



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 464

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DA
SUÍTE ROSÁRIO, FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS, MA**

Dissertação apresentada por:

BRUNA KARINE CORREA NOGUEIRA

Orientador: Prof. PAULO SERGIO DE SOUSA GORAYEB (UFPA)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFGA

Nogueira, Bruna Karine Correa, 1988-

Petrografia, geoquímica e geocronologia da Suíte Rosário, Fragmento Cratônico São Luís, MA / Bruna Karine Correa Nogueira. – 2015.

xvi, 91 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Paulo Sergio de Sousa Gorayeb

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Petrologia - Maranhão. 2. Geocronologia. 3. Geologia isotópica - Maranhão. I. Título.

CDD 22. ed. 552.0098121



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DA
SUÍTE ROSÁRIO, FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS, MA**


**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
BRUNA KARINE CORREA NOGUEIRA**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 20 / 10 / 2015

Banca Examinadora:


Prof. PAULO SÉRGIO DE SOUSA GOYAREB
(Orientador-UFPA)


Prof. ELTON LUIS DANTAS
(Membro-UNB)


Prof. EVÁNDRO LUIZ KLEIN
(Membro-CPRM)

**À minha família,
em especial minha mãe, pois sem ela nada disso seria possível.**

AGRADECIMENTOS

À Deus, por me guiar sempre pelo melhor caminho.

À minha família: meu Pai Raimundo, meus irmãos Laura e Lucas, meu cunhado Hans, e principalmente à minha Mãe Helena; por todo amor, incentivo e dedicação.

À minha avó Maria (Maricotinha), em memória, que tenho certeza, está muito orgulhosa desta minha conquista.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFPA pela oportunidade de crescimento científico.

À CAPES pelo apoio financeiro através da concessão de bolsa de estudo de mestrado.

Ao projeto *Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia*/GEOCIAM/CNPq/FAPESPA Proc.:573733/2008-2 pelo suporte financeiro ao desenvolvimento dessa dissertação.

Ao Prof. Paulo Gorayeb, orientador desta pesquisa, pelos ensinamentos, cobranças e por toda paciência durante a realização desta dissertação.

Aos todos os integrantes do Laboratório de Geocronologia da UnB do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília em especial ao Érico Zacchi, Barbara Lima, Felipe Valença e Luciana Pereira pelos ensinamentos, hospitalidade e boa vontade que me receberam para a realização das análises de U-Pb em zircão e captura de imagens de catodoluminescência.

Aos profs. Cândido Moura, Jean Michel Lafon e Marco Galarza pela ajuda essencial na obtenção de análises isotópicas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso).

Ao Prof. Dr. Marco Galarza em especial, pelos ensinamentos de cálculos geocronológicos e refinamento de diagramas de idade de cristalização.

Ao Prof. Dr. Cláudio Lamarão e a Técnica Ana Paula Corrêa do LabMEV pela ajuda na confecção de moldes de resina para a análise de zircão.

À Técnica Joelma Lobo da oficina de laminação da IG/UFPA pelo apoio na preparação e polimentos de zircão nos moldes em resina.

Aos técnicos Bruno Pinheiro e Elma Oliveira do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), por toda ajuda e paciência na preparação de amostras para análise de Sm-Nd em rocha total.

Ao Técnico Ivaldo Almeida pelo apoio nos levantamentos de campo, na condução de veículo.

Aos integrantes do Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC): Juvenal Neto, Luisa Barros e Arthur Aragão, por toda amizade e ajuda nos momentos mais difíceis ao longo dessa jornada.

Ao geólogo e amigo Rafael Estumano Leal, por ser meu alicerce em boa parte desta dissertação e por sua amizade infinita.

Aos amigos de pós-graduação: Ingrid Viana, Paulo Soares, Carlos Silva Jr., Aldemir Sotero, Renato Medeiros, Lucas Noronha, Carla Braga, Carla Batista, Victor Feio, Chafic Neto, Camila Vilar, Flávio Semblano e Karen Monteiro, e todos os amigos da turma de Geologia 2008, em especial Haline Vasconcellos e Rachel Alves, pela amizade e companheirismo.

Aos meus amigos da Geologia da UFPA Rafael Guimarães, Ramon Carvalho, Paulo Aviz, Reinaldo Jr., Lívia Ferreira, Patrícia Rodrigues, Rômulo Amaral, Edson Louzada, Franco Felipe, Ailton Brito, Pablio Henrique e Camila Fonseca por toda amizade e risadas.

Ao Helder Thadeu por toda amizade, apoio, paciência e contribuições para a realização desta dissertação.

*"Se não puder destacar-se pelo talento,
vença pelo esforço."*

Dave Weinbaun.

RESUMO

A região compreendida entre os rios Gurupi e Itapirucu compreende uma área relativamente grande no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão que expõe suítes granitoides e sequências metavulcanossedimentares do Paleoproterozoico que fazem parte do Fragmento Cratônico São Luís que é bordado pelo Cinturão Gurupi, do Neoproterozoico, constituído por gnaisses, granitoides e rochas metassedimentares. Nas exposições mais a leste dessa unidade geotectônica, distando cerca de 70 km ao sul da cidade de São Luís, aflora outra porção do núcleo cratônico representado pela Suíte Intrusiva Rosário (SIR), alvo deste trabalho, que envolveu estudos petrográficos, litoquímicos e geocronológicos com o objetivo de compreender a evolução crustal das rochas dessa suíte granitoide. A SIR constitui um conjunto de múltiplos plútons de composição tonalítica, granodiorítica e granítica, que apresentam transformações texturais, estruturais e mineralógicas parciais relacionadas à deformação ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes. Expostos em janelas tectônicas e erosivas; os granitoides estudados ocorrem em forma de plútons com excelente exposição em pedreiras de brita ou nos vales e margens de rios, e três principais litotipos da suíte foram mapeados neste trabalho: metaquartzo dioritos, metatonalitos com variações melatonalíticas e metagranodioritos, em que se acham preservadas textura ígnea do tipo granular hipidiomórfica, apresentando leves efeitos deformacionais com superposição de feições miloníticas. Os granitoides são constituídos essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclínio, hornblenda, titanita, em menor quantidade biotita, e acessoriamente zircão, apatita, e minerais opacos. As fases mineralógicas secundárias são evidenciadas pela alteração do plagioclásio para sericita, epidoto e carbonato; hornblenda e biotita para clorita, e tremolita-actinolita como produto da alteração da hornblenda. As rochas são classificadas como metaplutônicas por apresentarem transformações metamórficas por influência da deformação e neoformação de minerais em zonas de cisalhamento com metamorfismo atingindo condições da fácies xisto verde (metamorfismo de cisalhamento). As características geoquímicas dos granitoides, em geral apresentam teores de SiO_2 que variam entre 49 e 78%, K_2O entre 0,16 e 3%, MgO de 0,13 a 8%, CaO de 1 a 8%, TiO_2 de 0,3 a 0,7%, e Na_2O de 1 a 6%. Razões $\text{K}_2\text{O}/\text{N}_2\text{O}$ são geralmente inferiores a 1, ou apresentam valores iguais ou próximos de 1. O índice de Shand de saturação em caracteriza esses granitoides como rochas metaluminosas. Nos diagramas de classificação geoquímica as rochas situam-se principalmente nos campos de diorito, tonalito, granodiorito e granito, coincidindo com os dados petrográficos, permitindo enquadrá-los na série cálcico-alcalina. Os elementos traços apresentam anomalias negativas de Rb e Nb, com padrão de distribuição dos

elementos terras raras (ETR) enriquecido nos ETR leves em relação aos pesados com razão $[(La/Yb)_N = 3 \text{ a } 25]$, indicando um acentuado fracionamento, além de incipientes anomalias negativas ou positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,82 \text{ a } 1,1$). As análises dos dados geoquímicos permitem interpretar o conjunto de granitoides como de afinidade cálcio-alcálica do tipo-I relacionados a ambiente de arco magmático com. Datações pelo método U-Pb em zircão, forneceram valores de $2170,6 \pm 4 \text{ Ma}$, $2173,8 \pm 7,7 \text{ Ma}$, $2178,6 \pm 7,4 \text{ Ma}$, $2145 \pm 13 \text{ Ma}$ e $2158,2 \pm 7,8 \text{ Ma}$ que representam a idade de colocação desses granitoides da Suíte Intrusiva Rosário no Paleoproterozoico (Riaciano). Os dados isotópicos Sm-Nd forneceram idades modelo (T_{DM}) de 2,24 a 2,37 Ga com valores de $\epsilon_{Nd} +1,0 \text{ a } +2,5$ ($t = 2,17\text{Ga}$). No diagrama ϵ_{Nd} vs. tempo, todas as amostras se posicionam no campo correspondente à Crosta paleoproterozoica do Fragmento Cratônico São Luís, indicando fonte predominantemente crustal de idade Riaciono para os magmas parentais. Comparativamente, são rochas que se assemelham geoquímica e geocronologicamente com outros corpos granitoides reconhecidos no Fragmento Cratônico São Luís, a exemplo da Suíte Intrusiva Tromaí. Apesar das rochas da SIR apresentar peculiaridades petrográficas distintas, os granitoides da Suíte Tromaí situam-se nos mesmos campos e características geoquímicas de afinidade cálcio-alcálica, metaluminosas, granitoides do tipo-I, de arco magmático correspondentes com zonas de subducção. Relacionando os dados obtidos neste estudo com as informações geológicas e geocronológicas disponíveis na literatura e analisando suas distribuições cartográficas, pode-se afirmar que a extensão desse magmatismo ultrapassaria de 1.000 km, caracterizando extensos batólitos tonalítico-granodioríticos de idade paleoproterozoica, indicando assim, um importante evento de formação de crosta continental nesse domínio, através de intenso plutonismo ligado ao evento Transamazônico/Eburneano. No Cráton Oeste Africano, um quadro geológico similar é interpretado como o resultado da colisão e amalgamação de vários arcos magmáticos a terrenos arqueanos, durante o evento Eburneano (Transamazônico), reafirmando a ligação do Fragmento Cratônico São Luís e Oeste Africano no Gondwana Ocidental, e assim fazendo parte de uma mesma unidade pré-deriva continental. Os fenômenos geológicos acontecidos nessa região brasileira podem então ser comparados àqueles que levaram à formação dos terrenos Birrimianos na África Ocidental.

Palavras-chave: Suíte Intrusiva Rosário. Fragmento Cratônico São Luís. Petrologia. Geocronologia U-Pb em zircão. Geologia isotópica Sm-Nd (TDM).

ABSTRACT

The region between the Gurupi and Itapicuru rivers comprises a relatively large area in the northeastern of Pará and northwestern of Maranhão states that exposes Paleoproterozoic granitic suites and metavolcanosedimentary sequences from São Luís Cratonic Fragment, which is bordered by Neoproterozoic gneisses, metasedimentary and granitoid rocks from Gurupi Belt. Further east of this geotectonic unit, approximately 70 km south of São Luís city, another portion of this cratonic fragment outcrops, represented by the Rosário Intrusive Suite (RIS), target of this work, which involved petrographic, lithochemical and geochronological studies in order to understand the crustal evolution of the granitoid rocks of this suite. The RIS comprises a set of multiple tonalitic, granodioritic and granitic plutons that shows partially textural, structural and mineralogical transformations related to strain along to transcurrent shear zones. The studied granitoid rocks are exposed in erosional windows, which are found in both gravel quarries o valleys and river banks. Three main rock types of this suite have been mapped in this work: meta-quartz diorites, meta-tonalites with variable melatonalites and meta-granodiorites. They usually exhibit preserved igneous textures, as hypidiomorphic granular texture, with weak deformational effects and overlapped mylonitic features. The mineral assemblage is mainly composed of plagioclase, quartz, microcline, hornblende, titanite, and minor biotite, zircon, apatite, and opaque minerals. Secondary mineralogical phases are evidenced by the transformation of plagioclase into sericite, epidote and carbonate, biotite and hornblende into chlorite, and tremolite-actinolite as alteration product of hornblende. The rocks are classified as metaplutonic due to show metamorphic transformations by influence of deformation and new formation of minerals in shear zones with metamorphism reaching greenschist facies conditions (shear metamorphism). These granitoids generally have geochemical characteristics with SiO₂ content between 49% and 78%, K₂O between 0.16 and 3%, MgO of 0.13-8%, CaO content of 1-8%, TiO₂ varying from 0.3% to 0.7%, and Na₂O content from 1% to 6%. The values of K₂O/Na₂O ratio are generally bellow 1, with few values up or next to 1. According to Shand alumina saturation index, these rocks are metaluminous. In geochemical classification diagrams, the rocks plot mainly in the fields of diorite, tonalite, granodiorite and granite, coincident with petrographic data, allowing fit them into calc-alkaline series. Trace elements present negative anomalies of Rb and Nb, with distribution pattern of LREE enrichment in relation to HREE [(La/Yb)_N = 3-25], indicating an accentuated REE fractionation, besides of incipient negative and positive Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.82 a 1.1). The geochemical analyses point out to an I-type calc alkaline affinity related to a magmatic arc

environment. Zircon U-Pb radiometric data furnished ages of 2170.6 ± 4 Ma, 2173.8 ± 7.7 Ma, 2178.6 ± 7.4 Ma, 2145 ± 13 Ma e 2158.2 ± 7.8 Ma, which represent the Paleoproterozoic (Rhyacian) placement ages of the Rosário Suite. Sm-Nd isotopic data furnished T_{DM} model ages between 2.24 and 2.37 Ga with ϵ_{Nd} from +1.0 and +2.5 ($t = 2.17$ Ga). In the ϵ_{Nd} versus time diagram, all samples are positioned within the field of Paleoproterozoic crust of São Luís Cratonic, indicating dominantly Rhyacian crustal sources for parental magmas. In comparison, these rocks show geochemical and geochronological characteristics similar to others plutonic suites from São Luís Cratonic Fragment, as the Tromaí Intrusive Suite (TIS). Although the RIS shows petrographic differences, the TIS granitoids are also positioned in the fields of metaluminous, I-type calc alkaline affinities and subduction-related setting. The data from this study with geological and geochronological available data from literature imply to a magmatism that extended up to 1,000 Km, forming large Paleoproterozoic tonalitic-granodioritic batholites, thus indicating an important event of continental crust formation in this area through intense plutonism related to the Transamazonian/Eburnean event. In Western Africa Craton, a similar geological setting is interpreted as the result of the collision and amalgamation of several magmatic arcs and Archean terrains during Eburnean (Transamazonian) event, suggesting a link between the São Luís Cratonic Fragment and Western African in the West Gondwana, and then, being part of the same pre-derived unit. The geological events happened in this Brazilian region may be compared to those that led to the formation of Birrimian terrains in Western Africa.

Keywords: Rosário Intrusive Suite. São Luís Cratonic Fragment. Petrology. Zircon U-Pb Geochronology. Sm-Nd (TDM) Isotope Geology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo	3
Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado do norte dos estados do Pará e Maranhão	13
Figura 3.1 – Representação dos tipos de afloramentos encontrados da Suíte Rosário.....	20
Figura 3.2 - Mapa geológico da região de Rosário com localização dos afloramentos	21
Figura 3.3 - Representação geral dos metatonalito e melatonalitos da SIR.	23
Figura 3.4 - Representação de veios e bolsões pegmatíticos associados aos tonalitos	24
Figura 3.5- Representação geral dos metagranodiorito da SIR	26
Figura 3.6 - Representação dos enclaves encontrados na SIR	27
Figura 3.7– Representação dos diques encontrados na SIR	27
Figura 4.1 - Mapa geológico dos granitoides da SIR	30
Figura 4.2 - Representação das estruturas de foliação e bandamento da SIR	31
Figura 4.3- Representação da lineação de orientação mineral encontrada na SIR.....	32
Figura 4.4- Representação estrutural das falhas encontradas na SIR.....	33
Figura 4.5- Representação de estria de falhas presentes na SIR	34
Figura 5.1- Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M da SIR	37
Figura 5.2- Representação petrográfica do litotipo metatonalito da SIR.	40
Figura 5.3 - Representação petrográfica do litotipo metamelatonalito da SIR.	43
Figura 5.4- Representação petrográfica do litotipo metagranodiorito da SIR.....	45
Figura 5.5 – Representação petrográfica do litotipo metaquartzo diorito da SIR	47
Figura 6.1-Diagramas de Harker para os elementos maiores (% em peso) para SIR.....	54
Figura 6.2 - Diagramas de Harker os elementos traços (em ppm) para SIR.	57
Figura 6.3- Representação gráfica da classificação dos granitoides da SIR.	58
Figura 6.4 - Representação gráfica das do índice de Shand dos granitoides da SIR.....	59
Figura 6.5 - Representação gráfica da série magmática AFM dos granitoides da SIR.	59
Figura 6.6- Diagramas de multielementos da SIR	60
Figura 6.7 - Média dos padrões de distribuição dos ETR da SIR.	61
Figura 6.8 - Diagrama geoquímico de tipologia de granitoide da SIR.....	61
Figura 6.9 - Diagramas geoquímicos discriminantes de ambientes tectônicos da SIR.	62
Figura 6.10 - Comparação da SIR com SIT de classificação geoquímica.	64
Figura 6.11 - Diagrama de multielementos de comparação da SIR e SIT.	65
Figura 6.12 - Comparação da SIR com SIT para diagrama ETR.....	65
Figura 6.13 - Comparação da SIR com SIT de ambientes geotectônicos.	66

Figura 7.1 – Imagens dos cristais de zircão em moldes de resina da SIR	68
Figura 7.2 – Imagens por catodoluminescência de cristais de zircão da SIR.....	70
Figura 7.3 – Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de das amostras de zircão.....	75
Figura 7.4 – Diagrama T(Ga) versus ϵNd para os granitoides da SIR	78

LISTA DE TABELAS

Tabela 5-1- Análise modal dos granitoides da Suíte Intrusiva Rosário.	36
Tabela 6-1- Tabela de análise química das rochas Suíte Intrusiva Rosário.	50
Tabela 7-1- Resultados isotópicos U-Pb de cristais de zircão de metamelatonalito.	71
Tabela 7-2- Resultados isotópicos U-Pb de cristais de zircão de metamelatonalito	72
Tabela 7-3 – Resultados isotópicos U-Pb de cristais de zircão de metatonalito.	73
Tabela 7-4 - Resultados isotópicos U-Pb de cristais de zircão de metagranodiorito.	73
Tabela 7.5 - Resultados isotópicos U-Pb de cristais de zircão de metatonalito.....	74
Tabela 7-6- – Resultados dos dados isotópicos Sm-Nd em rocha total.	77
Tabela 7-7- Sumário dos dados geocronológicos do Fragmento Cratônico São Luís.....	79

SUMÁRIO

Dedicatória.....	iv
Agradecimentos	v
Epígrafe	vii
Resumo	viii
Abstract	x
Lista de ilustrações	xii
Lista de tabelas	xiv
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO	2
1.3 ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO	4
1.3.1 Pesquisa bibliográfica.....	4
1.3.2 Trabalho de campo	4
1.3.3 Estudos laboratoriais.....	4
2 GEOLOGIA REGIONAL	11
2.1 FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS	11
2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	12
2.2.1 Grupo Aurizona	12
2.2.2 Suíte Intrusiva Tromaí.....	14
2.2.3 Rochas vulcânicas félsicas e intermediárias	14
2.2.4 Suíte Intrusiva Tracuateua	14
2.2.5 Suíte Intrusiva Rosário.....	15
2.3 CINTURÃO GURUPI.....	16
2.4 BACIA DO PARNAÍBA.....	17
2.4.1 Grupo Itapecuru	18
2.5 COBERTURAS FANEROZOICAS	18
2.5.1 Formação Barreiras.....	18
3 GEOLOGIA DA REGIÃO DE ROSÁRIO.....	20
3.1 SUÍTE INTRUSIVA ROSÁRIO.....	20
3.1.1 Metatonalitos e Metamelatonalitos	22
3.1.2 Metagranodiorito	22
3.1.3 Enclaves	25

3.1.4	Diques máficos	25
3.2	COBERTURAS FANEROZOICAS	28
3.2.1	Grupo Itapecuru	28
3.2.2	Formação Barreiras	28
3.2.3	Coberturas superficiais cenozoicas	28
4	GEOLOGIA ESTRUTURAL	29
4.1	FOLIAÇÃO	31
4.2	LINEAÇÃO	32
4.3	FALHAS	33
5	PETROGRAFIA	35
5.1	METATONALITOS.....	37
5.2	METAMELTONALITO	39
5.3	METAGRANODIORITO	41
5.4	METAQUARTZO DIORITO	44
5.5	METAGRANITO	46
5.6	DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS.....	46
6	GEOQUÍMICA	49
7	GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA	67
7.1	ANÁLISES U-Pb EM ZIRCÃO.....	67
7.1.1	Resultados	69
7.2	ANÁLISES Sm-Nd EM ROCHA TOTAL	76
7.2.1	Resultados	76
7.3	DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS E ISOTÓPICOS	78
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	80
	REFERÊNCIAS	82
	ANEXOS	89
	ANEXO A- TABELA DE ESTRUTURAS DA SIR	90
	ANEXO B- TABELA DE PONTOS DAS ROCHAS DA SIR	91

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

No nordeste do Pará e noroeste do Maranhão rochas granitoides e seqüências metavulcanossedimentares de idade pré-cambriana estão expostas em janelas erosivas e tectônicas em meio a rochas sedimentares do Fanerozoico (Gorayeb *et al.* 1999). Estudos anteriores referentes à geologia e geocronologia desenvolvidos nesta região sugerem a existência de um núcleo cratônico do Paleoproterozoico, denominado Cráton São Luís (Almeida 1967) redefinido Fragmento Cratônico São Luís por considerá-lo parte do Cráton Oeste Africano (Klein *et al.* 2008), que é margeado por um cinturão do Neoproterozoico relacionado a evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-africano (Hurley *et al.* 1967, Almaraz & Cordani 1969, Hasui *et al.* 1984, Lesquer *et al.* 1984, Arthaud 2007, Klein & Moura 2008 e Klein & Lopes 2009).

