



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia e Recursos Naturais



Trabalho de Conclusão de Curso

Graduação em Geologia

***O DOMÍNIO DE TRANSIÇÃO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: CONTEXTO
GEOLÓGICO E LITOQUÍMICA DAS UNIDADES HOSPEDEIRAS DE MINERALIZAÇÕES
CUPRO-AURÍFERAS***

Marco Antonio Delinardo da Silva

Orientadora: Prof^ª Dr^ª Lena Virgínia Soares Monteiro

Campinas

Dezembro de 2011



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia e Recursos Naturais



Trabalho de Conclusão de Curso

Graduação em Geologia

***O DOMÍNIO DE TRANSIÇÃO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: CONTEXTO
GEOLÓGICO E LITOQUÍMICA DAS UNIDADES HOSPEDEIRAS DE MINERALIZAÇÕES
CUPRO-AURÍFERAS***

Marco Antonio Delinardo da Silva

Orientadora: Prof^ª Dr^ª Lena Virgínia Soares Monteiro

*Trabalho de conclusão de curso apresentado no
dia 13 de dezembro de 2011 para obtenção do
título de bacharel em Geologia pelo Instituto de
Geociências de UNICAMP*

Examinadores:

Ticiano José Saraiva dos Sa

Ricardo Perobelli Borba

“Desistir nunca, retroceder jamás” Che Guevara

AGRADECIMENTOS

Agradeço com toda a propriedade minha mãe, a senhora Shirley Aparecida Delinardo, que com todas suas forças sempre fez tudo o que pode para que seus dois filhos tivessem boas oportunidades e alcançassem seus objetivos, como estudar na Universidade Estadual de Campinas, por exemplo.

Devo muita gratidão a minha queridíssima orientadora Lena Virgínia Soares Monteiro por ter me suportado durante esse ano e meio sempre me dando força para continuar, sempre acreditando que eu poderia fazer mais. Também Agradeço minha “co-orientadora” Carolina Moreto por ter me ajudado muito.

Aproveito para lembrar também do meu primeiro orientador de iniciação científica o digníssimo Professor Bernadino Ribeiro de Figueiredo que além de excelente tutor é um grande amigo. Agradeço também a todo o corpo docente do Instituto de Geociências, Ticiano, Roberto Xavier, Elson Paiva, Wanilson, Giorgio, Silvia Figueiroa, Adriana Bernardes todos que contribuíram muito para minha formação.

Aos meus colegas de turma, O grande Bill, Buneco, Cebola, Tio, Giseli, Isadora, Grace, os Guilhermes, Mauricio, Figuinha, Nina, Alinão, Dani, Luanão, Mari enfim a toda a galera que sempre esteve por perto quando eu precisei. Em especial a galera que mora comigo meus grandes amigos também, Daniel Francisco Martins, Johann Lambert e até o Gediel que apesar de tudo é um cara bacana. A minha grandessíssima amiga Camila Augusto dos Santos e a todos os amigos da USP e da UNESP.

Agradeço muito também a todos os funcionários do IG, o Grande Senhor Annibal, a Jo, a Dona Raimunda, Zezé, o Guerreiro, a Cassia, A Erica, todas as pessoas que fazem parte do nosso dia a dia.

E para finalizar agradeço de todo o coração a Bianca Gomes de Queiroz que foi uma grande companheira e sempre esteve ao meu lado nos momentos mais difíceis me dando todo o apoio que eu precisava

O Subdomínio de Transição representa uma parte do Domínio Carajás localizada a sul da Bacia de Carajás e a norte do Domínio Rio Maria, na Província Mineral de Carajás. Os avanços no reconhecimento deste terreno permitiram a individualização de complexos ígneos e metamórficos compostos essencialmente por rochas arqueanas, previamente agrupadas sob a denominação de Complexo Xingu.

O estudo realizado compreende pesquisa bibliográfica, etapa de campo com descrição e amostragem sistemática dos litotipos de interesse, petrografia em luz transmitida e refletida e estudo geoquímico. O mapeamento da região localizada na região de Canaã do Carajás, entre a Vila Planalto e a Vila Serra Dourada, na qual ocorrem os depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Visconde, Bacaba, Castanha e Bacuri, e a petrografia de amostras selecionadas permitiu a caracterização dos litotipos que compõem o Granito Serra Dourada e o Tonalito Bacaba. Também foi possível a individualização de corpos máficos que incluem noritos, olivina diabásios e diabásios, o reconhecimento de rochas subvulcânicas félsicas, tais como pórfiros com composição de álcali riolitos, traqui andesitos e riolitos dacíticos, unidades metavulcânicas máficas, intermediárias e félsicas e rochas metaultramáficas. Milonitos, que incluem rochas ricas em biotita-escapolita e clorita, resultantes de forte alteração hidrotermal foram caracterizados na região.

Os principais processos hidrotermais já caracterizados na região também foram mais bem compreendidos e assim permitiram a coleta cautelosa de amostras para a litoquímica. Os dados litoquímicos para os litotipos das unidades Granito Serra Dourada e Tonalito Bacaba mostram afinidade cálcio-alcálica, sendo classificadas como granitos do tipo A e tipo I, respectivamente. As rochas do Granito Serra Dourada corresponderiam ao tipo A₂ de Eby (1992) que são típicos de ambientes colisionais. O Tonalito Bacaba apresentou valores de HSFE, LILE e Rb e Th semelhantes ao de rochas de séries TTG, sendo também rochas de ambiente colisional.

Estes dados sugerem um possível ambiente de arco magmático que teria evoluído para ambiente de colisão de placas continentais durante o Mesoarqueano, entre 3,0 e 2,86 Ga, que poderia ser responsável pela justaposição dos domínios Rio Maria e Carajás da Província Mineral de Carajás.

ABSTRACT

The Transition Subdomain is a part of the Carajás Domain located at south of the Carajás Basin and northern of the Rio Maria Domain, in the Carajás Mineral Province. The advances in the recognition of this terrain allowed the individualization of igneous and metamorphic complexes composed mainly of Archean rocks, previously grouped under the name of the Xingu Complex.

The study includes literature review, field work with description and systematic sampling of rock types, petrographic studies under transmitted and reflected light and geochemistry. The mapping was carried out in the region of Canaã dos Carajás, between the Planalto and Serra Dourada villages, in which the Visconde, Bacaba, Bacuri and Castanha iron oxide-copper-gold deposits occur. This study allowed the characterization of: (i) lithotypes of the Serra Dourada Granite and the Bacaba Tonalite; (ii) mafic bodies including, norite, olivine diabases and diabases; (iii) subvolcanic felsic rocks with composition of alkali rhyolites, andesites and dacite rhyolites; (iv) mafic, intermediate and felsic metavolcanic units; (v) metaultramafic mylonitic rocks (talc-tremolite schist); (vi) biotite-scapolite and chlorite-bearing mylonites, with strong evidences of hydrothermal alteration.

The main hydrothermal processes which occur in the region were also better understood and thus allowed the careful collection of samples for geochemistry. The lithochemical data showed interesting results especially for the Serra Dourada Granite and Tonalite Bacaba, which showed calc-alkaline affinity, being classified as A type and I type granites, respectively. The rocks of the Serra Dourada Granite correspond to the A₂ type of Eby (1992) that are typical of collisional environments. The contents of *HSFE*, *LILE*, *Rb* and, Th of the Bacaba Tonalite are similar to those of TTG rocks. These rocks are also typical of collisional environment.

These data suggest a possible Mesoarchean magmatic arc environment evolving to a collisional setting between 3.0 and 2.86 Ga. This tectonic evolution might be responsible by juxtaposition of the Rio Maria and Carajás domains in the Carajás Mineral Province.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	II
RESUMO	III
ABSTRACT	IV
SUMÁRIO	V
ÍNDICE DE FIGURAS	VII
ÍNDICE DE TABELAS	IX
CAPÍTULO 1	1
INTRODUÇÃO	1
APRESENTAÇÃO DO TRABALHO	1
OBJETIVOS	3
LOCALIZAÇÃO	3
CAPITULO 2	4
MATERIAIS E MÉTODOS	4
CAPITULO 3	5
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
CRATON AMAZÔNICO	5
A Provincia Carajás	6
O Domínio Rio Maria	6
O Domínio Carajás	7
A Bacia Carajás	7
Supergrupo Itacaiúnas	7
Complexo Luanga	8
Granitos Subalcalinos	8
Formação Águas Claras	9
Subdomínio de Transição	9
Ortogramulito Chicrim-Caeté	9
Dipsídio noríto Pium	10
Complexo Xingu	10
Suíte Intrusiva Caeté	11
Suíte Plaque	11
Suíte Plananlto	11

Outro Granitóides Arqueanos	11
Modelo de Evolução Tectônica da Prvíncia Carajás	12

CAPÍTULO 4 **13**

ASPECTOS GEOLÓGICOS LOCAIS	13
TONALITO BACABA	15
GRANITO SERRA DOURADA	17
Granitos	17
Microgranitos	18
Pegmatitos	18
INTRUSIVAS MÁFICAS	21
Olivina diabásios	21
Dipsídio noritos	22
Diabásios	23
UNIDADE DAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS	24
UNIDADE DAS ROCHAS METAVULCÂNICAS FÉLSICAS	25
UNIDADE DAS SUBVULCÂNICAS FÉLSICAS	27
Quartzo Pórfiro	27
Quartzo-feldspato pórfiro	29
MILONITOS	31

CAPITULO 5 **31**

ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS	31
PROCESSOS HIDROTERMAIS	32
Alteração Sódica	32
Escapolitização	32
Alteração Potássica	33
Silicificação, Cloritização e Epidotização	33

CAPITULO 6 **34**

GEOQUÍMICA	34
GRANITÓIDES	34
UNIDADES MÁFICAS	39
SUBVULCÂNICAS FÉLSICAS	44
UNIDADES DAS METAULTRAMÁFICAS	47
AMBIENTES TECTÔNICOS	49
Granitóides e Unidades Máficas	49

CAPÍTULO 7 **54**

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	54
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1. Mapa geológico da Província Mineral Carajás (Feio, 2011), mostrando sua divisão em domínios.</i>	2
<i>Figura 2. Localização da área de estudo (modificado de Souza, 2007)</i>	4
<i>Figura 3. Cráton Amazônico e sua divisão em províncias geocronológicas (Santos et al., 2000; 2006)</i>	6
<i>Figura 4.. Mapa Geológico do Subdomínio de Transição entre as áreas de Vila Planalto e Serra Dourada</i>	14
<i>Figura 5. A) Monzogranito com front de alteração sódico-cálcica, caracterizada pela formação de actinolita e albita hidrotermais. B) Granodiorito cortado por veio de quartzo. C) Contato entre o Tonalito Bacaba e Serra Dourada (GSD). D) Tonalito com foliação bem desenvolvida recortado por veio de quartzo concordante. E) Monzogranito com injeção pegmatítica. F) Trondhjemitito com alteração sódico-cálcica fissural.</i>	16
<i>Figura 6. A) micrografia destacando a formação de biotita hidrotermal (Bt) em cristais de hornblenda. B) Micrografia mostrando a deformação de cristais de plagioclásios (Plag). C) Micrografia mostrando a alteração de cristal de ortoclásio (Or) por escapolita (Scp). D) Formação de hastingsita (Hst) sobre cristais de hornblenda (Hbl).</i>	17
<i>Figura 7. A) Granito fanerítico a localmente porfíritico com alteração potássica pervasiva. B) Granito fanerítico a localmente porfíritico mostrando albitização pervasiva e epidotização seletiva dos plagioclásios. C) Aspecto textural da fácies granítica do Granito Serra Dourada. D) Fácies granítica da unidade com albitização intensa. E) Granito Serra Dourada cortado pelo microgranito. F) Granito Serra Dourada associado com fácies pegmatítica.</i>	19
<i>Figura 8. A e C) Formação de escapolita (Scp) fissural destacada em meio a cristais de feldspato potássico e quartzo (Kfs+Qtz). B e D) Formação de sericita sobre cristal de ortoclásio (Or) e aspecto textural da amostra.</i>	20
<i>Figura 9. Classificação modal das rochas do Granito Serra Dourada e do Tonalito Bacaba (Streckeisen, 1974).</i>	21
<i>Figura 10. A) Destaque de cristais de Olivina (Ol) em meio a matriz composta por plagioclásio e piroxênio. B e D) Destaque para a textura subofítica em luz polarizada e natural. C) fenocristal de augita com macla dois indivíduos bem desenvolvida.</i>	22
<i>Figura 11. A) Destaque para a textura fanerítica grossa e subofítica. B) Ocorrência de magnetita hidrotermal (Mgt) associada à escapolita (Scp). C) Cristal de plagioclásio (plag) alterado por escapolita que corta alteração com hastingsita (Hst) sobre cristais de hornblenda e destaque para a alteração potássica sobreposta aos outros processos hidrotermais.</i>	23
<i>Figura 12. A) Olivina diabásio sem evidência de alteração hidrotermal. B) Olivina diabásio com finas vênulas com escapolita C) Diabásio isótropo sem olivina e magnetita. D) Olivina diabásio com escapolitização fissural. E) Diabásio com vênulas com escapolita F) Norito com textura fanerítica média a grossa e subofítica.</i>	24

Figura 13. A) Zona de cisalhamento transcorrente com lascas de clorita-talco xisto. B) Talco xisto com xistosidade bem desenvolvida. C) Tremolita-talco xisto com xistosidade menos evidente. D) Clorita-talco xisto fino.....	25
Figura 14. Aspectos do dacito em furo de sondagem com destaque para os fenocristais de albita. B, C e D) Dacito mostrando os fenocristais de albita levemente estirados em função do desenvolvimento da foliação milonítica.....	27
Figura 15. Afloramento tipo do quartzo pórfiro destacando os megacristais de quartzo. C e D) Amostras de quartzo pórfiro azul coletadas para análise geoquímica. E e F) Amostras de testemunho de sondagem destacando a cor azulada dos megacristais de quartzo e seu hábito bipiramidal.....	28
Figura 16. Micrografia destacando a ocorrência de zircão do Quartzo pórfiros. B e C) Destaque da textura porfirítica com cristais de quartzo euédricos. D) Destaque para a textura de corrosão em fenocristal de quartzo.....	29
Figura 17. Destaque para os fenocristais de feldspato potássico (A) e de Quartzo (C). B e D) Aspecto textural da rocha com os fenocristais em destaque.	30
Figura 18. A e C) Destaque para os fenocristais de Ortoclásios (Or) com textura chess board relacionada a formação de albita hidrotermal (Ab). B e D) Aspecto textural com a relação entre fenocristais e matriz.	31
Figura 19. Diagrama AFM de Irvine e Diagrama de Schand 1943 para as rochas do Granito Serra Dourada, do Tonalito Bacaba e do Granito Sequeirinho.....	35
Figura 20. Diagramas de Frost et al (2001) para amostras do Granito Serra Dourada, Tonalito Bacaba e do Granito Sequeirinho.....	35
Figura 21. Diagramas de Whalen et al. (1987) para as amostras do Granito Serra Dourada, do Tonalito Bacaba e do Granito Sequeirinho.	36
Figura 22. Diagramas de multielementos de Thompson (1982) normalizado pelos condritos e diagrama de Nakamura (1974) elementos terras raras normalizados aos condritos para as amostras do Tonalito Bacaba.	38
Figura 23. Diagramas de Pearce (1983) com normalização ao MORB. A) Amostras do Granito Serra Dourada. B) Amostras do Granito Sequeirinho.	38
Figura 24. Diagramas de Hacker para amostras do Tonalito Bacaba do Granito Serra Dourada e do Granito Sequeirinho.....	39
Figura 25. Diagrama AFM de Irvine e Diagrama de Myashiro para as unidades máficas.	40
Figura 26. Diagramas de Jansen (1976) e Cox et al (1979) para as rochas máficas. O círculo verde demonstra o espalhamento dos dados.	41
Figura 27. Diagrama de Cox et al. (1979) para norito e Diagrama de Winchester & Floyd (1977) para as demais unidades máficas.	41
Figura 28. Diagramas de Hacker para as unidades máficas.....	42
Figura 29. Diagrama de multi-elementos (Wood et al., 1979) para rochas máficas do Subdomínio de Transição.....	43
Figura 30. Diagrama de ETR (Nakamura, 1974) para rochas máfica do Subdomínio de Transição	44
Figura 31. Diagrama AFM de Irvine e diagrama de Peccerilo & Taylor (1976) para rochas subvulcânicas félsicas.	45

<i>Figura 32. Digrama de Miyashiro (1974) e de Pearce (1996) para rochas subvulcânicas félsicas.</i>	46
<i>Figura 33. Diagrama de Schandl (1943) para rochas subvulcânicas félsicas.....</i>	47
<i>Figura 34. Diagrama de Jensen (1976) para as rochas metaultramáficas do Subdomínio de Transição</i>	48
<i>Figura 35. Padrão de ETR pela normalização de Nakamura (1974) para as rochas metaultramáficas do Subdomínio de Transição. Padrão de multielementos pela normalização de Wood et al. (1979) para as rochas metaultramáficas do Subdomínio de Transição.....</i>	49
<i>Figura 36. Diagrama de Batchelor & Bowden (1985) mostrando ambiente de formação para o Tonalito Bacaba (preto) e do Granito Serra Dourada (vermelho).</i>	50
<i>Figura 37. Diagrama de Pearce et al. (1984) mostrando ambiente de formação para o Tonalito Bacaba (preto) e Granito Serra Dourada (vermelho).</i>	51
<i>Figura 38. Diagrama de Mullen (1983) mostrando ambiente de formação para rochas máficas do Subdomínio de Transição.....</i>	52
<i>Figura 39. Digrama de Pearce & Cann (1973) para rochas máficas do Subdomínio de Transição</i>	53
<i>Figura 40. Diagrama de Pearce & Cann (1973) para rochas máficas do Subdomínio de Transição.</i>	53
<i>Figura 41. Diagrama de Wood (1980) para rochas máficas do Subdomínio de Transição.</i>	54

ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela 1. Comparação entre amostra do Tonalito Bacaba e dados de Moyen et al. (2003) para TTGs Arqueano, Sanukitóides e Biotita Granitos.....</i>	37
--	----

Apresentação do Trabalho

A Província Mineral de Carajás (PMC; Figura 1), localizada na margem sudoeste do Cráton Amazônico, hospeda importantes depósitos de Cu-Au com grandes quantidades de magnetita, semelhantes aos depósitos de ferro-cobre-ouro de classe mundial (iron oxide-copper-gold deposits ou IOCG; Hitzman *et al.*, 1992; Hitzman, 2000). Estes depósitos apresentam uma grande importância econômica e por isso a busca por modelo genético consensual é necessária como um meio de orientar as campanhas prospectivas que proporcionem a descoberta de novos alvos exploratórios.

Grande parte dos depósitos IOCG de Carajás, incluindo os depósitos Sossego (245 Mt @ 1.1% Cu e 0.28 g/t Au, Lancaster *et al.* 2000), Alvo 118 (70 Mt @ 1.0% Cu, 0.3 g/t Au, Rigon *et al.* 2000), Cristalino (500 Mt @ 1.0% Cu, 0.3 g/t Au, Huhn *et al.* 1999), Bacaba, Castanha, Jatobá, Visconde e Bacuri localiza-se ao longo de uma extensa zona de cisalhamento WSW-ESE que marca o limite de unidades da Bacia Carajás e seu embasamento mesoarqueano, inicialmente atribuído ao Complexo Xingu (Machado *et al.*, 1991).

Esse importante contato tectônico insere-se no Subdomínio de Transição (Dall'Agnol *et al.*, 2006; Feio, 2011), que representa uma faixa situada próximo ao limite entre os dois domínios tectônicos definidos para a PMC: o Domínio Carajás (DC), na parte norte, e o Domínio Rio Maria (DRM), na parte sul (Vazquez *et al.*, 2008). Inicialmente essa faixa foi considerada transicional entre os dois domínios da PMC, incluindo unidades do DRM retrabalhadas pelos eventos tectônicos reconhecidos no DC (Dall'Agnol *et al.*, 2006). No entanto, na concepção de Feio (2011), o Subdomínio de Transição seria representado pela parte sul do DC e apresentaria história evolutiva e mais antiga em relação àquela registrada no Domínio Rio Maria.

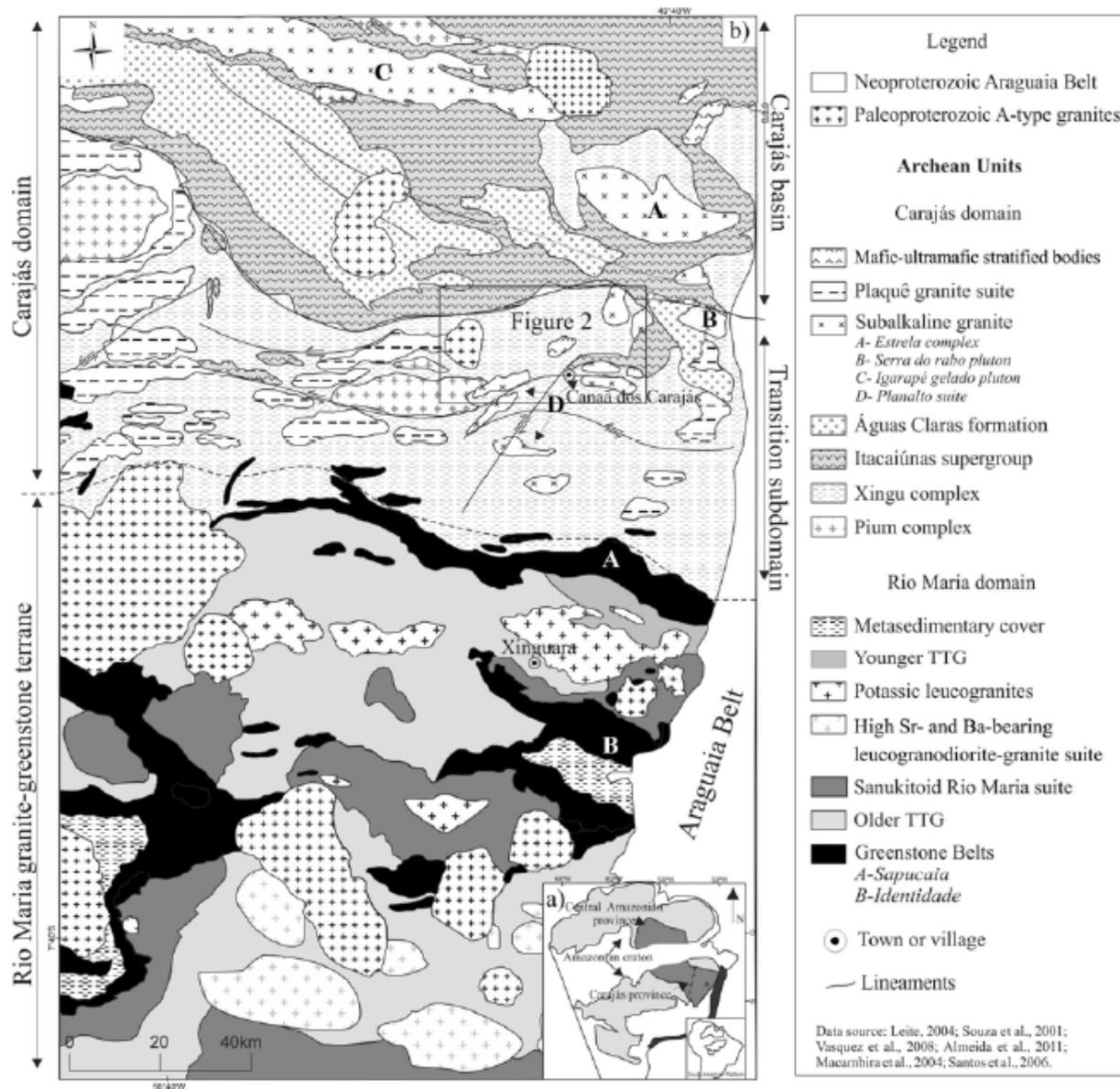


Figura 1. Mapa geológico da Província Mineral Carajás (Feio, 2011), mostrando sua divisão em domínios.

Embora tanto o DRM como o DC tenham sido alvo de vários estudos científicos ao longo das últimas décadas, o conhecimento geológico sobre o Subdomínio de Transição ainda é escasso. Estudos recentes (Moreto *et al.*, 2011) sugerem que esse Subdomínio não inclui apenas ocorrências de gnaisses migmatíticos que caracterizam o Complexo Xingu, mas apresenta também unidades relacionadas ao magmatismo mais antigo já registrado na Província Mineral de Carajás, tal como o Tonalito Bacaba (~3,0 Ga) e o Granito Serra Dourada (~2,86 Ga), além de lentes de rochas metaultramáficas (Faresen, 2009). Essas últimas foram atribuídas a uma sequência metavulcanossedimentar denominada de Grupo Sapucaia cuja correlação com as sequências *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas (~ 2,97 Ga; Araújo e Maia 1991), conhecidas no DRM, ainda é incerta. Adicionalmente, Feio (2011) também individualizou unidades tonalíticas, trondjemíticas e graníticas mesoarqueanas no Subdomínio de Transição na região de Canaã dos Carajás. Todas essas unidades mesoarqueanas representam potencialmente importantes hospedeiras dos depósitos cupro-auríferos reconhecidos no Subdomínio de Transição.

Dessa forma, esse projeto propõe a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica dos litotipos do Subdomínio de Transição na área compreendida entre a Vila Planalto e a Vila Serra Dourada (Figura 2), na qual ocorrem os depósitos IOCG de Bacaba, Visconde e Bacuri. Esse estudo poderá fornecer importantes subsídios para a compreensão dos processos genéticos vinculados à evolução crustal desta porção da Província Mineral de Carajás.

Objetivos

O estudo proposto tem como objetivo principal o reconhecimento do modo de ocorrência, distribuição espacial, relações de contato, padrão estrutural, características petrográficas e assinaturas geoquímicas dos litotipos do Subdomínio de Transição em uma área de aproximadamente 110 km² situada entre a Vila Serra Dourada e a Vila Planalto, bem como de suas relações com zonas hidrotermalizadas e/ou mineralizadas.

Esses estudos, principalmente por possibilitarem a identificação de litotipos do Subdomínio de Transição, poderão fornecer subsídios para a realização posterior de estudos geocronológicos e metalogenéticos visando à elaboração de modelos exploratórios e prospectivos na região de Carajás.

Localização

O Subdomínio de Transição da Província Mineral de Carajás está localizado nas adjacências do município de Canaã dos Carajás, entre a Vila Planalto e a Vila Serra Dourada (Figura 2). O município localiza-se a sul de Parauapebas, a oeste de Curionópolis e a sul de Água Azul do Norte e Sapucaia.

O principal acesso para a área de estudo, a partir de Canaã, se dá pela estrada PA-275, sentido Parauapebas. Nas adjacências da Vila Planalto existe um acesso para a Mina de Sossego que atravessa praticamente toda a área denominada de Subdomínio de Transição (Feio, 2011; Dall’Agnol *et al.*, 2006).

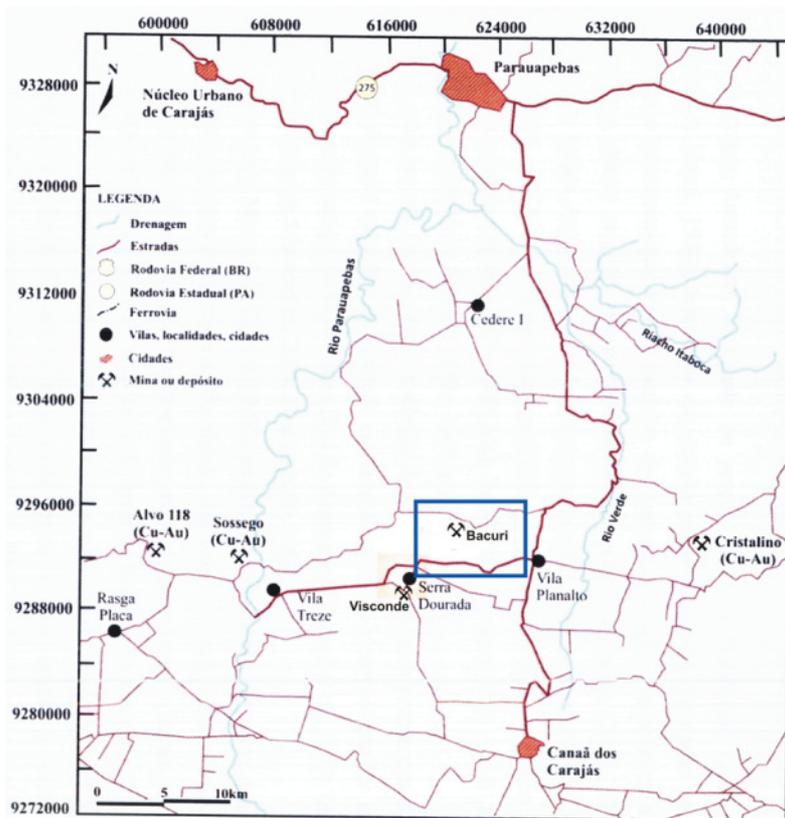


Figura 2. Localização da área de estudo (modificado de Souza, 2007)

CAPITULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste projeto foi apoiado nos seguintes métodos:

Revisão Bibliográfica: a revisão bibliográfica foi realizada durante todo o desenvolvimento das pesquisas, enfocando o contexto geológico da Província Mineral de Carajás e dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro de Carajás, assim como sobre temas relativos à petrogênese e evolução crustal no Arqueano, incluindo terrenos TTG e sequências vulcanossedimentares *greenstone belts*.

