Subordinadamente encontram-se minerais opacos e zircão (2 %). A mineralogia secundária é representada por clorita, epidoto, e sericita.

O K-feldspato é do tipo microclina. Seus cristais apresentam tamanhos de até 4 mm. Seu hábito é prismático e suas faces subédricas e anédricas, podem ocorrer como formas amendoadas. Apresenta intercrescimento do tipo micropertítico, com inclusões de plagioclásio e quartzo na forma de cristais amendoados(Figura 7e).

Os cristais de quartzo formam agregados poligonais com contatos suturados, possuem faces anédricas e por vezes, formam bandas descontínuas. Apresentam contatos irregulares com os outros cristais de quartzo e extinção ondulante moderada a forte.

O plagioclásio é representado por cristais inequidimensionais, com faces anédricas e menos comum, faces subédricas, de dimensões em torno de 0,8 mm.

Os fenocristais exibem geminação predominantemente albita e intercrescimento antipertítico, além de encontrarem moderadamente à fortemente saussuritizados. No contato com os cristais de K-feldspato apresentam intercrescimento mimerquítico.

As finas palhetas de biotita ocorrem como bandas descontínuas ou como concentrados máficos. Apresentam pleocroísmo forte variando de marrom escuro a amarelo creme. Encontram-se moderadamente cloritizadas.

4.4.2 Biotita monzogranito milonitizado

É caracterizado mesoscopicamente por apresentar coloração cinza esbranquiçada, textura milonítica, granulação média (com porções de granulação grossa), e por ser holocristalina e hololeucocrática (7 %). É constituída mineralogicamente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e minerais máficos, provavelmente biotita. Os cristais prismáticos de álcali-feldspato apresentam geminação do tipo Calrsbad (Figura 8a).

Esta variedade é representada pelas amostras Marc-60 e Marc-37. Ao microscópico, estas rochas apresentam textura milonítica, formada por porfiroclastos amendoados de K-feldspato e plagioclásio (contornados por quartzos estirados), palhetas de mica e agregados finos de minerais de K-feldspato e plagioclásio (Figura 8b). São formadas essencialmente por K-feldspato (25–30 %), plagioclásio (25–38 %) e quartzo (30–35 %). Subordinadamente encontram-se biotita, muscovita e minerais opacos. A mineralogia secundária é representada por epidoto, sericita e clorita.

O K-feldspato é do tipo microclina, com tamanho de até 4,5 mm. Suas faces variam de subédricas a anédricas, com contatos irregulares. Apresenta macla do tipo albita-periclina (xadrez difuso), intercrescimento pertítico e inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo (Figura 8c).

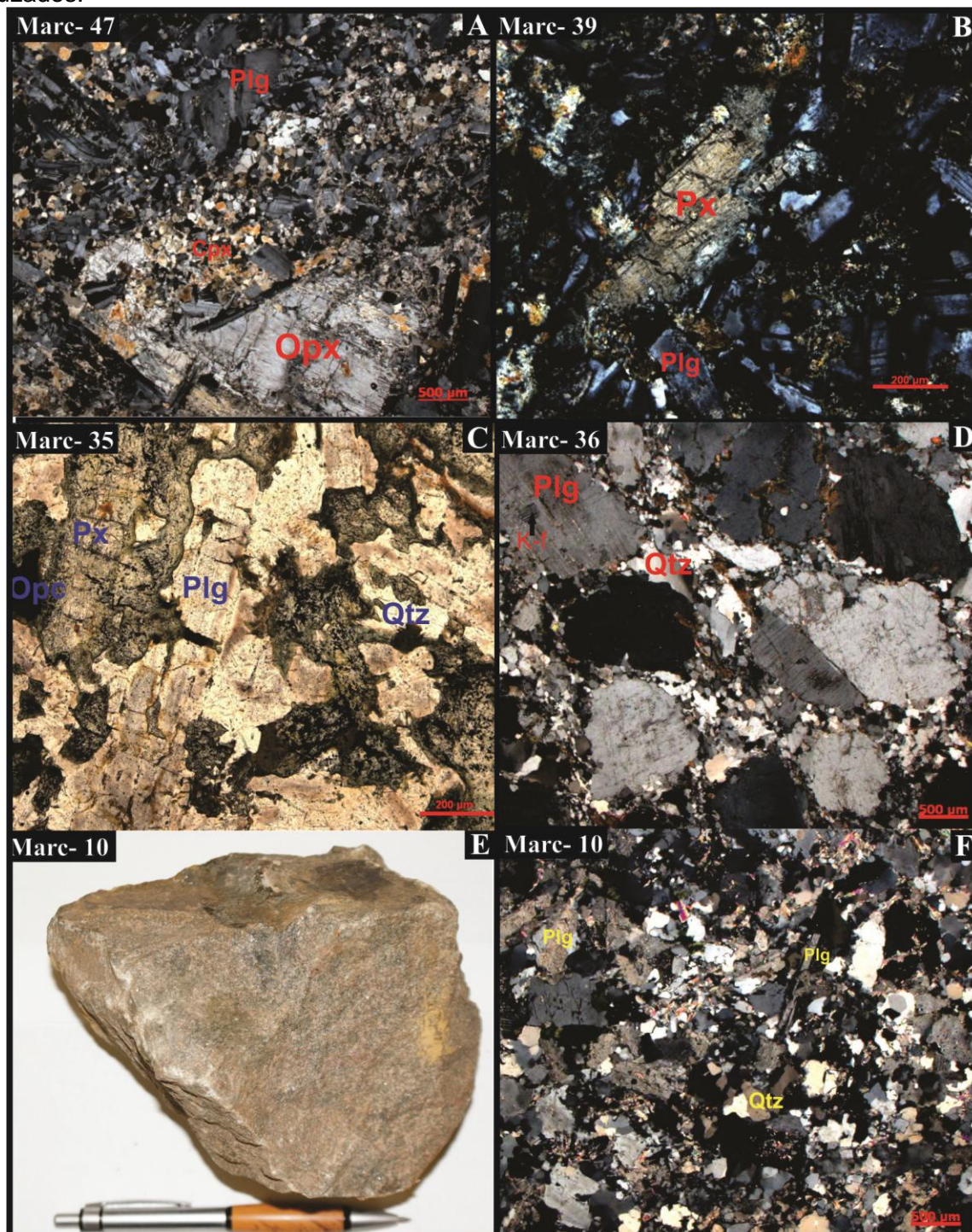
O plagioclásio apresenta tamanhos de até 3,5 mm. Suas faces são anédricas. Exibe formas amendoadas, além de escassos cristais com geminação albita.

O quartzo apresenta-se estirado, com extinção ondulante moderada a forte e contatos irregulares entre si.

A biotita é representada por finos agregados de cristais estirados, com pleocroísmo variando de amarelo pálido a marrom avermelhado. Estão comumente associados a cristais de muscovita, e encontram-se moderadamente cloritizados.

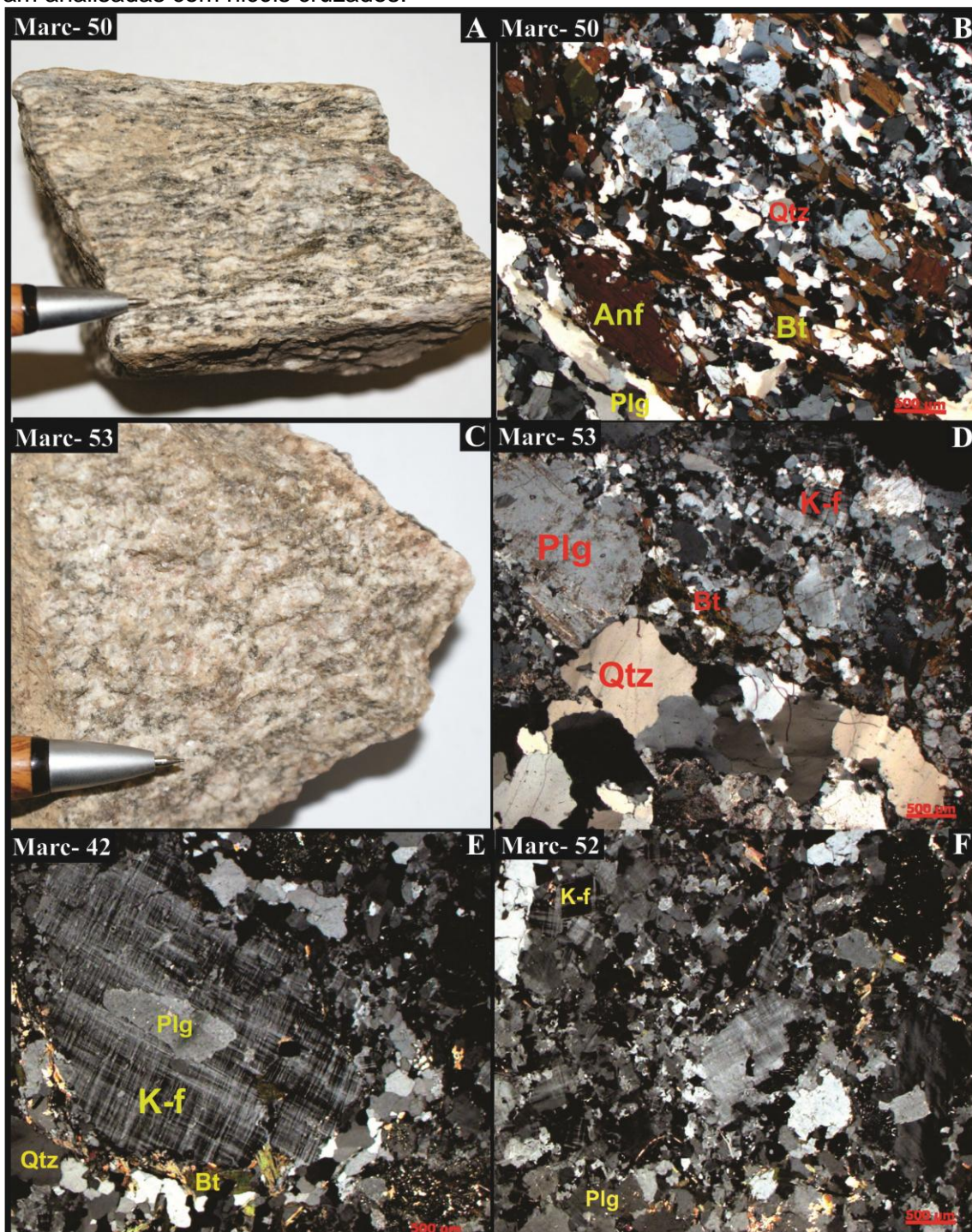
Localmente, os agregados de minerais opacos estão associados aos cristais de biotita e epidoto.