O Fragmento Cratônico São Luís possui um vasto acervo de dados e estudos concretizados na literatura geológica, que proporcionaram a elaboração de interpretações sobre sua evolução. Os estudos geocronológicos realizados nas rochas dessa unidade geotectônica a posicionaram grande parte das rochas no Paleoproterozoico, com idades mais marcantes em torno de 2240 a 2009 Ma, e os estudos litoquímicos apontam a afinidades cálcio-alcalina dessas rochas. A cartografia geológica mais recente na escala 1:750.000 refere-se ao Mapa Geológico do Estado do Maranhão (Klein & Sousa 2012), que apresentam nova proposta litoestratigráfica demonstrando o avanço do conhecimento no decorrer dos últimos anos.

O Fragmento Cratônico São Luís, é considerado uma porção do Cráton Oeste Africano, deixado na Plataforma Sul Americana quando da separação Brasil-África, no Mesozoico. No lado africano o conhecimento geológico permitiu a elaboração de modelos evolutivos calcados numa base de dados estruturais, geoquímicos, geofísicos e geocronológicos. No lado brasileiro os estudos apresentam uma carga considerável de informação e as interpretações levarem a interpretação de que o Fragmento Cratônico São Luís fazia parte do Cráton Oeste Africano no Gondwana. Estudos mais aprofundados e sistemáticos ainda se fazem necessários, devido à falta de conhecimento na ampla área de ocorrência das rochas dessa unidade e também devido à limitação de afloramentos e extensas coberturas fanerozoicas na região.

A aproximadamente 70 km ao sul da cidade de São Luís, aflora um conjunto de granitoides denominado por Gorayeb *et al.* (1999) de Suíte Intrusiva Rosário (SIR) que faz parte do Fragmento Cratônico São Luís. Estudos geocronológicos realizados por esses autores pelo método de evaporação de Pb em zircão, utilizaram filamento simples em espectrômetro de

massa VG do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFPA, e obtiveram idades do Paleoproterozoico, entre 2.079 ± 49 Ma e 2.130 ± 22 Ma para esses granitoides, cujo erro é relativamente grande.

Este trabalho, na forma de uma Dissertação de Mestrado desenvolvida no Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA, está vinculado ao grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC-UFPA) e fez parte do projeto Instituto de Geociências da Amazônia (GEOCIAM/CNPq-FAPESPA). Essa investigação visou caracterizar os granitoides da Suíte Rosário do ponto de vista petrográfico, geoquímico e geocronológico, e discutir os processos magmáticos e tectônicos que levaram a edificação dessas rochas e fazer correlação com outros granitoides do Cráton São Luís e Oeste Africano. Considerando que não existe nenhum estudo litoquímico nas rochas desta suíte e os dados geocronológicos existentes foram realizados pela metodologia de evaporação de Pb-Pb em zircão em filamento simples utilizando o espectrômetro de massa VG 54E do Pará-Iso, o que implica em menor precisão analítica. Assim foi importante utilizar o método U-Pb por LA-ICP-MS em zircão que melhorou os resultados geocronológicos nessas rochas. Foram definidas as assinaturas geoquímicas dos granitoides e caracterizou-se suas tipologias podendo assim avançar nas discussões de modelos de evolução crustal dessa associação de rochas no contexto do Fragmento Cratônico São Luís.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se no noroeste do Estado do Maranhão, próximo aos municípios de Rosário e Bacabeira, distando aproximadamente 70 km a sul da capital São Luís, sendo que está inserida na folha SA-23-Z-A-V (São Luís) e compreende a área delimitada pelas coordenadas $2^{\circ}42'-3^{\circ}00'$ de latitude sul e $43^{\circ}57'-44^{\circ}24'$ de longitude oeste, indicado na Figura 1.1.

O acesso rodoviário para a área de estudo, a partir de Belém, pode ser feito pela rodovia BR-316 até a ligação com a rodovia MA-106 no sentido da cidade de Pinheiro, seguindo pela MA-014 até a cidade de Vitória do Mearim, continuando pela MA-222 no sentido de Miranda do Norte e pela MA-135 com destino as cidades de Bacabeira e Rosário. Na região de Rosário, o acesso é facilitado por várias estradas vicinais tendo como eixo principal a rodovia MA-135 que liga Santa Inês a São Luís.

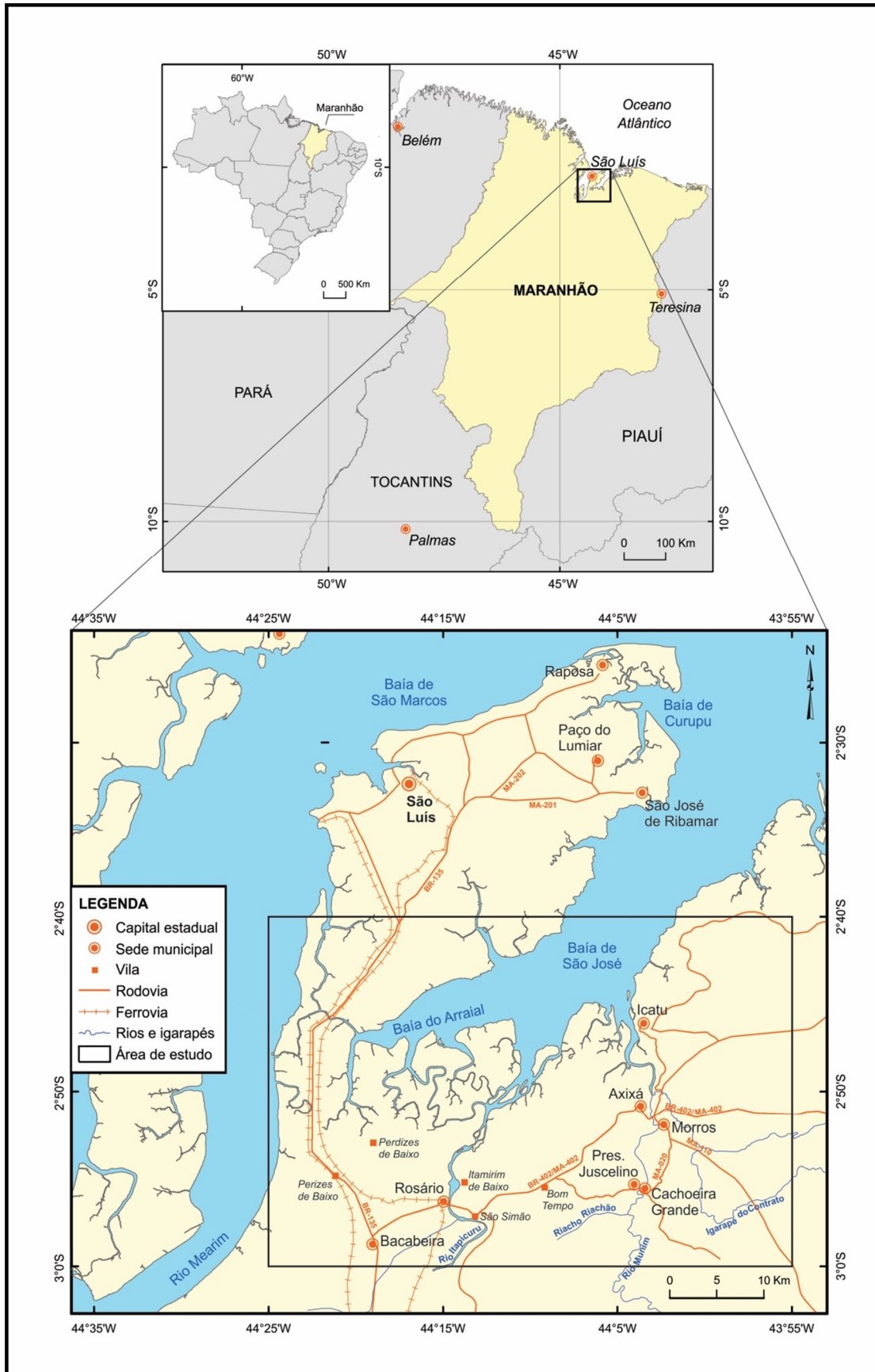


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo no Brasil, com destaque à região de Rosário e norte do Maranhão.

1.3 ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO

As atividades realizadas nesta dissertação de mestrado envolveram pesquisa bibliográfica, trabalhos de campo e estudos laboratoriais (análises petrográficas, litoquímica e geocronológicas (métodos U-Pb por LA-ICP-MS em zircão e Sm-Nd em rocha total).

1.3.1 Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica foi dirigida, em um primeiro momento, ao conhecimento geológico das unidades do noroeste da Província Borborema e mais precisamente do Fragmento Cratônico São Luís, envolvendo leituras em dissertações, teses e artigos científicos, com ênfase na geologia da região estudada, e nas datações realizadas nas rochas dessa unidade. Em seguida, foi aprofundada a leitura em livros textos relacionados à atualização de conceitos e procedimentos sobre petrologia de granitoides, geoquímica, aplicação de métodos, análises químicas e isotópicas, e informações referentes a classificação e evolução de rochas graníticas.

1.3.2 Trabalho de campo

Os trabalhos de campo foram realizados na região de Rosário e arredores, no período de 14 a 20 de outubro de 2013, onde foi feito o levantamento de dados geológicos acompanhado da coleta sistemática de amostras para estudos laboratoriais. Foram coletados dados estruturais para compreender a estruturação presente nos granitoides e assim interpretar os processos tectono-metamórficos que afetaram as rochas da SIR. A coleta de amostras foi realizada em dez afloramentos, sendo todas analisadas petrograficamente, das quais nove foram aproveitadas para as análises geoquímicas e geocronológicas.

1.3.3 Estudos laboratoriais

Os estudos laboratoriais se resumem à análise petrográfica, bem como os processos de preparação de amostras para as análises químicas, geocronológicas e isotópicas, que serão melhor detalhados a seguir.

A) Análise petrográfica

Os estudos petrográficos foram feitos em dezesseis lâminas, sendo dez lâminas de amostras coletadas nesta dissertação e seis lâminas obtidas do acervo do grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC). As análises petrográficas foram realizadas em microscópio óptico convencional do Laboratório de Petrografia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (LAPETRO) do Instituto de Geociências (PPGG/UFPA), com contagem modal no contador de pontos da marca Swift, com contagem de 2800 pontos em espaçamento 2. Essas análises envolveram a caracterização do conteúdo e associações minerais,

discriminando os constituintes primários (magmáticos) e secundários (metamórficos), bem como análises texturais/microestruturais.

B) Estudos litoquímicos

No que se refere à litoquímica foram realizadas análises de elementos maiores, menores e traços, incluindo os elementos terras raras em 27 amostras dos granitoides, das quais nove amostras foram provenientes desta dissertação e dezoito amostras do acervo do GPEC. A preparação das amostras para estudos litoquímicos envolveu os seguintes passos:

- a) Seleção das amostras no campo, respeitando critérios de qualidade física e situação geológica, visando minimizar ao máximo a contaminação, evitando-se amostras intemperizadas e/ou próximas de veios e zonas de alteração. A fragmentação inicial foi realizada *in situ* no próprio afloramento em tamanhos entre 2 e 5 cm em quantidade de aproximadamente 5 kg que foram devidamente ensacadas e etiquetadas;
- b) Britagem das amostras no Britador de Mandíbula na Oficina de Preparação de Amostras do IG/UFPA e moagem no equipamento *Shatterbox 8515* para reduzir à granulação areia fina;
- c) Homogeneização e quarteamento das amostras no Quarteador Mecânico de aço inox do Laboratório de Sedimentologia IG/UFPA;
- d) Homogeneização e pulverização do quarto selecionado no Moinho de Água do Laboratório de Sedimentologia do IG/UFPA, até se atingir as condições granulométricas adequadas para análise geoquímica e isotópica (Sm-Nd);
- e) Homogeneização e quarteamento pelo método do quadriculamento em cartolina e guarda de uma fração em recipiente adequado;
- f) Separação de uma alíquota de cada amostra e encaminhamento das mesmas para análise nos laboratórios da empresa *ACME-Analytical Laboratories Ltd* (Vancouver).

As análises químicas envolveram a determinação de elementos maiores, menores e traços. Os elementos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O e P₂O₅ após abertura com metaborato ou tetraborato de lítio, foram analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry*), cujos limites de detecção são: SiO₂ = 0,02%, Al₂O₃ = 0,03%, Fe₂O₃ = 0,04% e K₂O, CaO, MgO, Na₂O, MnO, TiO₂ e P₂O₅ = 0,01%.

Os elementos traço (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), incluindo os terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu), foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), e os limites de detecção para os elementos traços são: Ba, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, V, Zr, La, Ce, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Co e Zn = 0,5 ppm; Cs, Sn, Cu e

Ni = 1 ppm; Hg, Ta, Th, Ti, U, W, Y, Sm, Lu = 0,1 ppm; Bi, Cd e Sb = 0,1 ppm; Pr e Pb = 0,02 ppm; Nd = 0,4 ppm.

O tratamento dos dados geoquímicos foi feito em planilhas eletrônicas do *software Excel* 2013 e a organização das mesmas foi realizada no programa GCDkit 2.2 (R 2.4.1). A interpretação das análises geoquímicas seguiu a metodologia descrita por Rollinson (1993), Wilson (1989) e Gill (2010), bem como pelos procedimentos adquiridos durante o curso especial “*Modelamento geoquímico quantitativo simples aplicado à petrogênese de rochas magmáticas*”, ministrada pelo Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente, da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), entre 03 e 07 de novembro de 2014, realizado no âmbito do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, na UFPA.

Ao final, foram elaborados diagramas discriminantes de variação e de correlação de elementos para os dados geoquímicos obtidos, com o objetivo de definir a natureza deste magmatismo e do ambiente tectônico, bem como dar subsídios para discutir os processos petrológicos que levaram à formação da Suíte Rosário.

C) Geocronologia U-Pb por LA-ICP-MS em Zircão

As datações U-Pb em zircão por espectrometria de massa ICP-MS com *laser ablation* (LA-ICP-MS) visaram à determinação da idade de cristalização dos granitoides. Das nove amostras preparadas para tal método, foram selecionadas as cinco amostras seguintes para a determinação da idade de cristalização de zircão: 2013/SR-04 e 2013/SR-05 - metatonalito, 2013/SR-06, 2013/SR-08 e 2013/SR-09 - metagranodiorito.

Princípio do método

O Sistema U-Pb baseia-se no decaimento isotópico, sob taxas diferentes, de dois isótopos-pai (^{235}U e ^{238}U) que geram dois isótopos-filhos (^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente). Trata-se de um sistema interdependente, bivariante. O mineral mais utilizado para datar rochas pelo sistema U-Pb é o zircão (ZrSiO_4), devido às seguintes propriedades: i) O mineral incorpora U, na sua estrutura, em substituição ao Zr, mas pouco ou nenhum ^{204}Pb (comum) durante a cristalização; ii) Tem ocorrência bem distribuída como mineral acessório na maioria das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares; iii) Apresenta a propriedade de preservar tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica até cerca de 800°C . A estrutura do zircão também acomoda ^{232}Th , que produz um isótopo de Pb (^{208}Pb) que não é utilizado na determinação de idades.

O princípio básico da representação do sistema baseia-se na curva de referência “Concórdia”, a qual mostra em diagrama de eixos coordenados $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

(Wetherill, 1956), as variações de razões isotópicas em função do tempo. Resultados analíticos que plotam exatamente sobre a concórdia têm idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ iguais e podem representar um sistema isotópico fechado e, por essa razão, são chamadas de concordantes. Razões localizadas fora da curva são designadas de discordantes. Nesse caso, um distúrbio isotópico em uma amostra de idade uniforme gera um arranjo de resultados analíticos que definem uma linha reta (discórdia), cuja extrapolação (regressão) trunca a concórdia, nos casos mais simples em dois pontos, os quais correspondem aos interceptos superior e inferior, que assinalam as idades de formação e do distúrbio.

O *Laser Ablation* (LA) (laser New Wave UP 213 Nd: YAG ($\lambda = 213 \text{ nm}$)) é um equipamento acessório ao espectrômetro de massas (ICP-MS) acoplado a um microscópio. Devido a essa característica, possui uma resolução espacial da mesma ordem de grandeza da técnica SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) (25-40 μm), permitindo a escolha precisa do domínio pontual restrito do mineral que se pretende analisar. A extração dos íons da amostra é feita por um feixe de laser de alta energia (abrasão) o qual, por sua vez, gera um feixe molecular na forma de aerossol de sólidos e gases que alimentam uma célula de mistura para retenção do sinal, sendo a amostra então dissociada e ionizada em um plasma de alta temperatura, antes de ser analisada no espectrômetro de massa.

Procedimento analítico

O método U-Pb LA-ICP-MS em zircão consiste inicialmente na confecção de pastilhas em resina *epoxy* (mount) nas quais são inseridos os grãos de zircão, junto com material de referência (padrão de zircão). Um polimento da pastilha com lixa apropriada e pasta diamantada permite que os cristais de zircão fiquem expostos e a superfície esteja límpida. Esse procedimento é seguido pela obtenção de imagens por catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura, a qual foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. As imagens auxiliam na seleção dos cristais e dos domínios nos cristais para análise isotópica. Os detalhes da análise isotópica por LA-ICP-MS são descritos em Buhn *et al.* (2009) e Chemale Jr. *et al.* (2012). Normalmente, a precisão analítica fica entre 1,9 e 3,7% com uma exatidão de 0,6 a 3,8%. A correção de contribuição de chumbo comum, quando é efetuada, apoia-se no modelo de composição do Pb proposto por Stacey & Kramers (1975).

D) Estudo isotópico: Sm-Nd em rocha total

As análises Sm-Nd em rocha total são destinadas a determinar o tempo de residência crustal dos protólitos dos granitoides investigados e identificar a idade dos episódios de

acresção crustal (formação e/ou retrabalhamento da crosta continental). Foram coletadas e utilizadas seis amostras da Suíte Rosário para a realização dos procedimentos do método, listadas a seguir: 2013/SR-01; 2013/SR-02; 2013/SR-04; 2013/SR-06; 2013/SR-08; e 2013/SR-09.

Princípio do método

O princípio do método radiométrico Sm-Nd consiste na desintegração do ^{147}Sm em ^{143}Nd , através da emissão espontânea de uma partícula alfa com uma meia vida de 106 Ga. A constante de desintegração do ^{147}Sm é igual a $6,54 \times 10^{-12}/\text{ano}$ (Lugmair & Marti 1978). O cálculo de idades modelo Sm-Nd em rocha total tem por objetivo estimar o tempo em que uma rocha teve sua composição isotópica similar à da sua fonte. A determinação dessas idades é realizada comparando-se os resultados isotópicos obtidos para as rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas, sendo este modelo, em geral, o de manto empobrecido - DM (DePaolo 1981, 1988).

A idade modelo $T_{(\text{DM})}$ pode coincidir com a idade de cristalização de um evento conhecido, datado pelos métodos U-Pb e Pb-Pb em zircão, como é o caso de rochas ígneas de origem mantélica juvenil, ou ser mais antigo, sendo indicativo do tempo da diferenciação manto-crosta do protólito.

A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma rocha no tempo de sua cristalização (t) pode ser representada pelo parâmetro ϵ_{Nd} , o qual tem como referência a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do manto indiferenciado (CHUR) e fornece informações acerca da fonte que originou essa rocha (DePaolo 1981, 1988, Faure 1986). DePaolo (1988) propôs que valores positivos de ϵ_{Nd} para uma rocha indicam que na época de sua formação a fonte magmática possuía uma razão Sm/Nd mais elevada do que aquela calculada para os condritos, ou seja, sua fonte seria mantélica. Por outro lado, se os valores de ϵ_{Nd} forem negativos, isto indica que durante a formação da rocha a fonte magmática possuía uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menor que a do condrito, o que evidencia uma fonte de origem crustal. Quanto maior e mais antiga a contribuição crustal no processo de formação das rochas, mais negativos serão os valores de ϵ_{Nd} .

Há casos em que duas (ou mais) fontes participam da formação das rochas, o que provoca variação dos valores entre positivos e negativos, dependendo do maior ou menor grau de participação dessas fontes. A interpretação dessas idades é complexa, e pode indicar um modelo de mistura de fontes. Há também casos em que as idades modelo $T_{(\text{DM})}$ são intermediárias entre grupos de idades de formação de rochas e não coincidirem com nenhum evento conhecido, e as mesmas devem ser interpretadas como uma idade média de uma fonte mista (Arndt & Goldstein

1987, Barrovich & Patchett 1992). Para as rochas que possuem grandes quantidades de minerais acessórios, tais como granada ou allanita, o Sm fraciona muito fortemente em relação ao Nd, inviabilizando o cálculo de idade T_{DM} , segundo a evolução de Nd em estágio único. Nesse caso, um modelo de evolução em estágio duplo de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ poderá minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento na obtenção da idade T_{DM} se forem conhecidas as idades de cristalização da rocha, (Sato & Tassinari 1997).