Trabalho de Campo: a etapa de campo foi realizada entre os dias 12 e 20/07/2011 na área situada entre a Vila Serra Dourada e a Vila Planalto, visando à descrição de afloramentos em seus aspectos litológicos e estruturais, enfatizando-se as relações de contato, estruturas e coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos e litoquímicos.

Petrografia: estudos petrográficos em luz transmitida e refletida foram desenvolvidos no Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (IG-UNICAMP) em lâminas delgadas-polidas confeccionadas a partir de amostras de campo, visando à identificação de paragêneses ígneas, metamórficas e hidrotermais e suas relações com microestruturas.

Geoquímica: A análise geoquímica foi dividida nas etapas de preparação das amostras e análises litoquímicas. A primeira etapa foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do

Instituto de Geociências de Universidade Estadual de Campinas, onde as amostras foram britadas em britador de mandíbulas e moídas em moinho com anéis de carbeto de tungstênio. As análises litoquímicas foram realizadas no Acme Laboratories (Canadá) onde foram analisados elementos maiores por ICP-ES e elementos menores, traços e ETR por ICP-MS após fusão com metaborato/tetraborato de lítio e digestão com ácido. Carbono e enxofre foram analisados pela técnica LECO.

CAPITULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (Figura 3) representa uma das maiores áreas arqueano-proterozóicas do mundo com aproximadamente 4.500.000 km², a sul-sudeste pela Faixa Araguaia, neoproterozóica, e a oeste seu limite está coberto por sedimentos fanerozóicos. São considerados três modelos para sua subdivisão tectônica. Costa & Hasui (1997) subdividem esta área em doze blocos ou paleo-placas, que incluem núcleos com terrenos granito-greenstone, que seriam bordejados por cerca de dezenove faixas móveis paleoproterozóicas que teriam sido reativadas em vários momentos, inclusive durante o Fanerozóico. Os autores interpretam essa evolução com base em dados geofísicos, gravimétricos e magnetométricos, além de alguns dados geocronológicos disponíveis e consideram que a evolução do cráton foi relacionada exclusivamente a processos colisionais.

O modelo de Tassinari *et al.* (1996), Tassinari (1996) e Tassinari & Macambira (1999) é baseado na abordagem mais mobilística de Cordani *et al.* (1979), que se fundamenta em dados geocronológicos. Neste modelo, o Cráton Amazônico é subdividido em seis províncias geocronológicas incluindo quatro faixas móveis amalgamadas a um núcleo mais antigo, representado pela Província Amazônia Central, mais antiga que 2,3 Ga. As outras províncias são: Maroni-Itacaiúnas (2,20-1,90 Ga), Tapajós-Ventuari (1,90-1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga), Rondônia-Santo Ignácio (1,50-1,30 Ga) e Sunsás (1,25-1,00 Ga). A maioria das idades que norteiam essa subdivisão foi obtida pelo método Rb-Sr que é muito sensível à abertura do sistema isotópico, principalmente em áreas polideformadas, polimetamorfisadas ou metamorfisadas em alto grau.

Santos *et al.* (2000; 2006) apresenta uma abordagem baseada em características geológicas, estruturais e magmáticas, mas que também se fundamenta essencialmente em dados geocronológicos obtidos a partir do método U-Pb, o que confere maior confiabilidade à sua proposta. A partir disso, propõem uma nova subdivisão do Cráton Amazônico em sete províncias geológicas principais e um cinturão de cisalhamento: Carajás e Imataca (3,10-2,53 Ga), Transamazonas (Guianas; 2,26-2,01 Ga), Amazônia Central (1,88-1,70 Ga), Rio Negro (1,86-1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,76-1,47 Ga) e Sunsás (1,33-0,99 Ga; incluindo a Faixa K'Mudku).

No modelo de Santos *et al.* (2000; 2006), a combinação de dados U-Pb e Sm-Nd indicou que as províncias Carajás, Transamazonas, Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena representariam crosta juvenil, ao passo que as províncias Rio Negro e Sunsás estariam relacionadas a processos

colisionais. A Província Amazônia Central seria fruto de retrabalhamento de crosta arqueana preexistente. A figura abaixo mostra a divisão proposta por Santos *et al* (2000, 2006).

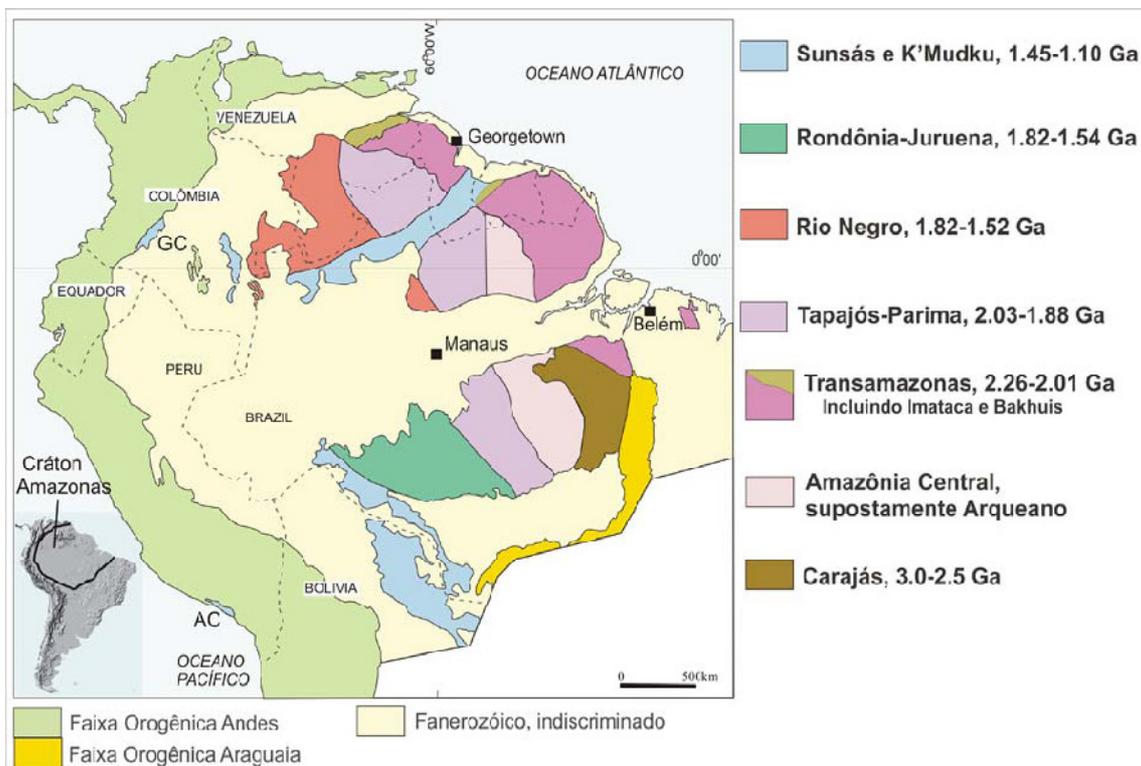


Figura 3. Cráton Amazônico e sua divisão em províncias geocronológicas (Santos *et al.*, 2000; 2006)

A Província Carajás

A Província Mineral de Carajás insere-se na Província Amazônia Central (Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari & Macambira, 1999) ou Carajás (Santos *et al.*, 2000; 2006). Compreendendo um bloco Arqueano dentro do Cráton Amazônico, é limitada a leste pelo cinturão de dobramento neoproterozóico Araguaia, a oeste por granitóides e vulcânicas correlatas paleoproterozóicas, e ao sul pela cobertura sedimentar fanerozóica da Bacia do Parecis (Tassinari & Macambira 2004).

A Província Carajás é dividida em dois domínios tectônicos: (I) Domínio Rio Maria, a sul, e (II) Domínio Carajás, a norte (Vazquez *et al.*, 2008) limitados por uma descontinuidade regional de direção aproximadamente E-W.

O Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria (DRM), anteriormente denominado de Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria por Huhn *et al.* (1988), inclui além de sequências metavulcano-sedimentares, diversos granitóides, inclusive sanukitóides e granitos.

As unidades máficas e ultramáficas são agrupadas no Supergrupo Andorinhas e incluem komatiitos e basaltos toleíticos, com idade entre 2,98 e 2,90 Ga (Hunt *et al.*, 1988; Souza *et al.*, 2001). Os granitóides que ocorrem no DRM são divididos em cinco grupos e as idades encontradas estão entre 2,98 e 2,86 Ga. O primeiro grupo consiste de granitóides da série tonalito-trondhjemitogranodiorito (TTG) de 2,98 a 2,92 Ga e é representado pelos tonalitos Arco Verde, Caracol e

Mariazinha e pelo trondhjemito Mogno (Althof *et al.*, 2000; Leite *et al.*, 2004; Guimarães *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2011). A Suíte Rio Maria corresponde a sanukitóides (Medeiros, 1987; Macambira & Lancelot, 1996; Althof *et al.*, 2000; Leite *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2009, 2010).

A Suíte Guarantã representa o terceiro grupo de granitóides que ocorrem no DRM, composto de leucogranodioritos e leucogranitos com 2,87 Ga (Almeida *et al.*, 2010). O quarto e o quinto grupo de granitóides são representados, respectivamente, por uma série de TTGs mais nova, que inclui o trondhjemito Água Fria com 2,86 Ga (Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2011) e por um conjunto de leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcálica, Xinguara e Mata Surrão, com aproximadamente 2,87 Ga (Lafon *et al.*, 1994; Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2010). Seccionando está seqüência ocorrem granitos tipo-A que teriam se alojado na província há 1,88 Ga após longo período de estabilidade no DRM (Oliveira *et al.*, 2011).

O Domínio Carajás

O Domínio Carajás (Vazquez *et al.*, 2008), previamente denominado de Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas por Araújo *et al.* (1988), inclui a Bacia Carajás e, em sua parte sul, uma faixa denominada de Subdomínio de Transição (Feio *et al.*, 2011), na qual o embasamento mesoarqueano da bacia é aflorante.

A Bacia Carajás

A Bacia Carajás está inserida no contexto dos sistemas transcorrentes Carajás, Cinzento e Araraquara, todos arqueanos (Pinheiro & Nogueira, 2003). A tensão dextral que teria deformado as rochas do embasamento e formado estes sistemas transcorrentes, teria sido também responsável pela formação da bacia pull-apart de Carajás.

Contudo, outros modelos foram propostos para a formação da Bacia Carajás. Segundo Gibbs *et al.* (1986), Oliveira *et al.*, (1993) e Macambira (2003), a evolução tectônica da Bacia Carajás estaria relacionada a abertura de um rifte continental. Meirelles & Dardenne (1991), Lobato *et al.*, (2005), Silva *et al.*, (2005), no entanto, sustentam a hipótese de bacia relacionada a um arco magmático, o que seria evidenciado pela afinidade cálcio-alcálica de rochas vulcânicas e intrusivas.

A estratigrafia da bacia é composta de rochas vulcânicas e sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, que são cortadas por rochas do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga e por granitos neoarqueanos e paleoproterozóicos e recobertas pelas unidades sedimentares da Formação Águas Claras

Supergrupo Itacaiúnas

O Supergrupo Itacaiúnas é composto por rochas supracrustais vulcano-sedimentares que estão subdivididas nos grupos Grão Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Rio Novo. Com exceção do Grupo Grão Pará, esta seqüência Vulcano-sedimentar compõe a feição geomorfológica conhecida como Serra dos Carajás (Feio, 2011). São rochas arqueanas que apresentam variados graus de metamorfismo, mas que, segundo Vasquez *et al.* (2008), não podem ser correlacionadas aos terrenos *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas, caracterizados no DRM.

O Grupo Grão Pará (CVRD, 1972) é formado por pacotes de rochas vulcânicas máficas e félsicas correspondentes à Formação Parauapebas (2759 ± 2 Ma; U/Pb em zircão de vulcânicas félsicas; Machado *et al.*, 1991) e por jaspilitos que hospedam o minério de ferro da Formação Carajás.

O Grupo Igarapé Salobo (DOGEGEO, 1988) é constituído de rochas vulcano-sedimentares que afloram a noroeste da mina de ferro N4 de Carajás (Feio, 2011). De acordo com Vasquez *et al.* (2008), o Grupo Igarapé Salobo seria constituído apenas das rochas vulcano-sedimentares que ocorrem na Serra do Salobo. As rochas que ocorrem nas serras do Cinzento e Redenção, antes partes deste grupo, deveriam ser consideradas como rochas supracrustais do Domínio Bacajá, paleoproterozóico (Vasquez *et al.*, 2008; Feio 2011).

O Grupo Igarapé Pojuca (DOCEGEO, 1988) é composto por uma sequência metavulcanossedimentar arqueana metamorfisada em fácies xisto verde alto a anfibolito. Esta sequência corresponde a uma faixa estreita e alongada com trend N50W, nas quais o mergulho varia de 50°NE e 60°SW (Farias *et al.*, 1984; DOCEGEO, 1984).

O Grupo Igarapé Bahia é constituído por rochas metavulcanossedimentares em fácies xisto verde, com trend NNW e com planos de foliação subverticais (Feio, 2011). Estas rochas ocorrem como uma lente ou janela estrutural dentro da Formação Águas Claras. Os dados geocronológicos obtidos por Galarza *et al.*, (2008) e por Tallarico *et al.*, (2005) para as unidades metavulcânicas e metavulcanoclásticas do Supergrupo Itacaiúnas mostram idades Pb-Pb e U-Pb em zircão entre 2745 ± 1 e 2776 ± 12 Ma. As idades T_{DM} (2,96 e 3,13 Ga; ϵ_{Nd} entre -0,85 e -2,1) e de cristais de zircão herdados (2,96 a 3,07 Ga), evidenciam retrabalhamento de uma crosta mesoarqueana (Galarza *et al.*, 2008).

Complexo Luanga

O Complexo Luanga (DOCEGEO 1988), adjacente a Serra Pelada, é constituído por rochas máficas acamadadas, que incluem anortositos e gabros, que foram metamorfisados em fácies xisto verde (2763 ± 6 Ma; U/Pb em zircão; Machado *et al.*, 1991). Estas rochas estão em contato discordante com as rochas do Supergrupo Itacaiúnas, cortando estas unidades.

Granitos Subalcalinos

Os granitos subalcalinos que ocorrem na Bacia de Carajás são representados pelo Complexo Granítico Estrela, pelos granitos Serra do Rabo, Igarapé Gelado e Velho Salobo (Feio, 2011). O Complexo Granítico Estrela aflora a sul da rodovia PA-275, entre os municípios de Parauapebas e Curionópolis, a NNW da Bacia Carajás. É constituído por rochas granitóides bastante deformados que correspondem a monzogranitos, sienogranitos, granodioritos e tonalitos subordinados (Barros *et al.*, 1997; Meireles *et al.*, 1984). São granitos tipo-A, com concentrações moderadas de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (5,7% a 8,4%), altas razões $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$, altas concentrações de HSFE (Zr = 146-640 ppm; Y = 13-404 ppm; Nb = 21-45 ppm), padrões de ETR pouco fracionados ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 3,09-7,78$; $\text{Gd}_n/\text{Yb}_n = 1,22-2,33$). As idades de cristalização Pb-Pb em zircão estão em torno de 2763 ± 7 Ma com idades-modelo (T_{DM}) de 2,97 e 3,19 Ga ($\epsilon_{Nd}(t)$ de -0,38 e -2,06) (Barros *et al.*, 2004, 2009). Isto indica que os magmas geradores deste complexo podem ser correlacionados a fontes crustais.

O Granito Serra do Rabo ocorre como um stock de direção E-W, a leste da Falha de Carajás, nas proximidades da Serra do Rabo. Esta unidade é composta por álcali-feldspato granitos e sienogranitos (Sardinha *et al.*, 2006) com conteúdos de SiO₂, K₂O e Na₂O elevados, altas razões FeO_t/(FeO_t+MgO) e altas concentrações de Zr, Ba, Nb, Ga e ETR. São rochas metaluminosas, similares a granitos tipo-A. O Granito Serra do Rabo tem idade U-Pb em zircão de 2743±1,6 Ma (Sardinha *et al.*, 2006).

O Granito Igarapé Gelado (Barbosa, 2004) está localizado na porção norte do Domínio Carajás e compreende granodioritos, monzogranitos, com tonalitos, leucogranitos e sienogranitos subordinados (Feio, 2011). São rochas de afinidade cálcio-alcálica e alcalina com teores moderados a altos de Nb e Zr. Monzogranito desta unidade apresentou idade Pb-Pb em zircão de 2731±26 Ma. Esta idade foi interpretada como idade mínima de cristalização (Barbosa *et al.*, 2004).

O Granito Velho Salobo (Old Salobo) aflora a sul do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo, apresenta deformação e tem assinatura moderadamente alcalina (Lindenmayer *et al.*, 1994). Segundo Machado *et al.* (1991), apresenta idade U-Pb em zircão de 2573±3 Ma

Formação Águas Claras

A Formação Águas Claras é constituída por rochas siliciclásticas arqueanas, depositadas em ambiente fluvial a marinho, que não apresentam metamorfismo e se distribuem pela porção central da estrutura sigmoidal da Serra dos Carajás (Nogueira *et al.*, 1995). A seção-tipo deste pacote sedimentar pode ser observada na estrada de acesso à Mina de Igarapé Bahia, a oeste do Igarapé Águas Claras (Nogueira *et al.*, 1995). A idade deposicional desta unidade é dada por idades U-Pb em zircão de 2708±37 Ma obtidas em um dique que intercepta as rochas sedimentares e por idades de 2778 Ma obtidas em cristais de zircão detríticos (Mougeot *et al.*, 1996; Macambira *et al.*, 2001).

Subdomínio de Transição

O Subdomínio de Transição (Feio, 2011) representa a porção do Domínio Carajás onde se concentram os principais depósitos de ferro-cobre-ouro (IOCG) da Província Carajás. Esta faixa do Domínio Carajás está situada a norte de Xinguara, tangenciando Tucumã e São Felix do Xingu até a borda sul da Bacia de Carajás, no contato com a porção meridional do Supergrupo Itacaiúnas. Esta região seria composta pelo ortogranulito Chicrim-Caeté (Vasquez *et al.*, 2008), diopsídio-norito Pium (Hirata *et al.*, 1982; Pidgeon *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2008), Tonalito Bacaba (Moreto *et al.*, 2011), granitóides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (Machado *et al.*, 1991), Suíte Intrusiva Caeté (Macambira & Vale 1997), Suíte Pedra Branca (Sardinha *et al.*, 2004; Gomes & Dall’Agnol, 2007), Granito Serra Dourada (Feio *et al.*, 2009; Moreto *et al.*, 2011) e pelos plutons Suíte Plaquê e Planalto (Avelar *et al.*, 1999; Huhn *et al.*, 1999; Oliveira, 2003; Gomes, 2003; Sardinha *et al.*, 2004; Vasquez *et al.*, 2008). Adicionalmente, Feio (2011) individualizou em porções inicialmente atribuídas ao Complexo Xingu, rochas tonalíticas, granodioríticas e graníticas mesoarqueanas

Ortogranulito Chicrim-Caeté

Os ortogranulitos, enderbitos e charnockitos que ocorrem ao longo do rio Caeté, nas proximidades da aldeia indígena Chicrim, eram considerados por Araújo & Maia (1991) como parte

do Complexo Pium. Segundo Araújo & Maia (1991) e Santos & Oliveira (2010) o Complexo Pium seria formado apenas por rochas ígneas gabróicas. Portanto estas rochas foram individualizadas por Vasquez *et al.* (2008) como ortogranulito Chicrim Caeté.

Diopsídio norito Pium

O diopsídio-norito Pium (Vasquez *et al.*, 2008) é constituído por gabros e dioritos, maciços e foliados, com litotipos mais ou menos ricos em quartzo. Ocorrem encraves de granulitos charnockíticos a enderbíticos que, segundo Ricci (2006), pertencem à unidade ortogranulito Chicrim-Caeté.

Pigeon *et al.* (2000) datou pelo método U-Pb-SHRIMP cristais de zircão zonados de uma rocha de composição enderbítica na área-tipo do Diopsídio-norito Pium, então denominado de Complexo Pium, obtendo idades variadas. A idade de 3002 ± 14 Ma foi interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo do granulito. A idade mais nova, 2859 ± 9 Ma, corresponderia ao evento de granulitização. Ricci & Carvalho (2006) argumentam que a rocha datada por Pidgeon *et al.* (2000) pode ser um xenólito granulítico do ortogranulito Chicrim Caeté, incluso no diopsídio-norito Pium. Santos *et al.* (2008) concluíram com base nas observações petrográficas e de campo, que as rochas básicas noríticas são as mais antigas do Complexo Pium e, portanto, poderiam representar a fonte de ortopiroxênio-quartzo diorito. Sendo assim, a rocha datada por Pidgeon *et al.* (2000) podem ser desta variedade quartzo diorítica, nas quais os cristais de zircão conservariam núcleos de zircão herdados da rocha norítica (3002 ± 14 Ma) e suas bordas teriam idade de geração e cristalização do quartzo diorito (2859 ± 9 Ma) (Feio, 2011).

Complexo Xingu

O Complexo Xingu é composto por corpos gnáissico-migmatíticos que correspondem a rochas ortoderivadas tonalíticas, trondjemíticas e granodioríticas, além de granulitos, granitóides e rochas supracrustais (Machado *et al.*, 2011). Segundo Vasquez *et al.* (2008), esta unidade atualmente seria restrita apenas ao Domínio Carajás. De acordo, com Feio (2011) distintos corpos intrusivos podem ser individualizados na área antes atribuída ao Complexo Xingu, que seria assim extinto inclusive do Domínio Carajás.

Alguns autores tentaram datar as rochas do Complexo Xingu. Avelar *et al.* (1999) datou um gnaisse de composição granodiorítica da região de Tucumã, que foi incluído pelo autor ao Complexo Xingu, obtendo idade de 2.972 ± 16 Ma (Pb-Pb em zircão). Machado *et al.* (1991) obteve duas idades, 2.859 ± 2 e 2.860 ± 2 Ma (U-Pb em zircão) a partir de leucossoma que foi interpretado como resultante do último episódio de migmatização que afetou as rochas do complexo.

Recentemente, Barros *et al.* (2010) reinterpretou a idade U-Pb em zircão de ca. 2,85 Ga atribuída à migmatização, como relativa à idade de cristalização de alguns dos granitóides foliados da região. A ausência de várias feições petro-estruturais não permitiria, segundo os autores, a classificação das rochas datadas como migmatitos. A intrusão desses granitóides teria causado extensivo metamorfismo térmico nas rochas metavulcano-sedimentares encaixantes. Portanto, as rochas do Supergrupo Itacaiúnas seriam mais antigas que 2,85 Ga, a idade de cristalização dos

granitóides encaixantes, embora os dados geocronológicos disponíveis para o Supergrupo Itacaiúnas não sejam coerentes com essa interpretação.

Suíte Intrusiva Caeté

A Suíte Intrusiva Caeté (Macambira & Vale, 1997) é constituída de corpos máficos-ultramáficos que correspondem a gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos. Estas rochas estão alinhadas e alongadas segundo direções E-W e N-S e dela fazem parte corpos conhecidos como Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho e outros (Feio, 2011). Esta suíte é caracterizada pela ausência de deformação ou metamorfismo (Macambira & Vale 1997), diferindo do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga. Macambira & Tassinari (1998) aplicaram a sistemática Sm-Nd (rocha total e minerais) ao corpo Serra da Onça obtendo idades isocrônicas de 2.378 ± 55 Ma, que foram interpretadas como idade mínima de cristalização da suíte. Um corpo de gabro da unidade Serra da Onça foi datado por Lafon *et al.* (2000) pelo método U-Pb em zircão, resultando em idade de 2.766 ± 6 Ma.

Suíte Plaque

A Suíte Plaque (Araújo *et al.*, 1988) é constituída de granitóides deformados com geometria lenticular. Araújo & Maia (1991) interpretaram estes corpos com sintectônicos e associados à evolução do Cinturão Itacaiúnas, redefinindo a unidade como Granito Estratóide Plaquê. Os litotipos principais dessa suíte são representados por granitos, com biotita e/ou anfibólio \pm moscovita, de coloração rosa clara a rosa avermelhada, granulação média grossa, equigranulares ou inequigranulares, com deformação variável, foliação milonítica bem desenvolvida e texturas porfiroclásticas a lepidoblásticas e corpos pouco deformados (Araujo & Maia, 1991; Macambira & Vale 1997). A litoquímica destas unidades indicou afinidade cálcio-alcalina a alcalina (Jorge João *et al.* 1991; Macambira *et al.*, 1996). Idades Pb-Pb obtidas em litotipos da região de Tucumã estão entre 2.729 ± 29 e 2.736 ± 24 Ma (Avelar 1996; Avelar *et al.* 1999).

Suíte Planalto

A Suíte Planalto compreende o Granito Planalto (Hunh *et al.*, 1999) situado a oeste de Serra do Rabo, próximo da Vila Planalto, e corpos graníticos lenticulares localizados a leste da cidade de Canaã dos Carajás (Gomes, 2003). Esta unidade é composta por sienogranitos, monzogranitos e alcali-feldspato granitos com hornblenda e biotita. São rochas de afinidade subalcalina, metaluminosas a fracamente peraluminosas, com características de granitos tipo A. Idades Pb-Pb de Hunh *et al.* (1999) e Sardinha *et al.* (2004), obtidas para estes litotipos foram de 2747 ± 2 Ma e 2.734 ± 4 Ma, respectivamente, sendo que estas foram interpretadas como idades de cristalização.

Outros Granitóides Arqueanos

A leste da região de Canaã dos Carajás foram identificados por Gomes (2003) diversos granitóides, incluindo os leucomonzogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcalina (2928 ± 1 Ma; Sardinha *et al.*, 2004), a Associação Tonalítica-Trondjemítica com alto Zr, Y e Ti (2750 ± 3 Ma e 2765 ± 39 Ma; Sardinha *et al.*, 2004) e granitos subalcalinos (2734 ± 4 Ma; Sardinha *et al.*, 2004), correlacionados ao Granito Planalto. Oliveira *et al.*, (2010) identificou na porção sul do Subdomínio

de Transição, granitóides da série TTG de idade 2,87 Ga, leucomonzogranitos formados entre 2,88 e 2,85 Ga e ortopiroxênio trondjhemitos com aproximadamente 2,75 Ga, leucogranodioritos com idade entre 2,74 e 2,73 Ga e granitos subalcalinos correlacionados a Suíte Planalto com idade entre 2,73 e 2,75 Ga. Moreto *et al.* (2011) caracterizou ainda unidades magmáticas mais antigas como o Tonalito Bacaba (~3,0 Ga) e o Granito Serra Dourada (~2,86 Ga).

Modelo de Evolução Tectônica da Província Carajás

A evolução tectônica do Subdomínio de Transição na Província Carajás foi marcada primeiramente por quatro eventos magmáticos principais, segundo Feio (2011). Destes três são de idade, mesoarqueana e um de idade neoarqueana. O primeiro evento teria ocorrido entre 3,05 e 3,0 Ga, com a formação das rochas do Complexo Pium e do Tonalito Bacaba (Moreto *et al.*, 2011). O segundo evento, que teria ocorrido entre 2,96 e 2,93 Ga, relaciona-se à formação dos granitos Canaã dos Carajás e de rochas mais antigas da unidade Trondjhemito Rio Verde (Feio, 2011). O terceiro evento, entre 2,87 e 2,83 Ga, relaciona-se à formação da unidade Trondjhemito Rio Verde e dos granitos Cruzadão, Bom Jesus e do Granito Serra Dourada (Moreto *et al.*, 2011; Feio, 2011). O evento neoarqueano, em 2,75 e 2,73 Ga, teria sido responsável pela formação das suítes Planalto e Pedra Branca (Feio, 2011) e de rochas charnoquíticas.

As assinaturas geoquímicas destes granitóides permitiram a individualização de dois grupos principais de granitóides no Subdomínio de Transição (Feio, 2011). O primeiro grupo é composto por unidades tonalíticas-trondjhemíticas como as unidades Trondjhemito Rio Verde, Tonalito Bacaba (Moreto *et al.*, 2011) e a Suíte Pedra Branca. O segundo grupo é composto por rochas graníticas que incluem os granitos Serra Dourada, Canaã dos Carajás, Bom Jesus, Cruzadão e Planalto (Moreto *et al.*, 2011; Feio, 2011). Dentro do primeiro grupo as rochas da unidade Tonalito Bacaba e da Suíte Pedra Branca seriam distintas das séries TTG arqueanas, ao passo que o Trondjhemito Rio Verde apresenta afinidade com esta classe de rochas (Feio, 2011).