Figura 6 – a) Piroxênio microgabro I com disposição aleatória de ripas de plagioclásio inequigranulares e, em menor proporção, cristais subédricos de piroxênios; b) e c) amostras micro, a nicós cruzados e a luz natural, respectivamente, da variedade Piroxênio microgabro II. A nicós cruzados esse grupo é caracterizado texturalmente por textura subofítica, a luz natural os cristais de piroxênio, incolor e sendo parcial a totalmente alterados para minerais de coloração esverdeada; d) Biotita trondhjemitó protomilonitizado com textura alotriomórfica e) e f) amostras meso- e microscópica, respectivamente. A nicós cruzados os Biotita granodiorito protomilonitizados com textura formada por cristais ripiformes de plagioclásio dispostos aleatoriamente, que estão envolvidos por um agregado granoblástico inequigranular de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato. As amostras foram analisadas com nicóis cruzados.



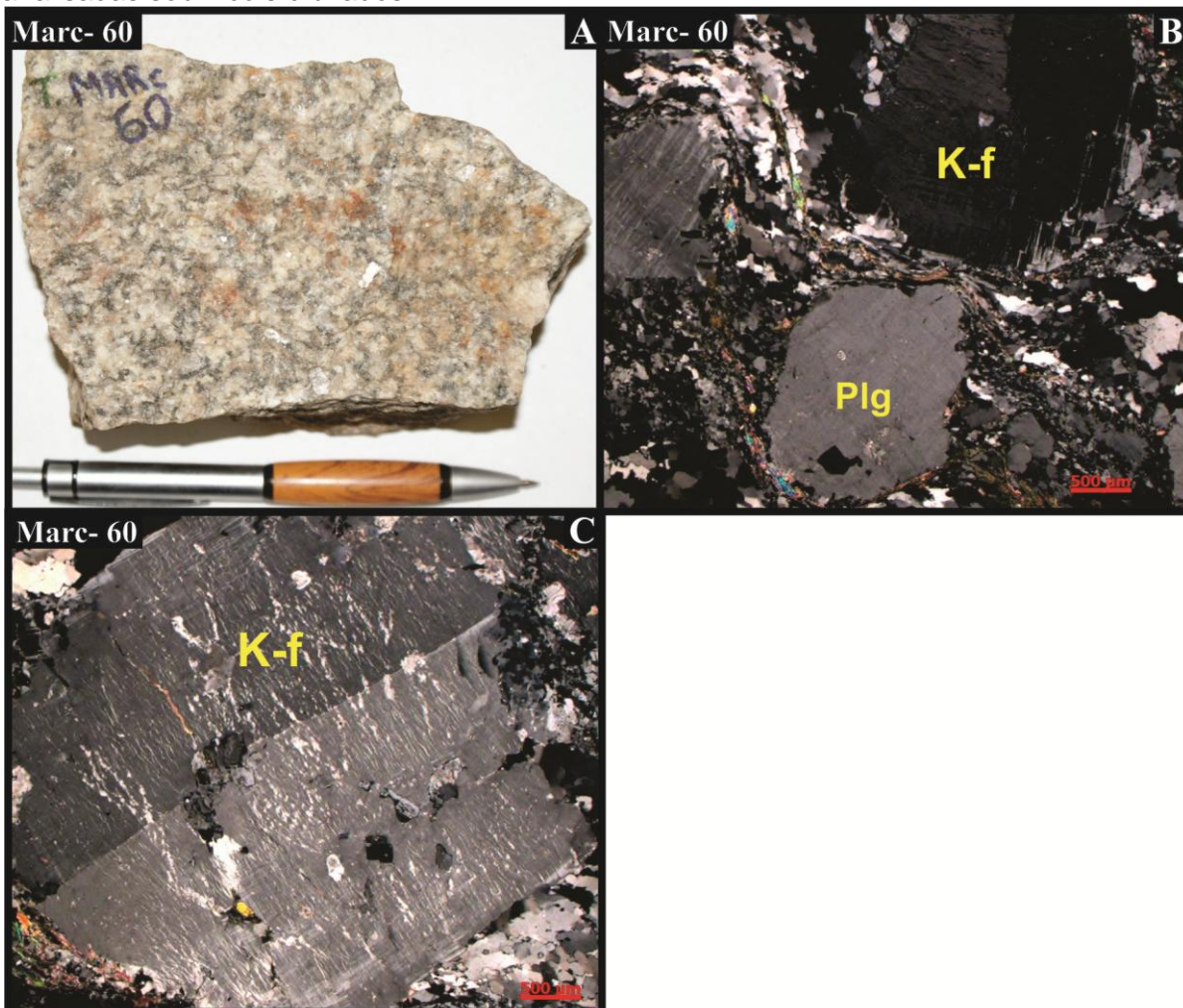
Fonte: Elaborada pelo autor

Figura 7 – a) e b) Amostras meso– e microscópica, respectivamente, dos Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado, mostrando feição milonítica dada por cristais amendoados de plagioclásio e anfibólio orientados, e mais restritamente lentes de agregados de quartzo feldspato c) e d) Amostras meso– e microscópica, respectivamente, dos Biotita monzogranito protomilonitizado exibindo bandas descontinuas de quartzos recristalizados intercalados a agregados granular de álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo e) amostras micro da variedade Biotita monzogranito protomilonitizado, em que mostra textura formada por bandas descontinuas de quartzos recristalizados intercalados a agregados granular de álcali-feldspato, plagioclásio e quartzo; f) Apresenta intercrescimento do tipo micropertítico no álcali-feldspato e com inclusões de minerais de plagioclásio e quartzo. As amostras foram analisadas com nicóis cruzados.



Fonte: Elaborada pelo autor

Figura 8 – a e b) Amostras meso- e microscópica da variedade Biotita monzogranito milonitizado, em que se destacam no aspecto microscópico, como rochas de textura milonítica, formada por porfiroclastos amendoados de álcali-feldspato e plagioclásio contornados por quartzos estirados, palhetas de mica e agregados finos de minerais de álcali-feldspato e plagioclásio; c) álcali-feldspato com geminação Carlsbad com intercrescimento pertítico e inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo; as lâminas foram analisadas sob nicóis cruzados.



Fonte: Elaborada pelo autor

5 GEOQUÍMICA

A caracterização geoquímica dos granitóides e microgabros analisados na permite discriminar e agrupar os litotipos de acordo com as suas afinidades composicionais e texturais; identificar a natureza do magmatismo e compreender mais claramente a evolução petrogenética.

Do conjunto de rochas oriundas dos estudos petrográficos, 14 amostras foram selecionadas para a realização de análises químicas. Esta seleção foi executada evitando, ao máximo, amostras alteradas ou contendo veios. Foram selecionadas 11 amostras de granitóides e 3 de microgabros.

Para discussão dos dados geoquímicos, as amostras foram separadas em grupos de rochas, baseados na análise modal e no estado deformacional obtidos na fase da petrografia.

Os diagramas geoquímicos utilizados neste trabalho foram escolhidos segundo as recomendações de Rollinson (1993). De acordo com propostas de Gill (2010), as concentrações dos elementos maiores foram recalculadas utilizando o fator de conversão para correção de voláteis.

5.1 Elementos maiores

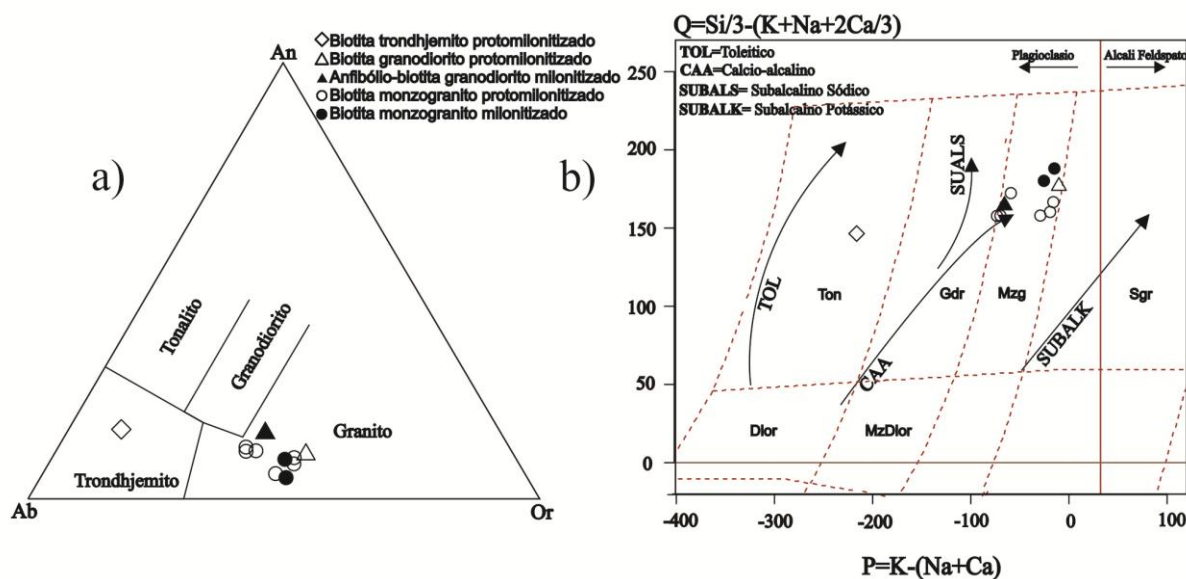
O conteúdo de SiO_2 das amostras dos granitóides da região de São Félix varia de 68,96 % a 74,98 %, cobrindo um intervalo composicional de magmas ácidos a intermediários, caracterizados por trondhjemitos, granodioritos e monzogranitos (Tabela 1).

Os teores de Al_2O_3 para as rochas graníticas são elevados, com valores entre 16,52 % e 13,03 %. Os teores de Fe_2O_3 (total) são moderados, variando de 5,57 % a 0,95 %, com teores mais baixos de MgO , variando de 0,11 % a 0,88 % e de TiO_2 , variando entre 0,10 % e 0,85 %. O valor médio da relação $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ nos Biotita granodiorito promilonitizados é de 1,75%, nos Anfibólio-biotita granodiorito milonitizados é de 1,21 %. Nos Biotita monzogranito protomilonitizados essa relação equivale a 1,27%. Já nos Biotita monzogranito milonitizados é de 1,46 %. Os Biotita trondhjemitos protomilonitizados são caracterizados por apresentarem baixas razões, com valores de 0,19 %.

As rochas gabróicas, apresentam conteúdos de SiO_2 variando em 60,51 a 49,6 %. Os teores baixos de K_2O variam de 0,26 a 1,67 %, os de P_2O_5 variam de 0,05 a 0,08 %, e de TiO_2 varia de 0,80 a 0,56 %. Apresentam teores mais elevados de CaO , que varia de 5,78 a 11,34 % e de MgO , que varia de 3,61 a 7,95 %.