Procedimento analítico

O procedimento analítico adotado na aplicação da metodologia Sm-Nd em rocha total está descrito em Gioia & Pimentel (2000) e está implantado com algumas modificações no Laboratório Pará-Iso (Oliveira *et al.* 2008). O procedimento para análise inclui basicamente três etapas: dissolução de amostras; separação química e depósito dos elementos Sm e Nd nos filamentos. A etapa de dissolução das amostras consiste, inicialmente em, pesar aproximadamente 100 mg de amostra e misturá-la a 100 mg de traçador misto $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ em um cadinho de Teflon Savillex para posteriormente serem atacadas utilizando os ácidos HNO_3 , HF e HCl com o objetivo de recuperar os elementos terras raras (ETR), onde estão presentes os elementos Sm e Nd. A etapa seguinte consiste na extração dos elementos Sm e Nd a partir da solução de ETR anteriormente separada e evaporada, utilizando técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de Teflon contendo resina Eichron® Ln-Spec. A última etapa consiste no depósito dos concentrados de Sm e Nd das amostras, os quais após a secagem são dissolvidos em uma solução de 1 ml de HNO_3 e, posteriormente, depositados em filamento duplo de Ta-Re.

As análises Sm-Nd foram realizadas por *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS)* no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). A reprodutibilidade dos resultados isotópicos tem sido avaliada por repetidas análises do padrão La Jolla e os padrões de rocha internacionais BHVO-1 e BCR-1. Os brancos de química de Sm e Nd são insignificantes considerando a concentração das amostras. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é normalizada para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ para a correção de discriminação de massa.

Teoricamente existem dois sistemas de decaimento entre isótopos de Sm e Nd, primeiramente o ^{146}Sm decai para o ^{142}Nd , em seguida o ^{147}Nd decai para o ^{143}Nd . Para os estudos geocronológicos outros dois decaimentos são observados o de ^{148}Sm para ^{144}Nd e o ^{149}Sm para ^{145}Nd , cuja constante de decaimento é $6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$ (Lugmair & Marti 1978). Pressupõe-se que todos os minerais ou rochas analisadas apresentem a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iguais. Com o progresso do tempo átomos de ^{147}Sm decaem para átomos ^{143}Nd , de forma que a razão

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ diminui e a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ aumenta. Desta forma, a equação utilizada para o cálculo da idade Sm-Nd isocrômica é:

$$\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m = \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_i + \left[\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right]_m \lambda (e^{\lambda T} - 1)$$

Os dados analíticos inseridos no diagrama $^{144}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ devem constituir uma reta definida pelos pontos analíticos cuja precisão diminui os erros da idade calculada. A inclinação desta reta denominada de isócrona é maior quanto mais antigas forem as amostras analisadas, e a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial é definida pelo intercepto da isócrona com o eixo X do diagrama e a idade é definida pelo ângulo da reta com o eixo X, a partir da equação $m = e^{\lambda T} - 1$. Os erros são calculados a partir da distância dos pontos analíticos em relação à reta da isócrona.

Um parâmetro importante fornecido pelo método Sm-Nd é a função (ϵ_{Nd}) cujo valor é determinado pela comparação entre a amostra estudada e o reservatório condrítico multiplicado por 10.000. Assumindo o equilíbrio isotópico entre magma e o resíduo sólido no período em que o magma é extraído e intrudido na crosta, a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da rocha ígnea resultante será idêntica à da fonte no período de fusão. A forma de relacionar o valor de ϵ_{Nd} com o tempo é pela equação:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(T) = \left\{ \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (T)_{\text{DM}}}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (T)_{\text{CHUR}}} \right\} - 1 \quad 1000$$

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS

Segundo Klein (2004) a porção aflorante do Fragmento Cratônico São Luís estende-se em torno de 400 km na direção leste-oeste por 100 km na direção norte-sul, cobrindo pequena parte dos estados do Pará e Maranhão. As suas rochas estão expostas em de janelas erosivas e tectônicas, descontínuas, em meio à cobertura sedimentar fanerozoica, sendo que apenas próximo à fronteira Pará-Maranhão (região do Gurupi) há exposições contínuas por cerca de 120 km. O limite oriental do Cráton não se estende muito além da região de Rosário, pois dados geocronológicos de amostras do embasamento da Bacia de Barreirinhas revelaram idades neoproterozoicas, próximo a essa região, o que já havia sido observado por Sadowski (2000).

Exposições mais ocidentais de granitoides aflorantes podem ser observados na região de Bragança no noroeste do Pará e ao norte dos estados do Pará e Maranhão, sendo assim as rochas do Fragmento Cratônico São Luís afloram até a região costeira oceânica, que estão cobertas por rochas sedimentares das bacias costeiras fanerozoicas. Contudo, dados geofísicos de gravimetria da região oceânica sugerem que a crosta continental (Fragmento Cratônico São Luís) se adentra por umas poucas dezenas de quilômetros na área oceânica, além da qual passa a existir a crosta oceânica (Klein 2004). O limite sul-sudoeste do Cráton São Luís foi proposto por Hasui *et al.* (1984a) como sendo a Zona de Cisalhamento Tentugal, que separa e/ou articula as rochas do cráton ao Cinturão Gurupi (Fig. 2.1). Essa estrutura compreende uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral de direção NW-SE com história evolutiva complexa (Hasui *et al.* 1984, Costa *et al.* 1988, Ribeiro 2002) e ainda insuficientemente conhecida, no interior da qual as rochas encontram-se fortemente deformadas e que coincide com uma descontinuidade geofísica (Lesquer *et al.* 1984, Abreu & Lesquer 1985, Ribeiro 2002). A passagem da área cratônica para a Zona de Cisalhamento Tentugal (e para o Cinturão Gurupi) ocorre de maneira gradual.

As rochas cratônicas, no que se refere a geologia estrutural, encontram-se mais preservadas quando comparada com o Cinturão Gurupi (Abreu 1990, Pastana 1995). De um modo geral, os corpos rochosos não se apresentam orientados e os traços estruturais distribuem-se com orientações variadas. Os principais elementos estruturais identificados são a foliação metamórfica regional, mais evidentes nas rochas metavulcanossedimentares e secundariamente em granitoides, zonas de cisalhamento de pequeno porte e fraturas (Klein 2004). A foliação metamórfica possui direções variáveis NE-SW e NW-SE, com ângulos de mergulho moderado a alto com direção NW e SW. Lineações minerais de estiramento apresentam atitudes variadas,

de baixo a alto *rake* (Costa 2000, Palheta 2001). As zonas de cisalhamento são em geral discretas e apresentam caráter rúptil-dúctil ou dúctil e imprimem foliações miloníticas de atitudes amplamente variáveis. Do ponto de vista metalogenético essas estruturas são importantes, pois hospedam mineralizações auríferas bem conhecidas na área cratônica (Klein 2004).

Os estudos realizados por Klein *et al.* (2005a) no Fragmento Cratônico São Luís determinaram três períodos de formação de rochas no Paleoproterozoico: 2240 Ma a 2168-2147 Ma e 2090 Ma e que a maioria das rochas expostas derivavam de protólitos juvenis. Estudos mais recentes (Klein *et al.* 2008) refinaram os dados geocronológicos relatando a ocorrência de vulcanismo de idade 2240 Ma e 2164 a 2160 Ma, além de um pulso restrito de idade 2068 Ma. O Fragmento Cratônico São Luís é interpretado como parte de um orógeno maior com evolução no Riáciano, entre 2240 e 2050 Ma. A existência de uma fase acrescionária da orogenia é devida às sequências supracrustais e aos granitoides cálcico-alcálicos, sendo os granitoides peraluminosos associados à fase colisional e os granitoides evoluídos e as rochas vulcânicas mais jovens, às fases tardi-a pós-orogênicas/colisionais (Klein *et al.* 2008, 2009).

2.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS

2.2.1 Grupo Aurizona

Essa unidade foi definida por Pastana (1995), tratando-se de uma ocorrência localizada, ao norte do Fragmento Cratônico São Luís, e compreende parte da sequência metavulcanossedimentar que fora anteriormente incluída no Grupo Gurupi (Francisco *et al.* 1971). Distribui-se essencialmente na porção norte da área cratônica, próximo à região costeira, constituída por xistos de natureza diversa, filitos, quartzitos, metapiroclásticas, *metachert*, metamáficas, metaultramáficas e formação ferrífera (Costa *et al.* 1977, Pastana 1995). A ocorrência de rochas vulcânicas tem sido reportada em trabalhos de prospecção e pesquisa mineral (Leão Neto 1993).

O Grupo Aurizona foi subdividido por Klein *et al.* (2009) em três formações: Matara, Pirocaua e Ramos. A Formação Matara é composta por rochas máficas e ultramáficas; a Formação Pirocaua por rochas metavulcânicas, metapiroclásticas e xistos; e Formação Ramos é formada por filitos, quartzitos e xistos. O Grupo Aurizona foi datado pelo método de evaporação de Pb em zircão apontando idade de 2240 Ma (Klein & Moura 2001).

2.2.2 Suíte Intrusiva Tromaí

Costa *et al.* (1977) propuseram a denominação de Associação Anorogênica Tromaí para o conjunto de granitoides e rochas vulcânicas félsicas que formam uma unidade espacialmente dominante no Fragmento Cratônico São Luís. Pastana (1995) redefiniu a unidade com hierarquia de suíte e Klein *et al.* (2005c) a qualificaram como Suíte Intrusiva Tromaí advogando que as rochas vulcânicas não fazem parte desta unidade, o que foi reafirmado por Klein *et al.* (2008). Estes autores também subdividiram a Suíte Tromaí em três subunidades faciológicas (Tonalito Cavala, Granodiorito Igarapé Bom Jesus e Granito Areal), com base em aspectos petrográficos e geoquímicos.

Idades entre 2147 ± 3 e 2168 ± 4 Ma, foram obtidas em cristais de zircão por evaporação de Pb e U-Pb SHRIMP, respectivamente (Klein & Moura 2001, Klein *et al.* 2005a,b; Klein *et al.* 2008), e foram interpretadas como reflexo da variação temporal na cristalização dos granitoides ao longo da evolução magmática da suíte. As idades modelo Sm-Nd (TDM) para a unidade variam entre 2,22 e 2,26 Ga, com valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de +1,9 a +2,6 (Klein *et al.* 2005b).

Klein *et al.* (2008), integrando a associação litológica com dados geocronológicos, geoquímicos e isótopos de Nd, sugeriram que os granitoides da Suíte Intrusiva Tromaí se formaram a partir de magmas derivados de protólitos juvenis (placa oceânica, cunha do manto e rochas sedimentares subordinadas) modificados por cristalização fracionada, interpretando-as como formadas em arcos de ilhas intraoceânicos com possível transição para margem continental.

2.2.3 Rochas vulcânicas félsicas e intermediárias

Três unidades vulcânicas foram descritas por Klein *et al.* (2009): Serra do Jacaré, Rio Diamante e Rosilha, que ocorrem como corpos subordinados.

A unidade Serra do Jacaré é composta de rochas félsicas, intermediárias e rochas vulcânicas máficas, classificadas como dacito pórfiro, andesito, basalto, tufo e brechas. A unidade Rio Diamante compreende fluxos de lavas e depósitos vulcanoclásticos subordinados. Predominam rochas maciças com estrutura de fluxo local, porfiríticas e classificadas como riolito, dacito, e tufo dacítico. A unidade Rosilha é composta de rochas vulcânicas tufáceas (Klein *et al.* 2009).

2.2.4 Suíte Intrusiva Tracuateua

Costa (2000) reuniu nessa unidade os corpos granitoides aflorantes nas localidades de Tracuateua e Mirasselas, nas proximidades das cidades de Bragança e Mirassela no nordeste

do Pará, sendo os mesmos recobertos parcialmente por rochas sedimentares fanerozoicas. Os granitoides apresentam enclaves de xistos e gnaisses, e são cortados por pegmatitos e aplitos de composição mineralógica variada, incluindo quartzo, muscovita, albita, turmalina, berilo e molibdenita (Lowell 1985). Segundo descrições de Lowell (1985), Costa (2000) e Palheta (2001), os plútons são compostos por sienogranitos e monzogranitos de granulação média ou grossa, maciços ou foliados quando afetados por zonas de cisalhamento. São constituídos por quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovita e biotita, tendo minerais opacos, zircão, apatita, rutilo e granada como fases acessórias.

Lowell (1985) caracterizou quimicamente os granitos como fortemente peraluminosos, do tipo-S e da série ilmenita e descreveu efeitos tardios de albitização, feldspatização e graisenização que cortam a foliação da rocha. Descreveu, ainda, pequenas diferenças entre os corpos de Mirasselas e Tracuateua, em que o primeiro seria levemente mais sódico e mais cálcico do que o segundo. Lowell (1985), utilizando dados de Hurley *et al.* (1967; 1968) e Wanderley Filho (1980), obteve uma idade isocrônica Rb-Sr de 1960 ± 76 Ma, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7079 para essa suíte. Utilizando apenas as análises relativas ao corpo de Mirasselas, obteve idade isocrônica de 2078 Ma com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,704.

Palheta (2001) trouxe mais precisão ao posicionamento temporal dessa unidade através de datação de zircão pelo método de evaporação de Pb, obtendo idades de 2086 ± 10 Ma e 2091 ± 5 Ma para os corpos de Tracuateua e Mirasselas, respectivamente. Palheta *et al.* (2009) recalculou a idade do granitoide Tracuateua e obteve idade de 2080 ± 2 Ma. Apesar da presença de enclaves de rochas metamórficas e da origem crustal do magma, Palheta (2001) não identificou cristais herdados de zircão. Contudo, foram obtidas idades modelo (TDM) Sm-Nd no intervalo 2,31 a 2,50 Ga, com valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -1,33 e +1,15, o que confirma a participação de crosta mais antiga em seu magma gerador.

2.2.5 Suíte Intrusiva Rosário

Definida por Rodrigues *et al.* (1994) como Suíte Subvulcânica Rosário, Gorayeb *et al.* (1999) renomeou-a como Suíte Intrusiva Rosário que compreende um batólito cujos estudos petrográficos indicam tratar-se de um extenso magmatismo de afinidade cálcico-alcalina e características de granitos tipo I. Segundo Gorayeb *et al.* (1999) a unidade é constituída por um conjunto de *plútons* que guarda paralelismo com complexos magmáticos de intrusões múltiplas. As transformações verificadas nesses granitoides estariam situadas no mesmo contexto dos processos termotectônicos que tiveram lugar, em escala regional, no Fragmento Cratônico São Luís. As datações Pb-Pb em zircão realizadas nos granitoides da Suíte Intrusiva Rosário

concentram-se em um intervalo de valores entre 2,08 e 2,13 Ga, e refletem a época de colocação desse conjunto de granitoides, no Paleoproterozoico (Gorayeb *et al.* 1999).

A Suíte Intrusiva Rosário constitui um conjunto de múltiplos plútons de composição tonalítica, granodiorítica e granítica. As rochas apresentam transformações texturais, estruturais e mineralógicas parciais relacionadas à deformação ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes. Os granitoides ocorrem em forma de plútons expostos em pedreiras de brita e em lajedos longo das margens de rios. Observa-se características metamórficas nas zonas mais deformadas com transformações em condições da fácies xisto verde (metamorfismo cisalhamento), o que levou a geração de novas associações minerais que impuseram tonalidades verdes sobre as cores originalmente cinza e rosa destes granitoides (Gorayeb *et al.* 1999).

As correlações entre os crátons São Luís e Oeste Africano, amplamente propalados na literatura, sugere que a Suíte Intrusiva Rosário, bem como os demais granitoides cálcico-alcalinos do Paleoproterozoico da região, pode estar relacionada a um ambiente de arco magmático, à semelhança dos granitoides da Província Birrimiana do Oeste Africano, conforme destacado por Gorayeb *et al.* 1999.

2.3 CINTURÃO GURUPI

O Cinturão Gurupi é interpretado como um orógeno do Neoproterozoico de orientação NNW-SSE desenvolvido na borda sul-sudoeste do Cráton São Luís (Almeida *et al.* 1976, Costa 2000, Klein *et al.* 2005a). Possui área aflorante de aproximadamente 160 km de extensão longitudinal e 50 km de largura e parte dos demais limites estão encobertos por sedimentos fanerozoicos. Informações geofísicas, estudos petrográficos e geocronológicos das rochas do embasamento das bacias sedimentares fanerozoicas (Brito Neves *et al.* 1984, Cunha 1986, Nunes 1993) indicam que o Cinturão Gurupi se estende ainda cerca de 80 km para sul e até 500 km na direção leste-oeste sob essas bacias, podendo ter ligação com o domínio Médio Coreá da Província Borborema (Klein *et al.* 2005a).

A maioria dos conjuntos litológicos do Cinturão Gurupi forma corpos alongados paralelos a estruturação principal do cinturão, que também coincide com a orientação das grandes estruturas que afetam as unidades rochosas. O Cinturão Gurupi é composto por sucessões metassedimentares e metavulcanossedimentares, gnaisses e várias gerações de rochas plutônicas. Uma parte significativa dessas rochas está relacionada a transformações de rochas do Fragmento Cratônico São Luís. Essas rochas representam fragmentos retrabalhados da borda cratônica e porções do embasamento sobre o qual se ergueu o cinturão no Neoproterozoico (Klein *et al.* 2005a).

Fazem parte ainda da assembleia de embasamento gnaisses bandados (Complexo Itapeva), granitoides cálcico-alcálicos (Suíte Intrusiva Tromai) e rochas supracrustais (Formação Chega Tudo), todos com idade entre 2168 e 2148 Ma, granitos peraluminosos e potássicos de 2100-2060 Ma (corpos Japiim, Maria Suprema, Jonasa, entre outros) e subordinadas lentes de metatonalito arqueano (Metatonalito Igarapé Grande) (Pastana 1995, Palheta 2001, Klein *et al.* 2005a). A litogênese neoproterozoica conhecida, antes da realização do presente trabalho, está limitada a uma intrusão do Nefelina Sienito Boca Nova, provavelmente representando uma intrusão pré-orogênica de 732 Ma ligada ao quebraimento continental ocorrido no início do Neoproterozoico (Klein *et al.* 2005b), e ao granito peraluminoso Ney Peixoto, de 549 Ma (Palheta 2001). Também relacionada à fragmentação continental, considera-se a Formação Marajupema de natureza metassedimentar e idade indefinida, sendo certamente mais jovem que 1100 Ma (Klein *et al.* 2005a).

Unidades sedimentares instaladas sobre as rochas do Fragmento Cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi (formações Vizeu, Igarapé de Areia e Piriá), têm sido consideradas como coberturas pós-orogênicas relacionadas ao final da orogenia Brasileira que erigiu o Cinturão Gurupi no final do Neoproterozoico ou início do Cambriano (Abreu *et al.* 1980, Klein *et al.* 2005a). Entretanto, Teixeira *et al.* (2007) interpretou que a Formação Igarapé de Areia deve representar uma unidade mais antiga.

2.4 BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba foi classificada por Figueiredo & Gabaglia (1986) como poligenética, iniciando-se como uma fratura interior continental, durante o Cambro-Ordoviciano, passando a sinéclise interior continental, a partir do Siluriano. Fortes (1978) aplicou a denominação de anfíclise proposta por Muratov (1972), para bacias contendo extenso vulcanismo, na área total da Bacia do Parnaíba. Góes (1995) redefiniu a área aflorante da Bacia do Parnaíba e denominou as rochas provenientes de vulcanismo como Anfíclise de Alpercatas.

A forma elíptica arredondada da grande área sedimentar da Bacia do Parnaíba, com o diâmetro maior orientado no sentido nordeste-sudoeste, inscrita em uma geometria hexagonal, é derivada estruturalmente de tectônica linear evidenciada pelos falhamentos, flexuras e lineamentos que deram origem ao mosaico de blocos escalonados. São os elementos estruturais que condicionaram a distribuição dos eixos deposicionais e dos estratos (Carozzi *et al.* 1975, Góes *et al.* 1990).

2.4.1 Grupo Itapecuru

Depósitos albianos do Grupo Itapecuru foram primeiramente descritos por Rossetti *et al.* (2001) constituídos, principalmente, de pelitos e arenitos. Em estudos ao longo do rio Itapecuru, Miranda & Rossetti (2006) reconheceram 12 fácies sedimentares que agruparam em cinco associações de fácies atribuídas a ambientes de (a) planície deltaica, (b) frente deltaica, (c) frente deltaica com retrabalhamento de ondas, (d) barra distal e (e) prodelta/plataforma restrita/planície de lama. Segundo estes autores, os depósitos de planície deltaica são constituídos por argilitos negros, ricos em restos vegetais, e arenitos finos, enquanto os depósitos de frente deltaica são caracterizados por arenitos finos, que ocorrem sob forma de lobos amalgamados ou separados por finas camadas de argilito e/ou conglomerados intraformacionais. Depósitos de frente deltaica com retrabalhamento por ondas consistem em arenitos finos apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo, laminação ondulante e estruturas de corte e preenchimento. Os depósitos de barra distal são constituídos por depósitos argilosos e heterolíticos, intercalados com camadas de arenito, localmente calcífero, cuja geometria varia de lobada a tabular. O conjunto litológico mais fino é representado pela fácies prodelta/plataforma restrita/planície de lama, incluindo argilitos e calcários com grãos terrígenos.

2.5 COBERTURAS FANEROZOICAS

2.5.1 Formação Barreiras

A Formação Barreiras, segundo o mapa geológico do Estado da Paraíba (Brasil, 2002), alcança extensões variáveis, entre 30 a 50 km. No Estado da Paraíba, essa unidade litoestratigráfica repousa de forma discordante, respectivamente de oeste para leste, sobre o embasamento cristalino pré-cambriano e sobre os sedimentos do Grupo Paraíba depositados na Bacia Marginal Pernambuco-Paraíba (Furrier, *et al.* 2006).

Recoberto de forma discordante o embasamento cristalino pré-cambriano e as rochas sedimentares do Grupo Paraíba da Bacia Sedimentar Pernambuco-Paraíba, encontram-se os sedimentos areno-argilosos mal consolidados da Formação Barreiras (Furrier, *et al.* 2006).