Os granitos Canaã dos Carajás, Bom Jesus e uma variedade do granito Cruzadão com alta razão La/Yb tem afinidade cálcio-alcalina (Feio, 2011). As outras variedades do granito Cruzadão são transicionais entre os tipos cálcio-alcalinos e alcalinos, além de apresentar enriquecimento de HFSE e ETRP em algumas amostras. O granito Serra Dourada teria afinidade cálcio-alcalina e peraluminosa (Feio, 2011). O granito Planalto apresenta caráter ferroso e geoquimicamente similar a granitos tipo A. Segundo Feio (2011), esta unidade seria sin-tectônica e de íntima relação com rochas charnoquíticas, sendo classificada como granitos hidratados da série charnockítica.

Segundo Feio (2011), o magmatismo presente na região de Canaã dos Carajás, no Subdomínio de Transição, difere bastante do magmatismo arqueano clássico presente, por exemplo, no Domínio Rio Maria. De acordo com a autora, o magmatismo TTG é escasso, não ocorrem sanukitóides e o terreno é dominado por rochas graníticas. Feio (2011) mostra que a Suíte Planalto não teria correspondente no Domínio Rio Maria e nem em outros crátons arqueanos, tais como Yilgarn e Dharwar.

A evolução tectônica dos domínios Rio Maria e Carajás teria sido distinta. Feio (2011) mostra que a crosta arqueana de Canaã dos Carajás não tem caráter juvenil e a curva de evolução do Nd

sugere a existência de uma crosta um pouco mais antiga em relação à crosta do Domínio Rio Maria. Os dados geocronológicos e geoquímicos de Feio (2011) sugerem que a crosta no Subdomínio de Transição existia desde o Mesoarqueano (entre 3,2 e 3,0 Ga) sendo retrabalhada no Neoarqueano (entre 2,75 e 2,70 Ga). Em seu estudo, Feio (2011) sugere que a crosta da Bacia de Carajás se assemelha com mais propriedade à crosta do Subdomínio de Transição.

O modelo de Feio (2011) para a evolução neoarqueana da Província Carajás seria relacionado à ascensão do manto astenosférico em ambiente extensional, formando a Bacia de Carajás. Entre 2,73 e 2,70 Ga, a autora sugere que a entrada de magmas máficos na base da crosta foram responsáveis pela fusão parcial da crosta, gerando magmas de composição máfica a intermediária que teriam originado as suítes Planalto e Pedra Branca e rochas charnoquíticas. Feio (2011) sugere ainda que esta associação entre a Suíte Planalto e rochas charnoquíticas é devida a magmatismo de alta temperatura que comumente ocorreria em limites de blocos tectônicos em interação, convergente ou transcorrente.

CAPÍTULO 4

ASPECTOS GEOLÓGICOS LOCAIS

Nessa seção serão apresentadas as características macroscópicas, como observadas em campo ou em testemunhos de sondagem, dos litotipos identificados na região mapeada. O mapa apresentado foi elaborado com base nos dados coletados em campo, nos estudos petrográficos e geoquímicos de amostras selecionadas em campo e em uma compilação realizada a partir do mapa da VALE. Estes dados permitiram a individualização de algumas unidades dentro do Subdomínio de Transição (Dall'Agol *et al.*, 2006; Feio, 2011). São elas: Tonalito Bacaba, Granito Serra Dourada, Unidade das Intrusões Máficas, Unidade das Rochas Metaultramáficas, Unidade das Rochas Metavulcânicas Félsicas, Unidade das Subvulcânicas Félsicas, Clorita Milonitos e Metavulcânicas Máficas a Intermediárias que correspondem a metabasaltos e metandesitos. Esta configuração é apresentada no mapa em escala 1:25.000 (Figura 4; Anexo 1).

Mapa Geológico do Subdomínio de Transição, Canaã dos Carajás (PA)

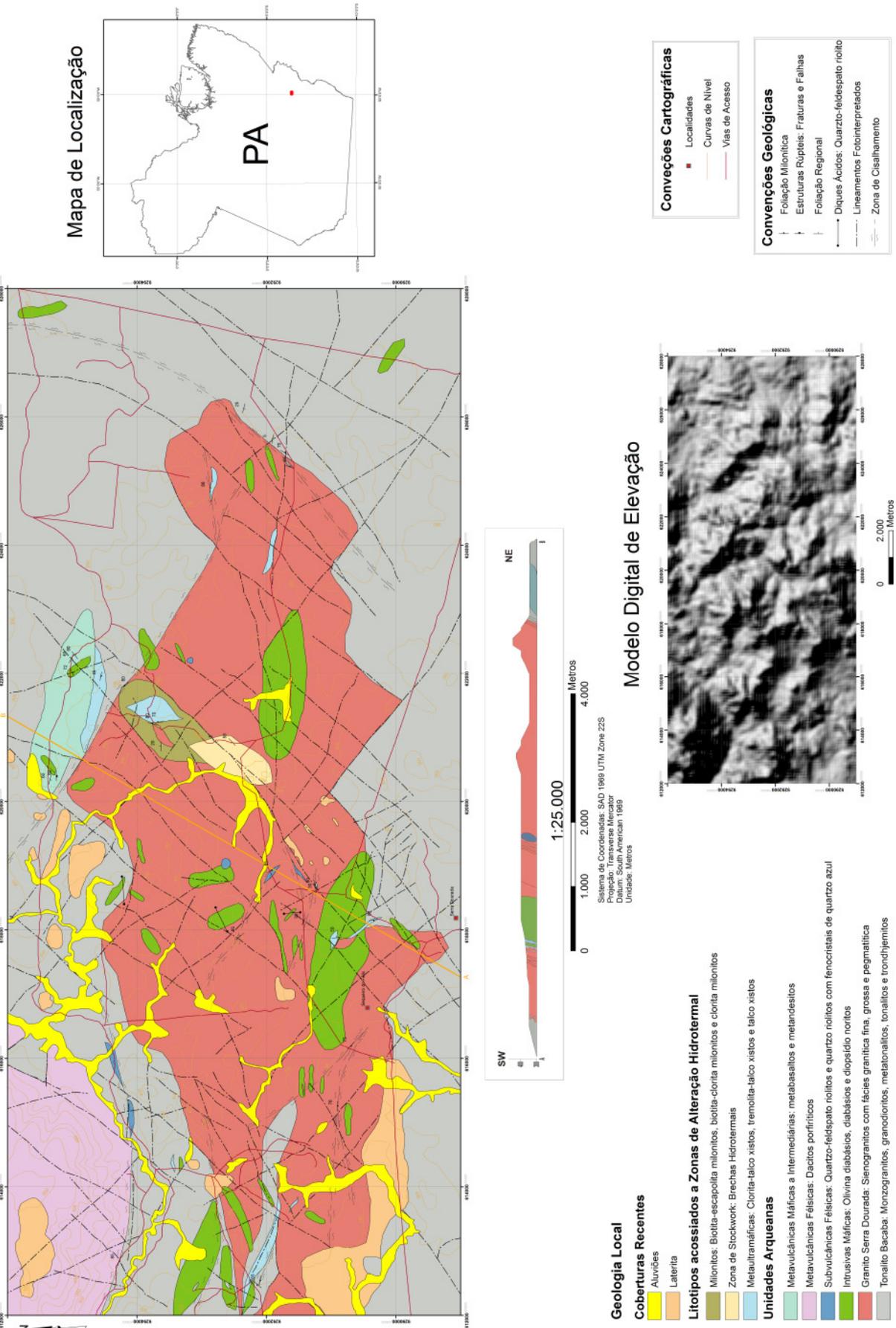


Figura 4.. Mapa Geológico do Subdomínio de Transição entre as áreas de Vila Planalto e Serra Dourada

O Tonalito Bacaba corresponde a aproximadamente 30% da área mapeada ocorrendo como um grande batólito que, segundo o modelo proposto nesse estudo, hospeda a Suíte Granítica Serra Dourada e é cortado por rochas máficas intrusivas. Aflorante na porção NE da área, na Pedreira de Vila Planalto, ocorre também como lentes ou *boundins* inseridos na Suíte Granítica Serra Dourada. O Tonalito Bacaba engloba granodioritos, tonalitos e metatonalitos, trondjhemitos e monzogranitos que são encontrados como matacões de diversos tamanhos com esfoliação esferoidal (Figura 5).

As rochas do Tonalito Bacaba são tipicamente de cor creme acinzentado, cinza claro e escuro. A granulação média predomina em todos os litotipos observados, que apresentam textura fanerítica, são levemente foliadas e tem encraves de xenólitos máficos orientados segundo foliação de baixo ângulo com direção geral NW-SE. A composição inclui cristais de quartzo anédricos com extinção ondulante, plagioclásio subédricos com até 30% de molécula anortita (An_{30}) e com deformação dos cristais variável, desde fraca a intermediária, ortoclásio subédricos com deformação leve, e hornblenda subédrica e anédrica com pleocroísmo marrom a verde escuro. As rochas são afetadas por escapolitização seletiva dos cristais de plagioclásio e alteração potássica fissural com formação de biotita, além da formação de hastingsita alterando seletivamente os cristais de hornblenda. Sericitização posterior oblitera todas as outras alterações presentes (Figura 6).

A contagem modal realizada para as amostras GMCL01, GMCL26B e GMCL64 permitiu avaliar a relação entre as três fases minerais principais. A amostra GMCL01 é composta de 31% de quartzo, 42% de plagioclásio e 27% de feldspato potássico. Já a amostra GMCL26B é composta de 32% de quartzo, 40% de plagioclásio e 28% de feldspato potássico. E por fim, a amostra GMCL64 é composta de 28% de quartzo, 24% de plagioclásio e 48% de feldspato potássico. As amostras GMCL01 e GMCL26B foram classificadas no diagrama de Streckeisen (1974) como monzogranitos e a amostras GMCL64 foi classificada como sienogranito, mas a amostra apresenta intensa alteração hidrotermal (Figura 9).

Estas rochas apresentam escapolitização seletiva do plagioclásio ígneo, alteração potássica fissural e pervasiva com formação de feldspato potássico e biotita, respectivamente, alteração sódico-cálcica fissural com formação de albita e actinolita

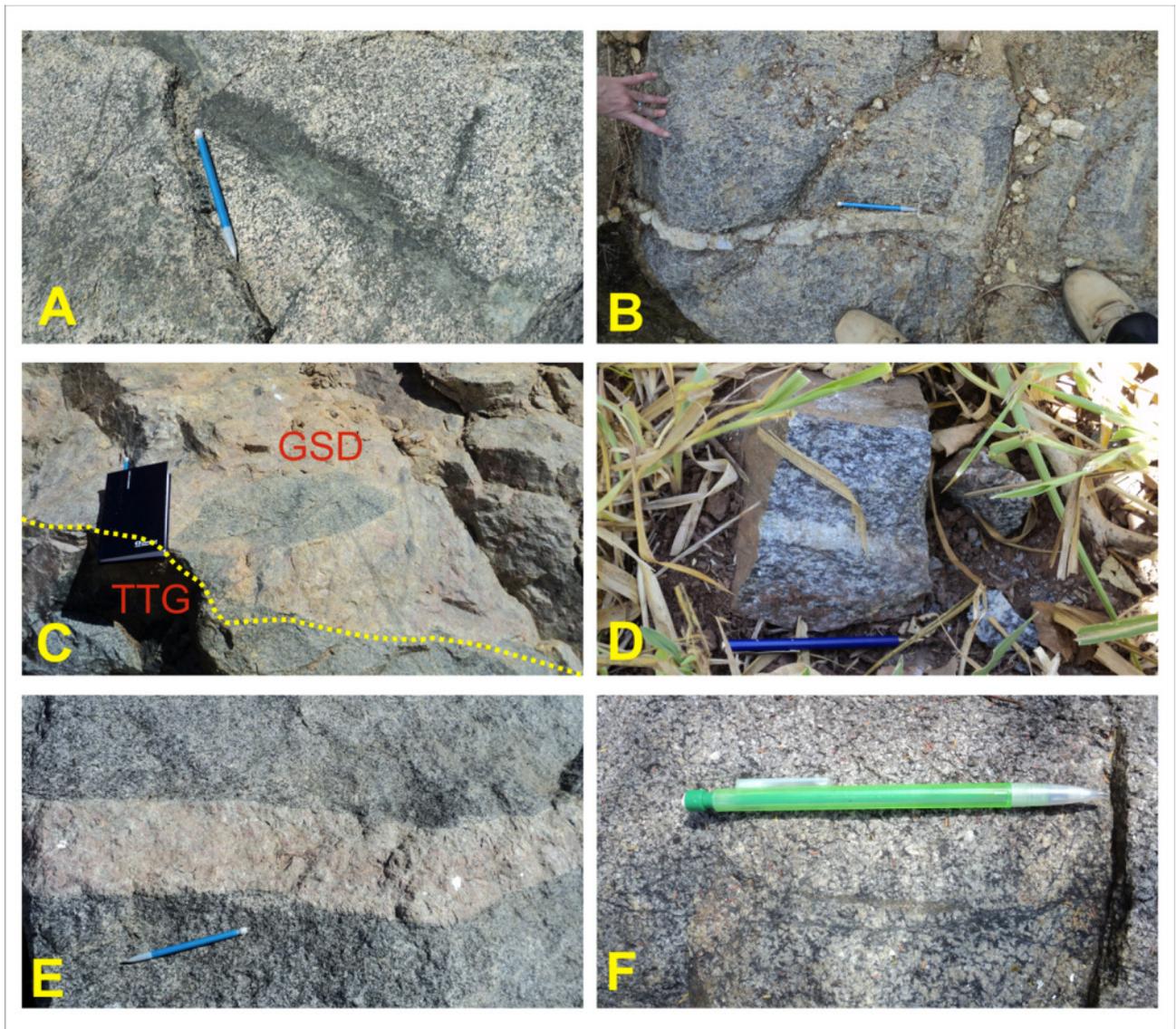


Figura 5. A) Monzogranito com front de alteração sódico-cálcica, caracterizada pela formação de actinolita e albita hidrotermais. B) Granodiorito cortado por veio de quartzo. C) Contato entre o Tonalito Bacaba e Serra Dourada (GSD). D) Tonalito com foliação bem desenvolvida recortado por veio de quartzo concordante. E) Monzogranito com injeção pegmatítica. F) Trondhjemito com alteração sódico-cálcica fissural.

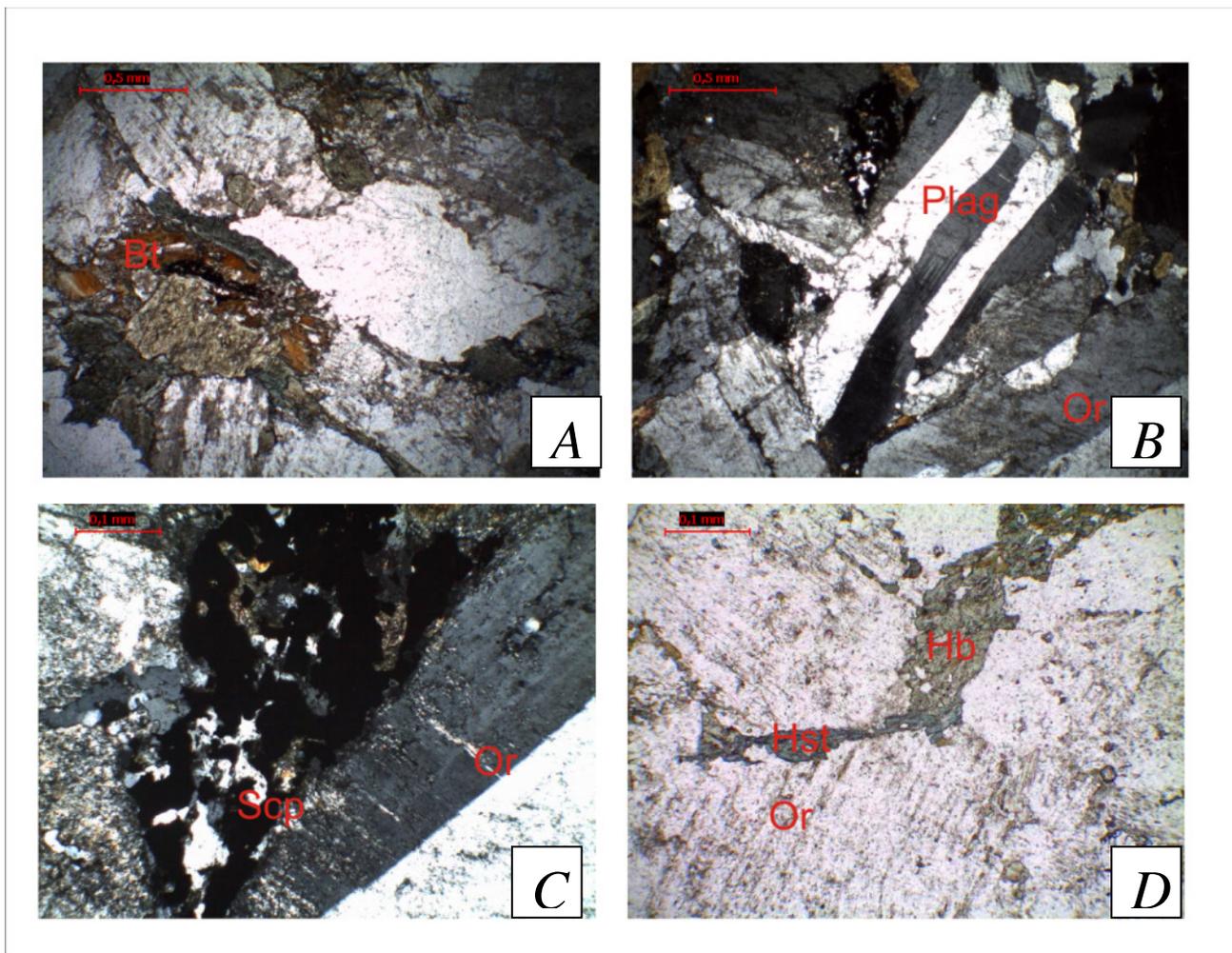


Figura 6. A) micrografia destacando a formação de biotita hidrotermal (Bt) em cristais de hornblenda. B) Micrografia mostrando a deformação de cristais de plagioclásios (Plag). C) Micrografia mostrando a alteração de cristal de ortoclásio (Or) por escapolita (Scp). D) Formação de hastingsita (Hst) sobre cristais de hornblenda (Hbl).

Granito Serra Dourada

Corresponde a aproximadamente 50% da área mapeada ocorrendo, como um grande batólito que se situa na porção central da área de estudo. Esta unidade é composta essencialmente por sienogranitos que podem ser individualizadas três fácies graníticas principais que incluem: granitos, microgranitos e pegmatitos. Esta unidade estabelece contato brusco com os diversos outros litotipos mapeados, sendo a maioria destes contatos intrusivo. Nas proximidades contato entre o Granito Serra Dourada e o Tonalito Bacaba são observados feições que indicam que o primeiro é intrusivo no segundo, tais como: injeções de microgranitos e pegmatitos do Granito Serra Dourada no Tonalito Bacaba; e xenólitos do Tonalito Bacaba dentro do Granito Serra Dourada.

Granitos

São rochas de coloração rósea a rósea acinzentada e granulação média, faneríticas e, localmente porfíricas, que ocorrem com matacões com esfoliação esferoidal. Os fenocristais de feldspato ocorrem localmente e são compostos por plagioclásio com 20% da molécula anortita (An_{20}), em geral, deformados, e por ortoclásio contemplando até 10% da amostra, entre 7% albíta e 3% ortoclásio. A matriz é dada composta por em média 20% de cristais anédricos de quartzo com

extinção ondulante, 15% de cristais anédricos a subédricos de microclínio e 45% de cristais subédricos a euédricos de ortoclásio, além de aproximadamente 10% de epidoto. A alteração sódica com formação de textura *chess board* é observada nos cristais de ortoclásio, tanto nos megacristais quanto na matriz, e nos cristais de microclínio onde esta textura adquire sua feição mais típica, sendo uma alteração pervasiva. A epidotização também é caracterizada, ocorrendo de forma fissural, alterando a borda de cristais de feldspato ou cortando indiscriminadamente outros minerais, como quartzo (Figura 7; 8).

Os granitos isótipos observados na região apresentam apenas deformação rúptil representadas por famílias de fraturas subverticais com direção NW-SE e NE-SW, respectivamente. Estes litotipos são cortados por grandes zonas de cisalhamento, transcorrentes e reversas, sendo fortemente foliados e recortados por vênulas e veios de quartzo. Os granitos dessa suíte apresentam ainda diversos tipos clássicos de alterações hidrotermais reconhecidas na província, tal como alteração potássica e albitização pervasiva, epidotização seletiva de feldspatos, silicificação e alteração com clorita e biotita também pervasiva.

Microgranitos

São rochas de coloração rósea acinzentada e granulação fina, com textura fanerítica e equigranular que ocorrem como veios irregulares exibindo textura de fluxo magmático. Estes corpos cortam a fácies granítica do Granito Serra Dourada e as rochas do Tonalito Bacaba. Os megacristais constituem em média 20% da amostra, sendo representados por cristais de ortoclásio subédricos a euédricos (15%) e de microclínio anédricos a subédricos (5%). A matriz da rocha é composta de 30% de cristais de quartzo anédricos, em geral, com extinção ondulante e início de formação de subgrãos, 25% de cristais de ortoclásio subédricos, e 15% de cristais de microclínio subédricos a euédricos, e em média 10% de cristais de plagioclásio com até 20% de molécula anortina (An_{20}). A alteração potássica resulta na formação de biotita e feldspato potássico. Este processo ocorre de forma pervasiva, mas foi pouco intenso (Figura 7; 8).

Os cristais de feldspato potássico alteram principalmente ortoclásio preexistente e a biotita hidrotermal substitui grande parte das outras fases minerais que compõem a rocha. A magnetita está comumente associada à biotita hidrotermal. A composição modal da rocha é composta por 36% quartzo, 47% feldspato potássico e 17% plagioclásio (Figura 9).

Pegmatitos

São rochas de coloração rósea e granulação grossa a muito grosso, com textura pegmatítica, inequigranular e textura gráfica bem desenvolvida. Esta fácies ocorre como injeções cortando os granitos faneríticos a localmente porfiríticos desta unidade e as rochas do Tonalito Bacaba. São compostos essencialmente de quartzo e feldspato potássico apresentando cristais que podem ter até 5cm (Figura 7).

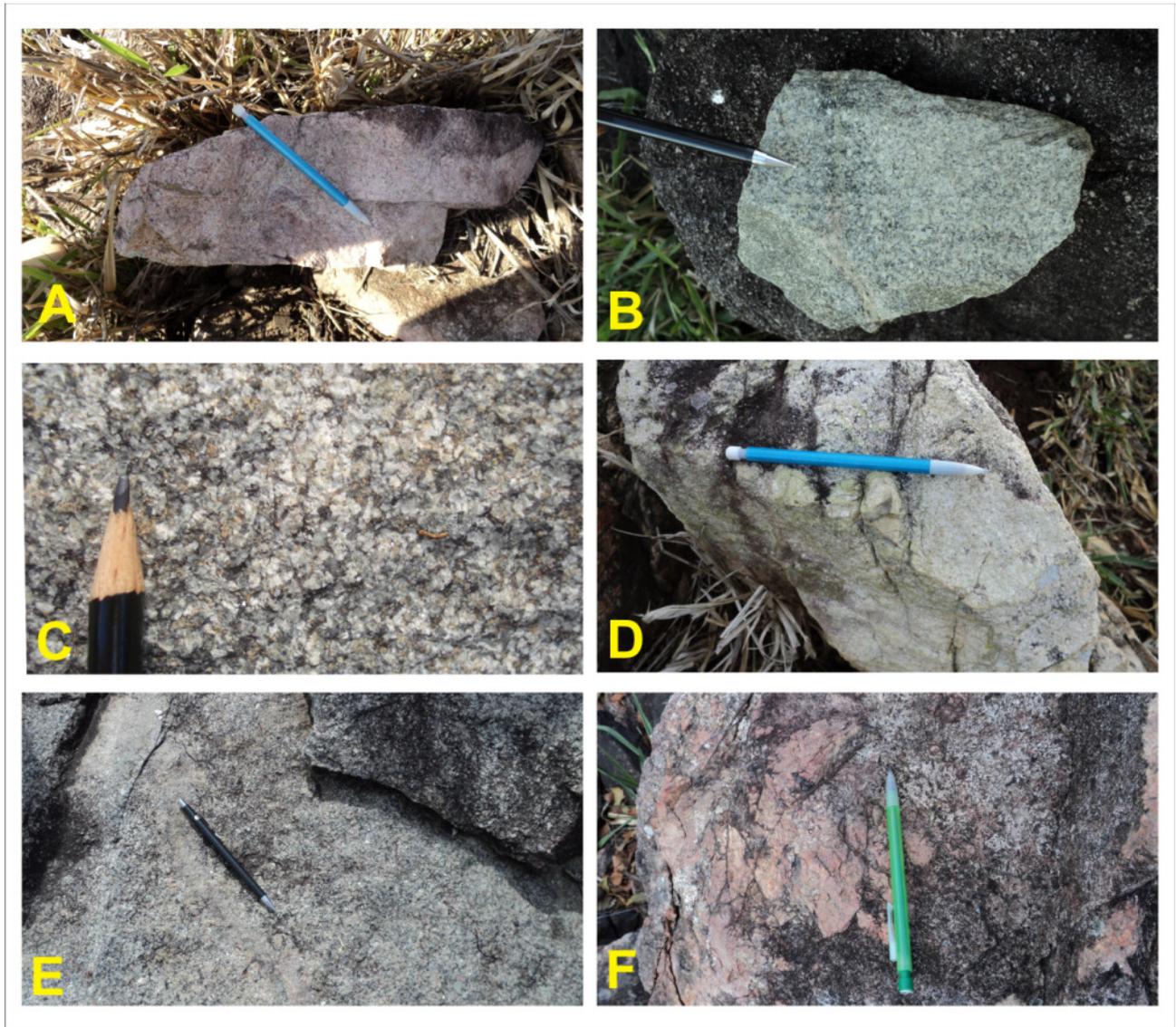


Figura 7. A) Granito fanerítico a localmente porfírico com alteração potássica pervasiva. B) Granito fanerítico a localmente porfírico mostrando albitização pervasiva e epidotização seletiva dos plagioclásios. C) Aspecto textural da fácies granítica do Granito Serra Dourada. D) Fácies granítica da unidade com albitização intensa. E) Granito Serra Dourada cortado pelo microgranito. F) Granito Serra Dourada associado com fácies pegmatítica.

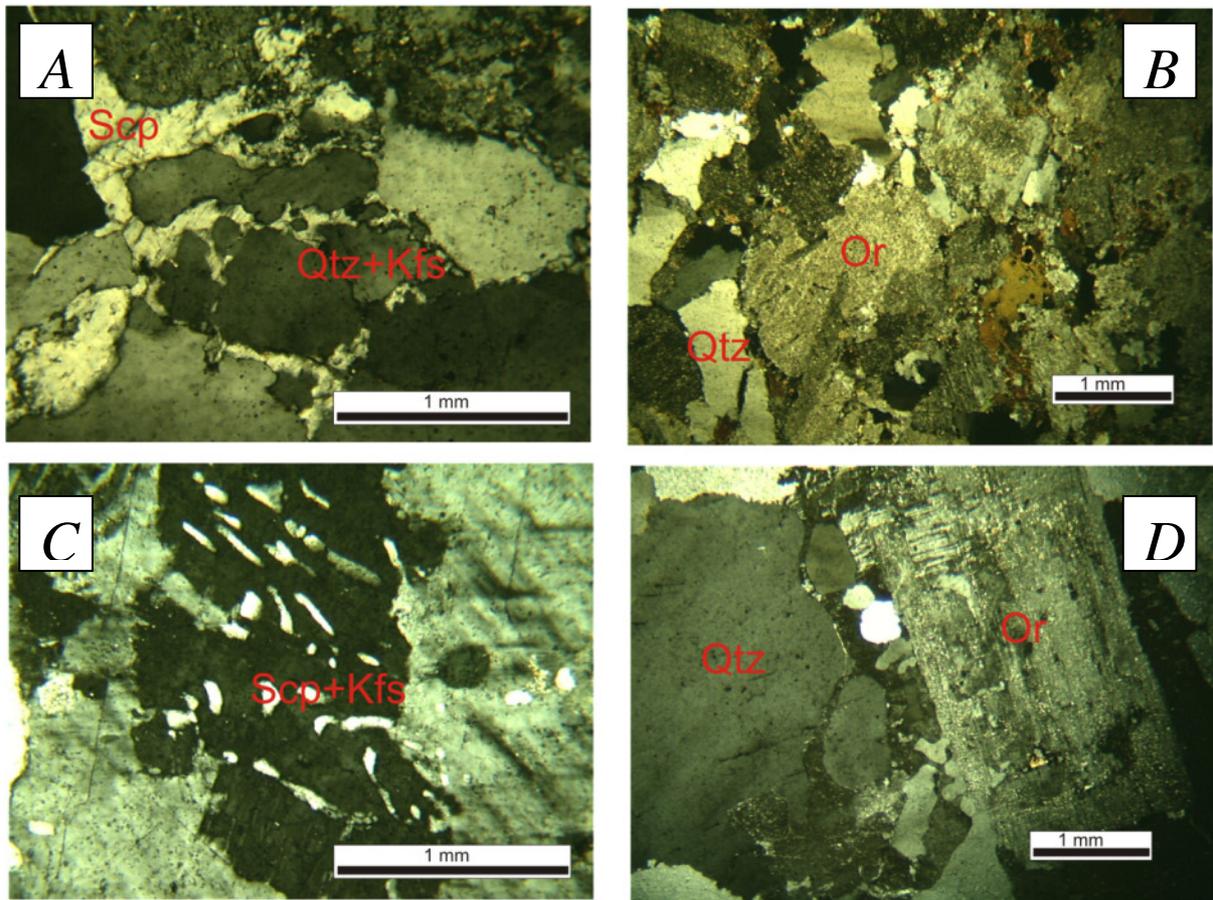


Figura 8. A e C) Formação de escapolita (Scp) fissural destacada em meio a cristais de feldspato potássico e quartzo (Kfs+Qtz). B e D) Formação de sericita sobre cristal de ortoclásio (Or) e aspecto textural da amostra.