De acordo com o diagrama normativo An–Ab–Or de O'Connor (1965) com os campos de Barker (1979), os granitóides situam-se indistintamente no campo dos granitos, exceto a amostra Marc-36, que ocupa o campo do trondhjemito (Figura 9a). A confirmação da composição dos granitóides também pode ser feita no diagrama P-Q de Debon e Le Fort (1988), onde as rochas graníticas são plotadas predominantemente no campo dos monzogranitos, subordinadamente no campo de granodioritos, e raramente no campo dos tonalitos (Figura 9b).

Figura 7 - Diagramas geoquímicos mostrando os principais litotipos na área de Vila Tancredo: a) diagrama normativo An–Ab–Or (O'CONNOR, 1965; com campos de BARKER, 1979) onde plotam predominantemente no campo dos granitos e subordinadamente no campo dos trondhjemitos; b) diagrama P-Q de (DEBON; LE FORT 1988).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 1- Composição química representativa dos granitóides e microgabros da área de Vila Tancredo. BTP: Biotita trondhjemito protomilonitizado; ABGP: Anfibólio-biotita granodiorito protomilonitizado; BGM: Biotita granodiorito milonitizado; BMP: Biotita monzogranito protomilonitizado; BMM: Biotita monzogranito milonitizado; PMc I: Piroxênio microgabro I; PMc II: Piroxênio microgabro II. A concentração dos elementos maiores é representada em % em peso e dos elementos traços em ppm.

(continua)

Tipo de rocha	PBT	PABG	MBG	PBM						MBM		PMc I	PMc II	
	Marc-36	Marc-10	Marc-50	Marc-38	Marc-42	Marc-43	Marc-52	Marc-53	Marc-54	Marc-37	Marc-60	Marc-47	Marc-39	Marc-35
SiO ₂	71,51	72,64	68,96	72,93	71,65	71,51	72,41	72,08	73,11	74,98	73,43	49,60	56,08	60,51
TiO ₂	0,13	0,30	0,85	0,11	0,25	0,29	0,14	0,14	0,11	0,10	0,21	0,80	0,69	0,56
Al ₂ O ₃	16,52	13,03	13,22	14,44	14,14	14,29	15,24	15,34	14,43	13,79	13,59	15,51	14,35	14,52
Fe ₂ O ₃ (total)	1,17	2,80	5,57	1,39	2,10	2,56	1,14	1,18	1,46	0,95	2,02	11,79	10,35	8,31
FeOtotal	1,06	2,53	5,02	1,25	1,91	2,31	1,03	1,06	1,31	0,85	1,82	10,63	9,44	7,56
MnO	0,03	0,05	0,08	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,19	0,15	0,14
MgO	0,29	0,47	0,88	0,13	0,32	0,41	0,24	0,26	0,19	0,11	0,26	7,95	4,90	3,61
CaO	2,24	1,41	2,13	0,79	1,09	1,32	1,60	1,53	1,45	0,61	1,15	11,34	8,25	5,78
Na ₂ O	6,19	3,02	3,34	3,92	3,36	3,37	4,18	4,16	3,89	3,50	3,40	2,01	2,55	3,48
K ₂ O	1,16	5,30	4,04	5,26	5,27	5,31	4,26	4,25	4,36	5,13	4,94	0,26	1,01	1,67
P ₂ O ₅	0,02	0,08	0,17	0,04	0,07	0,09	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05	0,08	0,05
LOI	0,60	0,60	0,30	0,70	1,30	0,40	0,40	0,60	0,50	0,60	0,60	0,20	1,30	1,10
Total	99,76	99,55	99,12	99,63	99,42	99,39	99,54	99,50	99,46	99,76	99,51	99,66	98,93	99,01
Ba	239,00	1274,00	2658,00	1104,00	2184,00	1966,00	1917,00	2796,00	2798,00	654,00	1744,00	123,00	491,00	534,00
Rb	50,70	163,20	86,90	247,80	160,20	180,30	90,80	80,20	72,20	240,60	180,10	6,50	37,30	61,50
Sr	417,40	104,90	217,90	102,30	175,60	156,00	229,90	307,80	302,00	65,30	167,80	129,70	254,10	265,20
Nb	9,30	13,30	12,40	12,20	6,90	8,50	3,60	1,80	1,00	8,50	7,90	2,10	3,50	4,90
Zr	72,10	179,80	359,90	136,00	218,80	287,90	123,30	144,30	156,20	104,40	195,90	52,70	91,50	101,10
Y	48,20	44,70	29,50	19,00	8,00	13,20	4,70	2,20	3,20	51,20	10,80	17,80	15,90	12,70
Th	8,50	28,60	13,30	31,20	52,30	70,80	30,90	27,20	36,90	35,60	70,20	0,50	4,10	7,60
U	10,40	7,00	1,30	7,90	2,80	3,20	1,70	1,60	2,10	39,20	4,20	0,10	1,20	2,70
Ga	23,90	16,30	19,90	25,30	22,30	23,20	19,80	17,30	18,10	20,80	19,90	16,50	21,10	23,90

(conclusão)

Tipo de rocha	PBT	PABG	MBG	PBM						MBM		PMc I	PMc II	
	Marc-36	Marc-10	Marc-50	Marc-38	Marc-42	Marc-43	Marc-52	Marc-53	Marc-54	Marc-37	Marc-60	Marc-47	Marc-39	Marc-35
Cu	5,20	10,90	11,50	5,10	5,00	6,00	5,80	4,50	5,10	3,80	5,30	102,90	83,90	76,10
Pb	10,00	9,90	6,00	19,30	20,90	23,60	10,40	9,40	10,70	11,90	24,10	0,50	6,70	16,30
La	18,60	55,60	66,90	47,00	93,00	123,80	49,30	50,30	49,40	36,30	114,30	3,40	16,20	20,00
Ce	28,60	77,30	118,50	87,50	173,40	239,20	77,20	76,00	78,10	71,40	219,80	7,40	28,00	37,50
Pr	3,56	9,95	12,59	7,98	15,87	22,12	7,36	6,49	6,87	7,37	20,08	0,98	3,38	3,78
Nd	12,20	37,00	45,40	24,50	48,90	68,80	23,20	19,30	23,50	24,20	62,50	6,80	12,30	14,10
Sm	3,44	6,84	7,66	4,14	6,35	9,03	3,40	2,14	2,46	4,81	8,79	1,70	2,57	2,57
Eu	0,54	0,80	1,49	0,26	0,65	0,76	0,69	0,75	0,58	0,25	0,62	0,61	0,78	0,75
Gd	4,56	7,28	6,94	3,02	3,93	6,16	2,41	1,20	1,40	5,24	5,89	2,57	3,02	2,73
Tb	0,94	1,14	1,01	0,49	0,41	0,69	0,25	0,12	0,15	1,00	0,66	0,46	0,48	0,40
Dy	6,66	7,30	5,47	2,82	2,01	3,30	1,03	0,42	0,46	6,90	3,22	2,74	2,94	2,43
Ho	1,52	1,51	1,05	0,60	0,27	0,54	0,16	0,07	0,10	1,71	0,40	0,65	0,55	0,50
Er	4,79	3,68	3,09	1,88	0,66	1,05	0,36	0,23	0,22	4,90	0,80	1,88	1,69	1,57
Tm	0,71	0,58	0,42	0,26	0,08	0,14	0,07	0,03	0,04	0,76	0,11	0,29	0,24	0,20
Yb	4,10	3,30	2,66	1,60	0,57	0,75	0,50	0,23	0,25	4,85	0,59	1,60	1,42	1,14
Lu	0,62	0,46	0,44	0,21	0,09	0,12	0,05	0,05	0,03	0,68	0,09	0,27	0,24	0,20
K ₂ O/Na ₂ O	0,19	1,75	1,21	1,34	1,57	1,58	1,02	1,02	1,12	1,47	1,45	0,13	0,40	0,48
Sr/Y	8,66	2,35	7,39	5,38	21,95	11,82	48,91	139,91	94,38	1,28	15,54	7,29	15,98	20,88
Rb/Yb	12,37	49,45	32,67	154,88	281,05	240,40	181,60	348,70	288,80	49,61	305,25	4,06	26,27	53,95
La/Yb	4,54	16,85	25,15	29,38	163,16	165,07	98,60	218,70	197,60	7,48	193,73	2,13	11,41	17,54
Mg#	0,33	0,25	0,24	0,16	0,23	0,24	0,30	0,31	0,21	0,19	0,20	0,57	0,49	0,46
(La/Yb) _n	3,02	11,23	16,77	19,58	108,77	110,04	65,73	145,80	131,73	4,99	129,15	1,42	7,61	11,70
Eu/Eu*	0,42	0,35	0,63	0,23	0,40	0,31	0,74	1,44	0,96	0,15	0,26	0,90	0,86	0,87
A/CNK	1,06	0,98	0,96	1,06	1,07	1,04	1,06	1,08	1,05	1,11	1,04	0,64	0,71	0,80

Fonte: Elaborada pelo autor.

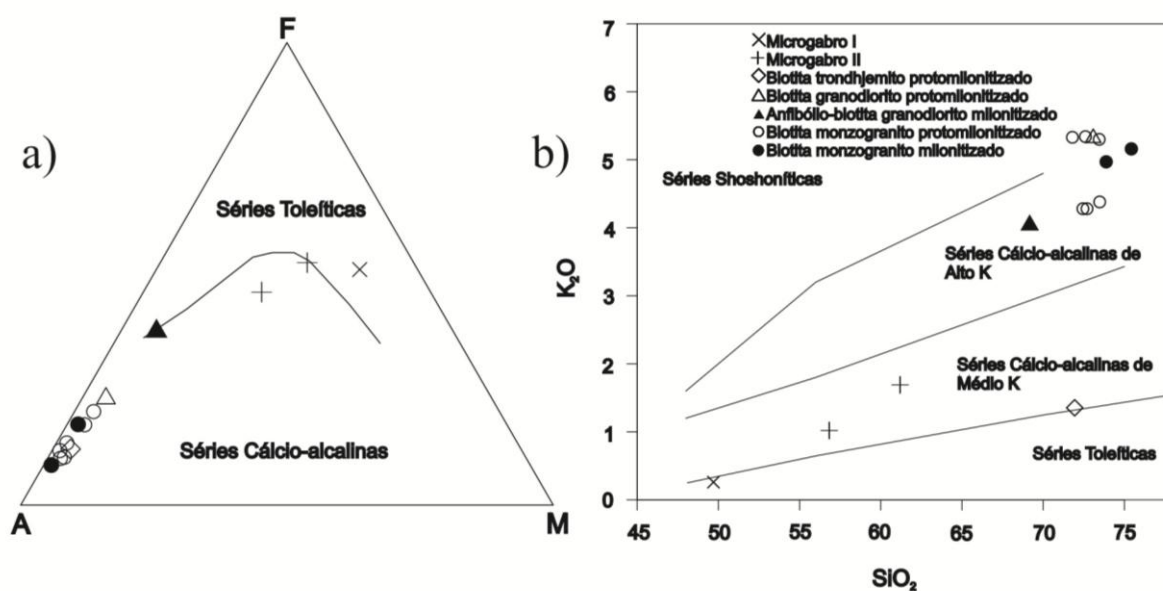
No diagrama K_2O versus SiO_2 de Peccerillo e Taylor (1976), a disposição das amostras caracteriza os granitóides como pertencentes predominantemente à série cálcio-alcálica de alto K e secundariamente à shoshonítica. Algumas amostras, como o microgabro II, plotaram no campo da série cálcio-alcálica de médio K, e a amostra Marc-47 plotou no campo das séries toleíticas (Figura 10b).