Os sedimentos da Formação Barreiras provêm basicamente dos produtos resultantes da ação do intemperismo sobre o embasamento cristalino, localizado mais para o interior do continente. No Estado da Paraíba, este embasamento é composto pelas rochas cristalinas do Planalto da Borborema. Gopinath *et al.* (1993) em análises sedimentológicas realizadas na Formação Barreiras, no Estado da Paraíba, constataram que as fontes dos sedimentos seriam granitos, gnaisses e xistos, que são litologias predominantes no Planalto da Borborema.

Segundo Alheiros *et al.* (1988), a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras se deu através de sistemas fluviais entrelaçados desenvolvidos sobre leques aluviais. A fácies de sistemas fluviais entrelaçados apresenta depósitos de granulometria variada com cascalhos e areias grossas a finas, de coloração creme amarelado, com intercalações de microclastos de argila siltica, indicativo de ambientes de sedimentação calmo como, por exemplo, de planície aluvial. A fácies de leques é constituída por conglomerados polimíticos de coloração creme-avermelhada, com seixos e grânulos subangulosos de quartzo e blocos de argila retrabalhada, em corpos tabulares e lenticulares de até um metro de espessura, intercalados com camada siltico-argilosa menos espessa.

Para Alheiros *et al.* (1988), a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras representa a evolução de um sistema fluvial desenvolvido em fortes gradientes e sob clima predominantemente árido e sujeito a oscilações.

3 GEOLOGIA DA REGIÃO DE ROSÁRIO

A área de estudo desta dissertação de mestrado está localizada no noroeste do estado do Maranhão, nas proximidades das cidades de Rosário e Bacabeira, margeado pela Baía de São José. A Suíte Intrusiva Rosário, alvo principal deste trabalho, corresponde a corpos granitoides pertencentes ao Fragmento Cratônico São Luís, que se apresentam encobertos ao Sul por rochas sedimentares pertencentes a Bacia do Parnaíba e ao norte por coberturas cenozoicas pertencentes a Formação Barreiras, como pode ser observado no mapa da Figura 3.2.

3.1 SUÍTE INTRUSIVA ROSÁRIO

Dados bibliográficos descrevem a Suíte Intrusiva Rosário como sendo um batólito que compreende rochas dioríticas, tonalíticas, granodioríticas e graníticas classificadas como metaplutônicas, no entanto, nos levantamentos de campo foram encontrados os seguintes tipos: metamelatonalito, metatonalito, metaquartzo diorito e metagranodiorito. Suas exposições são principalmente em cúpulas dos corpos e em pedreiras de brita em suas encostas, além de exposições naturais em lajedos nas margens e leitos de rios, a exemplo do Rio Munim (Figura 3.1 A e B).

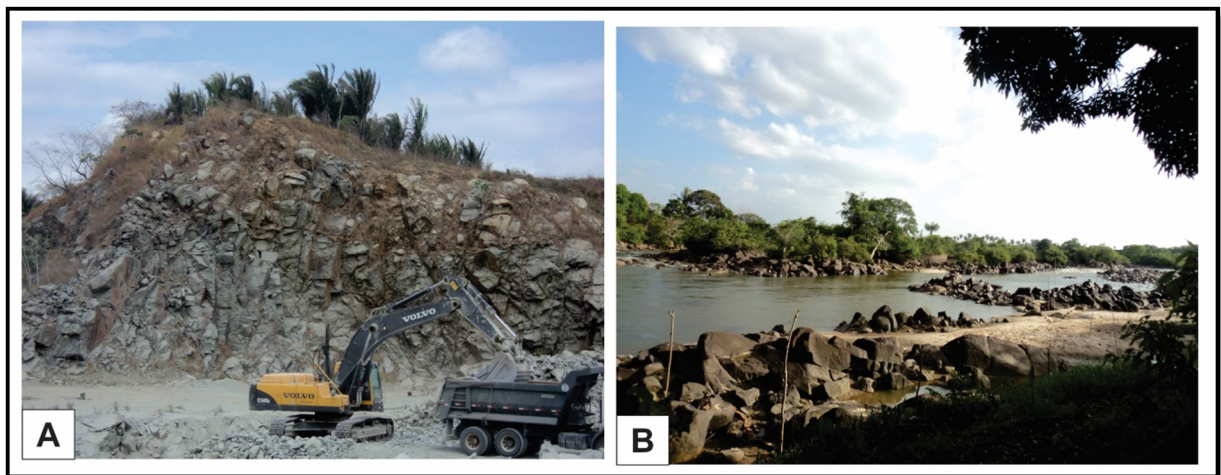


Figura 3.1 – Representação dos tipos de afloramentos encontrados da Suíte Rosário, A) afloramento tipo encosta de pedra de brita, B) afloramento tipo lajedado.

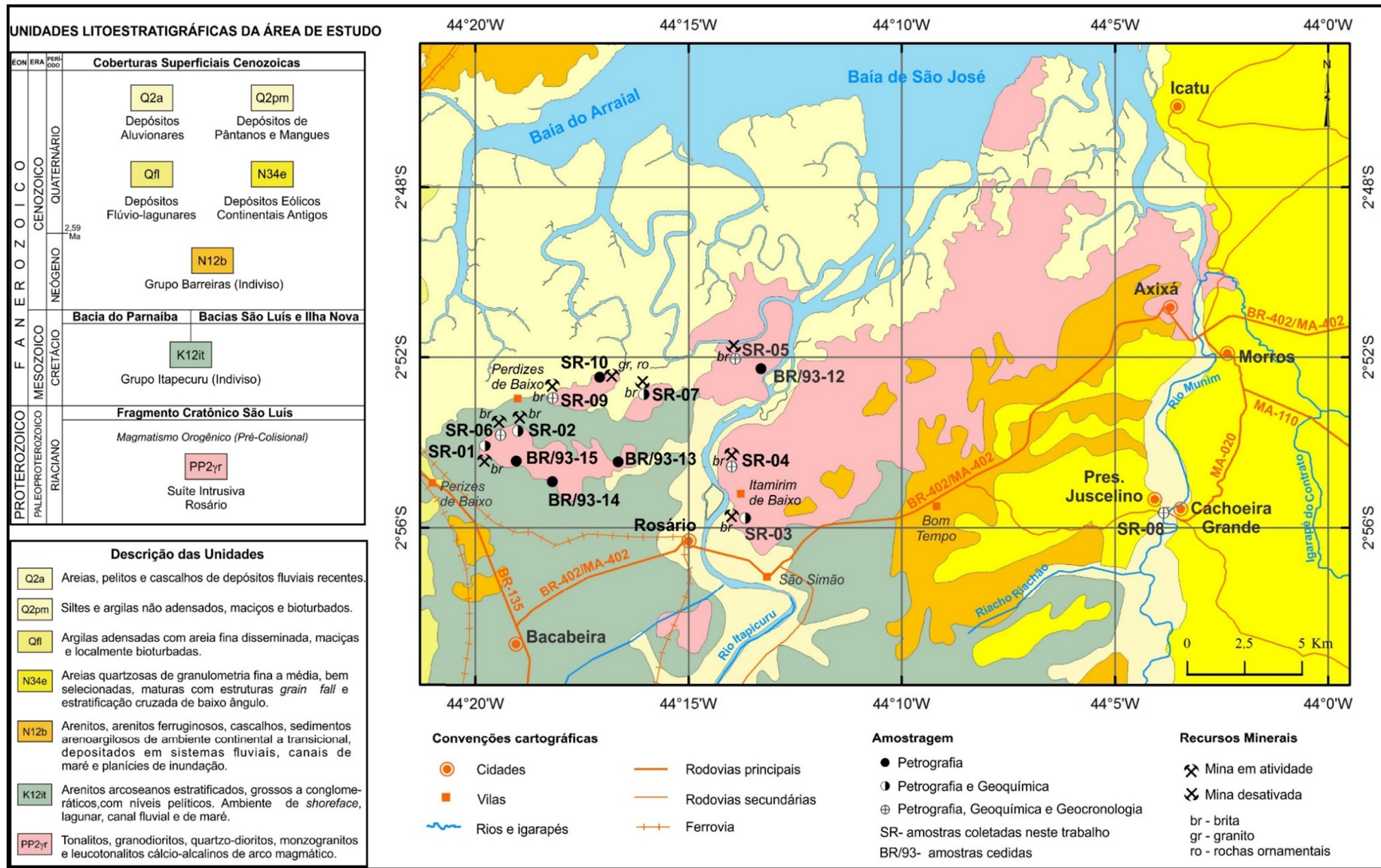


Figura 3.2 - Mapa geológico da região de Rosário com localização dos afloramentos estudados neste trabalho, modificado de Gorayeb et al. (1999) e Sousa et al. (2012).

3.1.1 Metatonalitos e Metamelatonalitos

Em um panorama geral os metatonalitos são rochas dominantes na área de estudo, os quais foram estudados em quatro pontos principais: 2013/SR-03, 2013/SR-04, 2013/SR-05 e 2013/SR-07. Os afloramentos são dispostos em pedreiras de exploração de brita, bem como em forma de lajedos. Os pontos de referência são as pedreiras das firmas Serveng Mineração, Mineradora Impar, e Pedreira Anhanguera (Fig. 3.3 A). Petrograficamente são identificados metatonalitos e metamelatonalitos.

Os metatonalitos são rochas de granulação grossa, apresentando coloração cinza escuro com tonalidades esbranquiçadas, leucocráticas ($M = 16-32$) (Fig. 3.3 B). No entanto, há porções onde se apresentam partes mais melanocráticas ($M = 60-70$). Apresentam tonalidades esverdeadas devido a saussuritização do plagioclásio, em decorrência das transformações metamórficas parciais (Fig. 3.3 C).

Em termos estruturais são rochas parcialmente deformadas, em que pode-se notar a existência de foliação definida pela orientação preferencial de plagioclásio e anfibólio (Fig. 3.3 D) e em certos casos apresentam um bandamento composicional (Fig. 3.3 E).

Apenas em pontos específicos dos afloramentos são registrados veios quartzo-feldspáticos (Fig. 3.4 A), bem como bolsões pegmatíticos constituídos de quartzo, feldspato alcalino (Fig. 3.4 B) e carbonato (Fig. 3.4 C) e devem representar mobilizações tardias da evolução desse plutonismo.

3.1.2 Metagranodiorito

Os metagranodioritos apresentam-se em maior abundância na área que o metatonalito, os quais foram observados nos pontos: 2013/SR-01, 2013/SR-02, 2013/SR-06, 2013/SR-08, 2013/SR-09 e 2013/SR-10. Os afloramentos constituem as frentes de lavras em paredões abertos pelo trabalho de mineradoras de brita e nas margens de rios (Fig. 3.5 A). Os pontos de referência são as pedreiras PG-Mineração e Engenharia (Fig. 3.5 B), Mineradora Rosariense (Polimix), Brasil Mineração e Granorte Mineração.

Petrograficamente os metagranodioritos são rochas de granulação grossa, apresentam coloração cinza e rosa originalmente (Fig. 3.5 C), porém apresentam tonalidades esverdeadas marcantes devido à saussuritização do plagioclásio (devido às transformações metamórficas parciais) (Fig. 3.5 D). Elas são rochas homogêneas, equigranulares, leucocráticas ($M = 3-5$) (Fig. 3.5 E). Em termos estruturais são rochas parcialmente deformadas, nas quais pode-se

observar uma incipiente foliação destacada pela orientação preferencial dos minerais e pelo estirramento mineral (Fig.3.5 F).

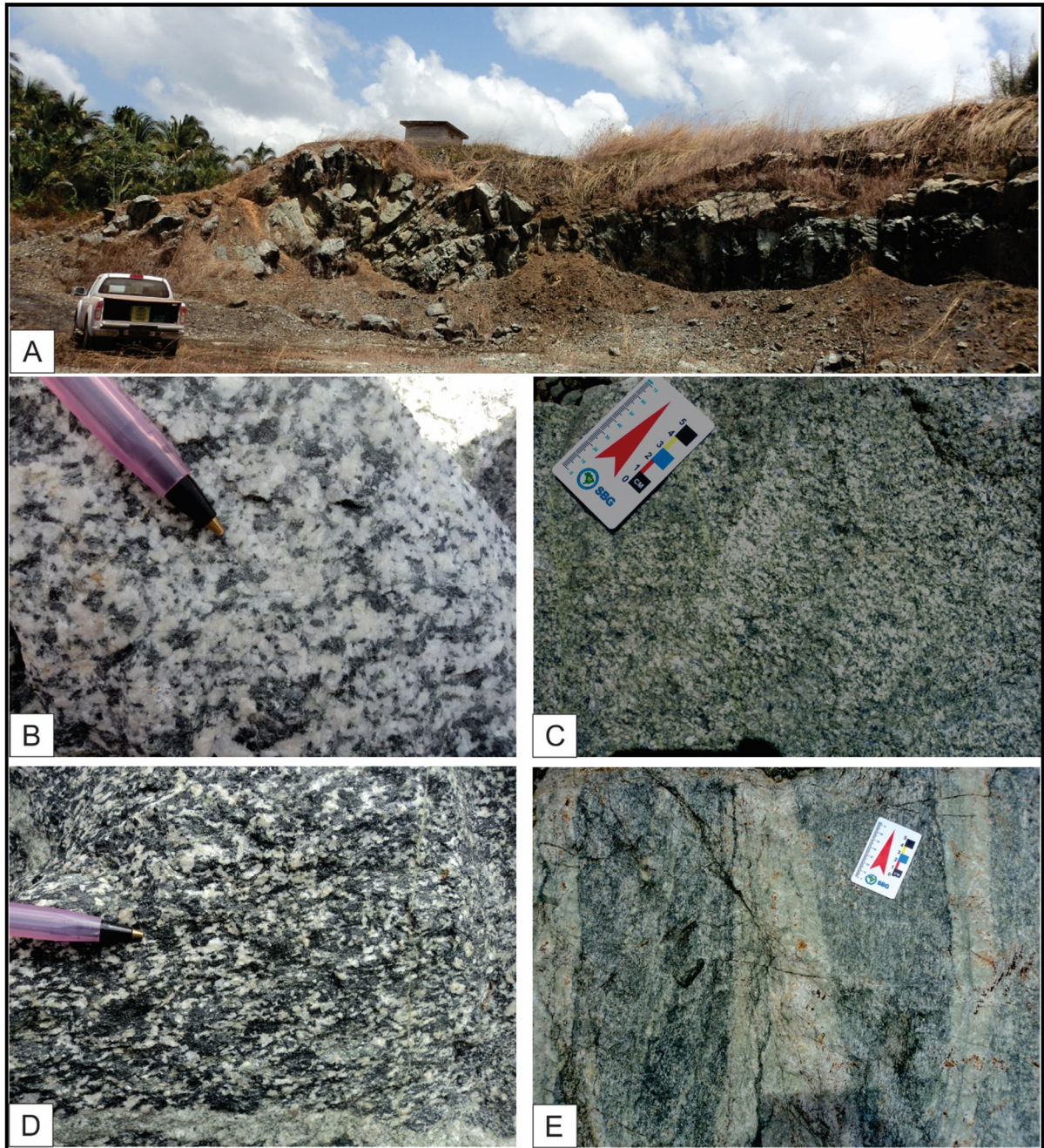


Figura 3.3 - Representação geral dos metatonalito e melatonalitos da Suíte Intrusiva Rosário: A) Visão geral da Pedreira Serveng Mineração, onde se extrai brita, (Ponto 2013/SR-03); B) Tonalito leucocrático de granulação grossa, com textura ígnea preservada (Ponto 2013/SR-03); C) Metatonalito esverdeado devido aos minerais metamórficos (Ponto 2013/SR-06); D) Metatonalito com embicamento e orientação preferencial dos minerais (Ponto 2013/SR-06) e E) Metatonalito apresentando bandamento composicional (Ponto 2013/SR-05).

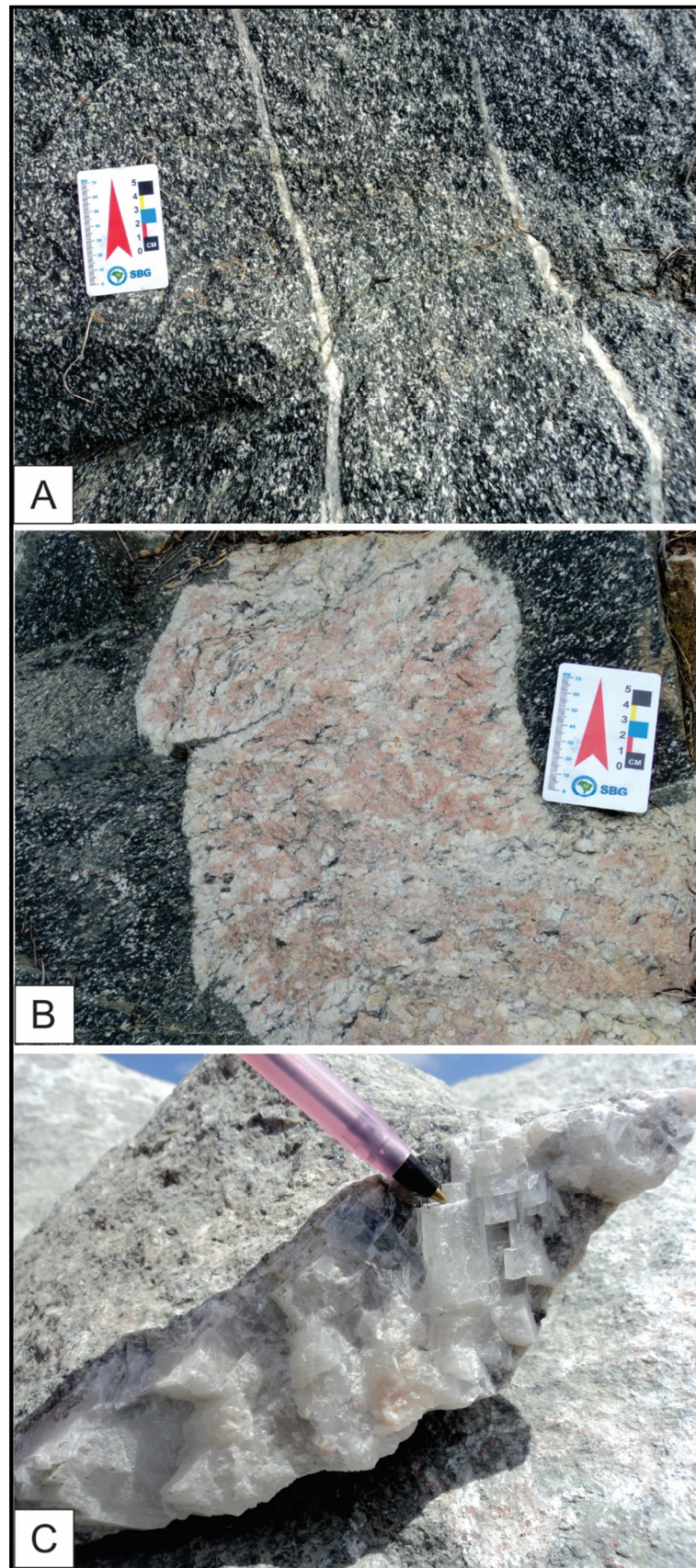


Figura 3.4 - Representação de veios e bolsões pegmatíticos associados aos tonalitos: A) Finos veios quartzo-feldspáticos (Ponto 2013/SR-03); B) Bolsões pegmatíticos associados ao melatonalitos (Ponto 2013/SR-03); e C) Bolsões pegmatíticos de calcita (Ponto 2013/SR-05).

3.1.3 Enclaves

Os enclaves encontrados se apresentam como corpos discoides, subesféricos ou de formas alongadas, de dimensões centimétricas (Fig. 3.6 A), os quais encontram-se isolados na massa plutônica, com maior frequência nos domínios dos metagranodioritos, e geralmente acompanham a orientação da foliação. São tipos mesocráticos ou melanocráticos (Fig. 3.6 B e C). Gorayeb *et al.* (1999) identificaram duas categorias em relação aos enclaves encontrados: 1) vulcanitos máficos, que podem representar frações aprisionadas de sequências vulcânicas encaixantes; 2) meladioritos e rochas melanocráticas ricas em anfibólio, geralmente alojados nos metagranodioritos, os quais podem representar fragmentos provenientes das porções tonalíticas incorporadas durante a intrusão múltipla, ou ainda representar frações imiscíveis de líquidos magmáticos mais densos (dioritoides, gabroides), cuja maior parte teria ficado retida em níveis mais profundos na época do alojamento (Fig. 3.6 B e C).

3.1.4 Diques máficos

Corpos tabulares como diques subverticais de espessura métrica ocorrem esporadicamente seccionando as rochas granitoides da Suíte Intrusiva Rosário. São rochas máficas afaníticas, de granulação fina, de cor preto esverdeada, melanocráticas (M ~ 45), holocristalinas. O mais belo exemplar foi encontrado no ponto 2013/SR-10 no corte da pedreira onde o dique corta o metagranodiorito (Fig. 3.7 A).

Os dados encontrados na literatura (Gorayeb *et al.* 1999) descrevem essas rochas como sendo hornblenda andesito de textura porfirítica, destacando-se fenocristais euédricos de hornblenda verde, com raras porções glomeroporfiríticas, envoltos numa matriz composta por plagioclásio intensamente sericitizado e raramente epidotizado, anfibólio prismático ou acicular e pequenas quantidades de quartzo e minerais opacos. Discretas orientações preferenciais dos fenocristais revelam indícios de estrutura de fluxo magmático nos diques. Os fenocristais de anfibólio estão zonados destacando a cor verde no núcleo e incolor na borda, enquanto que os anfibólios da matriz geralmente são verdes pálidos e incolores (Gorayeb *et al.* 1999). Os diques são discordantes aos metagranodioritos, e apesar de serem mais novas em relação aos granitoides podem estar relacionados a mesma evolução magmática do plutonismo, e suas diferenças composicionais podem resultar da diferenciação magmática. No entanto, serão necessários estudos geocronológicos e litológicos substanciar essa hipótese.