QAPF diagram - Si oversaturated

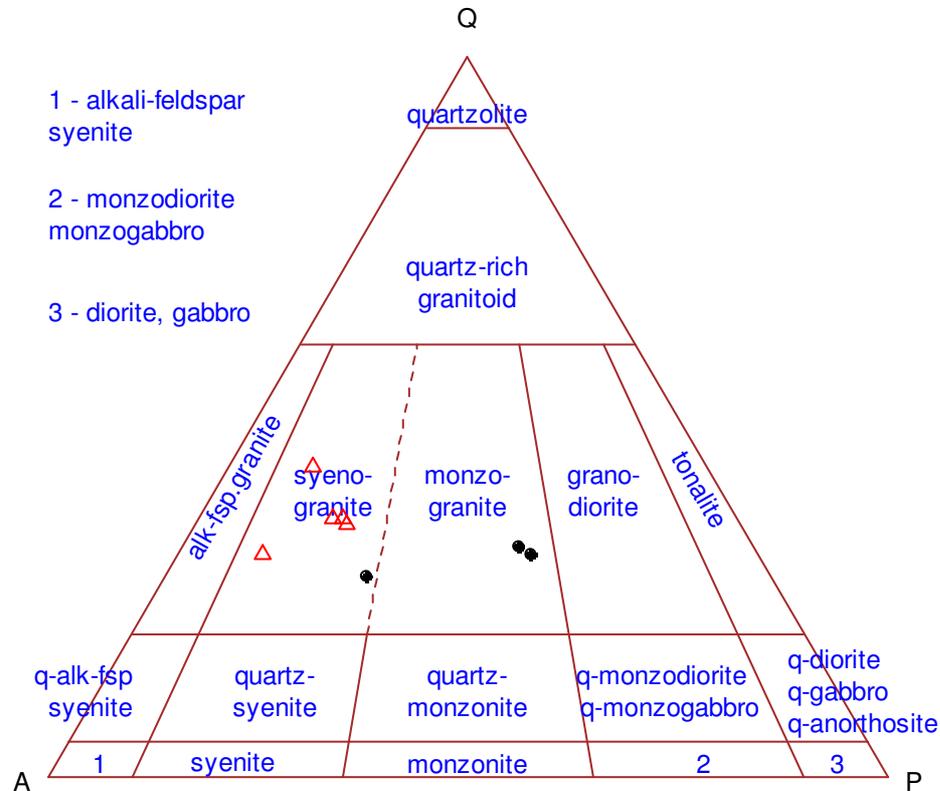


Figura 9. Classificação modal das rochas do Granito Serra Dourada e do Tonalito Bacaba (Streckeisen, 1974).

Intrusivas Máficas

Correspondem a aproximadamente 20% da área mapeada ocorrendo com corpos de tamanho bastante variado representados por diques de diabásio e corpos intrusivos maiores e texturalmente mais grossos, que correspondem a stocks máficos. Estes litotipos podem ser divididos em olivina diabásios, noritos e hornblenda diabásios, além de alguns corpos gabróicos.

Os corpos são alongados segundo direções E-W em geral NW-SE. Estas rochas cortam o Granito Serra Dourada e o Tonalito Bacaba e apresentam em geral deformação rúptil. A escapolitização e a alteração potássica podem ser observadas neste litotipos. No entanto, essas alterações são bastante incipientes nestes litotipos (Figura 12).

Olivina diabásios

Os litotipos ocorrem como dique de orientação NW-SE, cortando o Granito Serra Dourada têm cor cinza escura com granulação fina, textura porfírica constituída por cristais de piroxênio e

textura subofítica na matriz da rocha típicas de uma rocha de cristalização epizonal, um diabásio. Os cristais de piroxênio perfazem a maior parte da rocha (45%) com cristais incolores a verde claro com extinção inclinada e birrefringência de 1ª ordem, tanto nos fenocristais de piroxênio quanto nos cristais presentes na matriz. Os fenocristais de piroxênio atingem até 1 mm mostrando geminação simples. Análises por EDS (Energy Dispersive X-Ray Spectrometer) acoplado a Microscópio Eletrônico de Varredura permitiram caracterizar o piroxênio como dois clinopiroxênios: augita e pigeonita, sendo que os fenocristais são, em maioria, augita. A matriz da rocha contém, além do clinopiroxênio, cristais de plagioclásio crescidos nos interstícios dos cristais de clinopiroxênio, caracterizando uma textura subofítica. Os cristais de plagioclásio compõem cerca de 40% da rocha, apresentando macla polissintética e macla periclina. Ocorrem ainda cristais de olivina (5%) euédricos fraturados e em média 10 % de cristais euédricos de magnetita (Figura 10; 12).

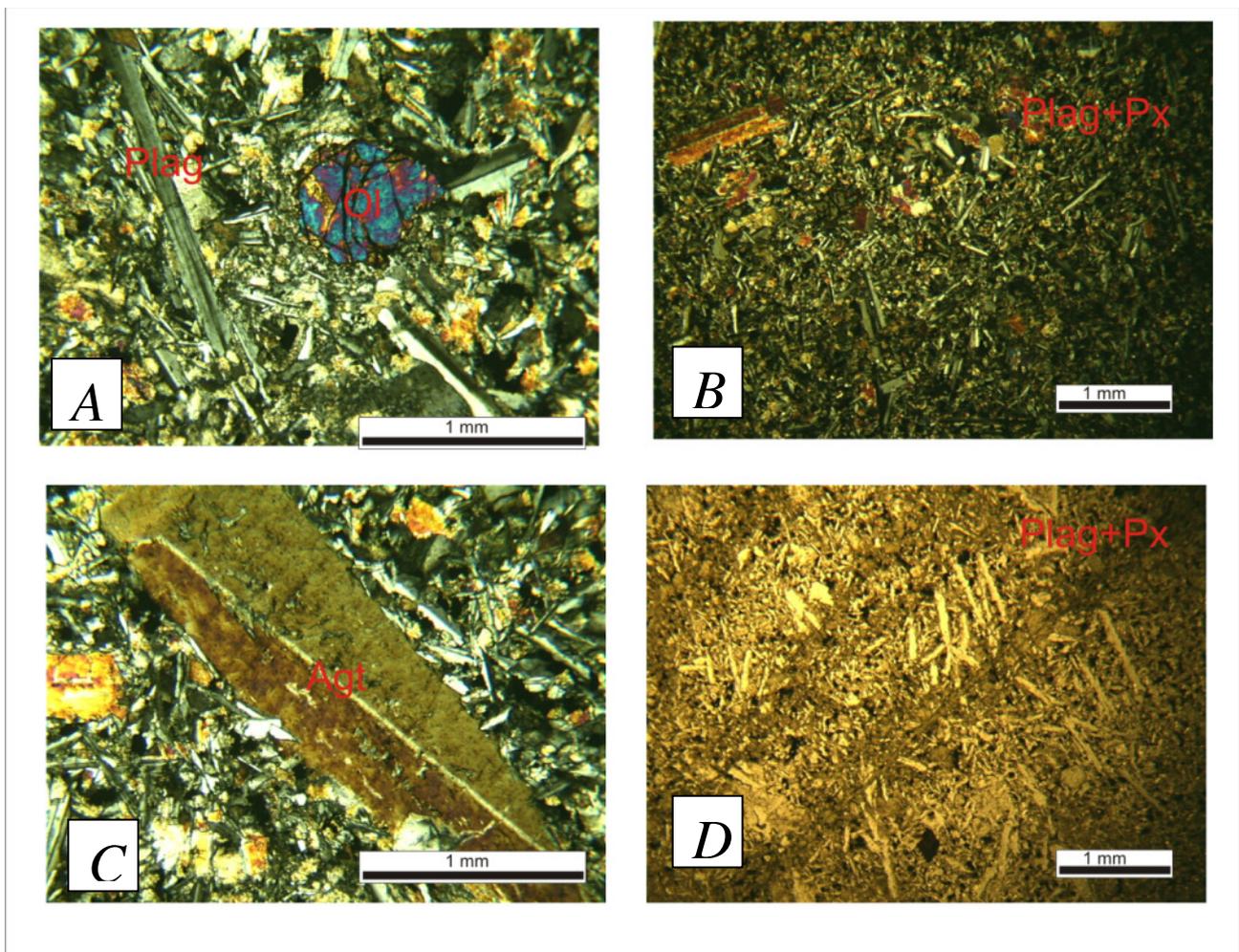


Figura 10. A) Destaque de cristais de Olivina (Ol) em meio a matriz composta por plagioclásio e piroxênio. B e D) Destaque para a textura subofítica em luz polarizada e natural. C) fenocristal de augita com macla dois indivíduos bem desenvolvida.

Diopsídio noritos

Os litotipos ocorrem como stocks com orientação E-W, cortando os litotipos do Granito Serra Dourada têm cor cinza clara com granulação média a grossa, textura fanerítica média e textura subofítica e não apresenta evidências de deformação. A composição destas rochas é dada por cristas subédricos a euédricos de plagioclásio com 40 a 45% de molécula anortita (An_{40}), cristais

subédricos a anédricos de enstatita que são envolvidos por plagioclásio e por alguns cristais de diopsídio anédricos a subédricos. As rochas são afetadas por escapolitização seletiva do plagioclásio com magnetita associada, substituição dos piroxênios por hornblenda hidrotermal em bordas de reação bem desenvolvidas, alteração potássica pervasiva formando biotita, com calcopirita associada, a partir do plagioclásio e piroxênio e formação de hastingsita nas bordas de cristais de hornblenda. A contagem modal da amostra MCJ06 revelou que seu arcabouço é composto por 46% de enstatita, 45% de plagioclásio e 9% de diopsídio (Figura 11; 12).

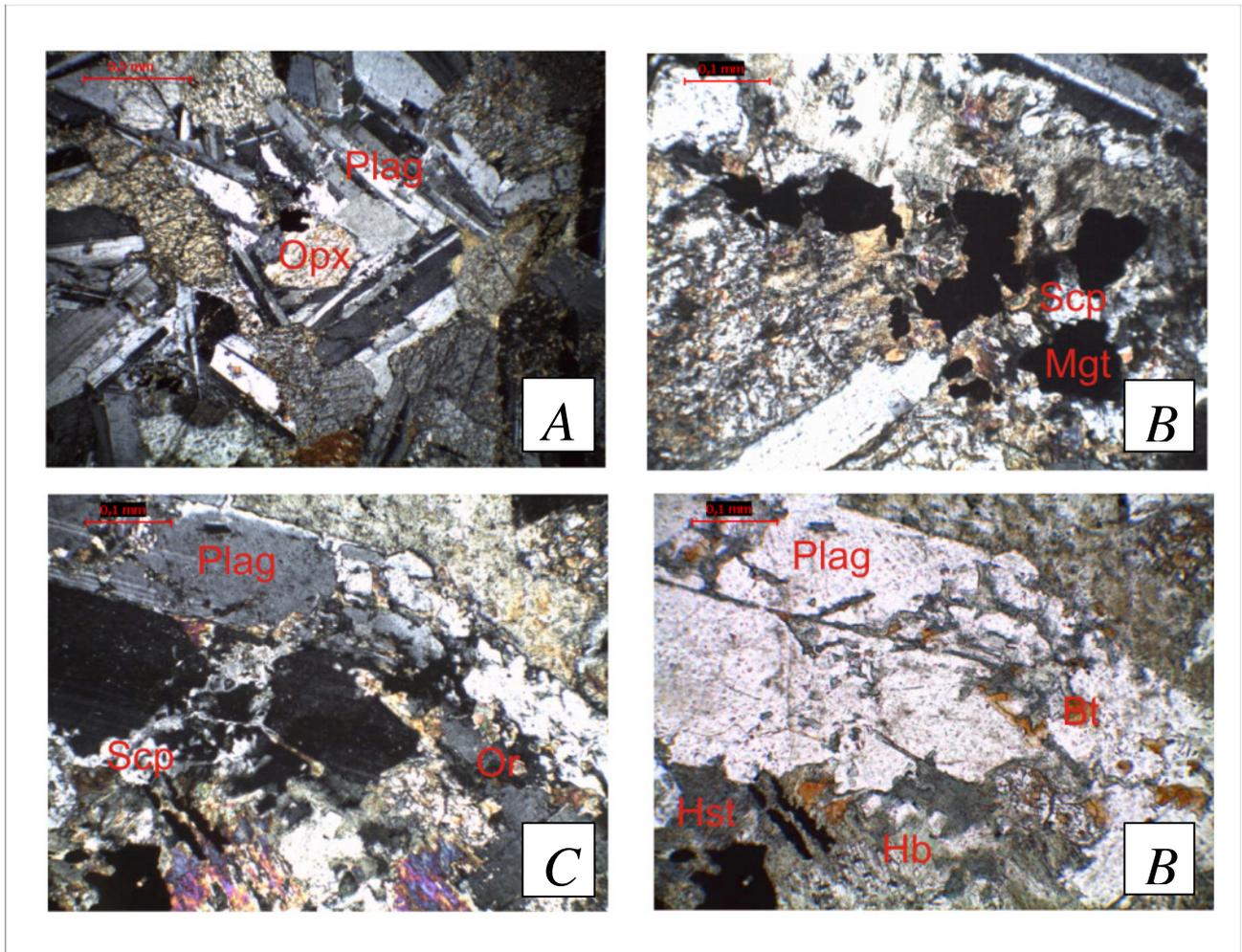


Figura 11. A) Destaque para a textura fanerítica grossa e subofítica. B) Ocorrência de magnetita hidrotermal (Mgt) associada à escapolita (Scp). C) Cristal de plagioclásio (plag) alterado por escapolita que corta alteração com hastingsita (Hst) sobre cristais de hornblenda e destaque para a alteração potássica sobreposta aos outros processos hidrotermais.

Diabásios

Os litotipos ocorrem como diques de orientação geral E-W cortando rochas das unidades Granitos Serra Dourada e Tonalito Bacaba têm cor cinza escura com granulação fina e textura fanerítica e subofítica. São compostos essencialmente de plagioclásio ripforme e clinopiroxênio, sendo que esses últimos apresentam-se parcialmente substituídos por anfibólios, restando apenas núcleos preservados. A escapolitização ocorre de forma seletiva substituindo plagioclásios que apresentam cor esverdeada é observada e fissural a qual apresenta magnetita hidrotermal associada (Figura 12).



Figura 12. A) Olivina diabásio sem evidência de alteração hidrotermal. B) Olivina diabásio com finas vênulas com escapolita C) Diabásio isotrópico sem olivina e magnetita. D) Olivina diabásio com escapolitização fissural. E) Diabásio com vênulas com escapolita F) Norito com textura fanerítica média a grossa e subofítica.

Unidade das Rochas Metaultramáficas

Os litotipos das unidades metaultramáficas correspondem a aproximadamente 10% da área de estudo ocorrendo com lentes ou lascas de rocha associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo com direção E-W e reversas de baixo ângulo com direção N-S. As foliações milonítica de alto ângulo truncam as foliações miloníticas de baixo ângulo caracterizando assim duas fases de deformação distintas. São encontrados principalmente tremolita-clorita-talco xistos, biotita-clorita-talco xistos, clorita-talco xistos (Figura 13).

Os litotipos são em geral de cor cinza esverdeada com granulação fina a muito fina, com xistosidade e crenulação desenvolvida. São compostos por talco e clorita essencialmente com variações com tremolita e biotita, que ocorre como alteração dos anfibólios (Figura 13).

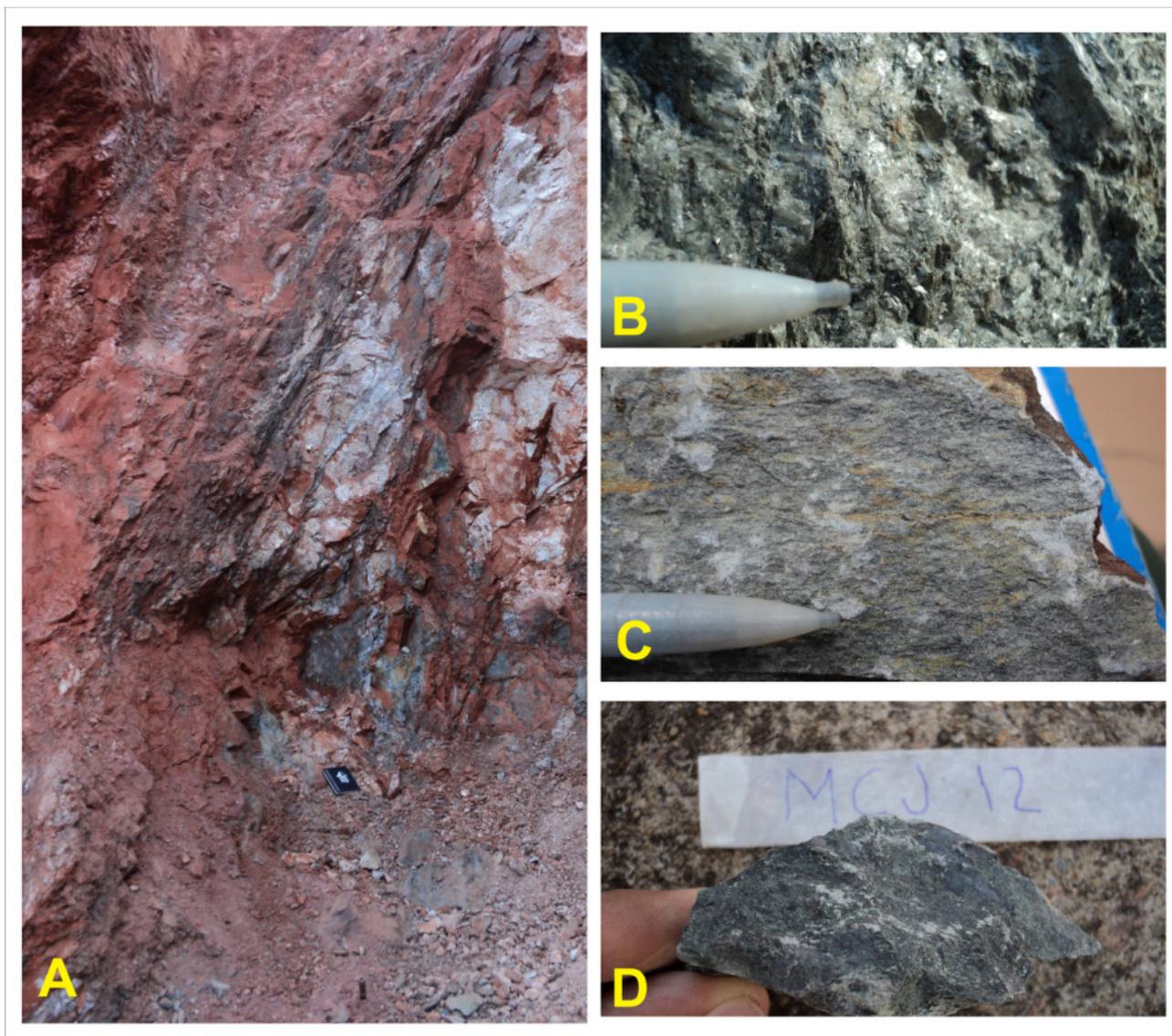


Figura 13. A) Zona de cisalhamento transcorrente com lascas de clorita-talco xisto. B) Talco xisto com xistosidade bem desenvolvida. C) Tremolita-talco xisto com xistosidade menos evidente. D) Clorita-talco xisto fino.

Unidade das Rochas Metavulcânicas Félsicas

O Dacito Bacuri representa o litotipo hospedeiro principal da mineralização cuprífera do depósito Bacuri, porém não aflora na área de estudo, sendo observado apenas em testemunhos de sondagem. No entanto, tem como correspondente dacitos pórfíricos que ocorrem no extremo noroeste da área de estudo (Vale), sendo que em superfície toda sua textura ígnea é obliterada pela alteração hidrotermal intensa. Apenas em algumas porções em amostras de testemunhos de sondagem suas características ígneas são reconhecidas. Em sua maior parte a rocha apresenta intensa alteração hidrotermal, notadamente cloritização.

A rocha apresenta cor cinza clara com matriz fanerítica fina constituída por quartzo (> 50%), feldspato potássico (15%), plagioclásio (20%) e megacristais de plagioclásio (15%) de até 3 mm subédricos a euédricos, que conferem textura porfírica à rocha. Os megacristais de plagioclásio foram caracterizados com uso de MEV e EDS (Energy Dispersive X-RaySpectrometer) como plagioclásio sódico.. Os megacristais de albita apresentam textura de corrosão (Sial, 1984) e

deformados, apresentando-se, em sua maioria, fraturados. Cristais de biotita hidrotermais ocorrem principalmente nos interstícios da matriz, sendo mais concentrados localmente, conferindo uma cor cinza escura à rocha.

A textura da rocha é típica de uma rocha subvulcânica e sua composição modal permite classificá-la como um pórfiro dacítico, de acordo com Willians *et al.* (1985).

A rocha apresenta foliação milonítica definida principalmente pela orientação dos cristais de biotita e estiramento dos cristais de quartzo relacionados com extinção ondulante e formação de subgrãos nos cristais de quartzo. São caracterizadas porções intensamente hidrotermalizadas, porções com alteração hidrotermal média a desenvolvida e porções com textura ígnea preservada e alteração hidrotermal incipiente. As porções mais preservadas apresentam alteração potássica caracterizada por biotita fissural evoluindo para porções com alteração hidrotermal mais forte, nas quais os megacristais de feldspato potássico desaparecem. Nessas porções, a alteração potássica com biotita se intensifica e a cloritização é incipiente, ocorrendo principalmente com estilo fissural e seletivamente substituindo a biotita. Nas amostras mais intensamente hidrotermalizadas, a textura ígnea já não é reconhecida e predominam porções cloritizadas e silicificadas da rocha (Figura 14).

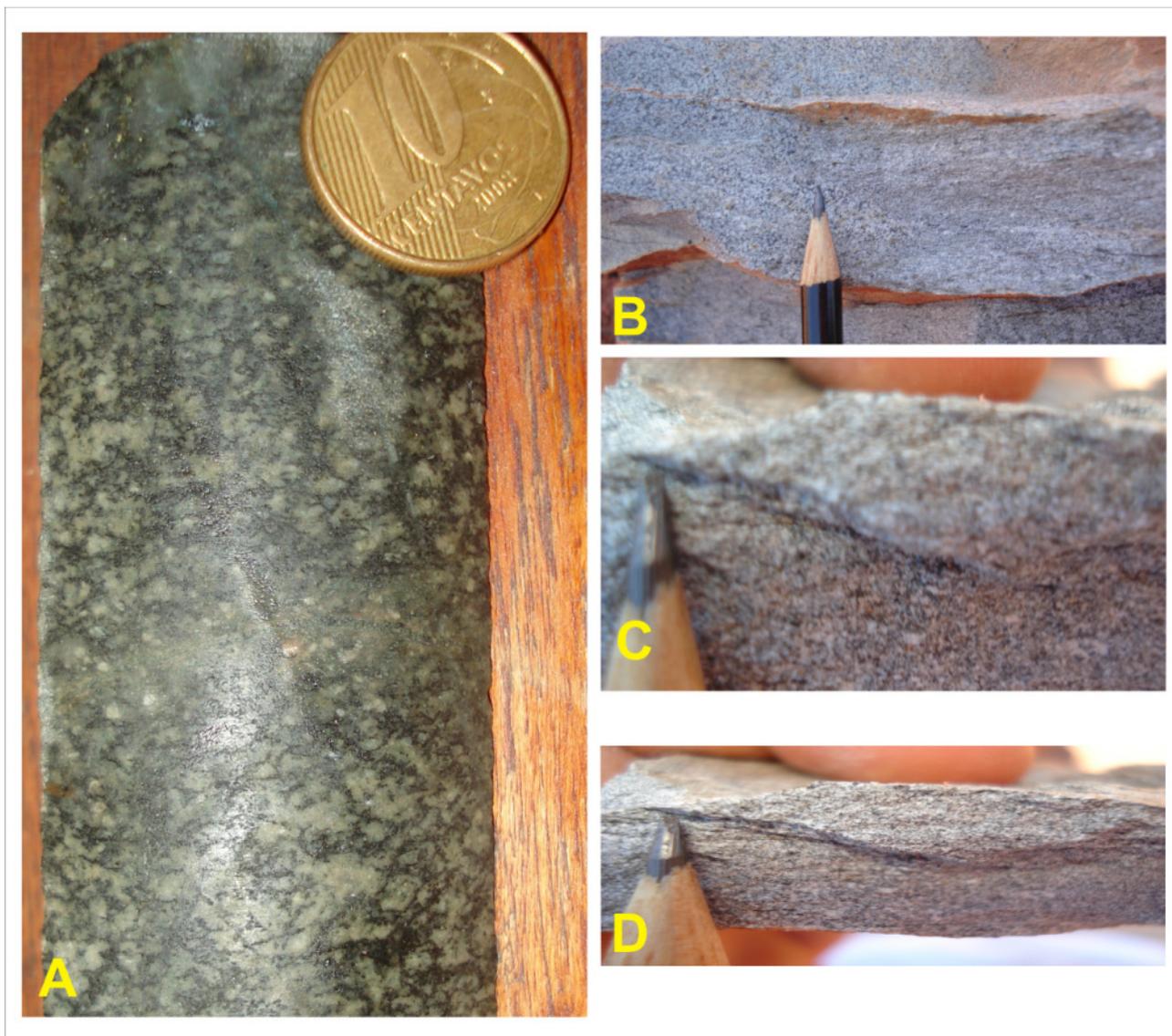


Figura 14. Aspectos do dacito em furo de sondagem com destaque para os fenocristais de albita. B, C e D) Dacito mostrando os fenocristais de albita levemente estirados em função do desenvolvimento da foliação milonítica

Unidade das Subvulcânicas Félsicas

Quartzo Pórfiro

Essa unidade inclui quartzo pórfiro que ocorre como pequenos corpos circulares intrusivos nos litotipos das unidades Granito Serra Dourada e Tonalito Bacaba. São rochas de coloração cinza esverdeada com textura porfirítica definida por cristais de quartzo azul em uma matriz afanítica a fanerítica fina equigranular. A matriz da rocha é dominada por cristais de quartzo (50%) e feldspato (10%) que não ultrapassam 0,5 mm, e mais raramente por biotita intersticial. Cerca de 40% da rocha é representada por cristais azuis de quartzo euédricos bipiramidais com golfos de corrosão (Sial, 1984). Cristais de zircão são comumente encontrados como minerais acessórios.

Assim, os fenocristais de quartzo e a matriz fina são típicas de rochas vulcânicas e subvulcânicas (Shelley, 1985) sendo diferenciadas pela proporção de feldspatos presente em sua composição. Neste caso, em que a rocha apresenta fenocristais de quartzo, a composição da rocha,

de acordo com Willians *et al.* (1985) é riolítica. Estas rochas podem apresentar intensa silicificação associada à ocorrência de clorita e biotita (Figura 15; 16).