O maior conteúdo de K_2O na amostra do Biotita granodiorito protomilonitizado (Marc-10) em relação a alguns Biotita monzogranito protomilonitizado sugere que essas rochas não estão vinculadas por processos de cristalização fracionada, visto que o potássio, com o comportamento de elemento incompatível, tende a se enriquecer nas rochas mais evoluídas. O enriquecimento dessas rochas em K_2O poderia ser explicado pelos diferentes graus de interação e contaminação crustal.

Observa-se também no gráfico da figura 10b, um espalhamento no comportamento das amostras de granodiorito protomilonitizado e milonitizado, plotando nos campos da série de alto K e shoshonítica. Este comportamento pode ser justificado pelas heterogeneidades petrográficas dessas amostras. Outra questão que pode ser observada é que caso o processo gerador dessas rochas fosse a cristalização fracionada, o que se esperaria seriam baixos teores do elemento potássio aliado a um baixo teor de sílica, e isto não é observado nas rochas trondhjemíticas, pois elas apresentam baixos teores de potássio e, no entanto, altos teores de sílica.

A disposição das amostras no diagrama AFM (KUNO, 1968), aprimorado por Irvine e Baragar (1971), caracteriza os granitóides como da série cálcio-alcálica. Todos os granitóides estão dispostos em um *trend* cálcio-alcálico, podendo ser distinguidos pelo variado conteúdo de potássio. Duas amostras do microgabro II (Marc-50 e Marc-39) chegam a atingir o limite entre os campos cálcio-alcálico e toleítico, mas apenas o microgabro I (Marc-47) plota no campo da série toleítica (Figura 10a).

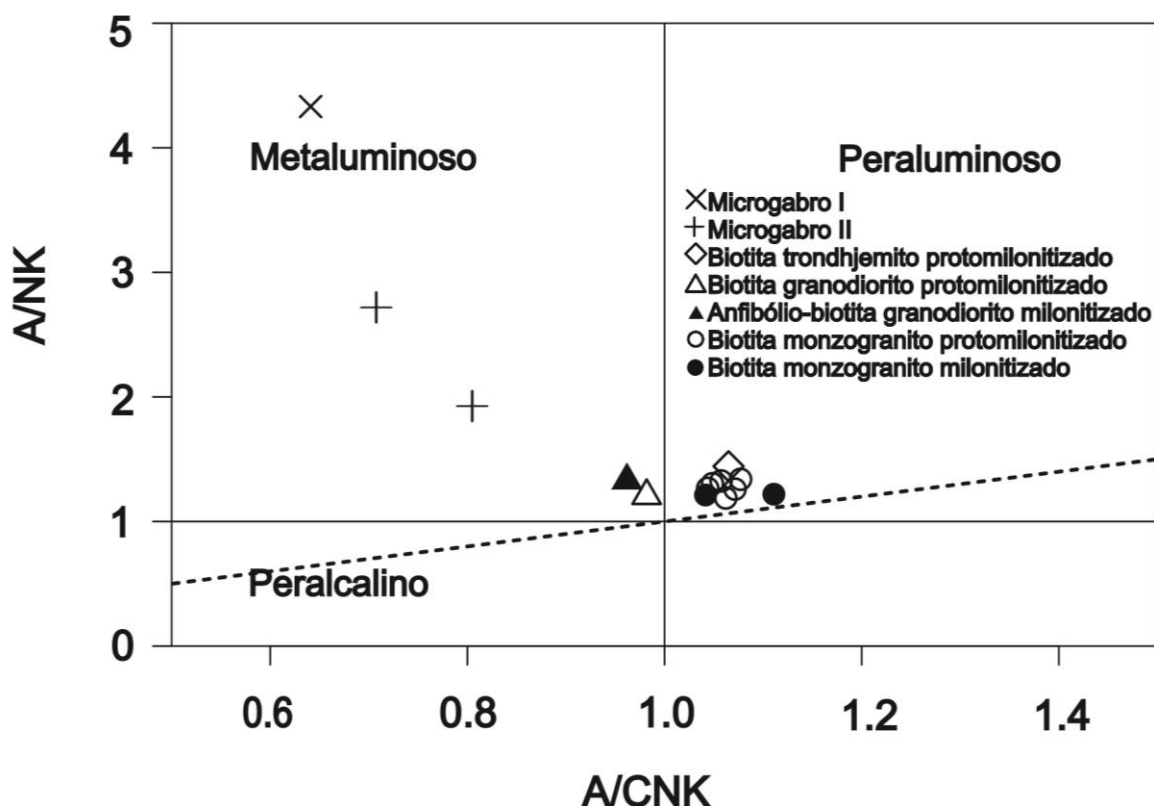
Figura 8 - a) Diagrama normativo AMF de (KUNO, 1968) e aprimorado por Irvine e Baragar (1971), caracterizando os granitóides como trends predominantemente cálcio-alcálicos e os microgabros com *trends* tanto cálcio-alcálicos como toleííticos; b) Diagrama K_2O versus SiO_2 de Peccerillo e Taylor (1976) discriminando trends cálcio-alcálicas de alto potássio como predominantes nos granitóides e subordinadamente séries shoshoníticas e o microgabro I com *trends* toleííticos.



Fonte: Elaborada pelo autor.

A análise da relação alumina *versus* cálcio-álcalis (SHAND, 1950) demonstra que os granitóides são predominantemente peraluminosos, com exceção das amostras Marc-50 e Marc-10 que plotaram no campo metaluminoso. Os microgabros, por sua vez, são inteiramente metaluminosos (Figura 11).

Figura 9 - Diagrama de Shand (1950) para avaliação das relações entre álcalis e alumina dos granitóides estudados, em que possuem caráter predominantemente peraluminoso e secundariamente metaluminoso.

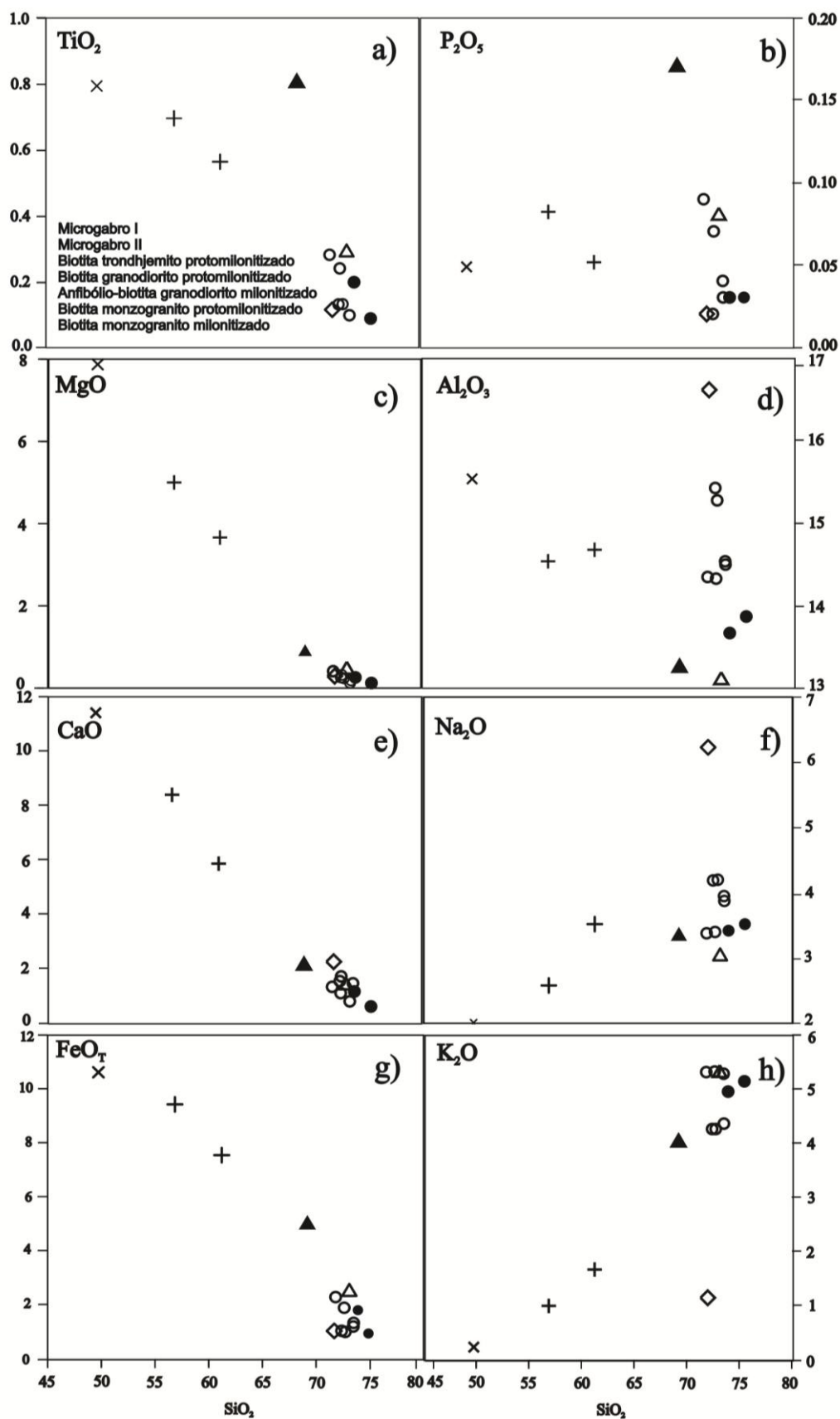


Fonte: Elaborada pelo autor.

A variação na composição química devido ao processo de fracionamento magmático é visualizada por meio de diagramas de variação. Nos diagramas binários, geralmente são selecionados para compor o eixo X, elementos que indiquem acentuadamente o fracionamento durante a diferenciação magmática (FUJIMORI, 1990).

A tendência observada para os elementos maiores dos granitóides e microgabros nos diagramas de Harker (Figura 12) é uma dispersão na maioria dos dados, não exibindo *trends* de correlação que possam indicar processos de cristalização fracionada a partir de um único magma inicial. O que se observa é um espalhamento vertical das amostras mesmo num intervalo restrito do conteúdo de SiO₂. Apesar disso, observa-se com o aumento progressivo do teor de SiO₂ um decréscimo regular nos teores de TiO₂, MgO, FeO, CaO, Al₂O₃ e P₂O₅. Com relação ao K₂O os teores mostram uma correlação positiva.