Figura 3.5- Representação geral dos metagranodiorito da Suíte Intrusiva Rosário: A) Metagranodioritos dispostos as margens do Rio Munin (Ponto 2013/RS-08); B) Visão geral da Pedreira PG-Mineração-Engenharia (Ponto 2013/SR-10); C) Granodiorito com feições ígneas preservadas; D) Metagranodiorito com coloração esverdeada devido à saussuritização do plagioclásio; E) Granodiorito leucocrático sem vestígios de alteração; e F) Cristais levemente orientados.

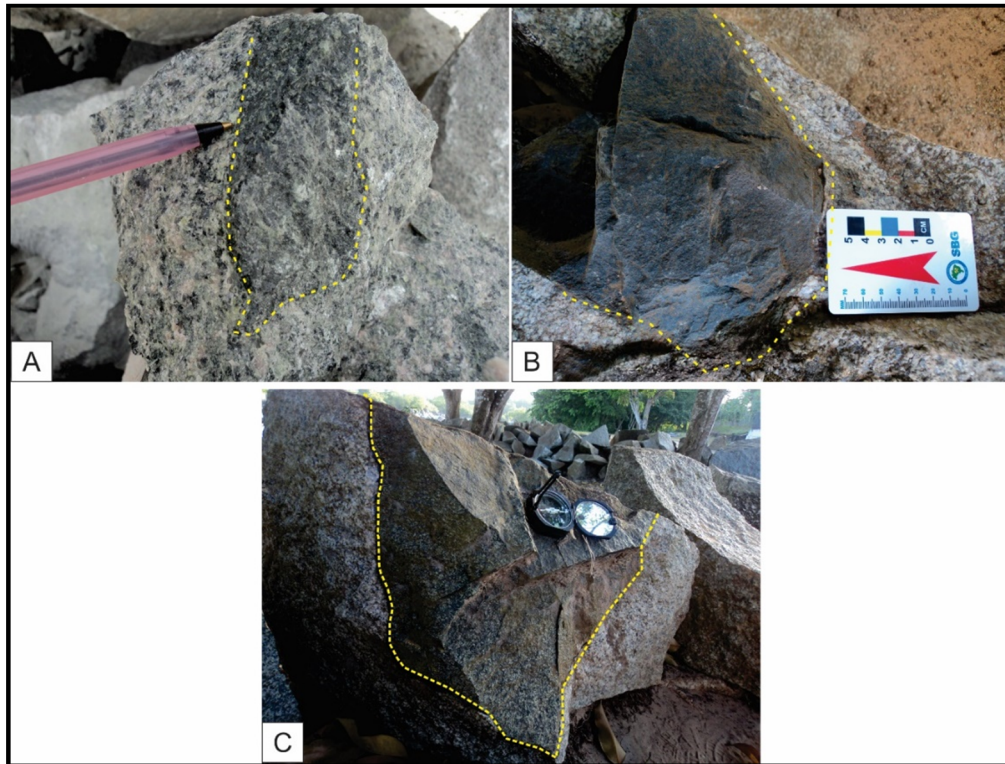


Figura 3.6 - Representação dos enclaves encontrados na Suíte Intrusiva Rosário: A) Enclaves máficos isolados na massa granodiorítica (Ponto 2013/SR-10); B) e C) Enclaves máficos, angulosos, também encontrados na massa granodiorítica.

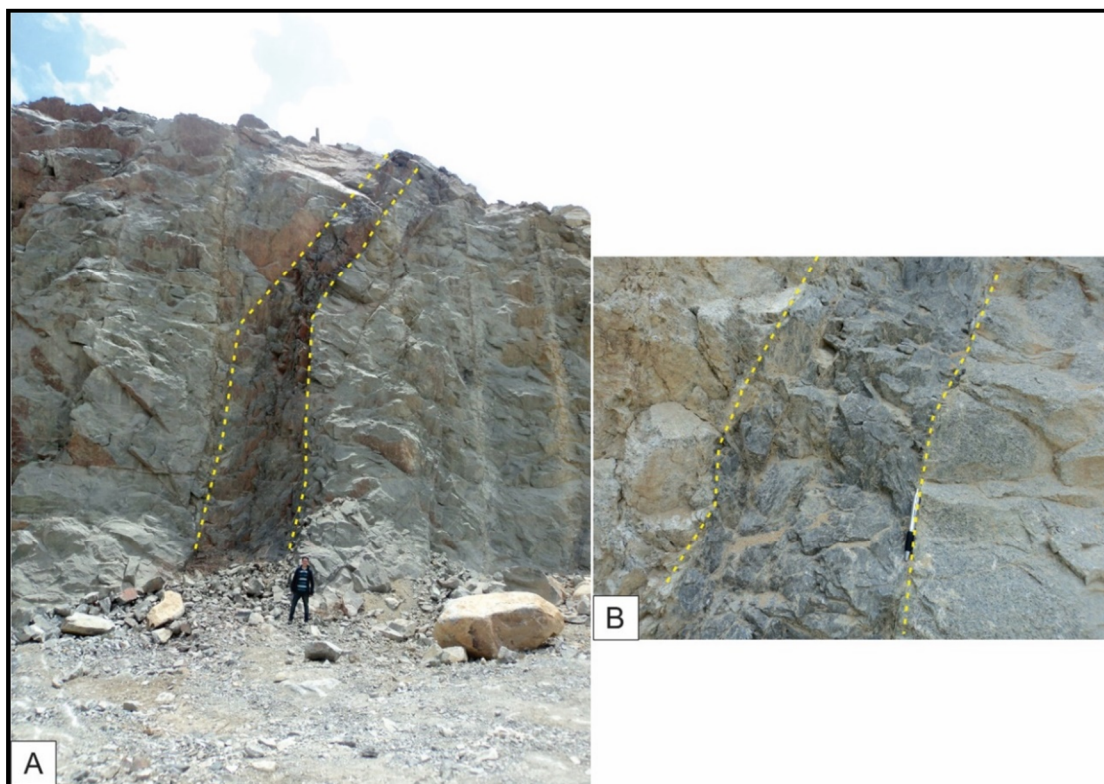


Figura 3.7- Representação dos diques encontrados na Suíte Intrusiva Rosário: A) Paredão da Pedreira PG-Mineração –Engenharia (Ponto 2013/SR-10) onde o dique máfico corta o granodiorito como um todo; e B) Diques máficos centimétricos também encontrados nos granodioritos.

3.2 COBERTURAS FANEROZOICAS

3.2.1 Grupo Itapecuru

A porção sul e sudoeste da área de estudo é compreendida pelo Grupo Itapecuru, que encobrem uma parte considerável da Suíte Intrusiva Rosário. Essa unidade é composta basicamente por arenitos arcoseanos estratificados, com granulometria grossa a conglomerática, apresentando níveis pelíticos caracterizando ambientes de formação lagunar, canal fluvial e de maré (Sousa *et al.* 2012).

3.2.2 Formação Barreiras

A Formação Barreiras está localizada na porção central da área de estudo com uma pequena porção no extremo noroeste próximo a Baía do Arraial e outra porção mais a sudoeste entre a cidade de Bacabeira e a vila Perizes de Baixo. Na parte central ocupa a porção entre Axixá e Bom Tempo. É constituída por arenitos, arenitos ferruginosos, cascalhos, sedimentos arenoargilosos de ambiente continental a transicional, depositados em sistemas fluviais, canais de maré e planícies de inundação (Sousa *et al.* 2012).

3.2.3 Coberturas superficiais cenozoicas

As coberturas cenozoicas da área de estudo estão localizadas na porção leste do mapa, englobando os municípios de Icatu, Morros, Cachoeira Grande e Presidente Juscelino. Os depósitos encontrados são do tipo flúvio-lagunares, eólicos continentais antigos, aluvionares, pântanos e mangues (Sousa *et al.* 2012). Pode ser observado no mapa (Fig. 3.2) que são as unidades de maior extensão na área e escondem sob seus depósitos as rochas da Suíte Intrusiva Rosário.

4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

As rochas da Suíte Intrusiva Rosário, apresentam transformações textural-estruturais e/ou mineralógicas, devido à tectônica de cisalhamento que afetou a região. No entanto, em muitos casos, feições ígneas originais não foram destruídas pela deformação, preservando os registros texturais e mineralógicos da história plutônica da suíte (Gorayeb et al. 1999).

Um quadro estrutural da área de estudo já foi estabelecido em estudos anteriores realizados por Cohen (1995) e Gorayeb *et al.* (1999), que reportaram a atuação de uma deformação relacionada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes discretas, com transformações parciais das rochas granitoides.

A resposta diferenciada entre os minerais em relação a deformação cisalhante foi observada quando se compara o quartzo, plagioclásio e hornblenda, em que o quartzo e o plagioclásio demonstram comportamento dúctil com estiramento ou lenticularização e recristalização, no entanto, a hornblenda não apresenta resposta à deformação, mas está transformada parcialmente para tremolita-actinolita (Gorayeb *et al.* 1999).

Segundo Gorayeb *et al.* (1999) as principais feições estruturais estão superpostas às tramas ígneas que são marcadas pela imbricação e leve estiramento dos minerais primários (quartzo, plagioclásio, hornblenda e titanita), criando uma anisotropia e chegando a desenvolver uma discreta foliação nos granitoides, transformando-as, em certos casos, em protomilonitos. Bandas e zonas de cisalhamento dúctil com movimentação sinistral, de larguras centimétricas a decimétricas e comprimentos de dezenas de metros, são comuns em pontos mais afetados pelo cisalhamento. Também se desenvolveram milonitos e ultramilonitos e zonas marcadas pela maior cominuição dos minerais e intensificação da tonalidade escura, transformando as rochas em afanitos. Nessas rochas destacam-se porfiroclastos oclares de hornblenda e plagioclásio que guardam características dos minerais ígneos, envolvidos em matriz foliada fina, com fitas de quartzo. A matriz é composta por sericita, epidoto e carbonatos, provenientes da substituição do plagioclásio, além de agregados microgranulares de quartzo e plagioclásio, clorita, tremolita-actinolita acicular e titanita microgranular.

No presente estudo observou-se variações texturais e estruturais que refletem a deformação em variadas intensidades acompanhadas por transformações metamórficas. Os levantamentos de dados de dados estruturais envolveram lineação mineral, falhas e estriaes de falhas, e aqui serão agregados dados da literatura existentes na região, resumidas no anexo A, as quais foram posicionadas no mapa geológico da Figura 4.1.

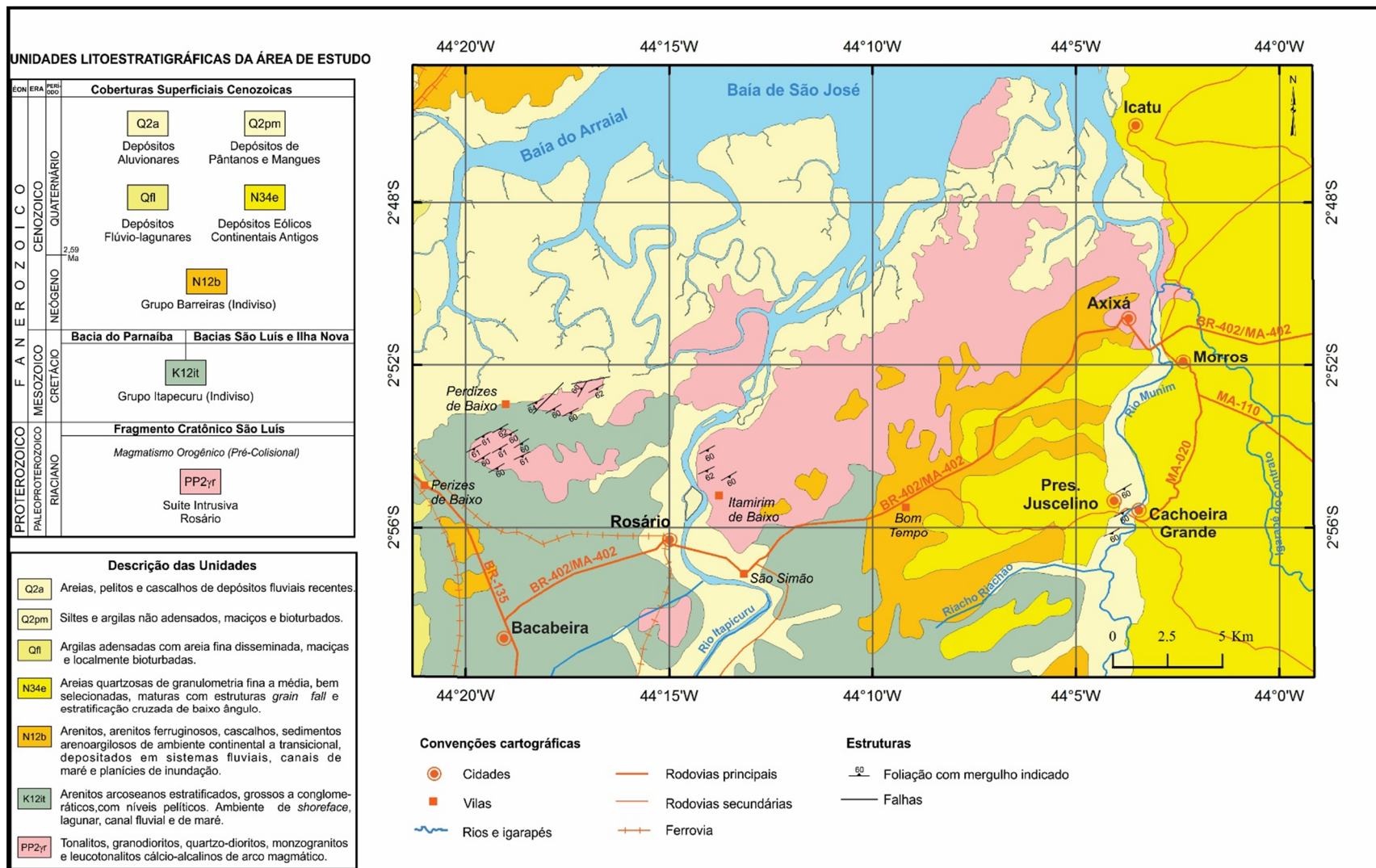


Figura 4.1 Mapa geológico dos granitoides da Suíte Intrusiva Rosário, os dados obtidos na etapa de campo foram plotados no mapa, adaptado de Gorayeb *et al.* (1999) e Sousa *et al.* (2012).

4.1 FOLIAÇÃO

As rochas da Suíte Intrusiva Rosário apresentam, em maior ou menor intensidade, transformações texturais-estruturais e/ou mineralógicas, resultantes da tectônica regional. Com relação à foliação são estruturas provenientes da deformação que ocorreu nas rochas da suíte. Essas estruturas podem ser separadas em dois tipos: foliação milonítica e bandamento composicional.

A foliação milonítica é definida pelo estiramento dos minerais, apresenta material finamente granulado, que se unem e se dividem em ângulos rasos envolvendo microclastos e microporfiroclastos de plagioclásio. Enquanto que o bandamento composicional é marcado pela alternância de bandas máficas constituídas por anfibólio e biotita e as bandas félsicas compostas por plagioclásio e quartzo.

Suas melhores feições podem ser observadas no ponto 2013/SR-07, em metatonalitos, (Fig. 4.2 A e B). No estereograma apresentado na Figura 4.2 C, estão plotadas vinte medidas de foliação que apresentam direção preferencial 60° Az/ 60° SE, definindo a direção preferencial dessas estruturas como NE-SW.

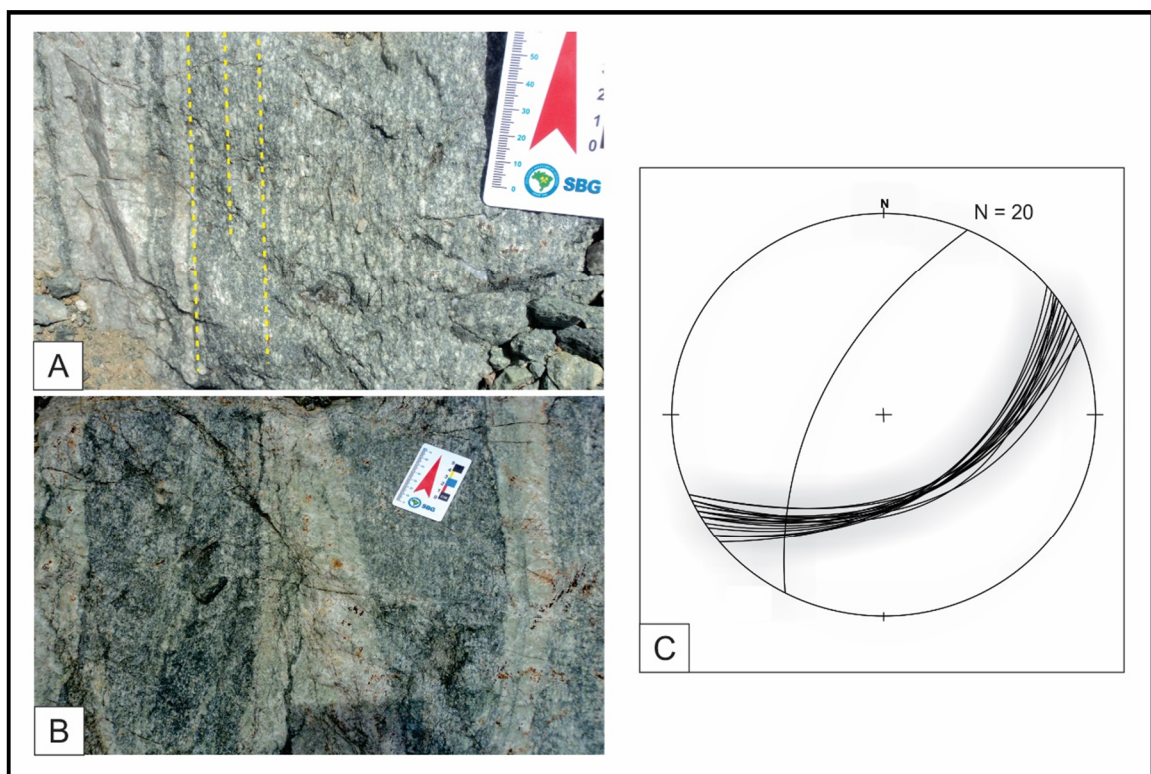


Figura 4.2 - Representação das estruturas de foliação e bandamento composicional da Suíte Intrusiva Rosário: A) Foliação milonítica presente nos metatonalitos; B) Bandamento composicional visto em plano; e C) Esteriograma de planos representando a direção preferencial das foliações, em média 20 medidas foram representadas.

4.2 LINEAÇÃO

Na área de estudo a lineação de estiramento é definida pela ocorrência de plagioclásio e anfibólio e seus agregados estirados, contidos no plano da foliação. Denominada lineação de estiramento mineral que pode ser melhor visualizada no ponto 2013/SR-01 nos metagranodioritos (Fig 4.3 A). É possível observar a linha que representa maior estiramento dos minerais, onde podem ser observados prismas alongados de anfibólio e biotita, o que indica a direção de maior estiramento devido a compressão exercida pela deformação causada pela tectônica atuante na região (Fig. 4.3 B), com direção preferencial 160°Az (NW-SE), com baixos ângulos de mergulho.

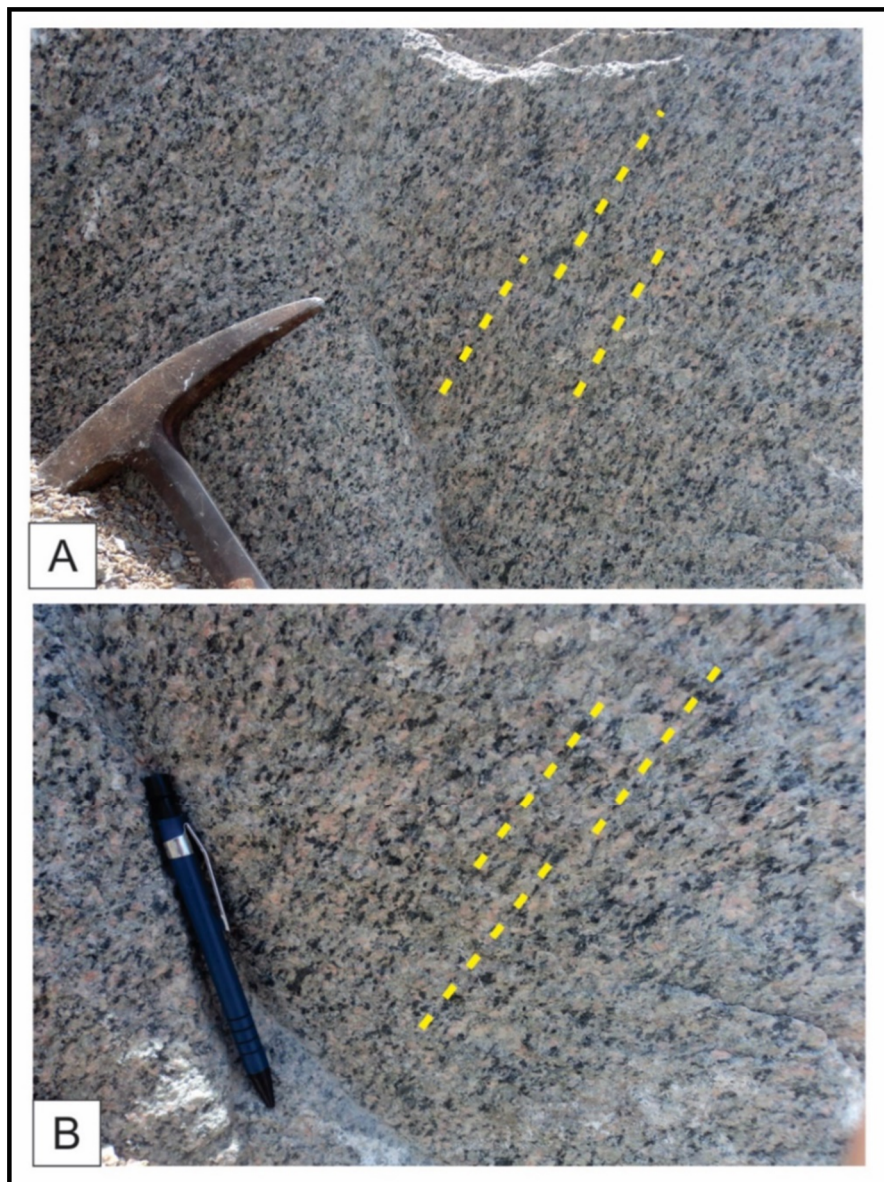


Figura 4.3- Representação da lineação de orientação mineral encontrada na área de estudo. Ambas as imagens foram tiradas em perfil nos afloramentos.