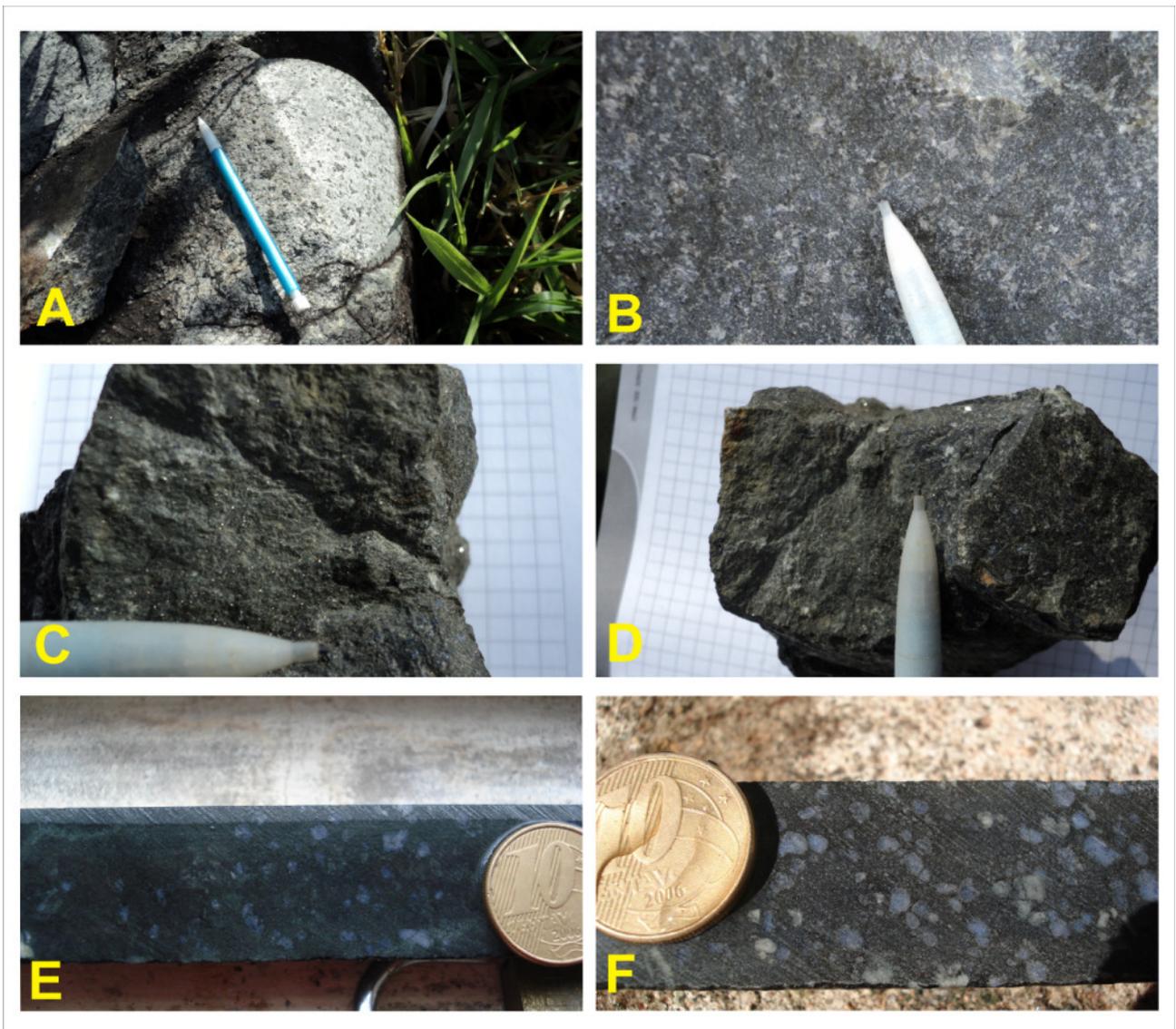


Figura 15. Afloramento tipo do quartzo pórfiro destacando os megacristais de quartzo. C e D) Amostras de quartzo pórfiro azul coletadas para análise geoquímica. E e F) Amostras de testemunho de sondagem destacando a cor azulada dos megacristais de quartzo e seu hábito bipiramidal.

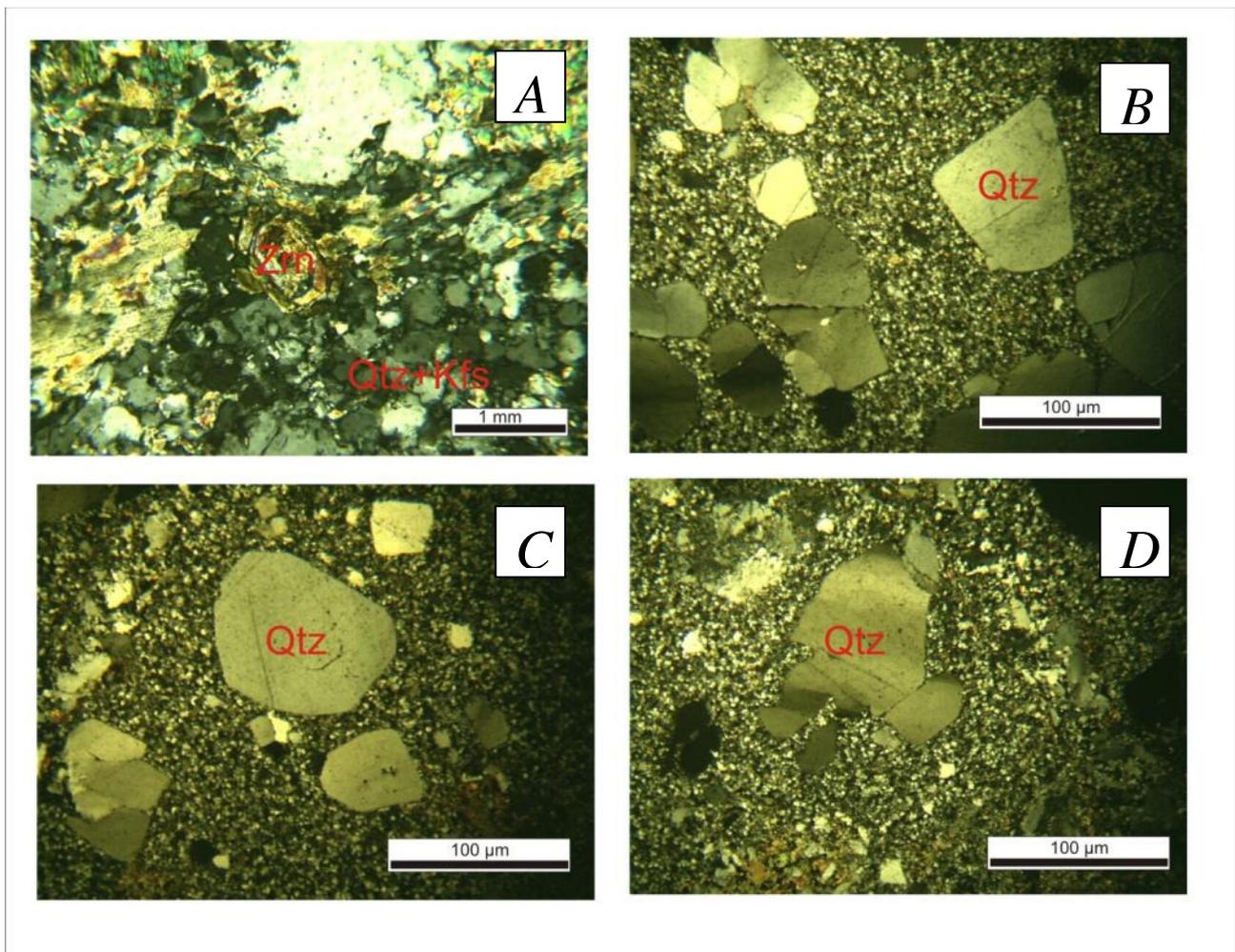


Figura 16. Micrografia destacando a ocorrência de zircão do Quartzos pórfiros. B e C) Destaque da textura porfirítica com cristais de quartzo euédricos. D) Destaque para a textura de corrosão em fenocristal de quartzo.

Quartzo-feldspato pórfiro

Os quartzo-feldspato pórfiros correspondem a pequenos diques que atravessam os litotipos da Suíte Granítica Serra Dourada e as Intrusões Máficas.

A rocha tipo tem cor rósea avermelha com granulação muito fina e textura porfirítica com matriz de granulação muito fina e textura de resfriamento rápido (eutético). Os megacristais representam em média 20% da amostra e são representados por cristais de quartzo subédricos com inclusões micrométricas, os quais representariam 5% destes cristais, e por cristais de ortoclásio subédricos a euédricos que representam os outros 15% restantes. A matriz é composta de quartzo (50-60%) e feldspato potássico (20-30%), ortoclásio. Como opacos ocorrem cristais de magnetita, que representam aproximadamente 5% da amostra (Figura 17).

Na seção delgado-polida deste litotipo são observados dois processos hidrotermais: alteração sódica e a alteração propilítica com clorita e epidoto. A alteração sódica resulta em formação de albita com textura *chess bord* típica desenvolvida a partir de cristais de ortoclásio, tanto nos megacristais como nos cristais da matriz. Esse processo pode ser incipiente ou bastante intensa substituindo quase completamente o cristais, sendo considerada um alteração seletiva. A alteração

propilítica também é incipiente, mas ocorre concentrada ao longo das bordas de cristais de ortoclásio e quartzo, sendo pervasiva. A esse processo hidrotermal estão associadas fase como epidoto, allanita, clinzoisita, clorita e magnetita, que ocorrem com cristais euédricos bem formados. A alteração sódica foi visivelmente anterior à alteração propilítica. Os corpos podem ter larguras de aproximadamente 12 metros e comprimento variável, chegando a algumas centenas de metros (Figura 18).



Figura 17. Destaque para os fenocristais de feldspato potássico (A) e de Quartzo (C). B e D) Aspecto textural da rocha com os fenocristais em destaque.

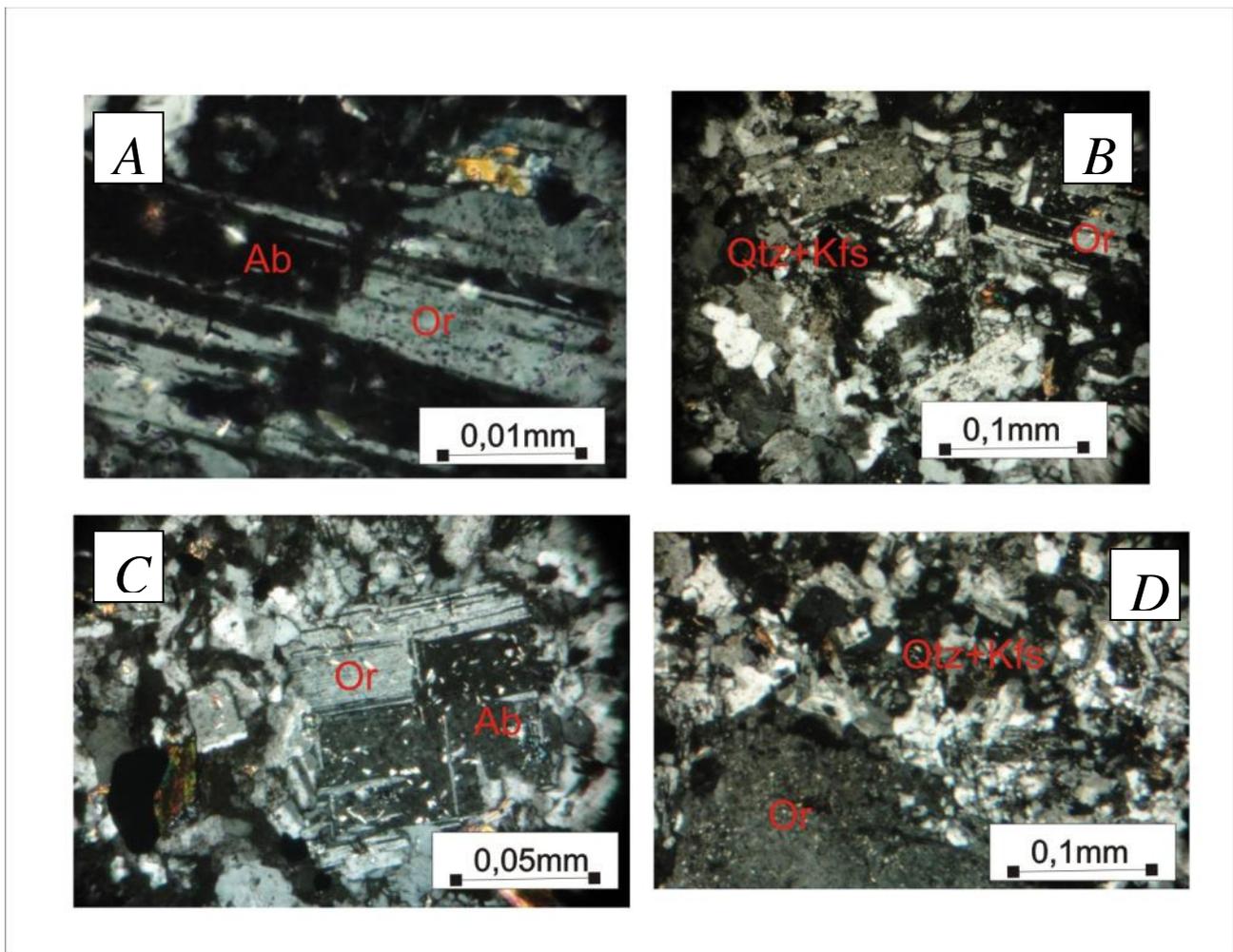


Figura 18. A e C) Destaque para os fenocristais de Ortoclásios (Or) com textura *chess board* relacionada a formação de albita hidrotermal (Ab). B e D) Aspecto textural com a relação entre fenocristais e matriz.

Milonitos

Nas proximidades das zonas de cisalhamento que cortam o Subdomínio de Transição são observados diversos tipos de milonitos com forte alteração hidrotermal associada. Esses corpos ocorrem como lentes com orientação E-W e N-S. Esta unidade é composta por clorita xistos, biotita-escapolita xistos e sericita-clorita xisto. São rochas de granulação fina a média com cristais bem orientados ao longo da foliação.

CAPÍTULO 5

ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

A área de estudo apresenta diversas feições de processos geológicos que aconteceram durante sua evolução, como eventos de granitogênese, metamorfismo regional e dinâmico e interação com fluidos hidrotermais. Este capítulo é dedicado a análise regional da ocorrência deste processo hidrotermal.

A relação entre os processos hidrotermais observados e os outros processos geológicos que são observados na região ainda é bastante obscura. No entanto, as observações de campo e a

petrografia permitem elucidar quais as características principais e o modo de ocorrência do hidrotermalismo.

As fases hidrotermais observadas foram fundamentalmente escapolita, biotita, albita, feldspato potássico, clorita, epidoto e magnetita

Processos Hidrotermais

Alteração Sódica

A alteração sódica é responsável pela formação de albita hidrotermal que ocorre alterando principalmente os cristais de feldspato potássicos. Este processo ocorre de forma pervasiva nas unidades da Suíte Serra Dourada e desenvolve halos de alteração intensos nas proximidades de zonas de cisalhamento. Nas seções delgadas-polidas são comuns evidências da substituição parcial, quando ainda se observa a textura *chess board* (tabuleiro de xadrez), ou completa do microclínio por albita. Cristais de ortoclásio, em geral, demonstram substituição parcial, de modo que apresentam o cruzamento de maclas polissintéticas e carlsbad em diversas posições.

A ocorrência de alteração sódica fissural foi observada em um dos afloramentos da unidade Tonalito Bacaba. As vênulas de albita observadas tinham a espessura de poucos centímetros formando halos de alteração discretos, isso permite considerar que este tipo de alteração é bastante incipiente nesta suíte.

Escapolitização

A escapolitização é um processo que ocorre modificando diversos dos litotipos observados na área de estudo, tais como o Tonalito Bacaba, a Suíte Granítica Serra Dourada e as Intrusivas Máficas. Este processo ocorre de forma fissural, ao longo de fraturas, e seletiva, resultando na substituição de fases minerais mais reativas.

Nas unidades do Tonalito Bacaba este processo ocorre de forma seletiva afetando principalmente os cristais de plagioclásio ígneo que nas amostras macroscópicas ganham uma tonalidade esverdeada. Nas seções delgadas-polidas das amostras desta unidade, a escapolitização seletiva é identificada na forma de finas vênulas que invadem os cristais de plagioclásio. O volume destas vênulas é variável, assim como sua espessura, 0,01 a 0,07 mm.

As unidades da Suíte Granítica Serra Dourada apresentam essencialmente escapolitização fissural, que geralmente é caracterizada por veios de escapolita que têm poucos centímetros de espessura e apresentam cristais fibrorradiados de escapolita que chegam a alcançar em média 10 cm de comprimento. Algumas seções delgadas-polidas apresentam escapolitização seletiva de cristais plagioclásio e feldspato potássico, tal como se observa com mais frequência nos litotipos do Tonalito Bacaba.

Nas unidades máficas, a escapolitização apresenta seus dois principais modos de ocorrência. Nos noritos ela ocorre seletivamente substituindo o plagioclásio. Nos diabásios este processo é similar ao observado nas unidades da Suíte Granítica Serra Dourada, ocorrendo de forma fissural.

As vênulas de escapolita apresentam poucos centímetros de espessura e também são constituídas de cristais fibrorradiados deste mineral.

Por fim a escapolitização pode ser interpretada como um processo hidrotermal bastante incipiente quando comparado aos outros processos desta natureza observados na província.

Alteração Potássica

A alteração potássica observada em diversos dos litotipos mapeados na área de estudo resulta em formação tanto de feldspato potássico quanto de biotita. Este processo está presente principalmente nas rochas do Tonalito Bacaba, do Granito Serra Dourada, nos litotipos que correspondem as Intrusões Máficas e nas Subvulcânicas Ácidas.

Nos litotipos do Tonalito Bacaba este processo ocorre principalmente de forma fissural sendo responsável pela formação biotita alterando principalmente os anfibólios presentes. Biotita ocorre em finas vênulas com até 3 a 5 cm e mostram nas suas bordas formação incipiente de feldspato potássico. Em seções delgadas-polidas, a hornblenda mostram estágios de substituição variável por biotita, que pode substituir completamente o anfibólio.

Na unidade Granito Serra Dourada este processo conduz à formação de grande volume de feldspato potássico que geralmente ocorre de forma pervasiva formando halos de cor rósea avermelhada que chegam a apresentar dezenas de metros de extensão, enquanto ao passo que a ocorrência de biotita é apenas fissural, como halos menores que se desenvolvem nas proximidades da zona de preenchimento. Nas seções delgadas-polidas, feldspato potássico hidrotermal substitui principalmente os cristais de plagioclásio, enquanto biotita altera indiferenciadamente os minerais presentes na rocha.

Nas Intrusões Máficas e nas Subvulcânicas Ácidas, a alteração potássica é incipiente e ocorre de forma fissural essencialmente. Os noritos apresentam vênulas de biotita que cortam indiscriminadamente cristais de plagioclásio, piroxênio e anfibólio alterando pequenas porções destes minerais, como também é observado nos hornblenda diabásios. Nos pórfiro riolíticos, a alteração potássica também é verificada pela formação de biotita hidrotermal. Estas feições são claramente identificadas nas seções delgadas-polidas, nas quais faixas discretas de biotita ocorrem alterando os minerais que constituem as rochas

Silicificação, Cloritização e Epidotização

A silicificação foi identificada essencialmente nas unidades da Suíte Serra Dourada, geralmente nas zonas mais proximais às zonas de cisalhamento. Este processo ocorre de forma fissural a pervasiva, conforme a proximidade da zona de cisalhamento, sendo capaz de obliterar a textura típica dos granitóides desta unidade nas zonas de alteração mais intensa, nas quais esta associada à intensa cloritização. Os halos de alteração nestas porções podem ter dezenas de metros. Nas zonas mais distais, esta alteração é representada apenas pela ocorrência de veios e vênulas de quartzo sem a ocorrência de clorita.

A epidotização também ocorre associada às zonas de intensa alteração, nas quais também ocorre à intensa cloritização, sendo representadas pela formação de clinozoisita e allanita junto aos

crístais de clorita. Algumas rochas com alteraçaõ sódica mostram também epidotizaçaõ seletiva de plagioclásios.

CAPITULO 6

GEOQUÍMICA

O presente capítulo apresenta os resultados obtidos com as análises litoquímicas dos principais litotipos que afloram na área de estudo. Os processos hidrotermais são bastante intensos na região do Subdomínio de Transição. Dessa forma, a coleta de amostras para a análise e a interpretação dos resultados a partir de diagramas deve ser bastante cautelosa. Valores de perda ao fogo (LOI) superiores a 2% indicam mudanças importantes no sistema químico em função de processos geológicos. Portanto, essas análises podem ser de grande utilidade na avaliação de processos hidrotermais.

Os litotipos analisados foram agrupados de acordo com suas características macroscópicas e petrográficas visando à caracterização da sua evolução química (Anexo 3, tabelas A e B).

Granitóides

Nesta seção, amostras do Tonalito Bacaba, do Granito Serra Dourada e do Granito Sequeirinho são classificadas segundo os principais diagramas de variação. Nas rochas da Unidade Tonalito Bacaba (TB), o teor de sílica varia entre 62 a 68%, sendo os litotipos classificados no diagrama de Streckeisen (1974) como granodioritos, monzogranitos e sienogranitos, segundo sua norma e sua moda. Ou seja, embora tenha sido adotado o nome existente na literatura para essa unidade, não foram verificadas nesse estudo rochas com composição tonalítica pertencentes ao TB.

As rochas da unidades Granito Serra Dourada (GSD) tem teor de sílica em torno de 72 a 78% e são classificadas pelo diagrama de Streckeisen (1974) como sienogranitos, monzogranito e granitos ricos em quartzo e como granitóides ricos em quartzo, segundo sua norma e sua moda.

As amostras do Granito Sequeirinho têm em torno de 71% de sílica e são associadas ao campo dos alcali-feldspato granito e sienogranito no diagrama de Streckeisen (1974).

A afinidades química destas rochas foi avaliada com base nos diagramas de classificação propostos por Frost *et al.* (2001) e Moyen *et al.* (2003). As rochas da unidade Tonalito Bacaba apresentam, em geral, afinidade cálcio-alcalina e são metaluminosas (Figura 19). Os diagramas de Frost (2001) mostram que estas rochas podem ser classificadas, em geral, como granitos do Tipo I e S que plotam no campo das suítes tonalíticas arqueanas (Figura 20). Como este diagrama é baseado em elementos maiores que são facilmente mobilizados por processos hidrotermais, como os observados no Subdomínio de Transição, optou-se por compará-lo à classificação de Whalen *et al.* (1987), apresentado na Figura 21.

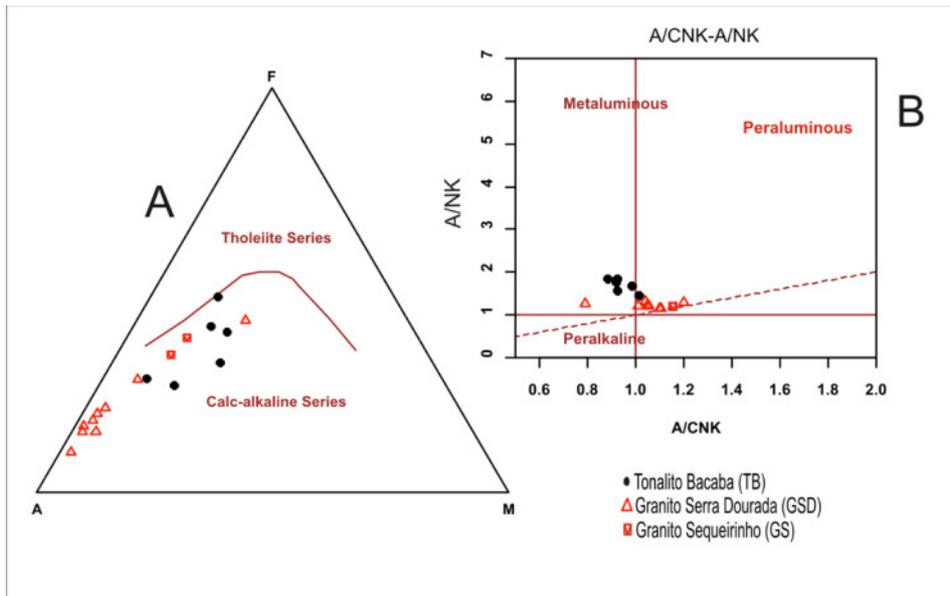


Figura 19. Diagrama AFM de Irvine e Diagrama de Schand 1943 para as rochas do Granito Serra Dourada, do Tonalito Bacaba e do Granito Sequeirinho.

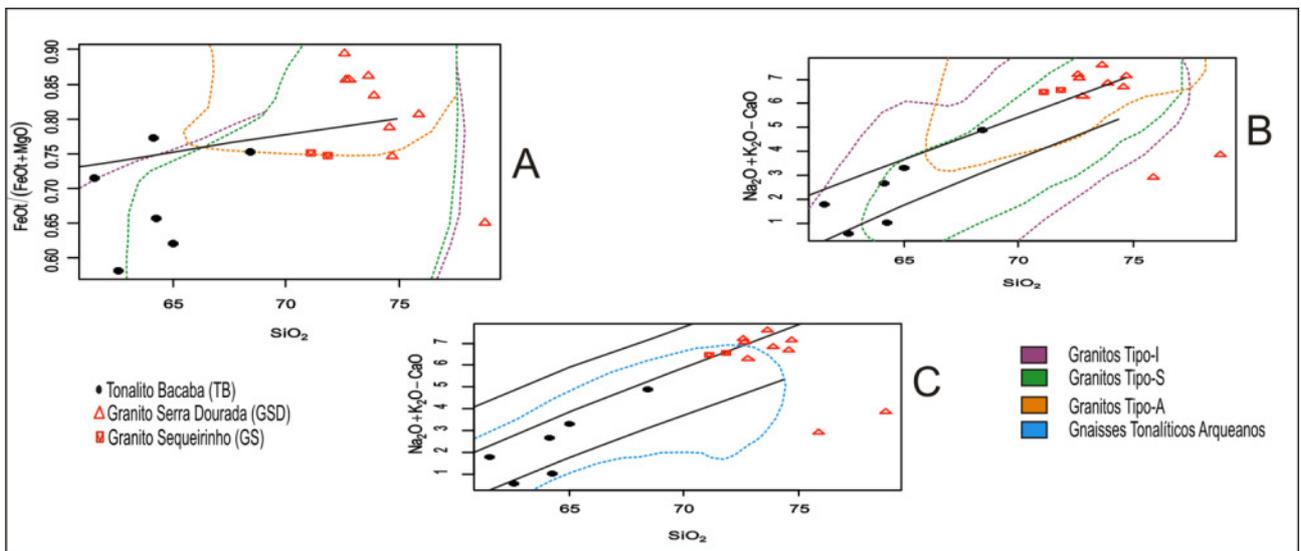


Figura 20. Diagramas de Frost *et al* (2001) para amostras do Granito Serra Dourada, Tonalito Bacaba e do Granito Sequeirinho.

Nestes diagramas, o Tonalito Bacaba plota no campo dos granitos tipo I e é possível diferenciá-lo claramente do Granito Serra Dourada e das amostras do Granito Sequeirinho. A comparação entre as rochas do Tonalito Bacaba com suítes TTGs arqueanas, Sanukitóides e Biotita Granitos com base nos dados de Moyen *et al.* (2003) mostrou que algumas das amostras do Tonalito Bacaba apresentam concentrações de HSFE, Rb & Th e LILE semelhantes às rochas de suítes TTG arqueanas com algumas exceções, tais como conteúdos de Rb e Th um pouco mais elevados (Tabela 1).

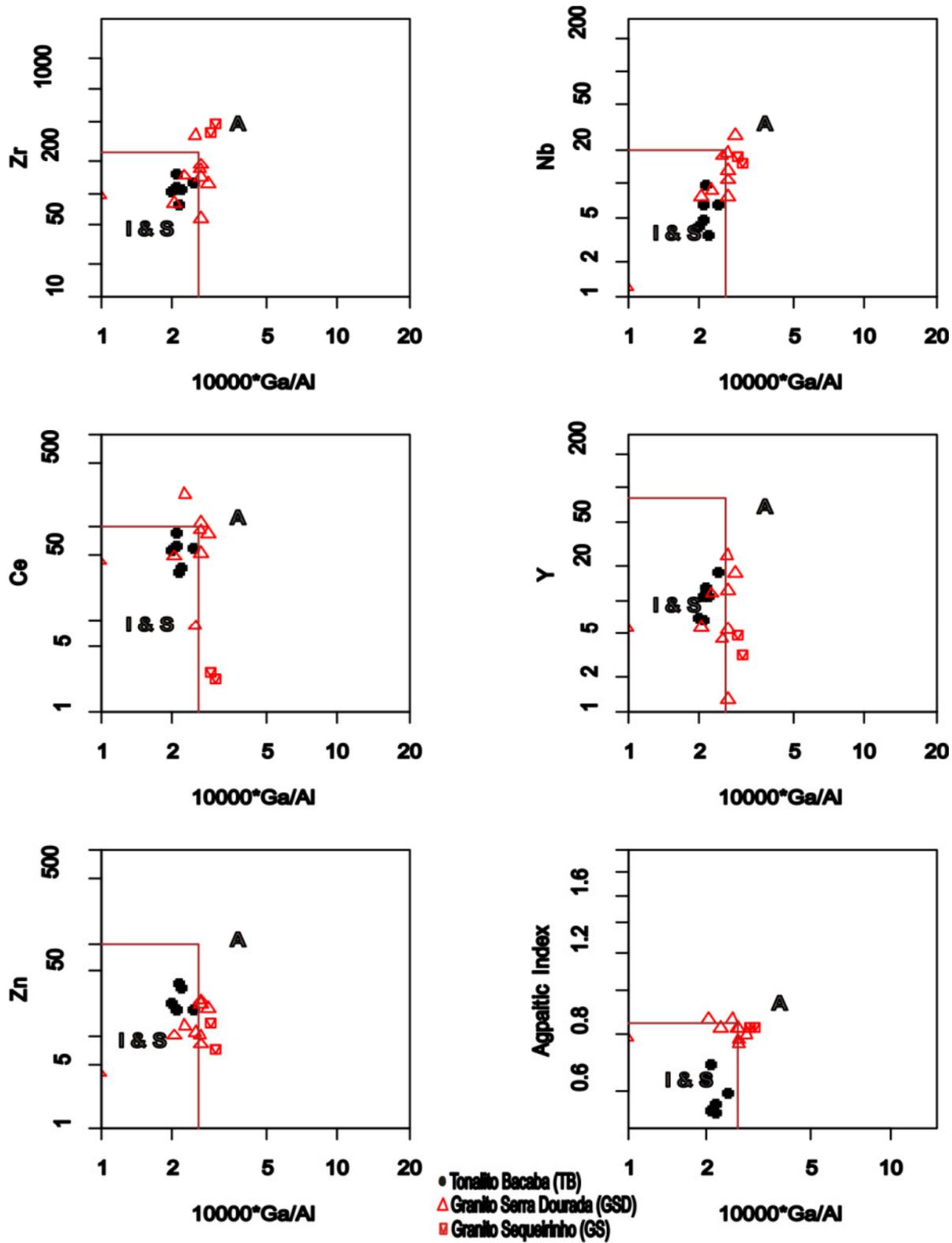


Figura 21. Diagramas de Whalen *et al.* (1987) para as amostras do Granito Serra Dourada, do Tonalito Bacaba e do Granito Sequeirinho.