Figura 10 - Diagramas com variação dos elementos maiores em relação à sílica dos granitóides e microgabros da região de Vila Tancredo.



Fonte: Elaborada pelo autor.

5.2 Elementos Traço

Os granitóides estudados exibem teores elevados variáveis de elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), como Rb, Sr e principalmente Ba, o qual apresenta valores relativamente altos de até 2.798 ppm. Os teores dos elementos de alto potencial iônico (HFSE) como Nd, Zr, Y, Th, U e Pb são moderados a baixos.

Os diagramas binários de elementos traço *versus* SiO₂ para os granitóides (Figura 13) exibem comportamento muito irregular dos principais elementos traços. Neles, há um amplo espalhamento das rochas em um mesmo intervalo de variação da sílica, além da inexistência de *trends* de correlação que possam sugerir processos de cristalização fracionada a partir de um único magma inicial homogêneo.

O elemento Rb exibe teores variando de 50,7 a 247,8 nos granitóides, e apresenta um comportamento caracterizado por uma distribuição pouco regular, com grande dispersão dos dados (Figura 13c). De acordo com Gill (2010), o elemento Rb possui comportamento relativamente móvel frente a graus moderados de alteração e metamorfismo. Pelas análises da tendência geral das rochas, o fato delas estarem em sua grande maioria milonitizadas pode ser uma justificativa para mudança no teor original de Rb. A remobilização destes elementos é atribuída à circulação de fluidos metamórficos (YARDLEY, 1989), o que pode ser possivelmente a explicação para variações tão extremas para amostras com o mesmo teor de SiO₂. Nas rochas máficas os teores são relativamente menores, variando de 6,5 a 61,5.

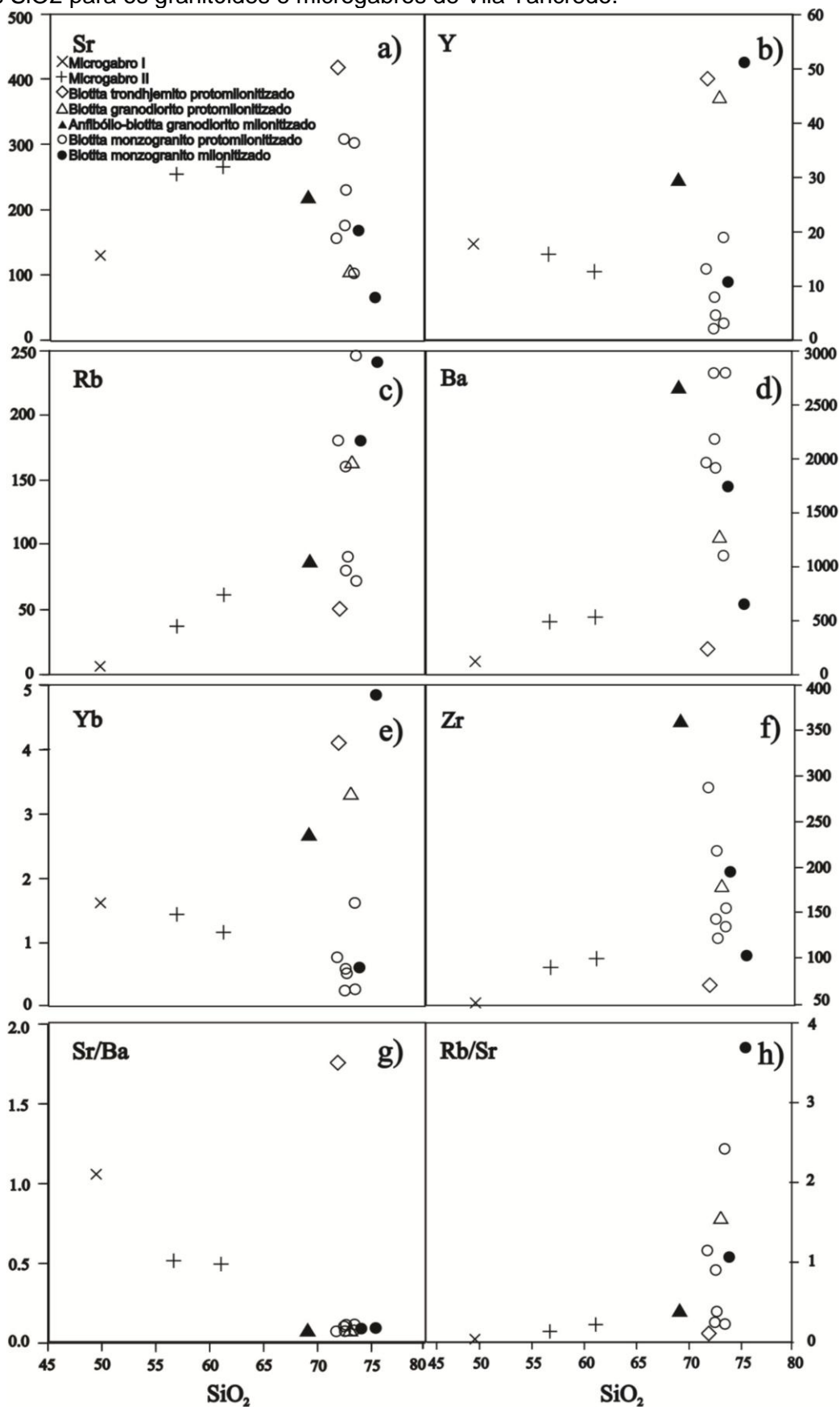
Os teores de Ba são em geral mais elevados, e mostram uma distribuição pouco regular. Mesmo para amostras com a mesma composição, há uma grande variação nos teores de Ba (Figura 13d).

Os teores de Sr são moderados e, no geral, apresentam grande dispersão de valores (Figura 13a). Os valores de Zr são mais elevados para os Anfibólio-biotita granodioritos milonitizados, com valores de 359,90, para os Biotita monzogranitos protomilonitizados apresenta teores médios de 177,75 e para os milonitos esse valor é de 150,15. Já o Biotita trondhjemitó protomilonitizado apresentou valores de 72,1 de Zr.

De um modo geral, os elementos Rb e Ba apresentam correlação positiva. O Sr apresenta correlação negativa, comportando-se, provavelmente, como um

elemento compatível, e podendo ser indicativo de fracionamento de plagioclásio e/ou biotita (WILSON, 2007). A relação Sr/Ba exibe um espalhamento nos dados. No entanto, ela permanece constante em uma relação com o aumento do teor de sílica para os granodioritos protomilonitizados e milonitizados e monzogranitos protomilonitizados e milonitizados. A relação Rb/Sr, assim como os elementos Y e Yb, exibe correlação positiva com a sílica (Figura 13 h,b,e).

Figura 11 - Diagramas de variação de Sr, Y, Rb, Ba, Yb, Zr (ppm) e as razões Sr/Ba e Rb/Sr versus SiO₂ para os granitóides e microgabros de Vila Tancredo.



Fonte: Elaborada pelo autor.

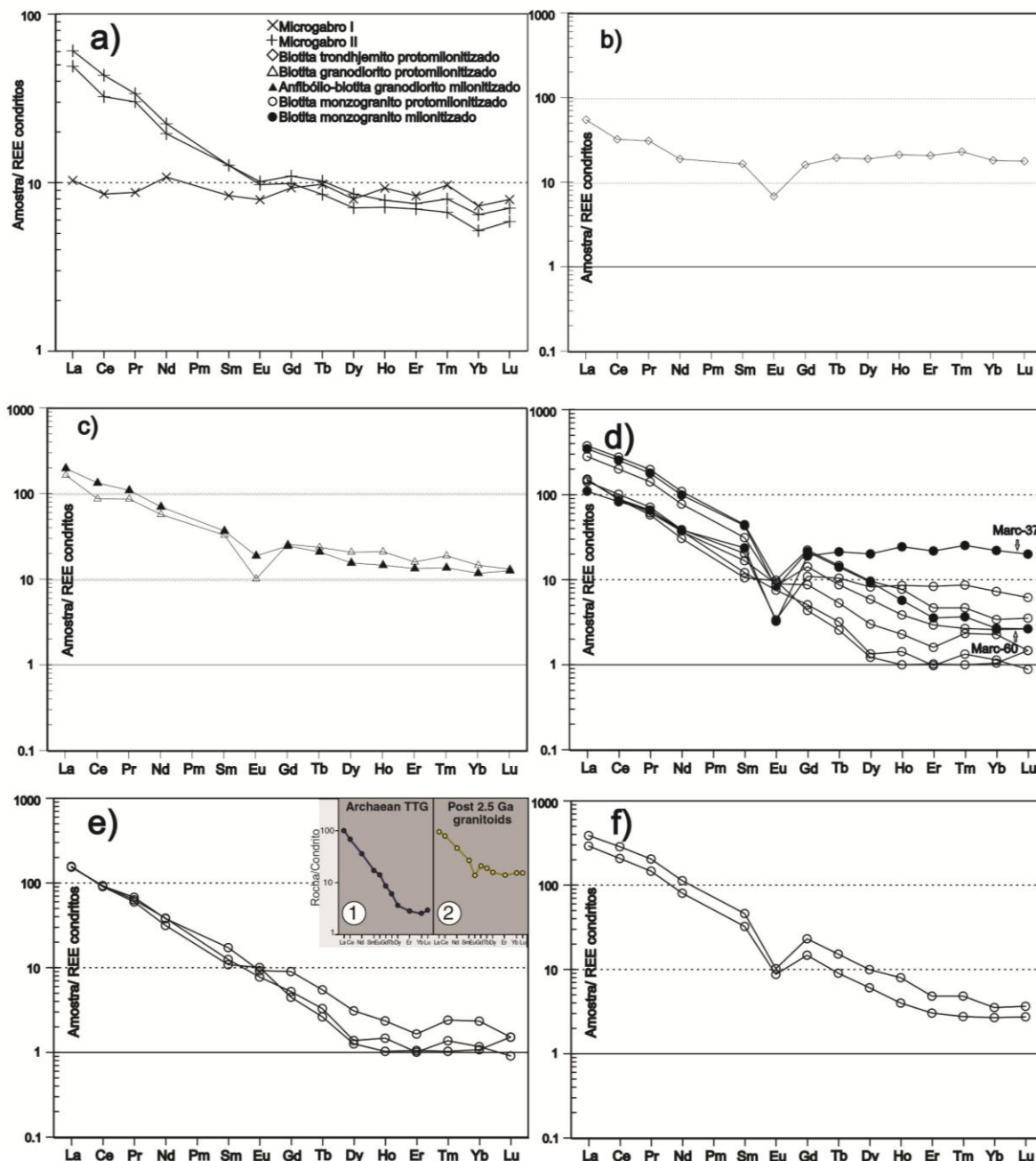
5.3 Elementos Terras Raras

Os valores dos elementos terras raras (ETR em ppm), bem como as principais razões desses elementos em grupo de rochas, são apresentados na Tabela 1. Os resultados analíticos de ETR foram normalizados pelos valores dos condritos (NAKAMURA, 1974).