4.3 FALHAS

Falhas são estruturas geradas em regime rúptil com deslocamento relativo significativo, mensurável na escala de observação, entre blocos rochosos adjacentes. Na área foi melhor observada nos metagranodioritos dos pontos 2013/SR-09 e 2013/SR-10 (Fig. 4.4 A). Devido ao trabalho realizado pelas minas de brita essas estruturas podem ser observadas em grande escala. Na confecção dos estereogramas foram plotadas vinte medidas de falhas encontradas na área de estudo (Fig. 4.4 C), com direções preferencias 225° Az/ 60° NW, 227° Az/ 10° NW e 270° Az/ 60° N (NE-SW e E-W) (Fig. 4.4 B).

Em campo foi possível observar a direção preferencial de estrias de falhas, onde um bloco deslocado deixou exposto essa estrutura (Fig. 4.5 A), com atitude de 65° Az/ 60° NW (Fig. 4.5 B).

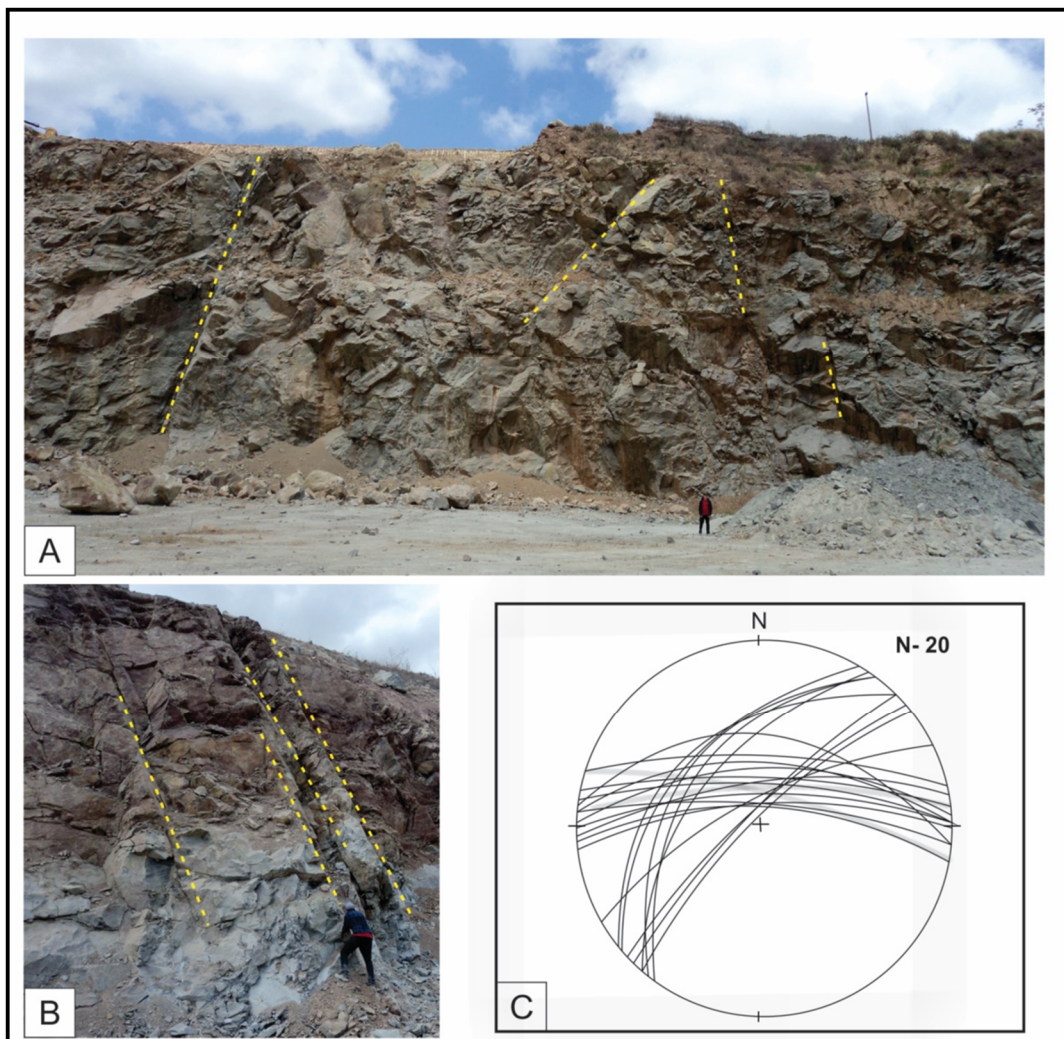


Figura 4.4- Representação estrutural das falhas encontradas na Suíte Intrusiva Rosário: A) Paredão da pedreira PG- Mineração – Engenharia (Ponto 2013/SR-10), onde as estruturas de falhas são marcantes; B) Mais exemplares de estruturas em falha na pedreira PG-Mineração – Engenharia; e C) Estereograma de planos onde três direções preferenciais (NE-SW e E-W) de falhas da área de estudo são representadas.

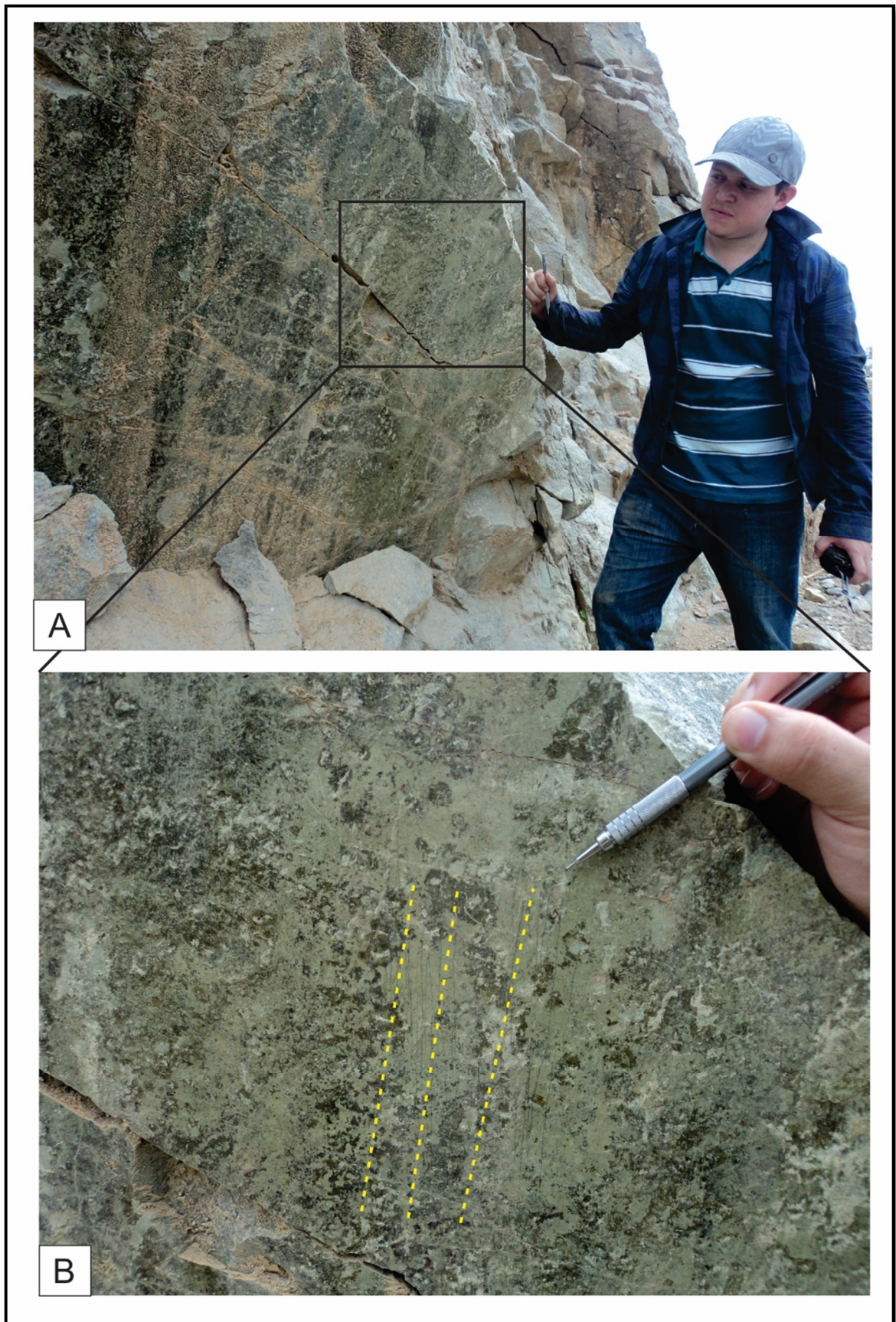


Figura 4.5- Representação de estria de falhas presentes na área de estudo. Em 'A' pode-se observar a estrutura bem marcada e em 'B' a mesma estrutura em mais detalhe.

5 PETROGRAFIA

Os estudos petrográficos das rochas da Suíte Intrusiva Rosário envolveram a descrição de amostras de mão e microscópica de dez amostras representativas coletadas durante o trabalho de campo e de seis amostras pertencentes ao acervo do rufo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC). No Anexo B encontra-se a planilha com a listagem de pontos estudados, classificação e coordenadas. Foi possível obter informações texturais, mineralógicas e classificatórias que auxiliaram na caracterização da tipologia dessa associação de rochas e na interpretação dos processos magmáticos estabelecido na área de estudo. Como as rochas da suíte apresentam efeitos de deformação, também foram descritas feições relacionadas aos processos tectono-metamórficos.

As análises petrográficas realizadas nesse estudo revelam tratar-se de rochas leucocráticas, com cores que variam de cinza claro à rosa, com porções esverdeadas devido às transformações durante o metamorfismo. No geral são rochas equigranulares, de granulação grossa, com textura granular hipidiomórfica. A composição mineralógica essencial é formada por plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio, quartzo, biotita e titanita, enquanto que o conteúdo acessório reúne minerais opacos, apatita, epidoto e zircão.

As amostras 2013/SR-01, 2013/SR-02, 2013/SR-03, 2013/SR-04, 2013/SR-06, 2013/SR-09 e 1993/BR-12b correspondem ao litotipo metatonalito; as amostras 2013/SR-07, 2013/SR-08 e 2013/SR-10 correspondem ao litotipo metagranodiorito; as amostras 1993/BR-12a, 1993/BR-13, 1993/BR-14b e 1993/BR15a correspondem ao litotipo metaquartzo diorito e a amostra 2013/SR-05 corresponde ao litotipo metamelatonalito.

Com base nessas informações e na análise modal, a composição das rochas foi plotada no diagrama de Streckeisen (1976), situando-se nos campos de granodiorito, tonalito e quartzo diorito (Fig. 5.1) a seguir descritos. Na tabela 5.1 é apresentada a composição modal das amostras da Suíte Rosário.

Tabela 5-1- Análise modal dos granitoides da Suíte Intrusiva Rosário (em contador Swift com contagem de 2800 pontos com espaçamento 2, valores em %).

Litotipo	Metaquartzo diorito				Metamelatonalito	Metatonalito							Metagranodiorito				
	Amostra Mineral	1993/BR-12a	1993/BR-13	1993/BR-14b	1993/BR-15a	2013/SR-05	2013/SR-01	2013/SR-02	2013/SR-03	2013/SR-04	2013/SR-06	2013/SR-09	1993/SR-12b	2013/SR-07	2013/SR-08	2013/SR-10	1993/BR-14a
Plagioclásio	50,6	64,8	63,0	71,4	33,3	47,3	57,8	60,8	65,1	54,0	59,2	52,7	55,8	55,8	53,7	49,1	
Quartzo	6,8	13,9	13,2	12,3	5,6	14,9	19,8	18,5	16,7	18,8	18,4	19,4	17,2	22,0	20,0	19,6	
Microclínio	1,9	5,4	6,1	6,8	0,2	3,8	0,4	0,6	1,0	6,7	3,4	6,7	9,9	8,1	8,8	16,8	
Hornblenda	39,1	14,8	15,3	8,6	58,4	27,9	19,1	16,4	15,3	15,7	18,0	20,4	12,8	9,8	15,4	12,2	
Titanita	0,6	0,8	2,3	0,3	0,5	2,5	0,9	2,5	0,3	1,4	0,4	0,3	1,3	0,7	1,0	1,8	
Biotita	0,4	0,2	-	-	1,1	1,4	0,3	0,5	-	1,1	0,2	-	1,1	2,3	0,3	0,2	
Minerais opacos	-	-	-	0,3	0,1	0,4	0,1	0,2	0,6	0,3	-	-	0,1	0,3	0,3	0,1	
Apatita	0,2	-	-	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1	-	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	
Zircão	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,6	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	
Epidoto	0,3	-	-	-	0,1	0,7	0,6	-	0,1	1,2	0,3	0,3	1,1	0,7	0,1	-	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Félsico	59,9	84,2	82,4	90,8	39,9	67,8	79,6	80,4	83,8	81,5	81,4	79,3	84,7	86,9	86,9	83,0	
Máfico (M')	40,1	15,8	17,6	9,2	60,1	32,2	20,4	19,6	16,2	18,5	18,6	20,7	15,3	13,1	13,1	17,0	
Recalculado à 100%	Q (quartzo)	6,84	13,91	13,21	12,34	5,65	15,17	20,12	18,59	16,87	19,18	18,47	19,50	17,52	22,22	20,92	19,12
	A+P (feldspato potássico + plagioclásio)	52,82	70,27	69,17	78,43	33,77	52,04	59,15	61,71	66,77	61,94	62,85	59,70	66,90	64,55	65,38	64,29
	M'	40,34	15,82	17,62	9,23	60,58	32,79	20,73	19,70	16,36	18,88	18,68	20,80	15,58	13,23	17,70	16,59
	Q	11,47	16,53	16,04	13,59	14,32	22,58	27,38	23,15	20,17	23,65	22,72	24,62	20,75	25,61	24,24	22,92
A	3,20	6,42	7,41	7,52	0,51	5,76	0,52	0,75	1,21	8,43	4,20	8,50	11,94	9,43	10,66	19,65	
P	85,33	77,05	76,55	78,89	85,17	71,66	74,10	76,10	78,62	67,92	73,08	66,88	67,31	64,96	65,09	57,43	

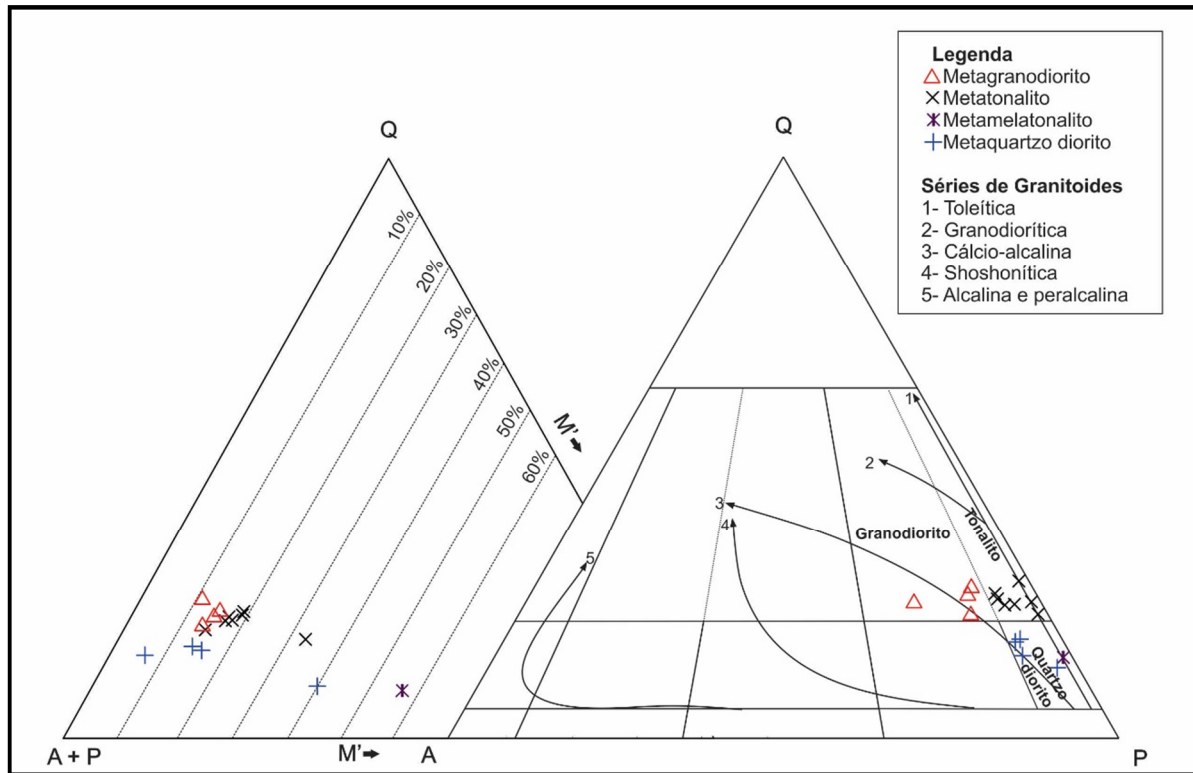


Figura 5.1- Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 2002) com as séries magmáticas (setas) de Lameyre & Bowden (1982) e o posicionamento dos granitoides da Suíte Intrusiva Rosário.

5.1 METATONALITOS

Estas rochas estão representadas pelas amostras referenciadas como 2013/SR-01; 2013/SR-02; 2013/SR-03; 2013/SR-04; 2013/SR-06; 2013/SR-09; 1993/BR-12b. São rochas leucocráticas, chegando a mesocráticas ($M=16-32$), faneríticas, de cor cinza claro, com tonalidades esverdeadas e esbranquiçadas, de granulação grossa (Fig. 5.2A). Em pequenas porções apresenta granulação fina devido à cominuição nas zonas de cisalhamento e os cristais apresentam uma leve orientação.

Sob observação microscópica apresentam textura granular hipidiomórfica e constituição mineralógica essencial de oligoclásio (An_{24}), quartzo, microclínio, anfibólio (hornblenda e tremolita-actinolita), titanita e biotita (Fig. 5.2 B); enquanto que apatita, minerais opacos, epidoto e zircão correspondem às fases acessórias. As fases de alteração são compostas por sericita, epidoto, clorita e argilominerais.

O oligoclásio com proporção modal entre 47 e 65%, ocorre como cristais subédricos, em dimensões que variam de 1,5 a 5 mm, exibindo maclamento polissintético. Encontram-se fortemente alterados para sericita e epidoto. Os contatos com os cristais de hornblenda e biotita

são retos ou serrilhados e com os cristais de quartzo são irregulares. Apesar das transformações mineralógicas (Fig. 5.2 F), registram-se zoneamentos magmáticos e inclusões de cristais de biotita, quartzo e minerais opacos. É possível perceber a leve deformação presente nesses cristais.

No caso do quartzo, que perfaz de 14 a 19% da rocha, foram reconhecidos dois tipos. O primeiro se apresenta como cristais anédricos, cujo tamanho varia de 0,5 a 1,5 mm, que exibem extinção ondulante moderada a forte e contatos irregulares com os cristais de plagioclásio. Provavelmente é de origem magmática com leve deformação (Fig. 5.2 B). O segundo tipo é representado por agregados granulares poligonais de pequenos cristais (<0,5mm). Pode-se observar o estiramento dos cristais proporcionando um aspecto fitado, com extinção ondulante forte (Fig. 5.2 F), que imprimem leve orientação à rocha. Provavelmente esses cristais são de recristalização pelo processo metamórfico relacionado ao cisalhamento.

O feldspato potássico é o microclínio (0,4 a 6%) que ocorre como cristais subédricos cujo tamanho varia de 0,5 a 1 mm aproximadamente. Seus contatos são retos ou irregulares. Apresentam maclamento xadrez, com leve alteração para argilominerais e raras inclusões de biotita e zircão.