Tabela 1. Comparação entre amostra do Tonalito Bacaba e dados de Moyen *et al.* (2003) para TTGs Arqueano, Sanukitóides e Biotita Granitos

<i>Amostras</i>	<i>HSFE</i>	<i>Rb & Th</i>	<i>LILE</i>
<i>TTGs Arqueanos</i>	<i>Nb=1-10; Zr=100-150; Y=1-10</i>	<i>Rb=5-50; Th=1-5</i>	<i>Sr=200-800; Ba=100-1000</i>
<i>Sanukitóides</i>	<i>Nb=5-10; Zr=100-200; Y= 5-20</i>	<i>Rb=50-150; Th=5-20</i>	<i>Sr= 400-1000; Ba=500-2000</i>
<i>Bt Granitos</i>	<i>Nb=1-20; Zr=100-200; Y=1-20</i>	<i>Rb=150-250; Th=10-60</i>	<i>Sr=150-600; Ba=400-1200</i>
<i>Tonalito Bacaba</i>			
<i>GMCL01</i>	<i>Nb=6,6; Zr= 149,2; Y=10,7</i>	<i>Rb= 44,4; Th= 7,2</i>	<i>Sr=637,1; Ba= 212</i>
<i>GMCL26B</i>	<i>Nb= 3,4; Zr= 109,9; Y= 10,8</i>	<i>Rb= 63,4; Th= 3,2</i>	<i>Sr= 381,1; Ba= 292</i>
<i>GMCL64</i>	<i>Nb= 6,4; Zr= 127,2 ; Y= 17,3</i>	<i>Rb= 92,9; Th= 10,7</i>	<i>Sr= 232,1; Ba= 598</i>
<i>DRCL44</i>	<i>Nb= 4,7; Zr= 114,1; Y= 6,7</i>	<i>Rb= 88,5; Th= 15,4</i>	<i>Sr= 353,4; Ba= 1036</i>
<i>DRCL67</i>	<i>Nb= 9,6; Zr= 77,4; Y= 12,6</i>	<i>Rb= 88,6; Th= 5,9</i>	<i>Sr= 329,2; Ba= 755</i>
<i>CALC06</i>	<i>Nb= 4,1; Zr= 104,5; Y= 7</i>	<i>Rb= 62,1; Th= 6,5</i>	<i>Sr= 723,6; Ba= 1594</i>

As anomalias fortemente negativas de nióbio, levemente negativas de fósforo, titânio, cério e levemente positivas de Sr e Th observadas no diagrama de multielementos de Thompson (1982) também se assemelham às mostradas nos diagramas multielementares de suítes TTGs arqueanas caracterizadas por Moyen *et al* (2003). O padrão observado no diagrama de elementos terras raras de Nakamura (1974) também é observado nos diagramas de Moyen *et al* (2003) para estas mesmas suítes (Figura 22).

As rochas do Granito Serra Dourada e as amostras do Granito Sequeirinho diferem quimicamente dos litotipos do Tonalito Bacaba. Estes sienogranitos são de afinidade cálcio-alcálica e meta a peraluminosa. Os diagramas de Frost *et al.* (2001) sugerem que estas rochas correspondem a granitos tipo A. Considerando o mesmo critério aplicado à análise das amostras do Tonalito Bacaba, optou-se pela classificação destas rochas nos diagramas de Whalen *et al.* (1987)

confirmando a observação dos diagramas de Frost *et al.* (2001), em relação à semelhança com granitos do tipo A. (Figura 21).

Os diagramas de multielementos de Pearce (1983) normalizados ao MORB mostram um padrão de enriquecimento em elementos mais incompatíveis com respeito aos elementos menos incompatíveis. Algumas amostras esboçam a anomalia Ta-Nb típica de granitos cálcio-alcálicos gerados em arcos magmáticos (Figura 23).

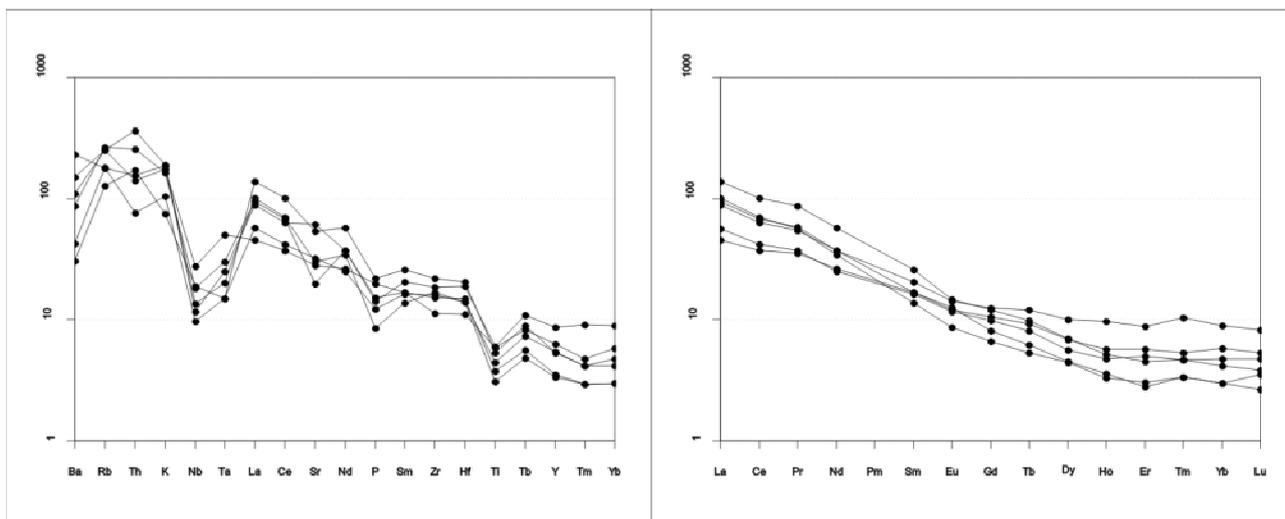


Figura 22. Diagramas de multielementos de Thompson (1982) normalizado pelos condritos e diagrama de Nakamura (1974) elementos terras raras normalizados aos condritos para as amostras do Tonalito Bacaba.

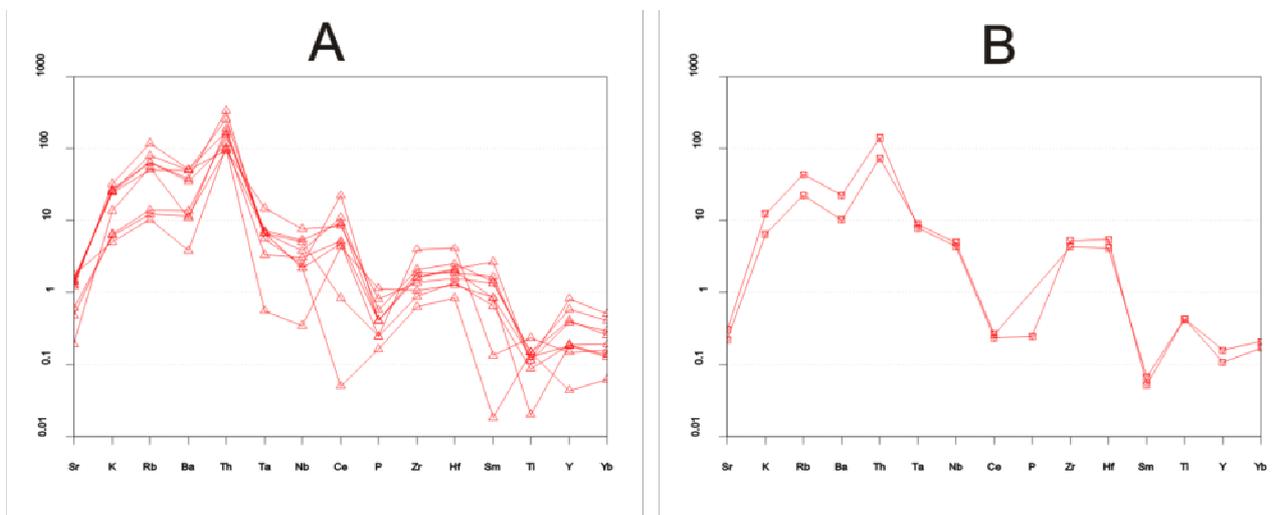


Figura 23. Diagramas de Pearce (1983) com normalização ao MORB. A) Amostras do Granito Serra Dourada. B) Amostras do Granito Sequeirinho.

Os diagramas de Hacker mostram feições interessantes em relação aos processos geológicos observados no Subdomínio de Transição. Alguns mostram até uma possível correlação entre as duas unidades magmáticas principais, o Tonalito Bacaba e o Granito Serra Dourada, em relação às relações de SiO_2 e FeO_t , CaO , MgO e TiO_2 . Os diagramas de SiO_2 por K_2O e por Na_2O mostram padrões bastante diferentes dos demais, que podem ser a resposta da mobilidade destes elementos em função de processos hidrotermais como alteração sódica e potássica.

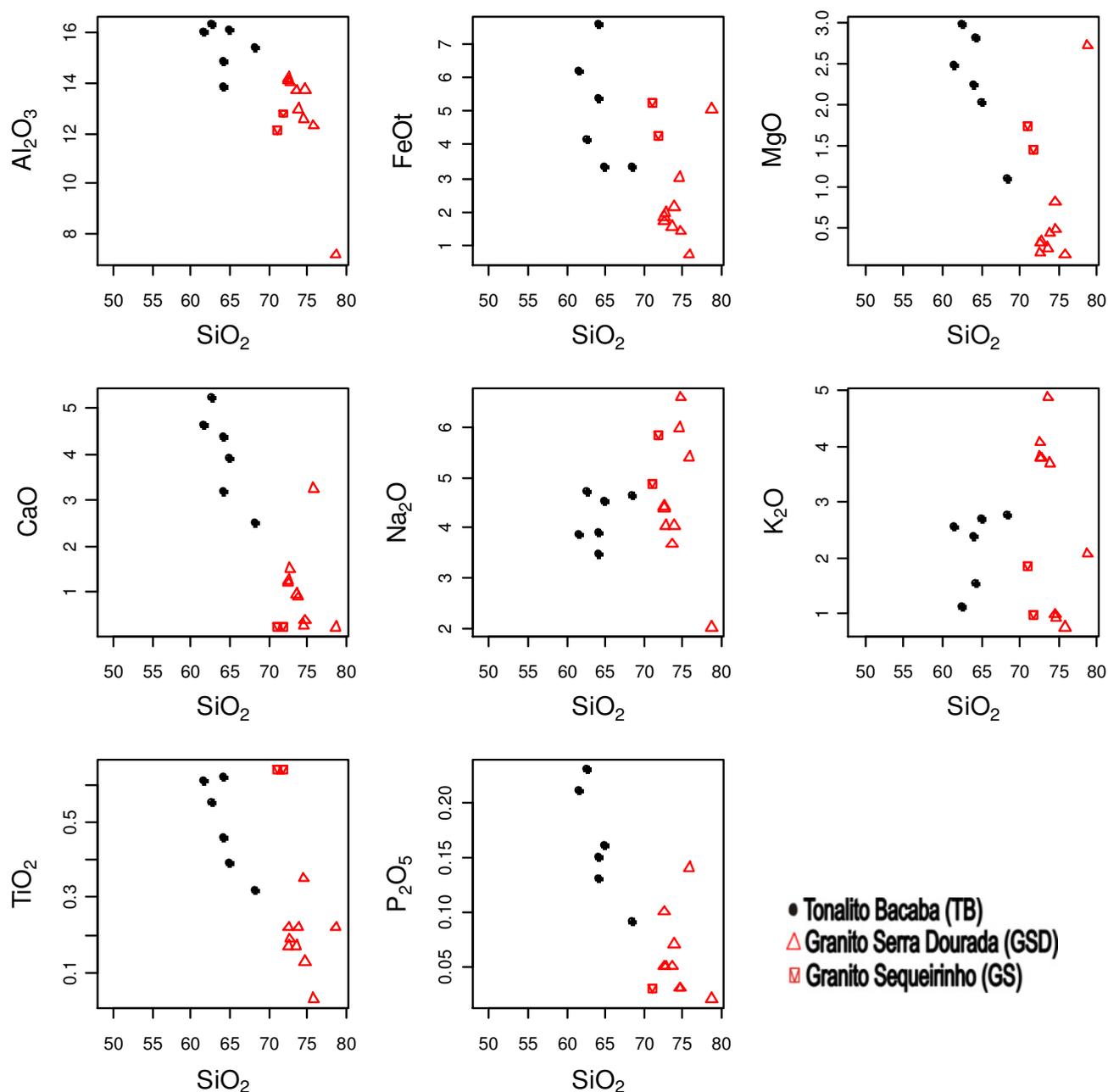


Figura 24. Diagramas de Hacker para amostras do Tonalito Bacaba do Granito Serra Dourada e do Granito Sequeirinho.

Unidades Máficas

As rochas máficas coletadas para análise litoquímica correspondem a alguns dos principais corpos desta natureza observados na região do Subdomínio de Transição, tais como olivina diabásios, diabásios e noritos. Estas rochas apresentaram teor de sílica entre 49 e 54%, afinidade toleítica e padrão de enriquecimento em terras raras leves em relação a terras raras pesados, típicos de basaltos de ilha oceânica (Figura 29; 30). Nos diagramas de Jansen (1976) e Winchester & Floyd (1977) os olivina diabásios e os diabásios são classificadas como andesitos e basaltos toleíticos ricos em ferro (Figura 25; 26; 27).

A interferência dos processos hidrotermais é bastante evidente nestes litotipos. A sua classificação por diagramas que usam elementos maiores relativamente móveis, tais como potássio e sódio, como o diagrama de Cox *et al.* (1979) mostram os mesmo padrões observados nos diagramas de Hacker para estes óxidos (Figura 26; 28). O espalhamento dos dados nestes diagramas não segue tendências de correlação magmáticas, a não ser para cálcio, alumínio, ferro e magnésio, para os quais uma correlação ígnea pode ser observada. A relação entre potássio e sílica e cálcio e sílica mostra padrões de espalhamento anômalos que podem ser evidência da interferência causada pela alteração potássica e sódica observadas de forma mais incipiente nestes litotipos (Figura 28).

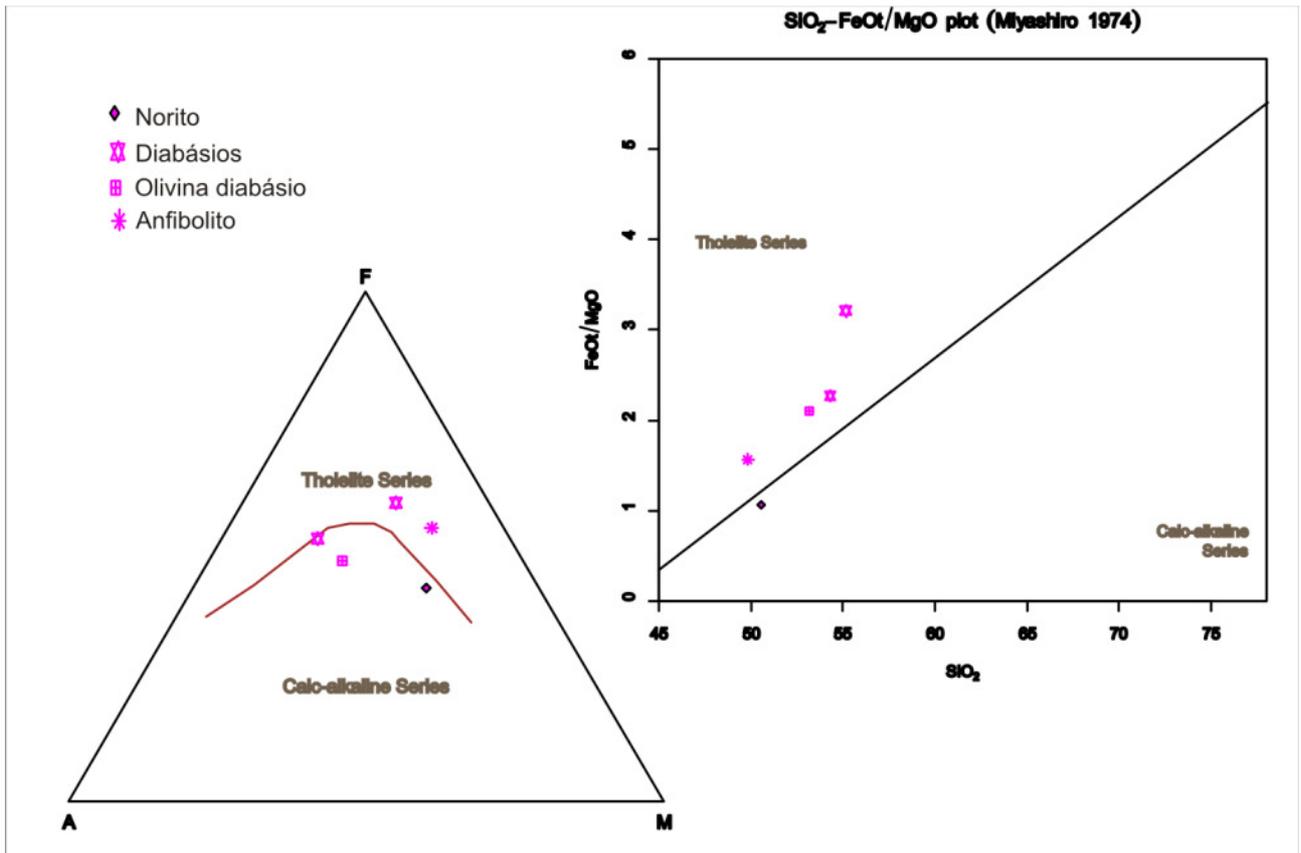


Figura 25. Diagrama AFM de Irvine e Diagrama de Myashiro para as unidades máficas.

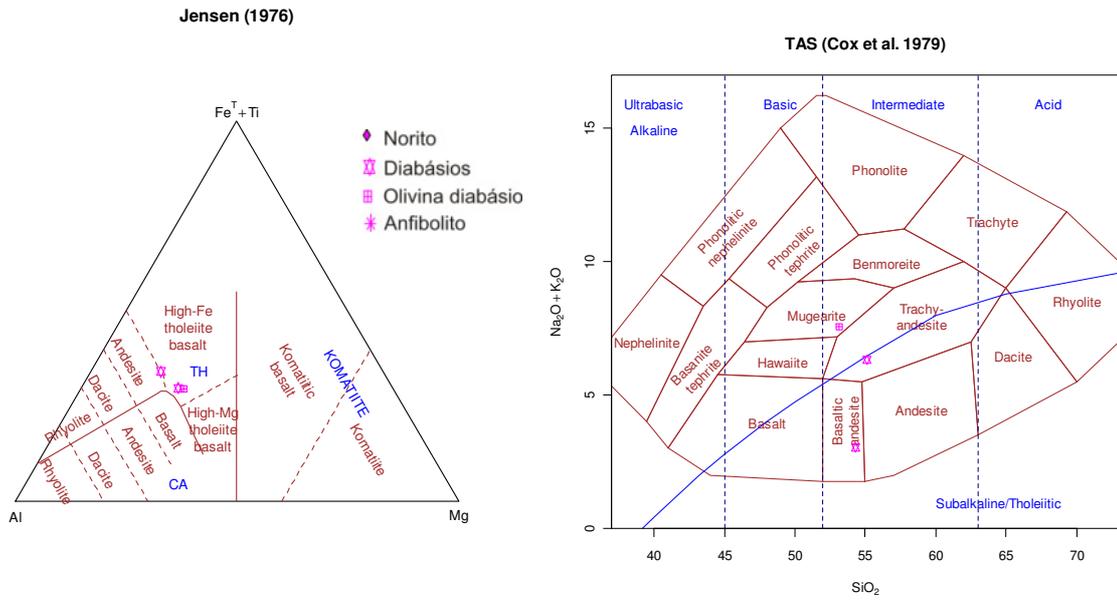


Figura 26. Diagramas de Jansen (1976) e Cox *et al* (1979) para as rochas máficas. O círculo verde demonstra o espalhamento dos dados.

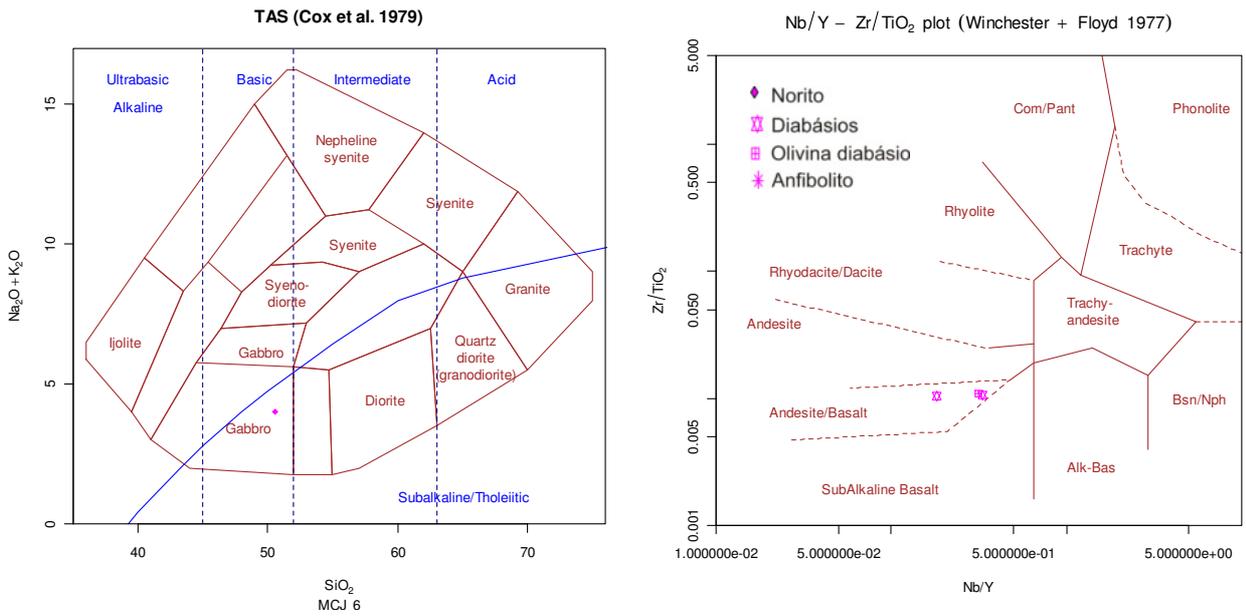


Figura 27. Diagrama de Cox *et al.* (1979) para norito e Diagrama de Winchester & Floyd (1977) para as demais unidades máficas.

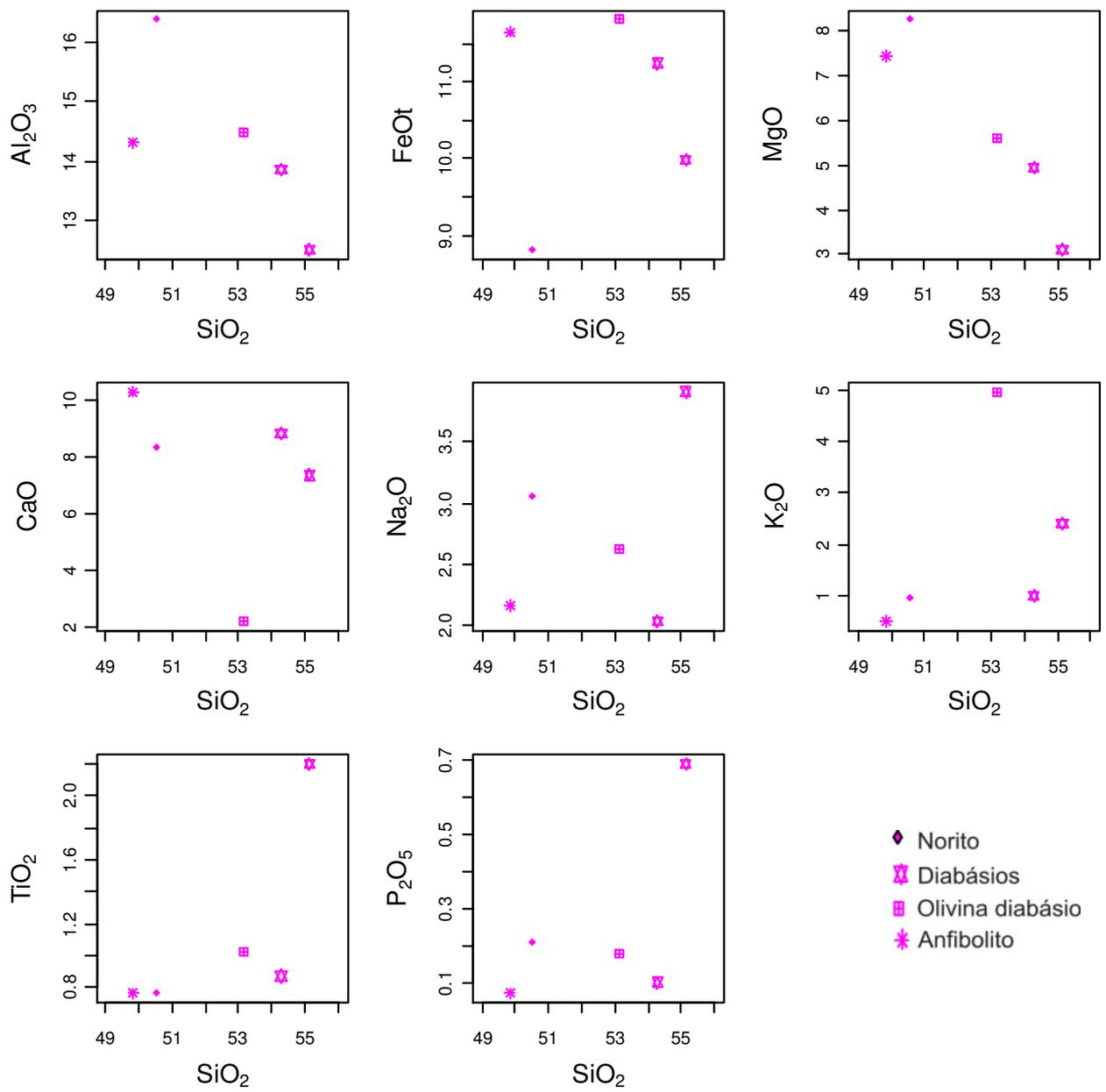


Figura 28. Diagramas de Hacker para as unidades máficas.