Os granitóides definem padrões similares, caracterizados pelo enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). Isto pode ser visualizado no fracionamento forte a moderado dos elementos terras raras leves, com razões $(La/Yb)_N$ variando de 3,02 a 145,80. Os menores valores estão nas amostras Marc-36 e Marc-37, que são de 3,02 e 4,99, respectivamente. Para os microgabros, as amostras Marc-35 e Marc-39 exibem um enriquecimento relativo em ETRL, com razões $(La/Yb)_N$ de 7,61 a 11,70. A amostra Marc-47, por sua vez, não exhibe um fracionamento acentuado, e possui baixas razões $(La/Yb)_N$ de 1,42. Estas altas razões sugerem uma participação crustal no processo de formação dos magmas ácidos (GILL, 2010).

Grande parte dos granitóides apresenta anomalias moderadas a fracamente negativas de Eu, sugerindo a segregação e concentração localizada de plagioclásio (GILL, 2010). Por outro lado, no conjunto das amostras Marc-52, Marc-53, Marc-54, as anomalias de Eu são relativamente ausentes e o padrão de ETR se assemelha aos TTGs arqueanos, como mostra na Figura 14e.

Figura 12 - Abundância dos ETR dos granitóides e gabros: a) microgabros I e II; b) Biotita trondhjemito protomilonitizado; c) Biotita granodiorito protomilonitizado e Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado; d) Biotita monzogranito protomilonitizado e milonitizado; e) comparação entre as amostras Marc-52, Marc-53 e Marc-54 com o padrão de ETR de rochas do Arqueano; f) Padrão ETR das amostras Marc-42 e Marc-43. As amostras foram normalizadas segundo o padrão do condrito de Nakamura (1974).



Fonte: Elaborada pelo autor.

5.4 Diagrama de Multielementos

O padrão dos elementos traço, normalizados segundo o manto primitivo de Sun e McDonough (1989), encontra similaridade em algumas amostras, como os Biotita monzogranito protomilonitizados (Figura 15e, f) e o piroxênio microgabro II (Figura 15a). No entanto, percebe-se que alguns grupos de rochas apresentam padrões distintos (Figura 15 c, d).

De modo geral, os granitóides exibem um relativo enriquecimento em LILE com relação aos ETRP, e mostram um padrão de declive do perfil, sugerindo um elevado grau de assimilação crustal (FEELEY; DAVIDSON, 1994⁴ apud GILL, 2010). As principais diferenças residem nos teores relativamente elevados de elementos como Rb, Ba, Th e K e nas anomalias fracas a fortemente negativas de Nb e Ti, Sr e P.

As anomalias de Ti e P podem estar relacionadas à cristalização de minerais acessórios como apatita e óxidos de Fe-Ti. A relação Rb/Yb aumentam em direção as rochas mais ácidas, exibindo um padrão mais íngreme nos aranhogramas. Este comportamento é típico de magmas gerados em zonas de subducção (GILL, 2010). De acordo com Gill (2010), magmas gerados em zonas de subducção exibem proeminentes anomalias negativas para elementos como nióbio (Nb), fósforo (P) e titânio (Ti).

As amostras Marc-52, Marc-53 e Marc-54 são classificadas como Biotita monzogranito protomilonitizados. Elas são enriquecidos em Rb, Ba, Th e K e fortemente empobrecidos em ETRP. Apresentam anomalias fortemente negativas de Nb, P e Ti, e positivas de Gd, não apresentando significativa anomalia de Sr. Essa ausência de significativas anomalias de Sr associada à ausência de anomalias de Eu, bem como anomalias de Nb-Ta e Ti, são características de rochas arqueanas, o que difere da crosta continental moderna que apresenta anomalias negativas de Eu, Nb-Ta, Sr e Ti (MARTIN, 1986⁵ apud MOYEN; MARTIN, 2012).

⁴ FEELEY, T. C.; DAVIDSON, J. P. Petrology of calc - alkaline lavas at Volcan Ollagü e and the origin of compositional diversity at central Andean stratovolcanoes. *Journal of Petrology*, v. **35**, p. 1295-1340, 1994.

⁵ MARTIN, H. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, v.14, p. 753-756, 1986.

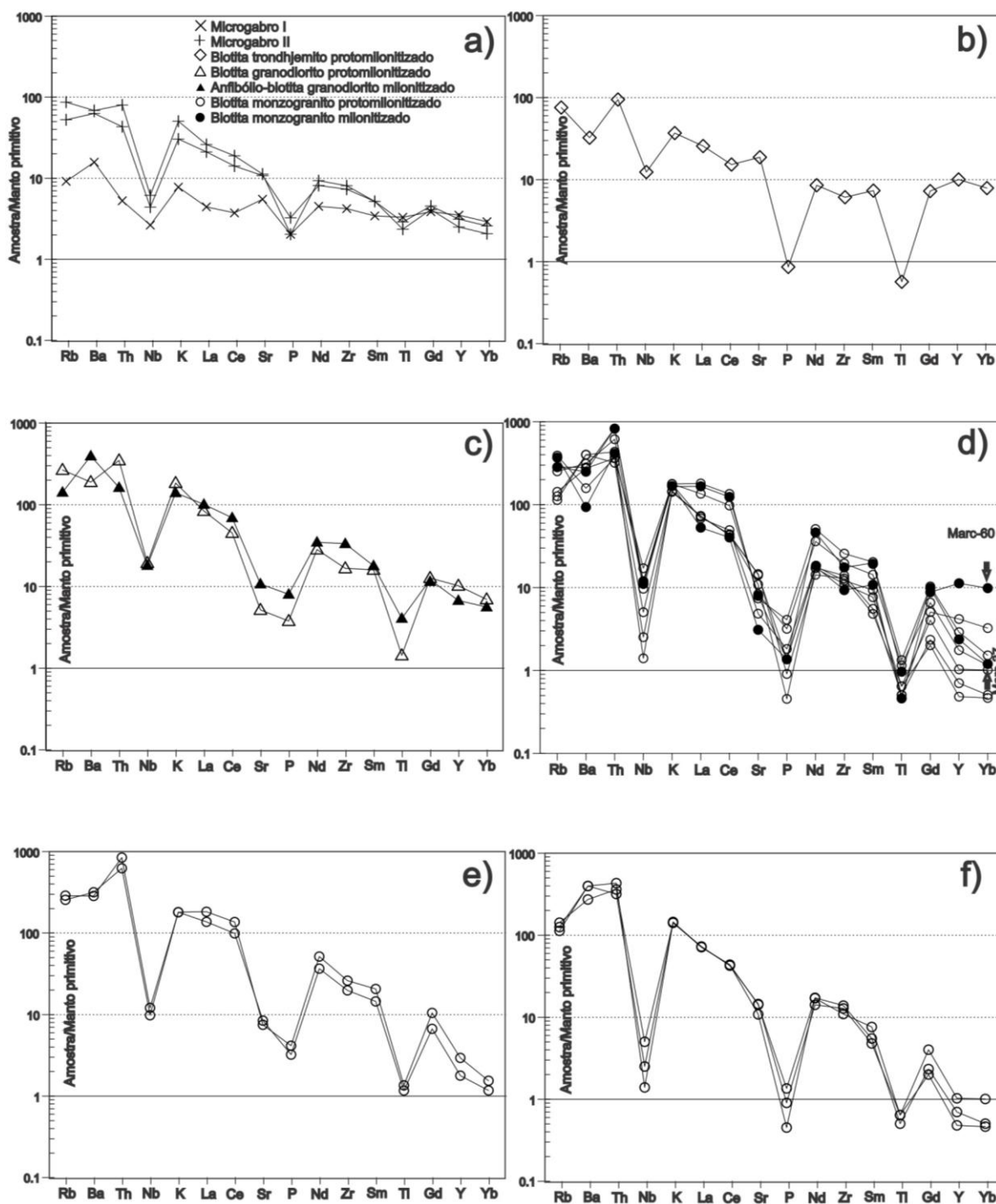
A ausência de anomalias de Eu e Sr associada a um baixo teor de ETRP são interpretados como a possível presença de granada e anfibólio e ausência de plagioclásio na rocha fonte (CHAMPION; SMITHIES, 2003⁶ apud MOYEN; MARTIN, 2012). Em contraste, as amostras com picos negativos de Th e Rb combinados com Nb-Ta podem sugerir contaminação do magma por crosta continental (WILSON, 2007). Adicionalmente, anomalias de Nb podem estar relacionadas a magmas derivados de subducção, associados à fusão da cunha do manto (GILL, 2010).

O Biotita trondhjemitizado protomilonitizado exibem anomalia fracamente negativa de Nb. Já para os elementos P e Ti, as anomalias são moderadamente negativas. Eles não mostram forte enriquecimento em ETRL quando comparados aos outros granitóides.

Os microgabros I e II exibem comportamento distinto, com picos moderadamente negativos de Nb, P e fracamente negativos de Ti no microgabro II, e com anomalias positivas de Ba e fraca de Nb e P para o microgabro I.

⁶ CHAMPION, D.C.; SMITHIES, R.H. Archaean granites. In: BLEVIN, P.; JONES, M., CHAPPELL, B. Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium. Geoscience Australia, p. 19–24, 2003.

Figura 13- Padrão do diagrama de multielementos normalizados de acordo com o manto primitivo de Sun e McDonough (1989): a) Padrão das amostras microgabros I e II; b) Biotita trondhjemito protomilonitizado; c) Biotita granodiorito protomilonitizado e Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado; d) Biotita monzogranito protomilonitizado e milonitizado; e) padrão de multielementos das amostras Marc-42 e Marc-43; f) padrão de multielementos das amostras Marc-52, Marc-53 e Marc-54.