Os cristais de anfibólio são de dois tipos, correspondendo a duas gerações. O primeiro, de origem magmática, é representado pela hornblenda que é abundante na rocha, e perfaz de 15 a 27%, ocorrendo como cristais subédricos, de dimensões de 1,5 a 5 mm, e encontra-se levemente orientada. Exibem maclamento simples, pleocroísmo variando de amarelo esverdeado (X) a verde escuro (Z=Y) (Fig. 5.2 C e D), e seus contatos com plagioclásio, quartzo e biotita são retilíneos ou irregulares. Os cristais apresentam inclusões de minerais opacos, quartzo e plagioclásio. Em muitos casos apresentam-se substituídos parcialmente para tremolita-actinolita nas bordas em agregados fibrosos (Fig. 5.2 E). Tremolita-actinolita apresentam extinção oblíqua e leve pleocroísmo. Os cristais estão bastante fraturados e apresentam contatos penetrativos com os cristais de plagioclásio e em outros pontos estão contornando o mesmo. Os cristais de tremolita-actinolita estão marcando a foliação presente na rocha. Esse tipo de anfibólio é produto do metamorfismo incipiente que transformou parcialmente as rochas.

Os cristais de titanita apresentam uma pequena proporção na rocha (0,3 a 2,5%) e estão dispersos com formas euédricas ou subédricas losangulares, com contatos retos e extinção característica reta picotada.

A biotita ocorre em pequenas quantidades (0,2 a 1,4% na rocha) e suas lamelas estão distribuídas aleatoriamente na rocha, com tamanhos inferiores a 0,5 mm. Seu pleocroísmo é forte, variando do verde amarronzado ($Z=X$) ao amarelo claro (X), com registros de alteração para clorita. Os contatos são retos e às vezes serrilhados com os cristais de hornblenda e plagioclásio. As lamelas, em sua maioria, mostram efeitos deformacionais como o encurvamento das clivagens.

Os acessórios são os minerais opacos que ocorrem como inclusões em cristais de plagioclásio e hornblenda. Apatita e zircão são subédricos e ocorrem como inclusões no plagioclásio.

5.2 METAMELATONALITO

Esta rocha está representada pela amostra referenciada como 2013/SR-05 caracterizada como melanocrática ($M=60$), fanerítica, de cor cinza escuro, com tonalidades esverdeadas e esbranquiçadas e granulação grossa. Os cristais apresentam uma leve orientação (Fig. 5.3A).

Microscopicamente apresenta textura granular hipidiomórfica e constituição mineralógica essencial de oligoclásio (An_{24}), quartzo, microclínio, anfibólio (hornblenda e tremolita-actinolita), titanita e biotita (Fig. 5.3B); enquanto que apatita, minerais opacos, epidoto e zircão correspondem as fases acessórias. As fases de alteração são sericita, epidoto, clorita e argilominerais.

Os cristais de oligoclásio, cuja proporção modal na rocha é de 33%, são característicos de origem magmática e ocorrem como cristais subédricos, em dimensões que variam de 1 a 3 mm, exibindo maclamento polissintético. Eles encontram-se fortemente alterados para sericita e epidoto. Os contatos com os cristais de hornblenda e biotita são serrilhados e com os cristais de quartzo são irregulares. Apesar das transformações mineralógicas (Fig. 5.3B), registram-se zoneamentos magmáticos e inclusões de cristais de biotita, quartzo e minerais opacos. É possível perceber a leve deformação presente nesses cristais, observada no encurvamento e estiramento dos cristais.

O quartzo, que perfaz 5,6% da rocha, apresenta cristais anédricos cujo tamanho varia de 0,5 a 1,5 mm, que exibem extinção ondulante moderada a forte e contatos irregulares com os cristais de plagioclásio. Provavelmente é de origem magmática com moderada deformação. Apresenta-se também como inclusões nos cristais de hornblenda (Fig. 5.3B).

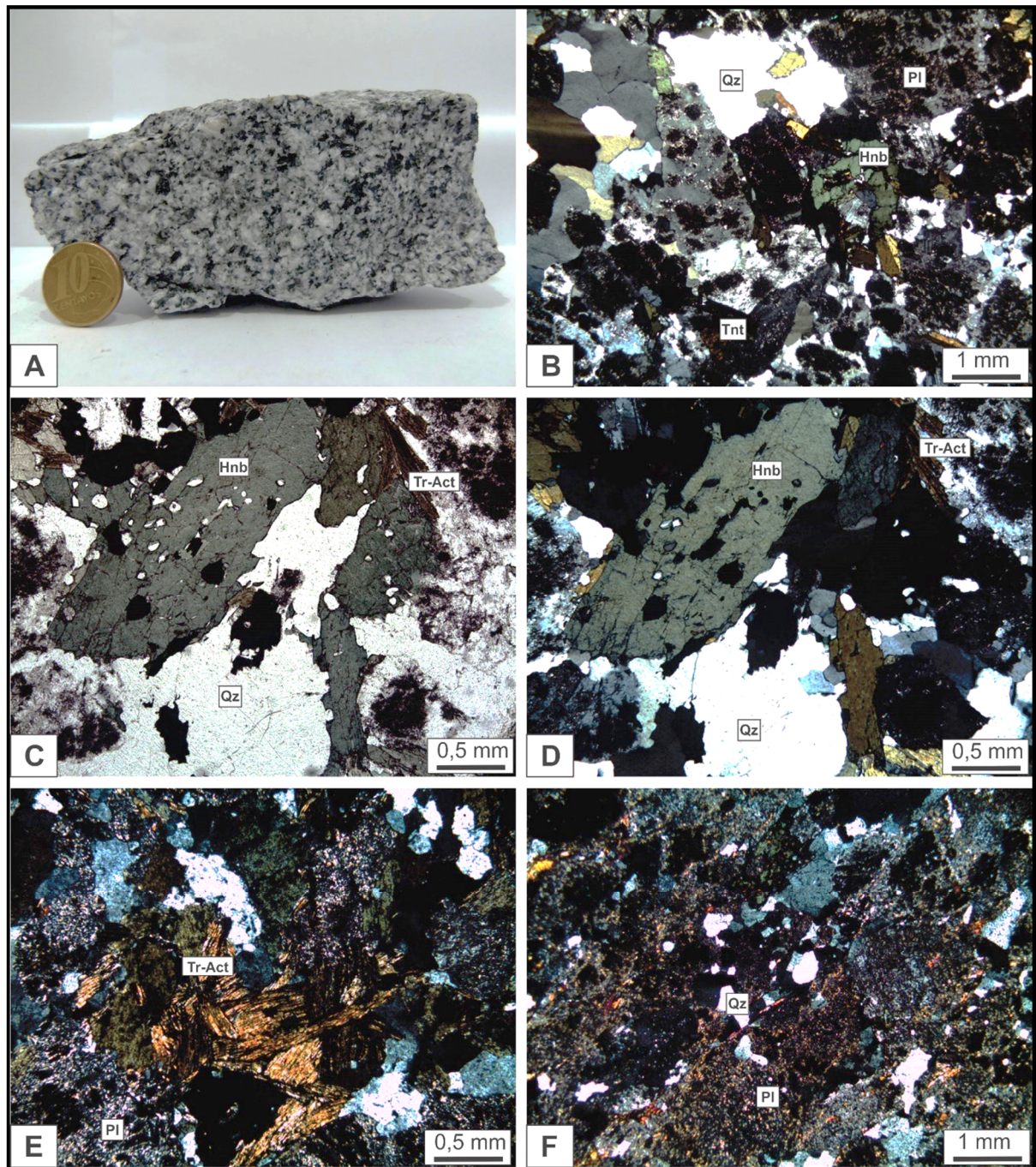


Figura 5.2- Representação macroscópica e fotomicrográfica do litotipo metatonalito da Suíte Intrusiva Rosário. Pode-se observar em A) representação em amostra de mão dos metatonalitos, em B) a textura ígnea granular hipidiomórfica ainda presente na rocha (LP), em C) cristas de hornblenda e suas inclusões de quartzo em luz natural, em D) como o cristal se apresenta em luz polarizada e o surgimento da alteração para tremolita-actinolita devido à ação do metamorfismo, em E) cristais de tremolita-actinolita em meio a plagioclásio alterado (LP), e F) recristalização de quartzo e a forma fitada devido às transformações metamórficas (LP). (LN=luz natural, LP=Luz polarizada). Abreviaturas de acordo com Whitney & Evans (2010).

Os cristais de feldspato potássico são de microclínio (0,2%), ocorrem como cristais subédricos cujo tamanho varia de 0,5 a 1 mm aproximadamente e seus contatos são retos ou irregulares. Apresentam maclamento xadrez, com leve alteração para argilominerais, com raras inclusões de zircão.

Os cristais de anfibólio são de dois tipos, correspondendo a duas gerações. O primeiro, de origem magmática, é representado pela hornblenda que é abundante na rocha, e perfaz 58,4% modal, ocorrendo como cristais subédricos, de dimensões de 1,5 a 5,5 mm. Encontram-se levemente orientados, exibem maclamento simples, pleocroísmo variando de amarelo esverdeado (X) a verde escuro (Z=Y) (Fig. 5.3 C e D) e seus contatos com plagioclásio, quartzo e biotita são retilíneos ou irregulares. Os cristais apresentam inclusões de minerais opacos, quartzo e plagioclásio (Fig. 5.3 F). Em muitos casos apresentam-se substituídos parcialmente nas bordas para tremolita-actinolita (segundo tipo) que formam agregados fibrosos (Fig. 5.3E). A tremolita-actinolita apresenta extinção oblíqua e leve pleocroísmo. Os cristais estão bastante fraturados e apresentam contatos penetrativos com os cristais de plagioclásio e em outros pontos estão contornando o mesmo. Os cristais de tremolita-actinolita estão marcando a foliação presente na rocha.

A biotita ocorre em pequena quantidade (1,1%) e suas lamelas estão distribuídas aleatoriamente na rocha, com tamanhos inferiores a 0,5 mm (Fig. 5.3B). Seu pleocroísmo é forte variando de verde amarronzado (Z=X) ao amarelo claro (X), com registros de alteração para clorita. As lamelas em sua maioria mostram efeitos deformacionais como o encurvamento dos planos de clivagens.

Os acessórios são os minerais opacos que ocorrem como inclusões em cristais de plagioclásio e hornblenda. Titanita que ocorre como cristais subédricos losangulares. Apatita e zircão são subédricos e ocorrem como inclusões no plagioclásio.

5.3 METAGRANODIORITO

Estas rochas estão representadas pelas amostras 2013/SR-07, 2013/SR-08, 2013/SR-10 e 1993/BR-14a. São rochas homogêneas, de granulação grossa, equigranulares, de cor verde a rosa claro, leucocráticas (M=13-17). A tonalidade verde provém da saussuritização do plagioclásio (Fig. 5.4 A). Apresentam uma leve foliação definida por cristais levemente estirados e rotacionados.

Microscopicamente apresenta textura granular hipidiomórfica (Fig. 5.4 B), e conteúdo mineralógico essencial, este é definido por oligoclásio (An₂₂), quartzo, microclínio, anfibólio (hornblenda), titanita e em menor quantidade biotita; Apatita, minerais opacos, epidoto e zircão

que correspondem às fases acessórias. Sericita, epidoto, clorita, carbonato e argilominerais compreendem fases secundárias, transformados de vários minerais.

O oligoclásio representa conteúdo modal de 49 a 55%, e está presente em dois tipos petrográficos. O primeiro é caracterizado por cristais bem formados, subédricos com dimensões entre 2,5 a 4,5 mm, exibindo maclamento polissintético, albita-carlsbad e zoneamento. Encontra-se com alto grau de alteração para sericita e epidoto, e alguns vezes para carbonato (Fig. 5.4 B). Os contatos são retos com os cristais de anfibólio, biotita e titanita, e irregulares com os cristais de quartzo. Outro tipo apresenta uma marcante deformação, com maclas contorcidas (Fig. 5.4 F), apresentando inclusões de apatita e biotita.

Os cristais de quartzo representam 17 a 22% modal e apresentam-se em dois tipos diferentes. O primeiro é representado por cristais anédricos, medindo entre 2 e 4 mm, cujos contatos com os cristais de plagioclásio e anfibólios são irregulares, exibindo extinção ondulante moderada (Fig. 5.4 B). O segundo tipo é formado por pequenos cristais anédricos recristalizados (<1 mm), com extinção ondulante moderada a forte. Os contatos com os cristais de plagioclásio e anfibólios são irregulares. Por vezes o quartzo apresenta-se estirado e os cristais apresentam orientação preferencial, representando a deformação e recristalização.

Os cristais de microclínio perfazem 8 a 16% modal. Os cristais são subédricos e medem de 1,5 a 2 mm, apresentam maclamento xadrez, porém com alto grau de alteração para argilominerais. Os contatos com os cristais de plagioclásio são retos ou serrilhados e apresentam inclusões de biotita e apatita.

Os cristais de hornblenda são relativamente abundantes na rocha, perfazem em torno de 9 a 15% modal e ocorrem como cristais subédricos, medindo entre 1,5 e 5 mm (Fig. 5.4C). Também apresentam orientação preferencial, encontram-se parcialmente estirados e exibem maclamento simples. Mostram pleocroísmo variando de amarelo esverdeado (X) a verde escuro (Z=Y). Os contatos com os cristais de plagioclásio e biotita são retilíneos e os contatos com os cristais de quartzo são irregulares. Apresentam inclusões de plagioclásio, minerais opacos e quartzo.

Os cristais de tremolita-actinolita são decorrentes da alteração da hornblenda. Ocorrem como cristais subédricos com hábito prismático fino em agregados fibrosos. O tamanho varia de 1,5 a 4 mm e apresentam extinção oblíqua e um leve pleocroísmo verde (Fig. 5.4 D). Os cristais estão contorcidos e em certos pontos estão contornando os cristais de hornblenda.

A titanita é uma fase menor (0,7 a 1,8%) porém apresenta cristais bem desenvolvidos, euédricos e subédricos com faces losangulares, com extinção reta picotada. Formam agregados com os cristais de anfibólios e minerais opacos.

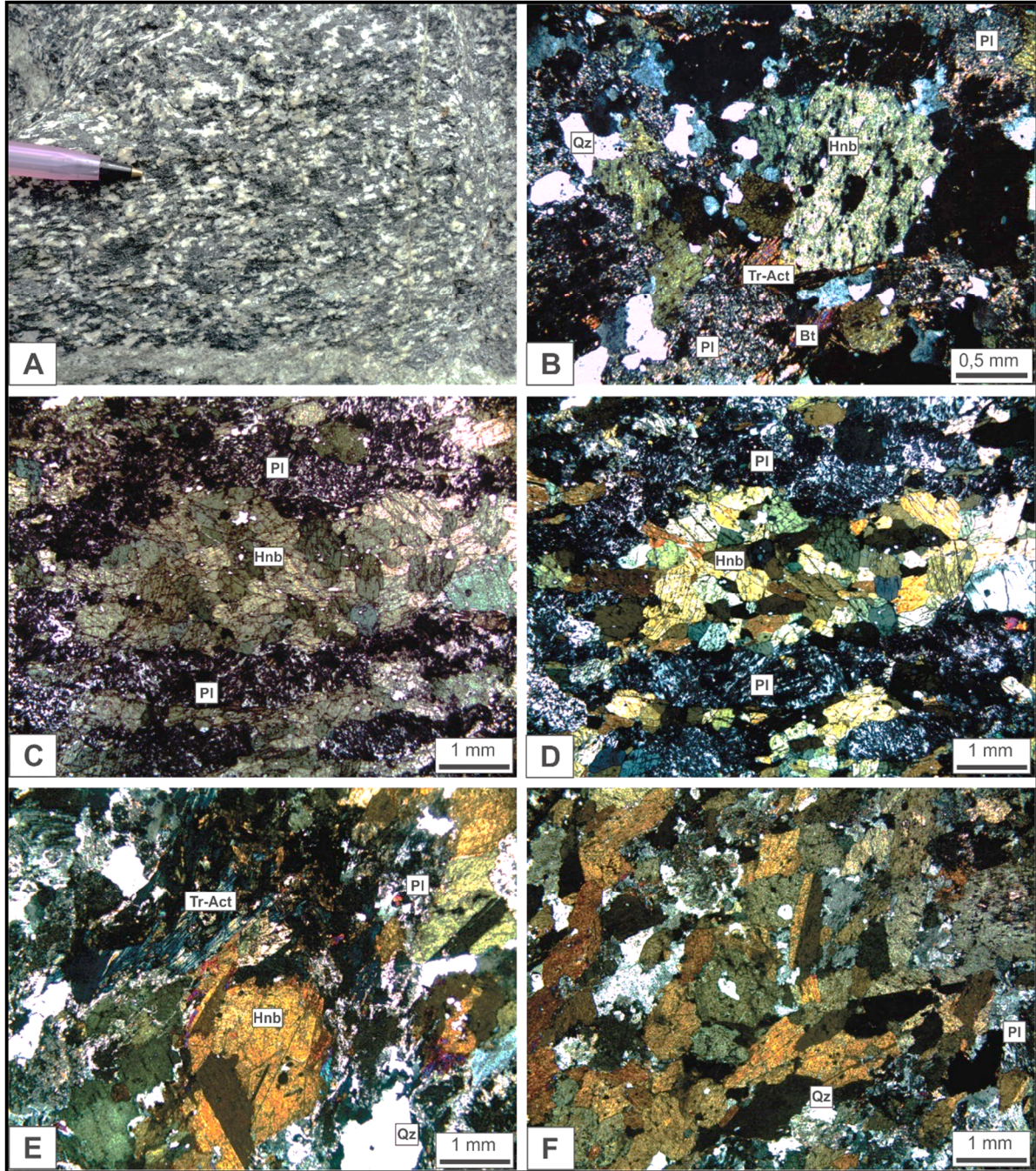


Figura 5.3 - Representação macroscópica e fotomicrográfica do litotipo metamelatonalito da Suíte Intrusiva Rosário. Pode-se observar em A) sua representação em amostra de mão, em B) a textura ígnea granular hipidiomórfica ainda presente na rocha (LP), em C) cristas de hornblenda intercalados com plagioclásio em luz natural, em D) como o cristal se apresenta em luz polarizada, em E) cristais de tremolita-actinolita em meio a plagioclásio alterado (LP), e F) recristalização de quartzo e a forma fitada devido as transformações metamórficas (LP). (LN=luz natural, LP=Luz polarizada). Abreviaturas de acordo com Whitney & Evans (2010).

A biotita apresenta proporção modal de 0,2 a 1,1% e ocorre como lamelas que se distribuem aleatoriamente na rocha, com tamanho variando de 1 a 2,5 mm e com pleocroísmo moderado variando de verde claro (Z=X) ao amarelo pálido (X). A alteração para clorita é bastante intensa. Os contatos são retilíneos e às vezes serrilhados com os cristais de hornblenda e plagioclásio. As lamelas encontram-se encurvadas ou contornando os cristais de plagioclásio (Fig. 5.4 F).

Em relação às fases acessórias os minerais opacos ocorrem como cristais subédricos inclusos em cristais de hornblenda e plagioclásio. Pode-se observar cristais de clorita como substituição da biotita (Fig. 5.4 B). Os cristais de apatita e zircão são subédricos e se apresentam em forma de inclusões nos cristais de plagioclásio e microclínio.

5.4 METAQUARTZO DIORITO

Estas rochas estão representadas pelas amostras referenciadas como 1993/BR-12a; 1993/BR-13, 1993/BR-14b e 1993/BR-15a caracterizada de leuco a mesocrática (M=9-40). Microscopicamente apresentam textura granular hipidiomórfica e constituição mineralógica essencial de plagioclásio, quartzo, microclínio, anfibólio (hornblenda e tremolita-actinolita) e titanita (Fig. 5.5A); enquanto que biotita, apatita, minerais opacos, epidoto e zircão correspondem às fases acessórias. As fases de alteração são sericita e epidoto.

Os cristais de plagioclásio cuja proporção modal na rocha varia de 50 a 71%, são característicos de origem magmática e ocorrem como cristais subédricos, em dimensões que variam de 1 a 5 mm, exibindo maclamento polissintético. Eles encontram-se fortemente alterados para sericita e epidoto. Os contatos com os cristais de hornblenda e biotita são serrilhados e com os cristais de quartzo são irregulares. Apesar das transformações mineralógicas (Fig. 5.5B), registram-se zoneamentos magmáticos e inclusões de cristais de biotita e quartzo. É possível perceber a leve deformação presente nesses cristais devido ao encurvamento e estiramento dos mesmos (Fig. 5.5C).

No caso do quartzo, que perfaz de 3 a 13% da rocha, apresenta cristais anédricos cujo tamanho varia de 0,5 a 1,5 mm, e exibem extinção ondulante moderada a forte e contatos irregulares com os cristais de plagioclásio. Provavelmente é de origem magmática, com moderada deformação. Recristalização também pode ser observada nesses cristais (Fig. 5.5 B e D).

Os cristais de feldspato potássico são de microclínio (2 a 6% modal) que ocorre como cristais subédricos cujo tamanho varia de 0,5 a 1 mm aproximadamente, seus contatos são retos

ou irregulares. Apresentam maclamento xadrez, com leve alteração para argilominerais e raras inclusões de zircão.