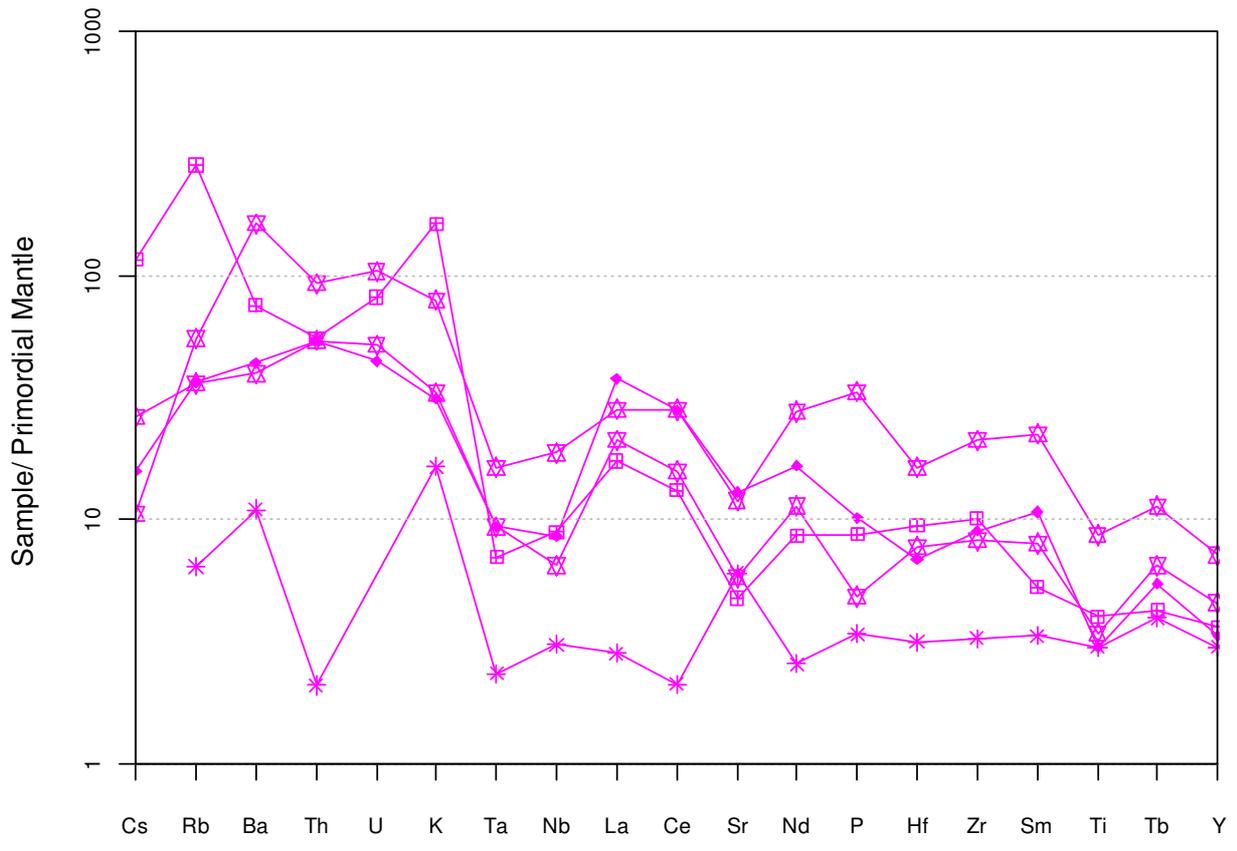


Figura 29. Diagrama de multi-elementos (Wood *et al.*, 1979) para rochas máficas do Subdomínio de Transição

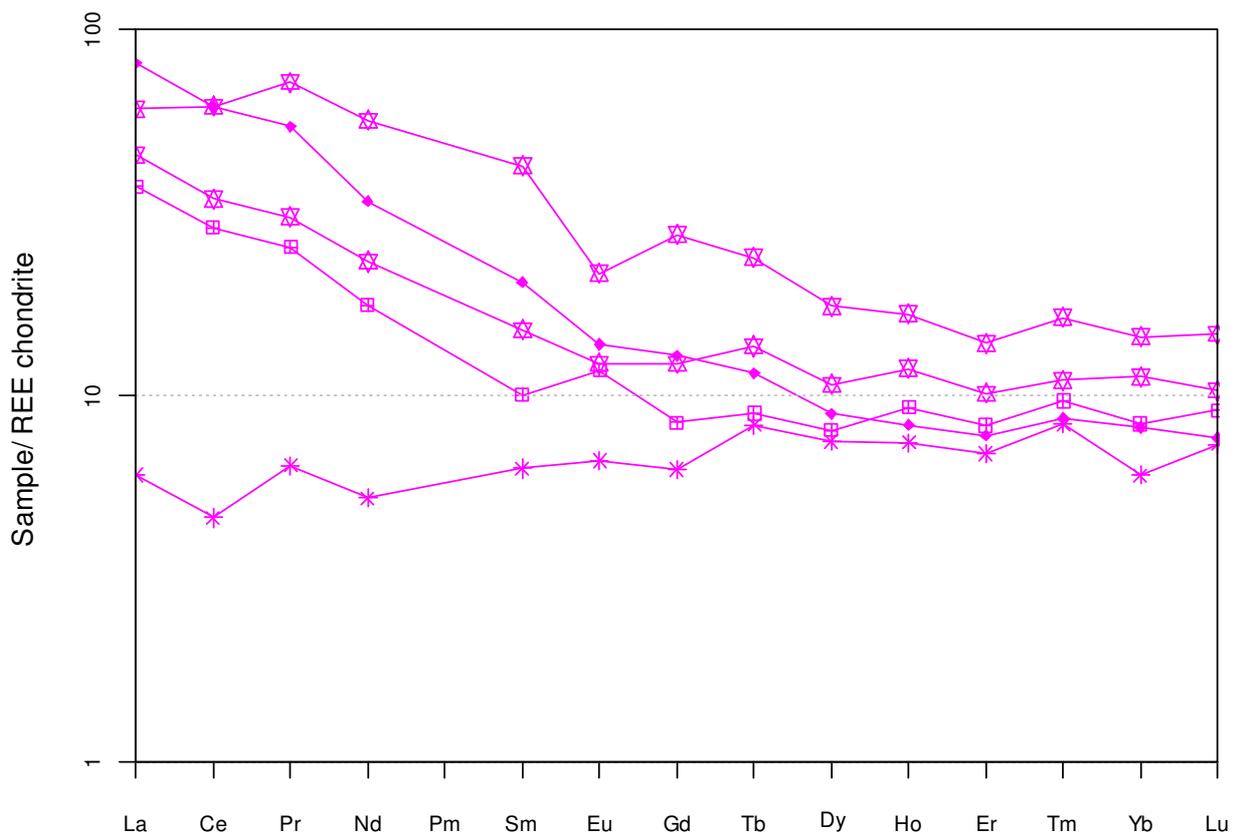


Figura 30. Digrama de ETR (Nakamura, 1974) para rochas máfica do Subdomínio de Transição

Subvulcânicas Félsicas

Os pórfiros riolíticos com quartzo azulado, assim classificados a partir de descrição macro e microscópica, apresentam teor de sílica entre 62 a 77%, apresentando composição de álcali riolitos, traqui andesitos e riolitos dacítico. Estas são classificadas por sua assinatura geoquímica como rochas cálcio-alcálicas, meta a peraluminosas (Figura 31; 33). Os padrões de elementos maiores, tais como potássio e sódio em relação à sílica, apresentam as mesmas anomalias correlacionadas aos processos de alteração hidrotermal observados no Subdomínio de Transição, demonstradas no digrama de Peccerillo e Taylor (1976) (Figura 31).

É possível observar por estes diagramas e nos diagramas de Hacker, tendências mais típicas de processos hidrotermais com enriquecimento em potássio e sódio de modo que o exemplar mais intensamente alterado, quartzo pórfiro, ocorre como membro final da série de alteração.

Os diagramas de Whalen *et al* (1987) classificam estas rochas como granitos tipo-I e majoritariamente como tipo-A.

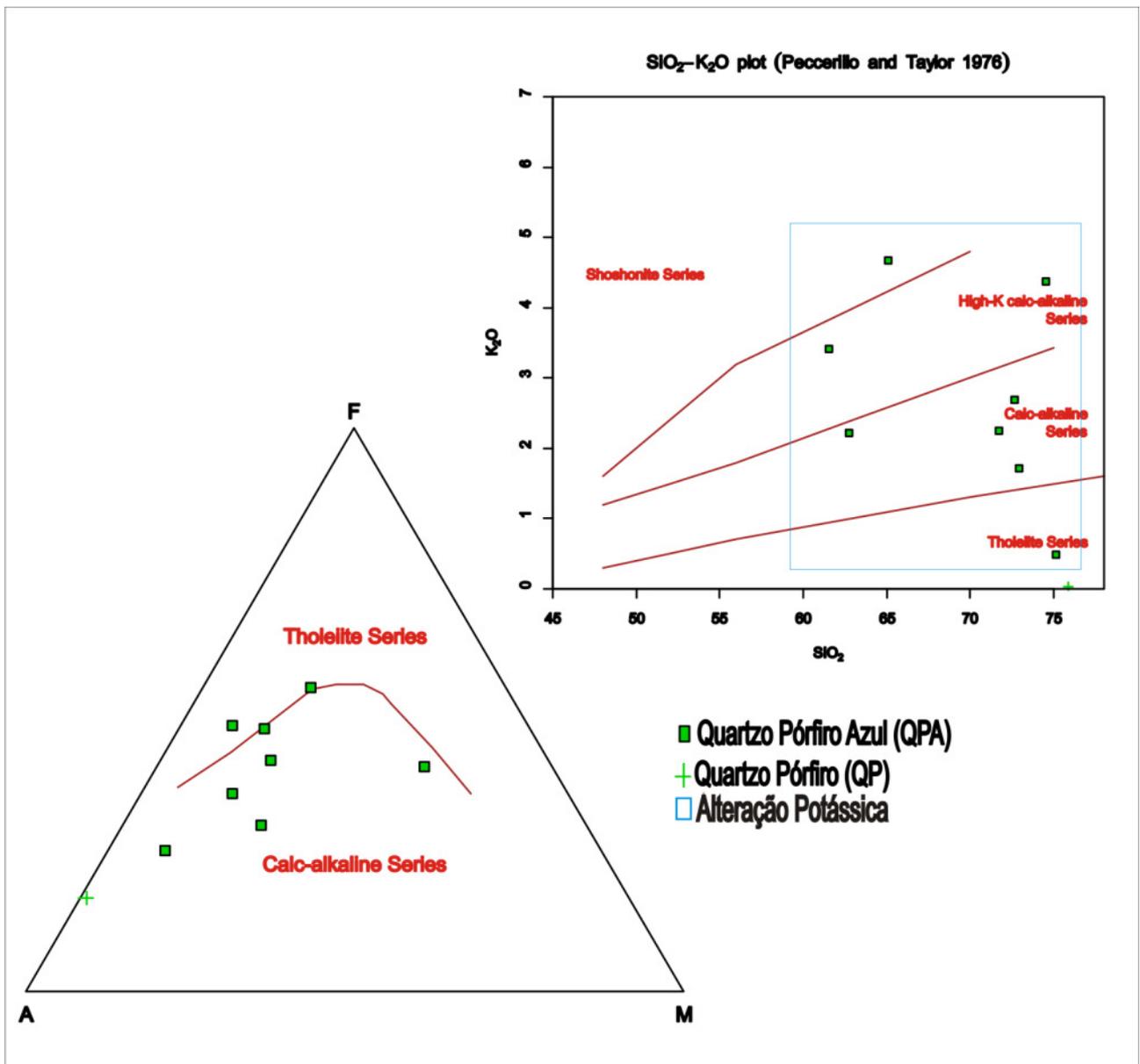


Figura 31. Diagrama AFM de Irvine e diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) para rochas subvulcânicas félsicas.

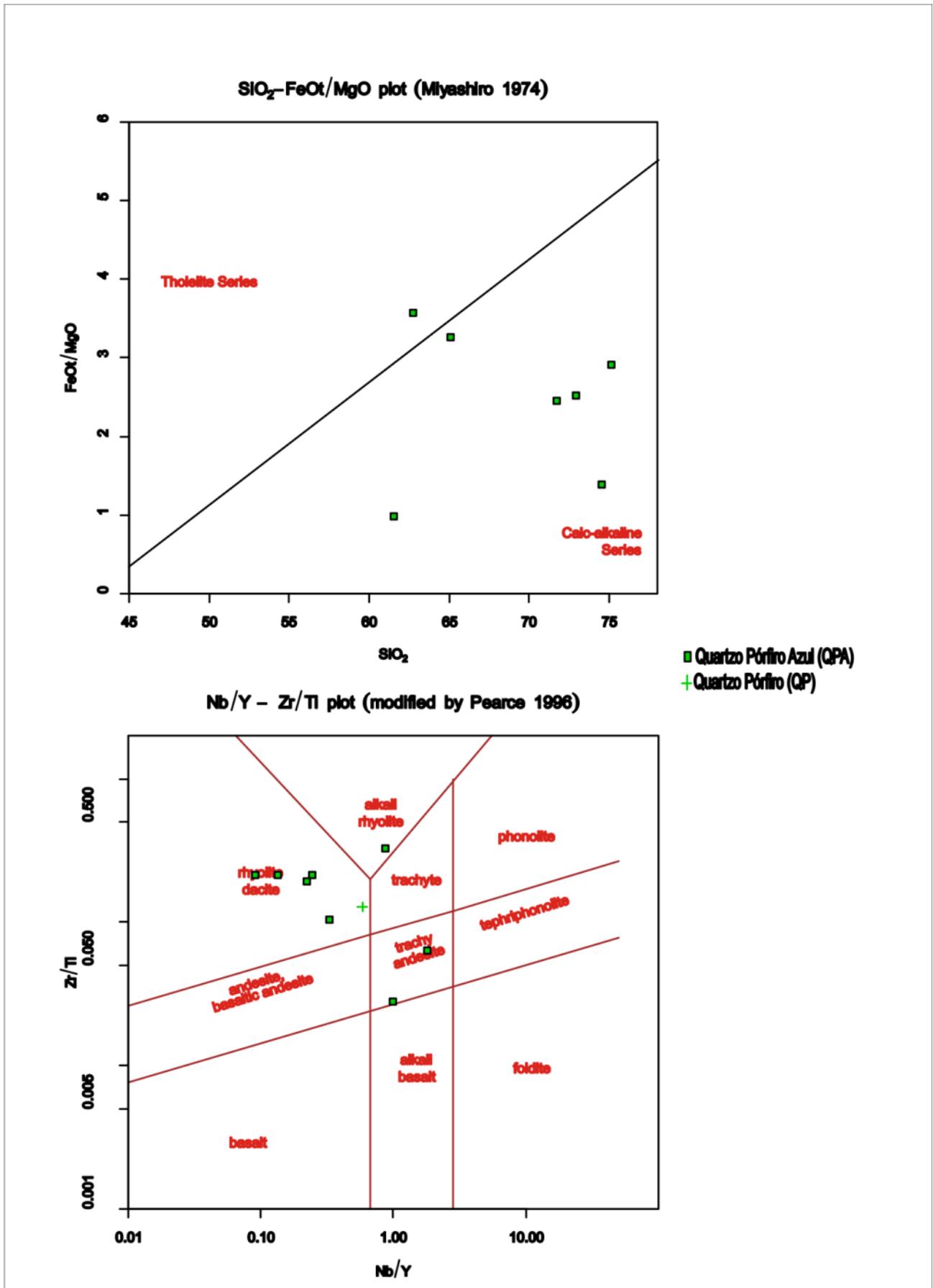


Figura 32. Digrama de Miyashiro (1974) e de Pearce (1996) para rochas subvulcânicas félsicas.

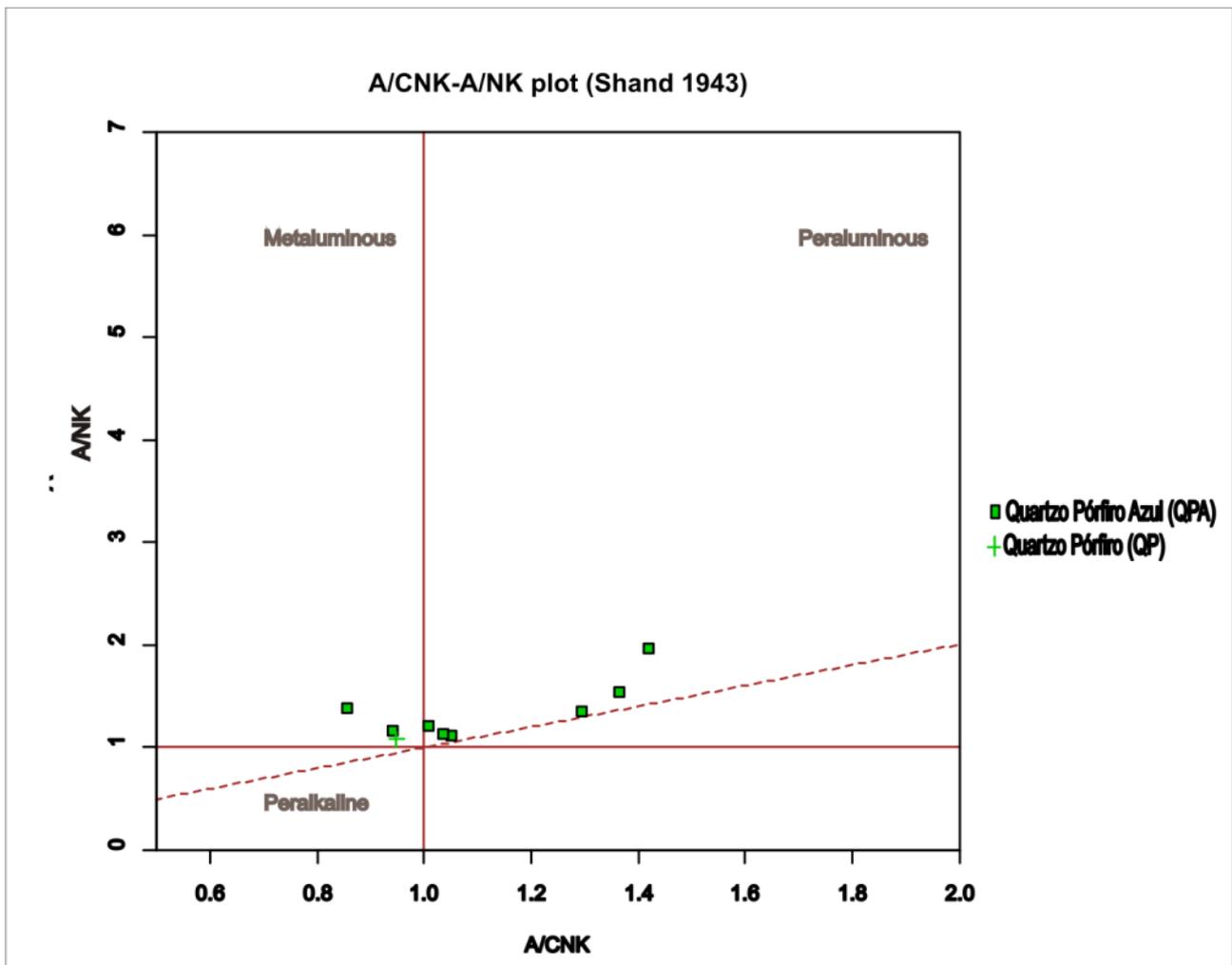


Figura 33. Diagrama de Schandl (1943) para rochas subvulcânicas félsicas

Unidades das Metaultramáficas

As rochas metaultramáficas representadas por talco xistos, tremolita-talco xistos e clorita-talco xistos são aqui representadas por um tremolita-talco xisto típico com xistosidade bem desenvolvida e um clorita-talco xisto finamente foliado. Estas rochas foram classificadas como komatiitos basálticos e komatiitos que podem ser derivados de komatiitos típicos ou rochas vulcanoclásticas com composição komatiítica (Figura 34). Os padrões observados nos diagramas multielementares e nos diagramas de elementos terras raras apresentam as anomalias levemente negativas típicas de európio e fortemente negativas de estrôncio, zircônio e potássio e fortemente positivas de fósforo, samário e lantânio apresentados por outras unidades de natureza komatiítica, como as do Complexo Gambazinho no Rio Grande do Sul (Remus *et al.* 1993) (Figura 35).

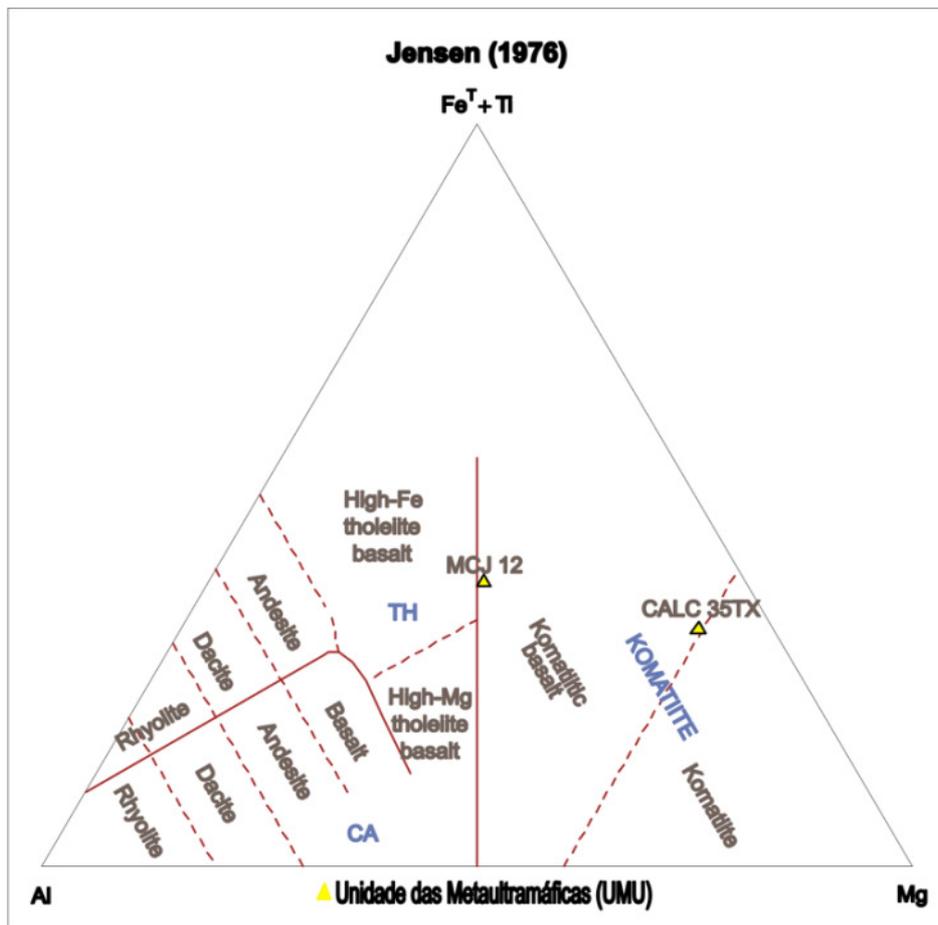


Figura 34. Diagrama de Jensen (1976) para as rochas metaultramáficas do Subdomínio de Transição

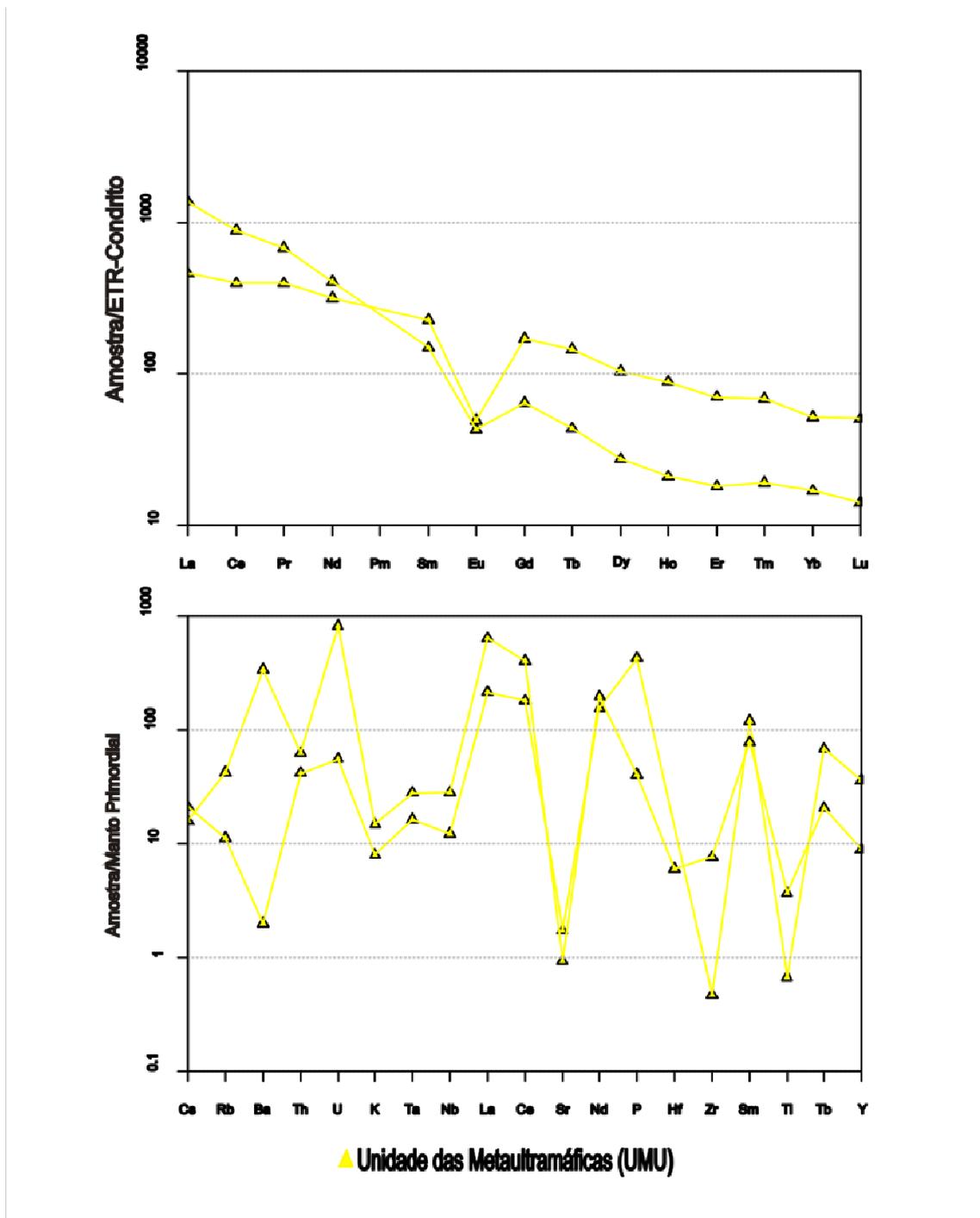


Figura 35. Padrão de ETR pela normalização de Nakamura (1974) para as rochas metaultramáficas do Subdomínio de Transição. Padrão de multielementos pela normalização de Wood *et al.* (1979) para as rochas metaultramáficas do Subdomínio de Transição

Ambientes tectônicos

Granitóides e Unidades Máficas

Os digramas geotectônicos mostram que o Tonalito Bacaba e o Granito Serra Dourada correspondem a rochas formadas em margens continentais ativas, em arcos vulcânicos. O diagrama de Batchelor & Bowden (1985) mostra que Tonalito Bacaba representa rochas pré-colisionais e o Granito Serra Dourada é sin-colisional (Figura 36; 37).

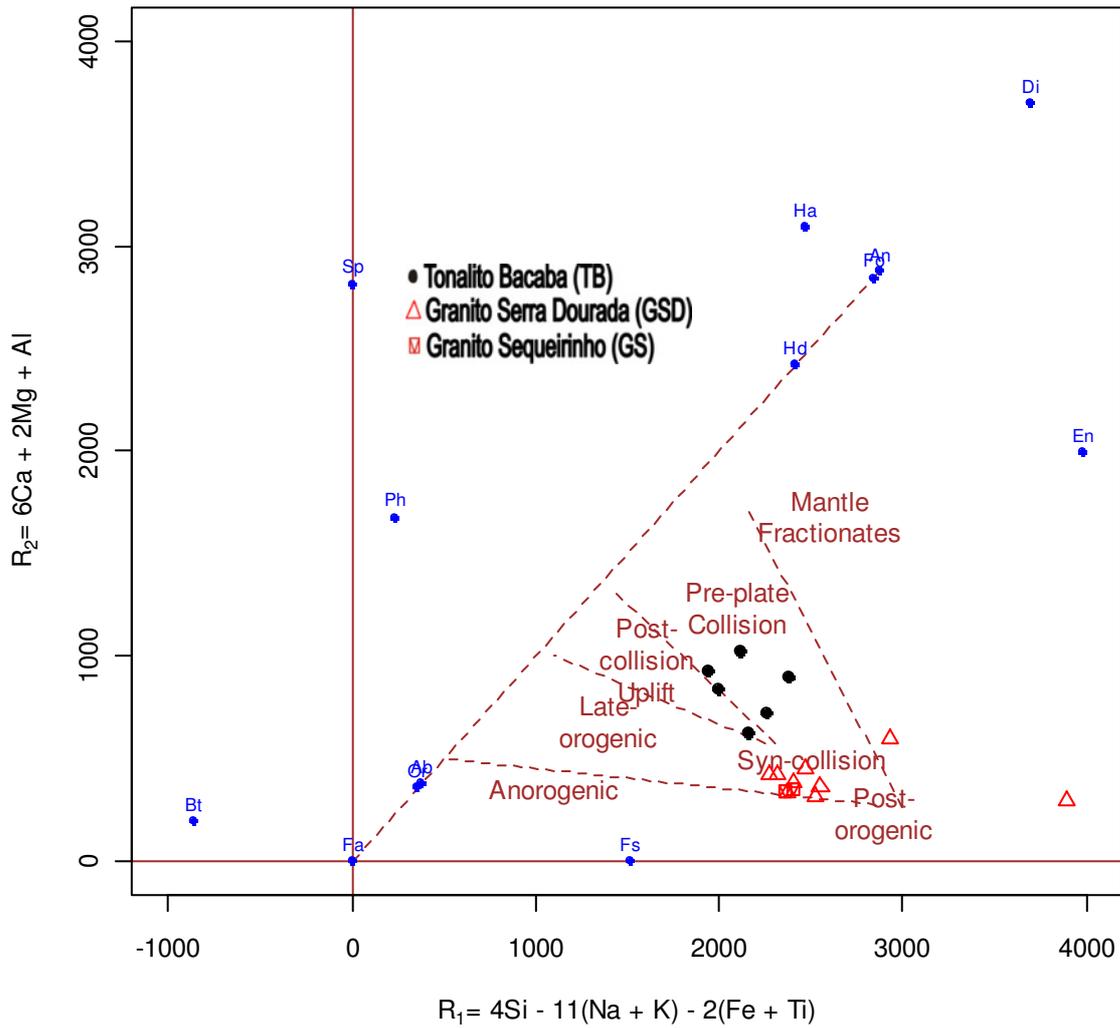


Figura 36. Diagrama de Batchelor & Bowden (1985) mostrando ambiente de formação para o Tonalito Bacaba (preto) e do Granito Serra Dourada (vermelho).