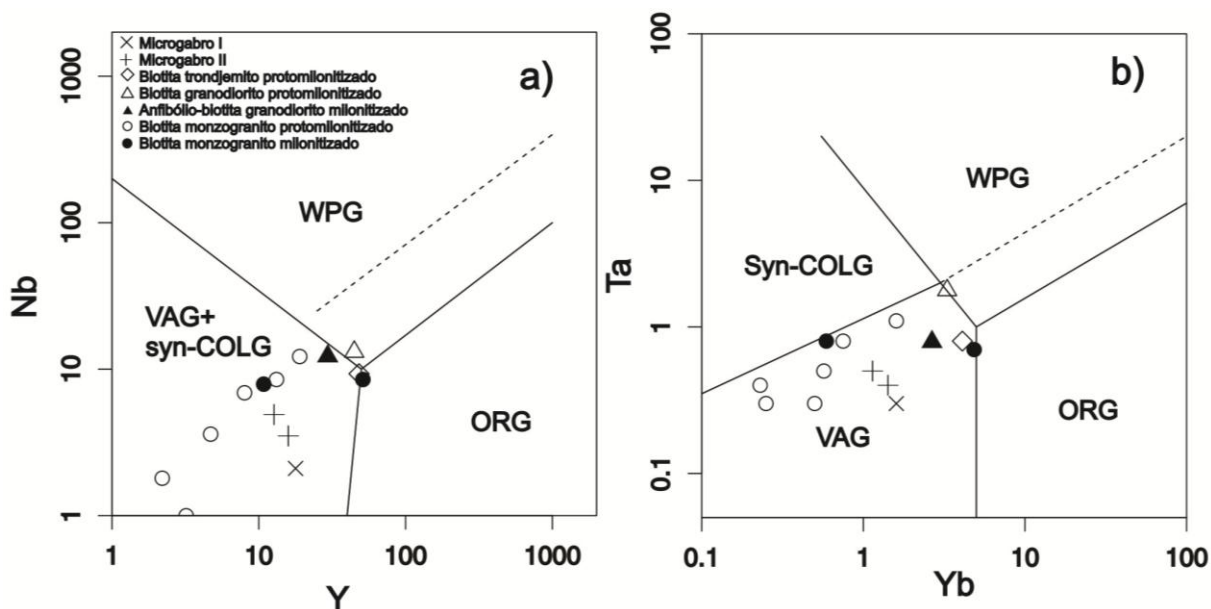


Fonte: Elaborada pelo autor.

5.5 Afinidade Tectônica

Para a determinação da afinidade tectono-magmática dos granitóides e gabros, foram utilizados os diagramas de Pearce, Harris e Tindle (1984). A representação dos dados nos diagramas Nb *versus* Y e Ta *versus* Yb plotam predominantemente no campo dos granitos de arco vulcânico, com exceção da amostra Marc-10 (Biotita trondhjemito protomilonitizado), que cai no campo dos granitos intraplaca (Figura 16a, b).

Figura 14 - Disposição dos granitóides e microgabros nos diagramas Nb x Y (a) e Ta x Yb (b) de Pearce et al. (1984), com a subdivisão dos campos dos granitos intra-placa (WPG), arco vulcânico (VAG), sin-colisionais (SYN-COLG) e cadeias Oceânicas (ORG).



Fonte: Elaborada pelo autor.

6 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA PRELIMINAR

Neste tópico são apresentados os dados isotópicos de Nd e Pb agora obtidos para 6 granitóides estudados. Embora seja uma discussão muito superficial, esses resultados permitem o estabelecimento de algumas considerações a respeito da evolução crustal e do papel do metamorfismo nessas rochas. É digno de nota informar que os dados de Sr estão disponíveis, mas não foram discutidos e apresentados neste trabalho. Apesar de não haver idade de cristalização para essas rochas, foi assumida a idade de 2850 Ma, definida por Fernandes et al. (2011) para a região.

A razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ mostra variação entre 0,107 e 0,112 para os granodioritos; e entre 0,077 e 0,120 para os monzogranitos, sugerindo heterogeneidade de fontes para esses dois conjuntos. Diferenças também são observadas para os conteúdos de Sm (6,84 – 7,66 ppm) e Nd (37,00 – 45,40 ppm) para os granodioritos; e Sm (3,40 – 9,03 ppm) e Nd (23,20 – 68,80 ppm) para os monzogranitos, refletindo maior variabilidade neste último grupo em função de provável contribuição crustal na sua gênese. Os valores de $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ para os granodioritos (-0,42 a -0,45) e monzogranitos (-0,38 a -0,60) sugerem que não houve fracionamento significativo de Sm e Nd durante a formação dessas rochas. Os valores de ϵNd variam de -0,79 a -2,88 para os granodioritos; e -2,64 a -5,74 para os monzogranitos, sugerindo fonte mantélica com contribuição de componente crustal. As idades modelo calculadas variam entre 3,10 e 3,25 Ga para os granodioritos; e entre 3,15 e 3,37 Ga para os monzogranitos, valores ligeiramente superiores aqueles obtidos para rochas arqueanas a leste de São Félix do Xingu e para o vulcano-plutonismo das formações Sobreiro e Santa Rosa (FERNANDES et al., 2011). Os dados isotópicos de Nd para os granitóides estudados são apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2 - Dados isotópicos de Nd para os granitóides estudados.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f(\text{Sm}/\text{Nd})$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}^{\text{Ga}}$	Idade (Ma) *
Biotita granodiorito protomilonitizado									
Marc-10	6,84	37,00	0,11289	0,511021	-0,426	-31,5	-0,79	3,10	2850
Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado									
Marc-50	7,66	45,40	0,10707	0,510805	-0,456	-35,8	-2,88	3,25	2850
Biotita monzogranito protomilonitizado									
Marc-43	9,03	68,80	0,07724	0,510256	-0,607	-46,5	-2,64	3,15	2850
Marc-52	3,40	23,20	0,08600	0,510263	-0,563	-46,3	-5,74	3,37	2850
Biotita monzogranito milonitizado									
Marc-60	8,79	62,50	0,08195	0,510295	-0,583	-45,7	-3,62	3,22	2850
Marc-37	4,81	24,20	0,12088	0,511036	-0,386	-31,3	-3,45	3,36	2850

*Idade de cristalização inferida.

Fonte: Elaborada pelo autor.

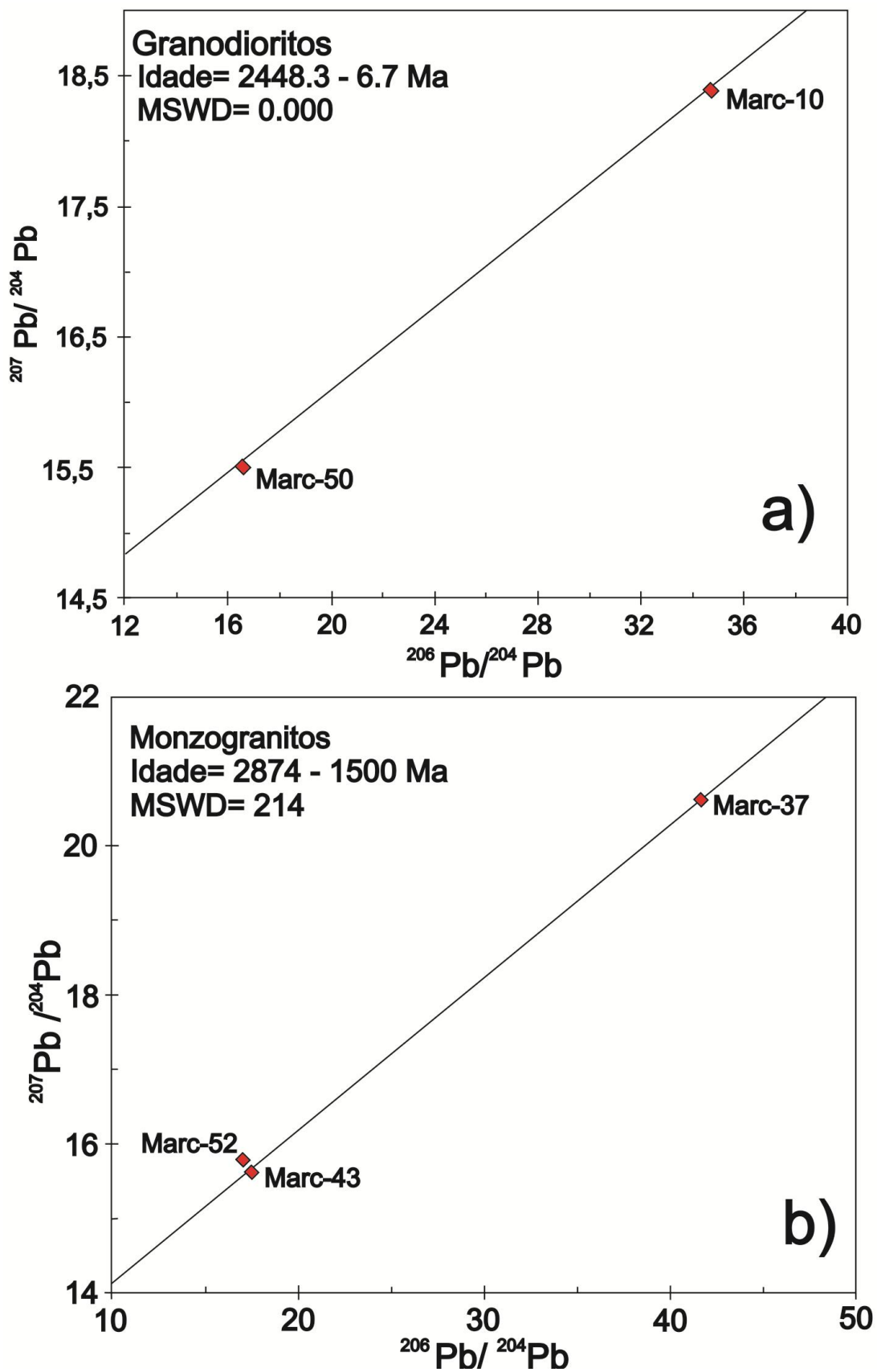
Os dados isotópicos de Pb revelam-se fortemente radiogênicos (Tabela 3). As amostras de protomilonito e milonito de granodiorito quando plotadas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 17a), fornecem idade 2448 ± 6 Ma (2σ). As amostras de Biotita monzogranito protomilonitizado e milonitizado se alinham segundo uma reta que fornece uma idade isocrônica 2874 ± 1500 Ma (2σ), no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 17b), porém de confiabilidade muito duvidosa em função de ser baseada em apenas três amostras. Embora essas idades devam ser calculadas com, pelo menos, quatro amostras em cada grupo, esses resultados mostram que o cronômetro de Pb-Pb foi aberto, provavelmente indicando que essa idade de ~ 2450 Ma representa a época de metamorfismo para esses granitóides, idade esta registrada na Província Mineral de Carajás.

Tabela 3 - Dados isotópicos de Pb para os granitóides estudados

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
Biotita granodiorito protomilonitizado						
Marc-10	34,681	0,023	18,393	0,013	48,297	0,033
Anfibólio-biotita granodiorito milonitizado						
Marc-50	16,544	0,008	15,504	0,008	39,656	0,023
Biotita monzogranito protomilonitizado						
Marc-52	16,969	0,046	15,780	0,043	38,996	0,107
Marc-43	17,455	0,010	15,622	0,009	54,695	0,031
Biotita monzogranito milonitizado						
Marc-60	19,461	0,009	16,034	0,007	53,341	0,029
Marc-37	41,618	0,160	20,626	0,078	40,406	0,154

Fonte: elaborada pelo autor.

Figura 15 - Diagramas isocrônicos de Pb para os granitóides estudados.



Fonte: elaborada pelo autor.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados de campo e petrográficos permitiram o reconhecimento na região de Vila Tancredo dos litotipos: Biotita trondhjemito protomilonitizado; granodioritos protomilonitizados e milonitizados; monzogranitos protomilonitizados e milonitizados, além de microgabros. Apesar de haver necessidade de novos mapeamentos geológicos mais sistemáticos e intensos na região, pode-se concluir que ela contém um conjunto de rochas metamórficas e ígneas deformadas que guardam similaridades com aquelas ocorrentes mais a leste, nas regiões de Xinguara, Ourilândia do Norte e Tucumã (FEIO et al., 2012).

Quimicamente as rochas granitóides variam de cálcio-alcálica de médio a alto K, com algumas representantes da série shoshonítica, provavelmente vinculada à remobilização de álcalis durante o metamorfismo. Possui caráter predominantemente peraluminoso a fracamente metaluminoso. O desenvolvimento de distintas tendências nos diagramas de Harker, bem como distintos padrões nos diagramas de multielementos sugerem que os grupos de granodiorito e monzogranitos representem unidades petrológicas distintas, podendo indicar fontes mantélicas distintas e variáveis graus de contaminação crustal. No geral, mostram similaridades geoquímicas com rochas arqueanas (MOYEN; MARTIN, 2012). Por sua vez, as rochas máficas posicionam-se na transição entre os campos cálcio-alcálico e toleítico e revelam composição exclusivamente metaluminosa, mostrando que são necessários mais estudos para a completa definição da sua relação com os granitóides ou com o vulcanismo paleoproterozóico cálcio-alcálico da Formação Sobreiro.

Os dados isotópicos mostram que os granitóides arqueanos da região de Vila Tancredo possuem complexa história de evolução, provavelmente iniciada com a construção de arcos magmáticos em aproximadamente 2,85 Ga, e posterior assimilação de crosta continental mais antiga, o que explicaria os valores negativos de ϵNd . O metamorfismo evidenciado pelas observações de campo e petrográficas pode estar indicado pelos dados isotópicos de Pb.

Paralelamente, as idades modelo reveladas por essas rochas arqueanas, variáveis entre 3,10 e 3,36 Ga, fornece subsídios para a petrogênese e metalogênese da Formação Sobreiro, que tem idade modelo variável entre 2,49 e

3,11 Ga. Isso demonstra, a princípio, que não há crosta arqueana na região com idade modelo que possa ter gerado esta última unidade por fusão parcial. Assim, as idades muito variáveis para a Formação Sobreiro podem significar mistura em diferentes proporções de material mantélico paleoproterozóico com crosta arqueana de até 3,36 Ga, fortalecendo as observações de Fernandes et al. (2011).

REFERÊNCIAS

- ABREU F.A.M.; RAMOS C.R. Estanho do Sul do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28., 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974. V. 5, p. 11-23
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, p. 1-29, abr. 1981.
- AMARAL, G. *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica*. 1974. 212 f. Tese (Livre Docência) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J. M.; CORREIA JR, F.C.C.; MACAMBIRA, E.M.B. O magmatismo Arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás: novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 4, p. 453-460, 1999.
- BARKER, F. Trondjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: BACKER, F. (Ed.). *Trondjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1979. p. 1-12.
- BEST, M.G. *Igneous and Metamorphic Petrology*. [S.l.]: Ed. Blackwell Science, 2003. 758p.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S; KAWASHITA, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., 1979, Arica, Chile. Actas, Chile: 1979. v. 4, p. 137-148.
- COSTA, J.B.S.; ARAUJO, O. J.B.; SANTOS, A.; JOAO, X.S.J.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, (Série Ciências da Terra)*. v. 7, p. 199-235, 1995.
- CPRM/DNPM. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Estado do Pará. Folha SB-22-Y-B. 1997. 344p. Brasília. 1997.
- DEBON, F.; LE FORT, P. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie*, v. 111, p. 493-510, 1988.
- DEPAOLO, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. V.291. p. 193-166. May. 1981
- DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. Anexo aos anais... Belém: CVRD/SBG, 1988. p. 11-59.
- FEIO, G.R.L.; DALL' AGNOL, R.; DANTAS, E.L.; MACAMBIRA, M.J.B.; SANTOS, J.O.S.; ALTHOFF, F.J.; SOARES, J.E.B. Archean granitoid magmatism in the Cannã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brasil. *Precambrian Research*, v.227, p. 157-185, abril. 2012.
- FERNANDES, C.M.D., Estratigrafia e petrogênese das seqüências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. 2009. Ph.D. Thesis, São Paulo University, Brazil (in Portuguese). 2009.
- FERNANDES, C.M.D.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L.V.S.; LAGLER, B.; ECHEVERRI MISAS, C.M. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-

plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages?. *J. S. Am. Earth Sciences*, v.32(4), p. 351-368, Dezembro. 2011.

FERNANDES, C.M.D., JULIANI, C., MOURA, C.A.V., LAGLER, B., Paleoproterozoic bimodal volcanism of the São Félix do Xingu region, south Pará state, Amazonian Craton, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 33rd Oslo, Abstracts. 2008.

FERRARI, L.; LOPEZ-MARTINEZ, M.; AGUIRRE-DIAZ, G.; CARRASCO-NUNEZ, G., Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, v. 27, n. 4, p. 303-306, 1999.

FUJIMORI, S., *Composição química de rochas e suas aplicações*. Universidade Federal da Bahia – UFBA. Salvador. 1990.

GILL, R. *Igneous rocks and process: a practical guide*. University of London, Wiley-Blackwell, 2010. 472p.

HASUI, Y.; HARALY, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Manaus. *Anais*, SBG-NO, p.129-148. 1984.

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548. 1971.

JESUS, A.J.C. Geologia e Petrografia do embasamento arqueano na região de Vila Tancredo, N de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. 2012. 63 pp. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Marabá, 2012.

JESUS, A.J.C.; FERNANDES, C.M.D.; CRUZ, R. S.; NASCIMENTO, T. S.; JULIANI, C.; MISAS, C. M. E.; LAGLER, B. Geologia e potencial metalogenético das rochas Arqueanas da região de vila Tancredo, norte de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. Universidade Federal do Pará, Marabá, 2013.

JULIANI, C.; FERNANDES, C.M.D. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 191(3-4), p. 167–179, Janeiro. 2010.

KAY, S.M.; GODOY, E.; KURTZ, A., Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117(1-2): 67–88. 2005.

KUNO H., Differentiation of basalt magmas. In: Hess H.H. and Poldervaart A. (eds.), *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, Interscience, New York. Vol. 2.1968.

LAGLER, B. Estudo do vulcano-plutonismo paleoproterozóico e da metalogênese na região de São Félix do Xingu, porção sul do Cráton Amazônico. 2011. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

- LEITE, A.A.S. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. 2001. 130p Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. Doctoral Thesis. Programa de Pós- Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA,. (in Portuguese). Belém, 2001.
- MACAMBIRA, E.M.B.; FERREIRA-FILHO, C.F. Fracionamento magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; COSTA, L. T. R. (Orgs.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG, Núcleo Norte, 2002, v. 3, p. 105-114.
- MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil , São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B . 1997. CPRM, Estado do Pará, 1997.
- MEDEIROS, H., Petrologia da porção leste do maciço granodiorítico Rio Maria, Sudeste do Pará. 1987. 166p. M.Sc. Thesis. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA. 1987.
- MEDEIROS, H., DALL'AGNOL, R., Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. Anais de Congresso Brasileiro de Geologia. SBG. 1988. v 3, p.1488–1499.
- MONTALVÃO, R.M.G., BEZERRA, P.E.L., ISSLER, R.S., DALL'AGNOL, R., LIMA, M.I.C., FERNANDES, C.A.C., SILVA, C.G., Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: B.D.N.D.P.M.P. (Ed.), Projeto RADAMBRASIL, Geologia (in Portuguese) 1975. Rio de Janeiro. 1975.
- MOYEN, J. F.; MARTIN, H. Forty years of TTG research. *Lithos*. v. 148. p. 312–336. 2012.
- NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim.* 1974.
- O'CONNOR, J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: US GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER B525. USGS, 1965. 79–84.
- OLIVEIRA, M.A.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F.J. Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e comparações com as demais ocorrências no terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-Pará. *Revista Brasileira de Geociências* 36 (2), 313–326. 2006.
- OTANI, T.; KOBAYASHI, T.; PROENÇA, R. A.; JULIANI, C. Quarteamento manual - Padrão de Operação. n. 5. 1986.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks . *Journal of Petrology* 25 , 956 – 983. 1984.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R., Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81. 1976.
- PESSOA, M.R.; ANDRADE, A.F.; NASCIMENTO, J.O.; SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R.; LOPES, R.D.; PRAZERES, W.V., Projeto Jamanxim DNPM/CPRM, 1977. Manaus (in Portuguese). 1977.

- PRESS, F.; SIEVER R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T.H. 2006. Para Entender a Terra. Tradução Rualdo Menegat, 4 ed. – Porto Alegre: bookman, 656 p.: il.
- ROLLINSON, H. Using geochemical data: evaluation, presentation, Interpretation. Zimbabwe, 1ª ed. Pearson Education Asia, 1993. 355p.
- SACKS, I.S., The subduction of young lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88(B4): 3355-3366. 1983.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Res.*, 3(4): 453–488. 2000.
- SHAND, S.J. Eruptive rocks. Murby, London, 1950.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. *Geologia. Folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22.- Tocantins*. DNPM/RADAM. v.4, p.1-72, 1974.
- SOUZA, Z.S. Geologia e petrogênese do “Greenstone Belt” Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-“greenstone” de Rio Maria, SE do Pará. 1994. 624p. Doctoral Thesis. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, (in Portuguese), 1994.
- STRECKEISEN, A.L. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, v. 12, p. 1-35, 1976.
- SUN, S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes . In: SAUNDERS , A.D.; NORRY, M.J. *Magmatism in the ocean basins* : Geological Society of London Special Publication v. 42, p. 313 – 345, 1989.
- TASSINARI C.C.G. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 1996. 139 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C. MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G. et al. (Ed.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31. International Geological Congress, 2000. p. 41-95.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (EDS). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-486.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B., Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174–182. 1999.
- TEIXEIRA, N.P.; BETTENCOURT, J.S.; DALL’AGNOL, R.; MOURA, C.A.V.; FERNANDES, C.M.D.; PINHO, S.C.C. Geoquímica dos Granitos Paleoproterozóicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, v.35, p. 217-226, Junho, 2005.
- TEIXEIRA, N.P.; BETTENCOURT, J.S.; MOURA, C.A.V.; DALL’AGNOL, R.; MACAMBIRA, E.M.B. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized

granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, v. 119, p. 257-275, Maio. 2002.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v. 42, n. 3-4, p. 213-227, 1989.

VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. Programa Geologia do Brasil (PGB). Integração e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008.

WILSON, M. Igneous petrogenesis - a global tectonic approach. UnwIn Hyman Ltd, London, 2007, 350p.

YARDLEY, B.W.D. Introdução à petrologia metamórfica. 1ª.ed. Universidade de Brasília. 1989. p. 206-209.