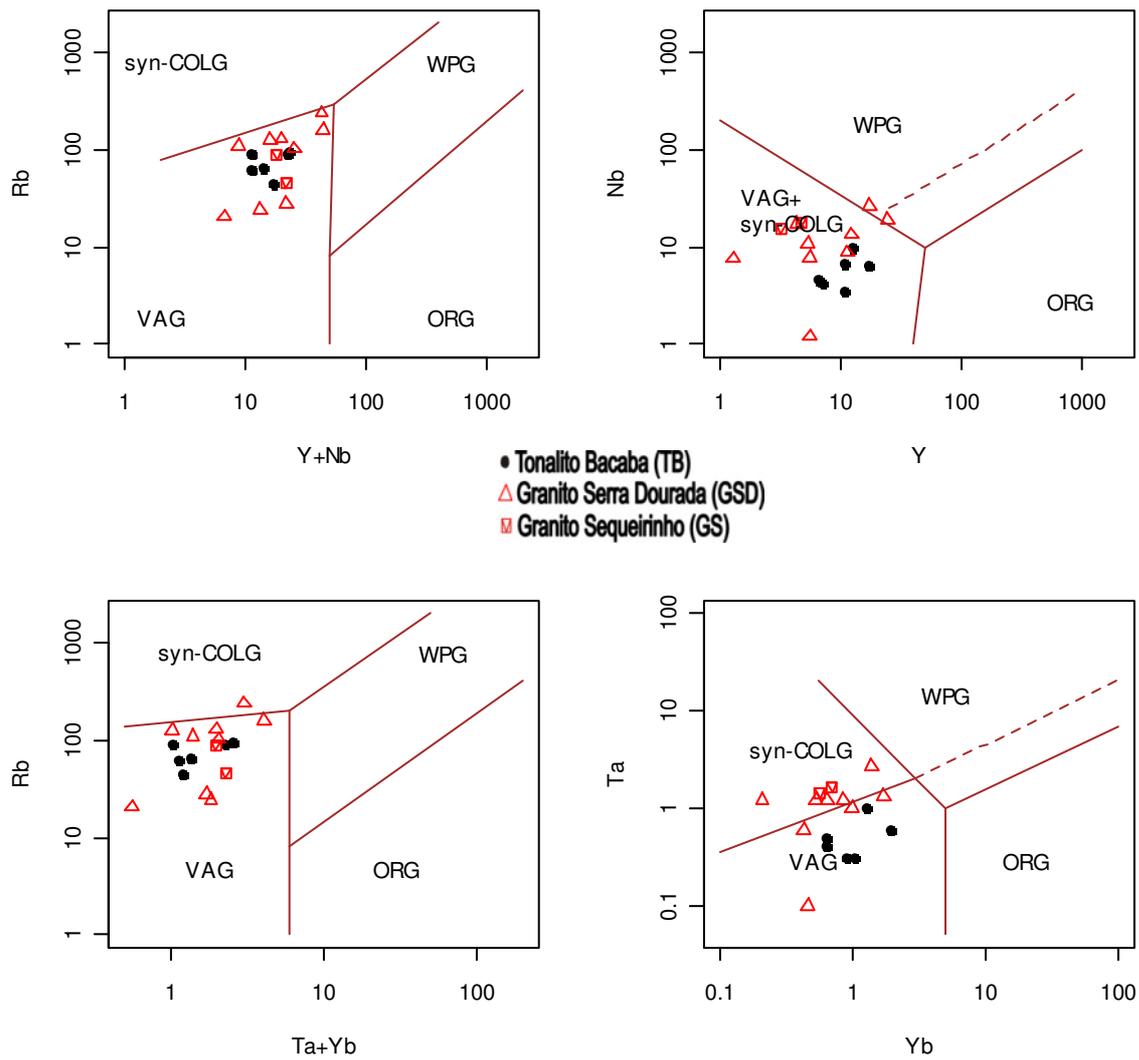
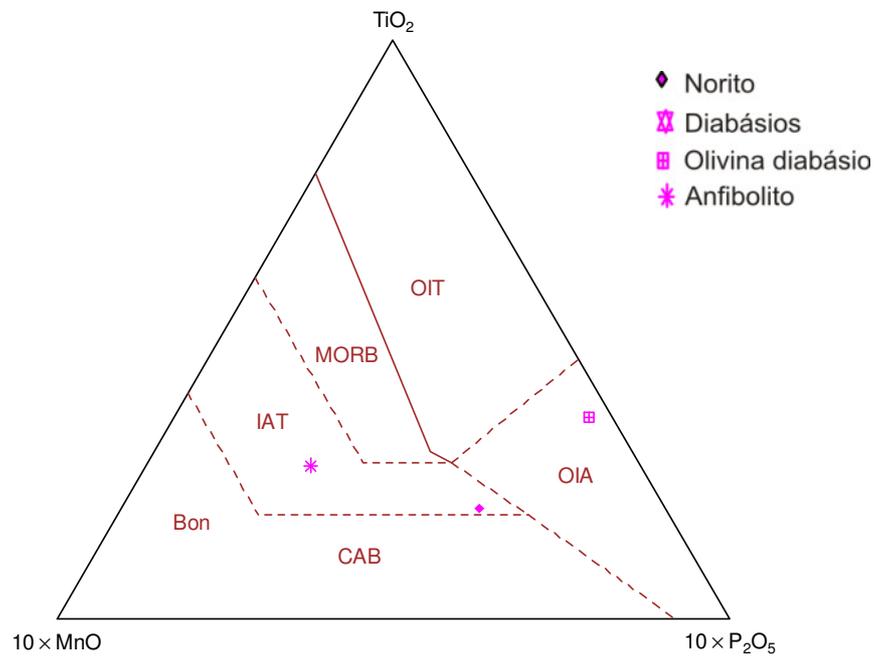


Figura 37. Diagrama de Pearce *et al.* (1984) mostrando ambiente de formação para o Tonalito Bacaba (preto) e Granito Serra Dourada (vermelho).

As unidades máficas são classificadas, em geral, como magmas máficos intraplaca. Apenas o anfibolito foi classificado com basalto oceânico (Figuras 38 a 41)



45 < SiO₂ < 54

Figura 38. Diagrama de Mullen (1983) mostrando ambiente de formação para rochas máficas do Subdomínio de Transição

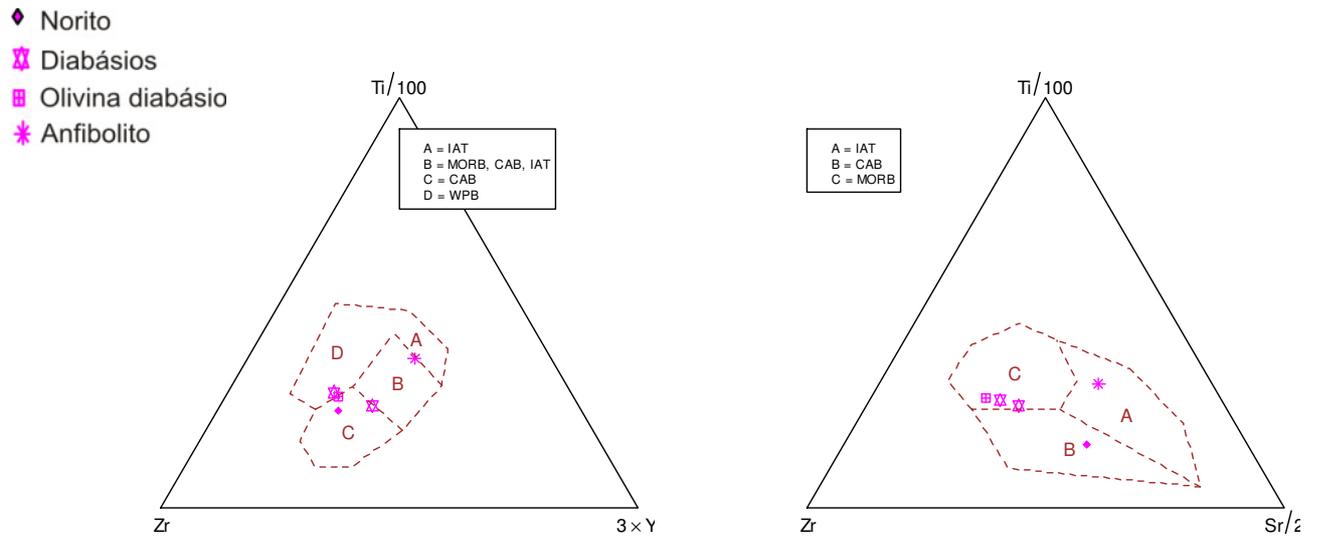


Figura 39. Diagrama de Pearce & Cann (1973) para rochas máficas do Subdomínio de Transição

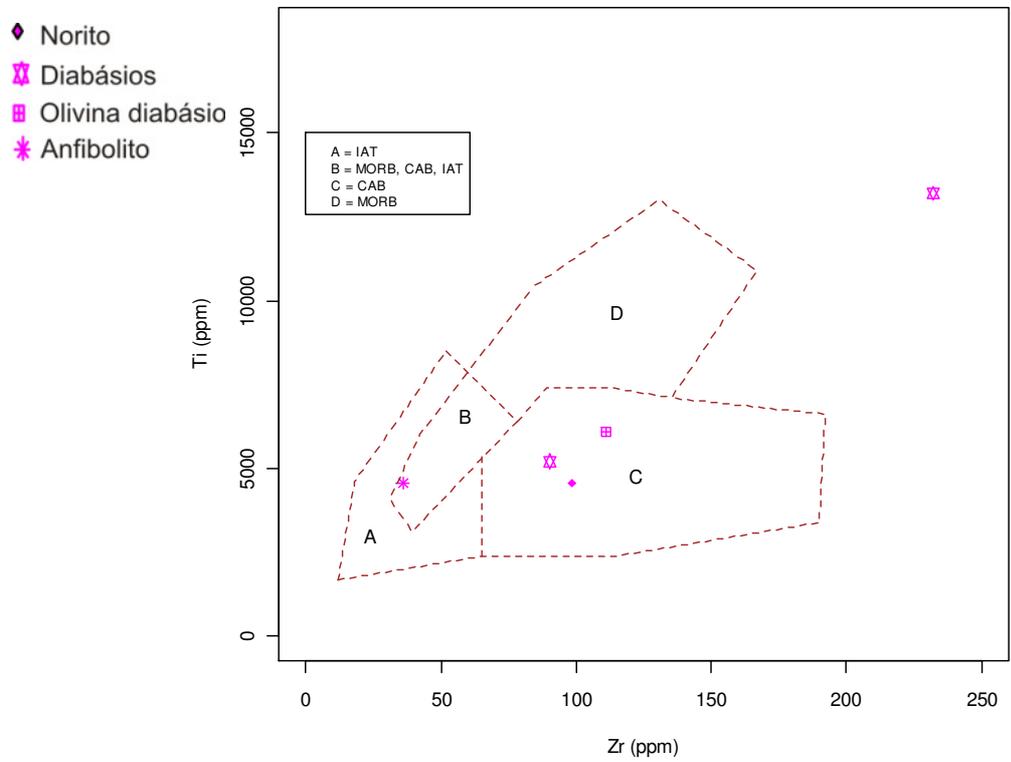


Figura 40. Diagrama de Pearce & Cann (1973) para rochas máficas do Subdomínio de Transição.

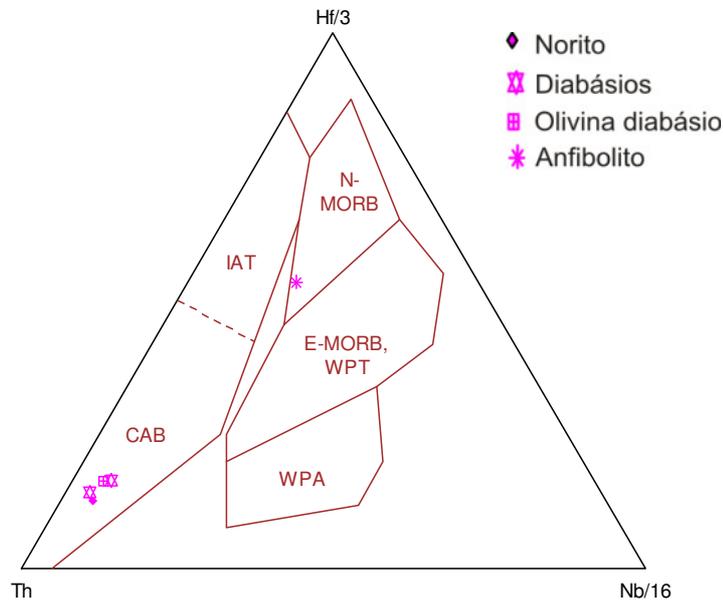


Figura 41. Diagrama de Wood (1980) para rochas máficas do Subdomínio de Transição.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O mapeamento de detalhe, acompanhado de petrografia das unidades que ocorrem na região de Canaã dos Carajás, permitiu a individualização de ao menos duas unidades mesoarqueanas fundamentais: o Granito Serra Dourada e o Tonalito Bacaba. Algumas unidades máficas foram discriminadas e a separação entre eles, antes relativa apenas à presença de magnetita, passaram a ser mais bem fundamentadas em sua composição mineralógica. Deste modo, foram reconhecidas dentro desta unidade rochas de granulação grossa que correspondem a noritos, e diques faneríticos finos separados em diabásios e olivina diabásios que incorporam respectivamente diques sem magnetita e os diques com magnetita. A presença de rochas subvulcânicas félsicas, tais como o pórfiro riolítico com cristais azulados de quartzo e os diques de quartzo-feldspato pórfiro também pode ser mais bem detalhada. A relação das lentes de rochas metaltramáficas com as rochas deste embasamento arqueano também puderam ser observadas, mas ainda permanecem algumas dúvidas com respeito a sua relação ou não com os *greenstones* do Domínio Rio Maria.

Os dados geoquímicos mostram que os granitóides arqueanos da unidade Granito Serra Dourada e Tonalito Bacaba. Segundo Feio (2011) o Tonalito Bacaba não apresentaria nenhuma semelhança com séries TTG arqueanas. Comparando os valores de elementos HFSE, LILE, e Rb e Th das amostras caracterizadas em campo como pertencentes à unidade Tonalito Bacaba com dados

de diversos TTGs arqueanos compilados por Moyen *et al* (2003), é possível observar tais semelhanças. Além disso, os diagramas de elementos terras raras apresentados por esse mesmo autor se assemelham bastante aos padrões apresentados por rochas do Tonalito Bacaba. As anomalias observadas nos diagrama multielementares também são bastante semelhantes às apresentadas por séries TTG.

Os litotipos do Granito Serra Dourada mostram afinidade cálcio-alcálica, mas plotam nos diagramas de Whalen *et al* (1987) como granitos tipo A. Essa característica foi proposta por Eby (1992) como típica de alguns granitos formados em arcos magmáticos. Os diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Schandl & Gordon (2002) mostram que ambas as rochas podem ter se formado em arcos vulcânicos. Detalhando ainda mais essa relação, o diagrama de Batchelor & Bowden (1985) mostra que o Tonalito Bacaba seria pré-colisional e o Granito Serra Dourada seria pós-colisional. Faltam evidências de evolução magmática que provem alguma relação entre estes dois conjuntos de rochas magmáticas. No entanto algumas tendências de correlação podem ser observadas nos diagramas de Hacker como, por exemplo, o decréscimo de magnésio em relação ao aumento de sílica sugerindo que estas duas unidades podem ser correlacionadas.

As unidades máficas e as rochas subvulcânicas, assim como os milonitos e as unidades metavulcânicas truncam estas unidades de rochas graníticas sendo claramente posteriores. A característica dos litotipos e assinatura geoquímica das rochas máficas mostram claramente que sua colocação é posterior e relacionada a outro evento geológico. Os pórfiros riolíticos mostram afinidade cálcio-alcálica e também são classificados como granitos de tipo-A, características apresentadas pelas rochas do Granito Serra Dourada. No entanto, os dados sobre estas rochas ainda não permitem esclarecer se são de fato geradas em ambientes de arcos vulcânicos.

As duas amostras de rochas metaultramáficas analisadas mostram padrões de elementos terras raras e as anomalias levemente negativas de európio e fortemente negativas de estrôncio, zircônio e potássio e fortemente positivas de fósforo e samário e lantânio tipicamente apresentadas por komatiitos (Remus *et al.* 1993), por isso optou-se pela utilização da classificação de Jansen (1976) para rochas vulcânicas para tentar confirmar a natureza do protólito ultramáfico.

A partir destes dados é possível fazer algumas considerações sobre a evolução do Subdomínio de Transição. As semelhanças entre o Tonalito Bacaba e suítes TTG ainda precisam ser mais bem compreendidas. No entanto, se estas rochas são representantes desta séria poderiam ter se formado em um arco magmático arqueano por fusão de crosta oceânica arqueana durante o primeiro evento magmático (ca. 3,0 a 3,05 Ga) definido por Feio (2011) e Moreto *et al.* (2011). Assim poderia ser possível a posterior colisão entre o Domínio Rio Maria e o Domínio Carajás durante o terceiro evento magmático (ca. 2,86 Ga) proposto por Feio (2011) com a formação das rochas do Granito Serra Dourada. Neste processo lascas de rochas ultramáficas pertencentes ao Domínio Rio Maria poderiam ter sido amalgamadas ao Domínio Carajás e, posteriormente, retrabalhadas nas zonas de cisalhamento de baixo e alto ângulo geradas durante a reativação tectônica deste terreno.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, J.A.C., Dall' Agnol, R., Dias, S.B., Althoff, F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos* 187: 201-221.
- Almeida, J.A.C., Dall' Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 120: 235-257.
- Almeida, J.A.C., Dall' Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research* 120: 235-257.
- Althoff, F.J., Barbey, P.; Boullier, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104:187-206.
- Althoff, F.J., Barbey, P.; Boullier, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104:187-206.
- Araújo, O.J.B. & Maia, R.G.N., 1991. Serra dos Carajás Folha SB.22-Z-A - Estado do Pará. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil, Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás. 136p.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N. 1991. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo, Brasília, DNPM/CPRM. 164p.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., Jorge JOÃO, X.S., Costa, J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. Anais, Belém: SBG, p.324-338.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., Jorge JOÃO, X.S., Costa, J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. Anais, Belém: SBG, p.324-338.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., Jorge JOÃO, X.S., Costa, J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. Anais, Belém: SBG, p.324-338.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correi,a JR, F.C., Macambira, E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*. 29(2): 454-460

- Barbosa, J.P.O. 2004. Geologia Estrutural, Geoquímica, Petrografia e Geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. Universidade Federal do Pará, 96p (Dissertação de Mestrado)
- Barros, C.E.M., Dall'agnol, R., Barbey, P., Boullier, A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 321-330.
- Barros, C.E.M., Sardinha, A.S., Barbosa, J.P.O., Macambira M.J.B. 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil, *Canadian Mineralogist* 47: 1423-1440
- Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. Resumos Expandidos. Belém: SBG. P.
- Batchelor, R. A. & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48, 43–55.
- Cordani UG, Tassinari CCG, Teixeira W, Basei MAS, Kawashira K 1979 Evolução tectônica da Amozônia com base nos dados geocronológicos. 11º Congresso Chileno de Geologia, Arica, Chile pp. 137-148.
- Costa JSB & Hasui Y (1997) Evolução Geológica da Amazônia. In: Contribuições a Geologia da Amazônia. Financiadora de Estudos e Projetos – Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, Belém, PA. Pp15-90
- Cox KG, Bell JD, Pankhurst RJ (1979) The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London, 450.
- CPRM. 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha SB.22 – Araguaia 1:1.000.000.
- CVRD. 1974. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás. In: 26º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Belém. Resumo: SBGNO, 2: 78-80.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M., 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, Excursion Guide, 99–150.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C.S. 2001. Metalogênese do Brasil. Ed.UnB, Brasília/CNPq.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.

- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração - Distrito Amazônia) 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. Anexos..., vol. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. p 11-54.
- Eby GN 1992 Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.
- Faresin, A. C. 2009. Mapeamento geológico, petrografia e geocronologia das rochas granitóides do Complexo Xingu e da Sequência Greenstone do Grupo Sapucaia a sul de Nova Canadá, Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão do Curso. Marabá. Universidade Federal do Pará. 110p.
- Farias, N.F., Santos, A.B.S., Biagini, D.O., Vieira, E.A.P., Martins, L.P.B., Saueressig, R. 1984. Jazidas Cu-Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás, PA. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, 8: 3658-3668.
- Feio, GRL 2011. Magmatismo Granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás. Dissertação de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Brasil. 205p.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Galarza, M.A., Macambira, M.J.B., Villas, R.N., 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide–Cu–Au–U–REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás mineral province, Pará state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 377-397.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski Jr., W.J., 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências* 16: 201–211.
- Gomes, A.C.B. 2003. Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 160p.(Dissertação de Mestrado).
- Gomes, A.C.B., Dall’Agnol, R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências* 37: 182-193 (in Portuguese).
- Hirata W.K.; Rigon J.C.; Kadkaru K.; Cordeiro A.A.C.; Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1., Belém. Anais... SBG. v.1, p. 100-110
- Hitzman M.W. 2000. Iron oxide–Cu–Au deposits: what, where, when, and why. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective* Austral Miner Fund, Adelaide, pp 9–25.

- Huhn S. R. B., Santos A. B. S., Amaral A. F., Ledsham E. J., Gouveia J. L., Martins L. B. P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria – sul do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35., Belém, Anais. Belém, v. 3:1438-1453
- Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V. 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás – PA. SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, pp 140–143.
- Huhn, S.B., Macambira, M.J.B., Dall’Agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6: 463-466
- Irvine TN & Baragar WR (1971). A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523–548.
- Jensen LS 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines Miscellaneous Papers 66.
- Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B.; Pidgeon, R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. Abstracts... Rio de Janeiro, 2000. 1 CD-ROM
- Lancaster Oliveira J., Fanton J., Almeida A.J., Leveille R.A., Vieira S. 2000. Discovery and geology of the Sossego copper–gold deposit, Carajás District, Pará State, Brazil. In: IUGS, Intern Geol Congr, 31, [CD-ROM]
- Leite, A.A.S., Dall’Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides Arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. Revista Brasileira de Geociências 34: 447-458.
- Leite, A.A.S., Dall’Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides Arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. Revista Brasileira de Geociências 34: 447-458
- Lindenmayer Z.G., Fyfe, W.S., Bocalon V.L.S. 1994. Nota Preliminar sobre as Intrusões Granitóides do Depósito de Cobre do Salobo, Carajás. Acta Geol. Leopold., 40(7):153-184
- Lobato, L.M., Rosière, C.A., Silva, R.C.F., Zucchetti, M., Baars, F.J., Sedane, J.C.S., Javier Rios, F., Pimentel, M., Mendes, G.E., Monteiro, A.M. 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás – controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. In: Marini, O.J., Queiroz, E.T., Ramos, B.W. (Eds.). Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia, DNPM, CT-Mineral / FINEP, ADIMB, pp. 25-92 (in Portuguese).

- Macambira J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. 217 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas
- Macambira, E.M.B., Vale A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília.384p
- Macambira, M.J.B., Barros, C.E.M., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás, evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. Simpósio de Geologia da Amazônia, vol. 7, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, Resumos Expandidos, cdrom
- Machado, N., Lindenmayer, Z.G., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research* 49, 329-354.
- Meireles, E.M.; Hirata, W.K.; Amaral, A.F.; Medeiros, C.A., P; Gato, W.C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. 5: 2164- 2174
- Meirelles, M.R., Dardene, M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco Arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1991. Anais... Rio de Janeiro, SBG, 5: 2164-2174
- Miyashiro A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Juliani, C., Souza Filho, C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*. Online First.
- Mougeot, R., Respaut, J.P., Brique, L., Ledru, P., Milesi J.P., Lerouge, C., Marcoux, E., Huhn, S.B., Macambira, M.J.B. 1996. Isotope geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Para, Brazil). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 7, 321-324 (in Portuguese).
- Mullen, E. D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53–62.

- Oliveira MA, Dall'Agno R, Almeida JAC de. 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria Suite and the discrimination of the sanukitoid series. *Lithos*, 127: 192-209
- Oliveira, D.C., Santos, P.J.L., Gabriel, E.O., Rodrigues, D.S., Faresin, A.C., Silva, M.L.T., Sousa, S.D., Santos, R.V., Silva, A.C., Souza, M.C., Santos, R.D., Macambira, M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDrom (in Portuguese).
- Oliveira, M.A., Dall'Agno, R., Althoff, F. 2006. 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 Geologia*, pg. 313 – 326.
- Oliveira, M.A., Dall'Agno, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 27, 146-160.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290–300.
- Pearce, J. A. & Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33–47.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Peccerillo A. & Taylor SR 1976. Geochemistry of eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58(1):63-81.
- Ricci, P.S.F., Carvalho, M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, CDroom (in Portuguese)
- Rigon J.C., Munaro P., Santos L.A., Nascimento J.A.S., Barreira C.F. 2000 Alvo 118 copper–gold deposit – geology and mineralization, Serra dos Carajás, Para, Brazil. In: IUGS, International Geological Congress, 31 [CD-ROM]
- Santos JOS, Hartmann LA, Faria MS, Riker SR, Souza MM, Almeida ME, McNaughton NJ. 2006. A compartimentação do Cráton Amazônico em províncias: avanços ocorridos no período de 2000-2006. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 2006, Anais1/4 Belém: SBG, 2006, CD-ROM.

- Santos JOS, Hartmann LA, Gaudette HE, Groves DI, McNaughton NJ, Fletcher IR. 2000. A new understanding of the provinces of Amazon Craton based on field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453-488.
- Santos, R.D., Oliveira, D.C. 2010. Geologia, petrografia e caracterização geoquímica das rochas máficas do Complexo Pium - Província mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDrom (in Portuguese)
- Sardinha, A.S., Barros, C.E.M., Krymsky, R., 2006. Geology, Geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 20: 327-339
- Sardinha, A.S., Dall'Agnol, R., Gomes, A.C.B., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, CDrom (in Portuguese).
- Shand, S. J., 1943, *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to oredeposits with a chapter on meteorite*, 2nd edition: New York, John Wiley and Sons, p. 1–144.
- Silva, M.G., Teixeira, J.B.G., Pimentel, M.M., Vasconcelos, P.M., Arielo, A., Rochaw. J.S.F. 2005. Geologia e mineralização de Fe-Cu-Au do alvo GT-46 (Igarapé Cinzento), Carajás. In: MARINI O.J., QUEITOZ E.T., RAMOS B.W. Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia, P. 97-151.
- Souza, F.D.S. 2007. Estudo da alteração hidrotermal, com ênfase no metamorfismo sódico, de rochas granitóides e máficas da região de Canaã do Carajas, Província Mineral de Carajas. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Brasil. 202p.
- Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall'Agnol, R., Oliveira, C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research* 109: 293–315.
- Streckeisen, A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau Internationale*.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositcin, N., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Rego, J.L. 2005. Geology and Shrimp U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás Copper-Gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Econ. Geol.*, 100:7-28.
- Tassinari C C G (1996) O mapa geocronológico do cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. São Paulo, 139 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Tassinari CCG & Macambira MJB 1999 Geological provinces of the Amazon Craton. *Episodes*, 22: 173: 182
- Tassinari CCG, Cordani UG, Correia CT, Nutman A, Kinny P, Martins C, Dias Neto CM. 1999 Dating os granulites by SHRIMP U-Pb systematics in Brazil: Constrains for the age of the metamorphism of Proterozoic orogenesis, South American Sympósium on Isotope Geology, 2. Cordoba, ARG pp. 371-373.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (eds.). *Geologia do Continente SulAmericano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, p. 471-486
- Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., Silva, H.R. 2008. *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*, 328p
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, 36:300–331
- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, pp. 407–419.
- Williams P.J., Barton M.B., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H., Marschik R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology 100 th Anniversary Volume*, p.371-405.
- Winchester JA, Floyd PA. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 1977;20:325-343.
- Wood, D. A. (1980). The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30.