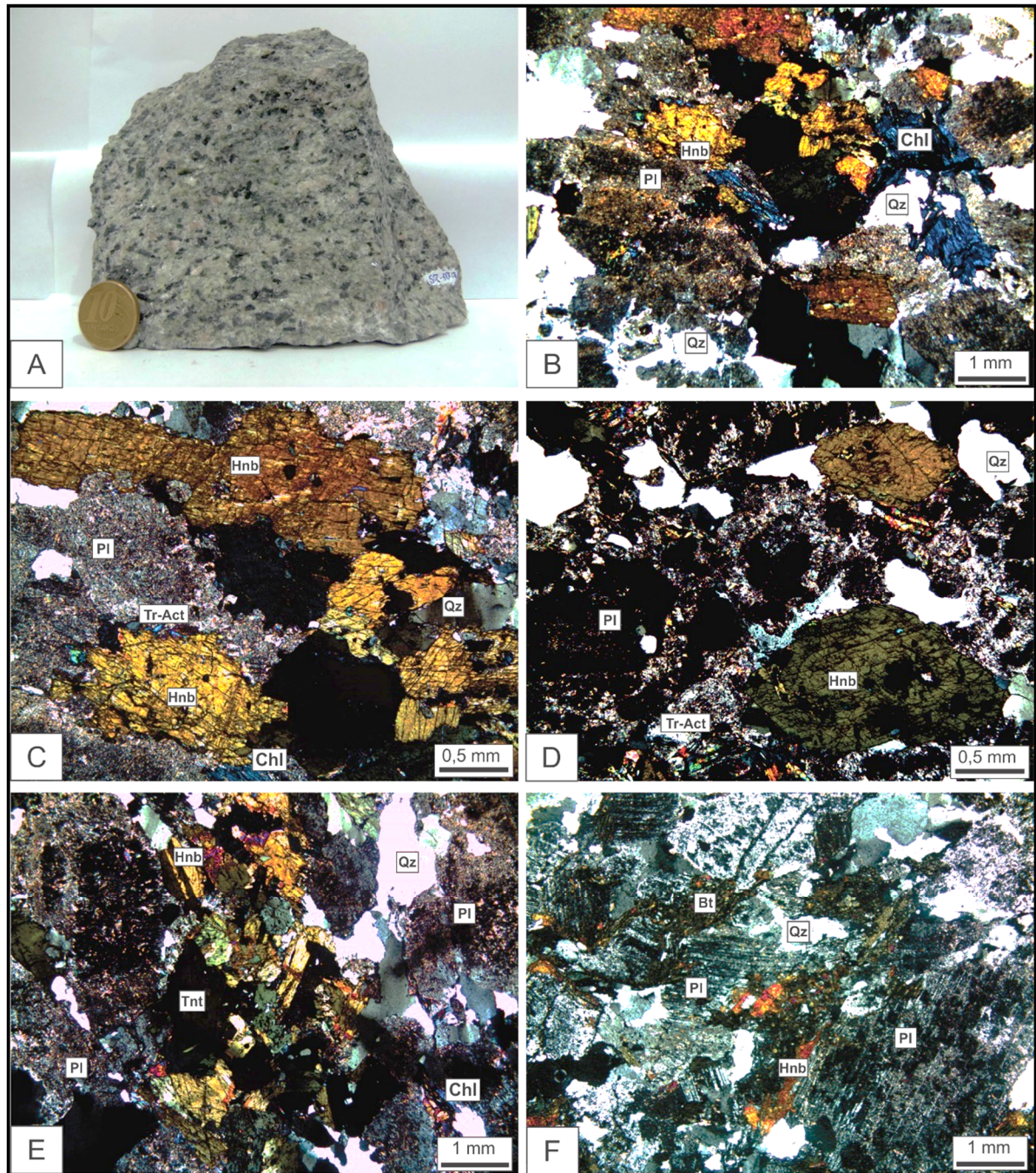


Figura 5.4- Representação macroscópica e fotomicrográfica do litotipo metagranodiorito da Suíte Intrusiva Rosário. Pode-se observar em A) as características macroscópicas da rocha e sua representação em amostra de mão, em B) a textura ígnea granular hipidiomórfica ainda presente na rocha (LP), em C) cristas de hornblenda bem formados e demonstrando como são abundantes no rocha (LP), em D) pode-se observar a formação de cristais de tremolita-actinolita a partir de alterações metamórficas (LP), em E) cristais de titanita em associação com cristais máficos e cristais de hornblenda com maclamento simples (LP), e em F) nota-se como os cristais de plagioclásio e biotita estão deformados (LP). Abreviaturas de acordo com Whitney & Evans (2010).

Os cristais de anfibólio são de dois tipos, correspondendo a duas gerações. O primeiro, de origem magmática, é representado pela hornblenda que é abundante na rocha, e perfaz de 8 a 40% modal, ocorrendo como cristais subédricos, de dimensões de 0,5 a 5,5 mm, e encontram-se levemente orientados, exibem maclamento simples, pleocroísmo variando de amarelo esverdeado (X) a verde escuro (Z=Y) (Fig. 5.5E) e seus contatos com plagioclásio, quartzo e biotita são retilíneos ou irregulares. Os cristais apresentam inclusões de minerais opacos, quartzo e plagioclásio. Em muitos casos apresentam-se substituídos parcialmente para tremolita-actinolita nas bordas em agregados fibrosos (Fig. 5.5F).

O segundo tipo, tremolita-actinolita, apresenta extinção oblíqua e leve pleocroísmo. Os cristais estão bastante fraturados e apresentam contatos penetrativos com os cristais de plagioclásio e em outros pontos estão contornando o mesmo. Esse tipo de anfibólio é produto do metamorfismo incipiente que transformou parcialmente as rochas (Fig. 5.5F).

A titanita ocorre em pequena quantidade (0,6 a 2,3% modal) com cristais bem formados, de faces losangulares e extinção reta picotada.

Os acessórios são os minerais opacos que ocorrem como inclusões em cristais de plagioclásio e hornblenda; biotita que ocorre como cristais subédricos; apatita e zircão são subédricos e ocorrem como inclusões no plagioclásio.

5.5 METAGRANITO

Durante a etapa de campo não foram encontradas rochas de composição mais granítica, no entanto, Gorayeb *et al.* (1999) descreveram esse litotipo como pertencente a Suíte Intrusiva Rosário. Essas rochas apresentam granulação grossa, um pouco mais ricas em quartzo e álcali-feldspato, além de plagioclásio e biotita, não apresentam cristais de hornblenda, onde não há registros importantes de deformação, sendo a rocha classificada como monzogranito. São identificadas transformações nos cristais de plagioclásio, os quais apresentam cores levemente esverdeadas, estando substituídos por epidoto e sericita.

5.6 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS

A partir do estudo petrográfico dos litotipos da Suíte Rosário pode-se afirmar que são rochas graníticas de origem plutônica, que se encontram metamorfisadas devido à ação de zonas de cisalhamento. São classificadas em: metatonalitos, metamelatonalitos, metagranodioritos e metaquartzo dioritos. Porém, ainda é possível observar feições ígneas originais, como a textura granular hipiomórfica, zoneamento em plagioclásio e cristais ainda preservados em suas feições primárias e hábitos característicos.

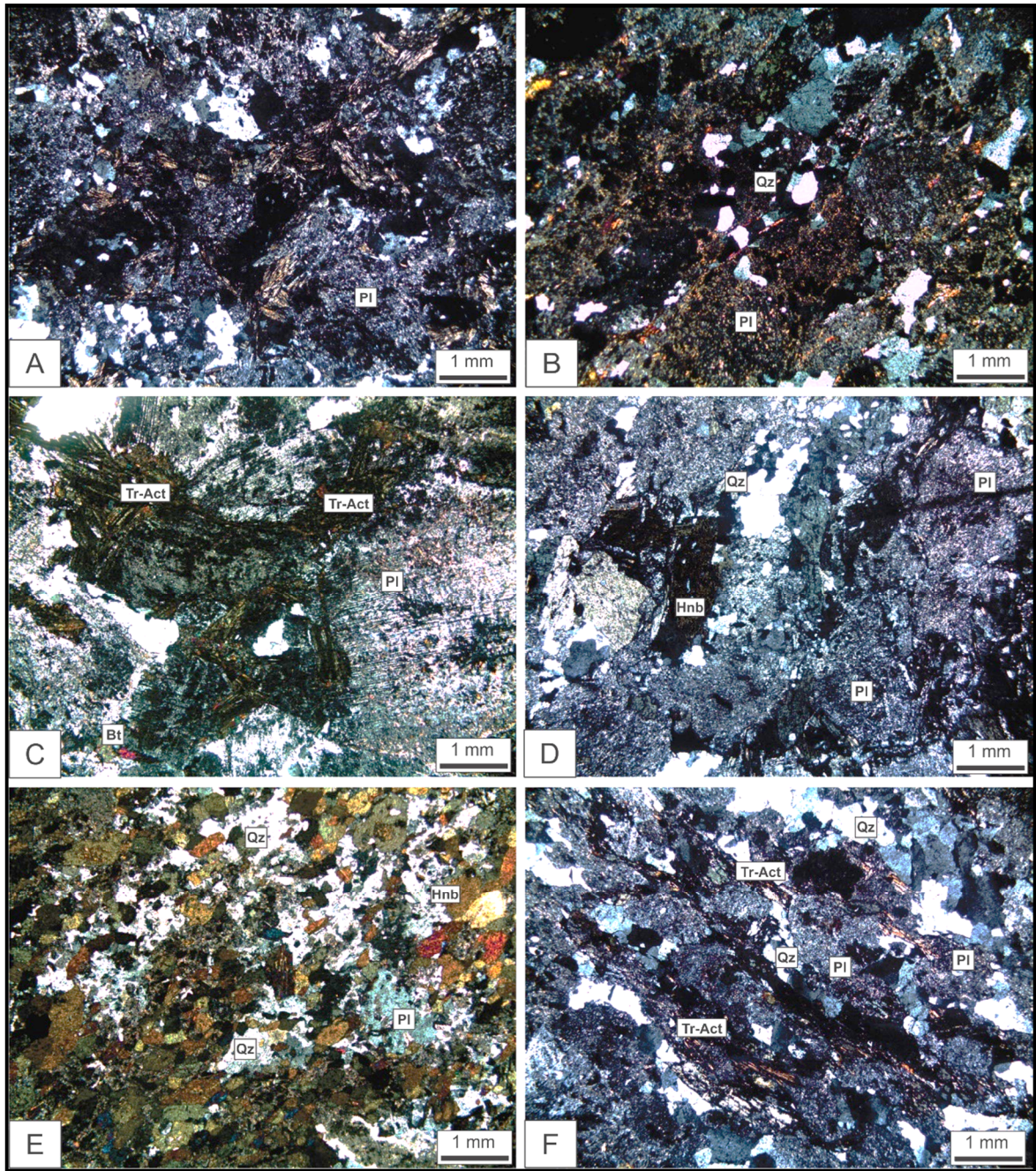


Figura 5.5 – Representação macroscópica e fotomicrográfica do litotipo metaquartzo diorito da Suíte Intrusiva Rosário. Pode-se observar em A) a textura ígnea granular hipiomórfica ainda presente na rocha (LP) B), disposição dos cristais de quartzo recrystalizados na rocha (LP), em C) cristas de tremolita-actinolita em sua forma fribosa (LP), em D) cristais de hornblenda envoltos na massa de plagioclásio saussuritizado (LP), em E) cristais de hornblenda em meio a quartzo (LP), e F) recrystalização de alinhados com cristais de tremolita-actinolita formando uma foliação (LP). (LP=Luz polarizada). Abreviaturas de acordo com Whitney & Evans (2010).

Com relação aos metatonalitos as suas características principais indicam textura de origem ígnea, superposição de tramas tectono-metamórficas com imbricamento dos minerais, e foliação milonítica relacionada a zonas de cisalhamento.

Os metamelatonalitos podem ser variações dos metatonalitos onde houve uma maior diferenciação magmática, e tipos mais máficos, pois são rochas ricas em hornblenda. No entanto, com exceção dessa quantidade de mineral máfico, essas rochas são muito semelhantes aos metatonalitos.

Os metagranodioritos são predominantes na suíte e suas relações com os metatonalitos não puderam ser observadas devido à cobertura sedimentar. No entanto, a grande profusão de veios e bolsões pegmatíticos, que recortam exclusivamente os metatonalitos, pode estar relacionada geneticamente aos granodioritos adjacentes como fases mais félsicas, sugerindo uma diferenciação mais félsica da suíte. Gorayeb *et al.* (1999) descreveu enclaves dioríticos e anfibolíticos nos metagranodioritos e sugeriram tratar-se de frações dos tonalitos parcialmente digeridos.

Os metaquartzo dioritos são uma variação mais máfica dos granitoides encontrados na suíte, em que representam uma colocação mais precoce de magmas menos evoluídos.

Os aspectos texturais/microestruturais dos metagranodioritos assemelham-se aos dos metatonalitos, nos quais se pode observar características plutônicas preservadas sob a trama protomilonítica. Os porfiroclastos de anfibólio e feldspatos estão rotacionados, e grande parte dos mesmos encontram-se levemente estirados, estabelecendo uma orientação preferencial na rocha.

A cominuição resultou na mudança da granulometria grossa para a média ou fina, com a individualização de novos grãos a partir de cristais maiores, com feições microfraturadas, lenticularização, encurvamento e estiramento de cristais, acompanhado de cominuição e recristalização dinâmica, que resultaram em modificações da trama original.

Os dados apresentados no diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Fig. 5.1) sugere que os litotipos pertencem às séries tonalítica e cálcico-alcálica granodiorítica no diagrama de Lameyre & Bowden (1982). Pode-se concluir que representam magmatismo de natureza granítica plutônica de afinidade cálcio-alcálica e características de granito tipo-I.

6 GEOQUÍMICA

Uma parte da amostragem voltada ao estudo geoquímico foi obtida em trabalhos de campo realizados em outubro de 2013 nos principais afloramentos da área de estudo na região de Rosário-Bacabeira. Além disso, foram utilizadas análises químicas do acervo do grupo de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) do IG/UFGA (dados inéditos), totalizando 27 amostras analisadas cujas siglas 2013/SR representam amostras coletadas nesta dissertação e a 94-MA do acervo do GPEC. Os dados encontram-se na Tabela 6.1, ressaltando que existem 27 análises químicos e apenas dezesseis análises petrográficas.

As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da *ACME-Analytical Laboratories LTDA* e envolveram a determinação de elementos maiores, menores e traços. Após a abertura das amostras com metaborato/tetraborato de lítio, os elementos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, MnO, Na₂O, K₂O e P₂O₅ foram analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry*), cujos limites de detecção são: SiO₂ = 0,02%, Al₂O₃ = 0,03%, Fe₂O₃ = 0,04% e K₂O, CaO, MgO, Na₂O, MnO, TiO₂ e P₂O₅ = 0,01%.

Os elementos traço (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), incluindo os terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu), foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), e os limites de detecção para os elementos traços são: Ba, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, V, Zr, La, Ce, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Co e Zn = 0,5 ppm; Cs, Sn, Cu e Ni = 1 ppm; Hg, Ta, Th, Ti, U, W, Y, Sm, Lu = 0,1ppm; Bi, Cd e Sb = 0,1 ppm; Pr e Pb = 0,02 ppm; Nd = 0,4 ppm.

O somatório total de óxidos das amostras apresenta valores próximos a 100%, com perda ao fogo variando aproximadamente de 1 a 3,5 o que indica boa qualidade analítica. Para cálculo de parâmetros e o uso de diagramas geoquímicos, as concentrações dos elementos maiores foram recalculadas utilizando o fator de conversão para correção de voláteis, segundo procedimentos de Rollinson (1993), Wilson (1989) e Gill (2010).

O objetivo principal desse estudo foi a caracterização geoquímica dos litotipos estudados através da classificação de granitoides, definição de variações composicionais, identificação da natureza e séries do magmatismo e interpretação dos processos de evolução da Suíte Rosário.

Os resultados analíticos para os granitoides Suíte Rosário estão apresentados na Tabela 6.1. As amostras são separadas geoquimicamente em quartzo diorito, melatonalito, tonalito, granodiorito e granito, no entanto, deve ressaltar que os litotipos mais comuns da suíte são de origem tonalítica.

Tabela 6-1- Tabela de análise química das rochas pertencentes as rochas da Suíte Intrusiva Rosário.

Tipo Petrográfico	Metamelatonalito			Metaquartzo diorito					
Amostra	94-MA-05 G	2013/SR-05	94-MA-01 C1	94-MA-05 E	94-MA-05	94-MA-05 D	94-MA-05 B	94-MA-05 PT	94-MA-02 O
SiO ₂	49,48	51,18	50,82	56,32	57,18	57,19	57,20	59,43	59,71
TiO ₂	0,77	0,70	0,72	0,59	0,55	0,56	0,61	0,54	0,68
Al ₂ O ₃	14,49	16,32	15,23	15,25	15,96	15,31	15,43	15,19	16,77
Fe ₂ O _{3t}	11,68	10,28	9,56	8,49	7,44	7,88	8,03	7,09	6,40
MnO	0,22	0,18	0,18	0,16	0,13	0,15	0,15	0,13	0,12
MgO	7,80	6,16	7,24	4,99	4,49	4,65	4,59	3,84	3,36
CaO	8,81	8,77	7,28	5,11	6,98	6,38	6,62	6,11	2,98
Na ₂ O	2,37	3,09	2,63	1,82	3,66	2,49	2,61	3,21	2,81
K ₂ O	2,14	0,98	2,30	3,49	1,40	2,57	2,13	1,50	3,03
P ₂ O ₅	0,26	0,25	0,22	0,20	0,21	0,20	0,21	0,20	0,30
PF (perda ao fogo)	2,5	1,9	3,4	3,1	1,7	2,3	2,1	2,6	3,5
Total	100,52	99,81	99,58	99,52	99,70	99,68	99,68	99,84	99,66
Ba	1234	407	1212	1939	566	1213	924	595	1387
Rb	47,2	20,3	45,6	83,3	34,8	60,5	46,9	38,9	67,4
Sr	173,3	651,8	259,6	248,8	724,3	395,7	515,0	600,9	300,2
Zr	69,2	38,3	65,6	90,1	52,6	69,5	126,6	83,8	148,1
Nb	3,1	2,5	3,7	4,6	4,4	4,5	4,5	5,3	8,6
Y	18,1	15,9	19,2	18,4	14,9	16,1	16,5	16,4	14,9
Ga	15,2	15,9	16,7	15,3	16,3	15,4	15,2	15,4	16,7
Ni	19,5	15,5	21,6	15,9	20,5	17,8	15,6	13,4	6,8
Ta	0,3	0,2	0,2	0,4	1,2	1,0	0,2	1,1	1,5
Th	1,3	0,4	0,8	1,8	2,2	1,6	1,4	2,7	3,7
Cs	0,7	0,3	0,7	1,0	0,6	0,6	0,3	0,6	1,1
La	9,2	9,6	6,2	13,8	13,3	12,5	12,3	13,8	21,5
Ce	22,4	22,9	17,6	31,8	30,4	28,7	28,0	32,0	52,2
Pr	3,16	3,04	2,51	3,98	3,75	3,69	3,63	3,83	5,76
Nd	15,1	13,3	11,6	17,2	16,3	16,6	15,6	15,3	22,6
Sm	3,28	2,91	3,26	3,67	3,18	3,35	3,35	3,33	4,30
Eu	0,95	1,01	1,04	1,03	1,01	1,02	0,95	0,94	1,23
Gd	3,18	3,01	3,44	3,32	2,88	2,95	3,03	3,07	3,53
Tb	0,53	0,51	0,59	0,55	0,48	0,48	0,50	0,49	0,57
Dy	3,01	2,81	3,63	3,16	2,46	2,70	2,67	2,71	3,14
Ho	0,64	0,62	0,66	0,66	0,53	0,57	0,58	0,56	0,54
Er	1,89	1,77	2,10	1,87	1,54	1,54	1,70	1,50	1,57
Tm	0,29	0,25	0,30	0,29	0,24	0,24	0,27	0,25	0,22
Yb	1,87	1,85	2,04	1,96	1,44	1,54	1,69	1,68	1,57
Lu	0,28	0,26	0,31	0,30	0,23	0,25	0,27	0,26	0,24
ΣETR	65,78	63,84	55,28	83,59	77,74	76,13	74,54	79,72	118,97
N ₂ O+K ₂ O	4,51	4,07	4,93	5,31	5,06	5,06	4,74	4,71	5,84
K ₂ O/Na ₂ O	0,90	0,32	0,87	1,92	0,38	1,03	0,82	0,47	1,08
LaN/YbN	11,38	12,23	6,81	3,07	3,50	9,24	5,77	25,31	13,08
Eu/Eu*	0,86	0,84	1,1	0,99	1,04	0,87	0,97	1,04	0,86
LaN/SmN	3,51	3,64	2,33	1,47	2,08	3,2	3,17	4,65	3,7
GdN/YbN	0,08	0,03	0,13	0,62	0,11	0,11	0,14	0,02	0,08

(Continua).

Tabela 6.1. (Continuação).

Tipo Petrográfico	Metatonalito								
	2013/SR-04	94-MA-02 A	2013/SR-01	94-MA-02 B	94-MA-04 A	94-MA-04.1	2013/SR-03	2013/SR-06	2013/SR-09
SiO ₂	59,60	61,27	61,40	61,82	62,64	62,71	62,74	63,72	64,03
TiO ₂	0,56	0,66	0,60	0,63	0,57	0,56	0,45	0,53	0,50
Al ₂ O ₃	16,47	15,89	15,11	16,17	15,52	15,49	16,79	15,27	15,23
Fe ₂ O _{3t}	6,65	6,08	5,43	5,84	5,48	5,35	5,16	5,14	4,58
MnO	0,12	0,13	0,09	0,12	0,09	0,09	0,10	0,08	0,08
MgO	3,01	2,59	2,84	2,33	2,70	2,65	2,01	2,52	2,36
CaO	6,29	5,00	4,09	5,25	4,41	4,44	5,30	3,96	3,39
Na ₂ O	4,30	4,10	3,60	3,53	4,05	3,93	4,58	3,96	4,38
K ₂ O	0,59	1,17	3,24	1,43	2,41	2,48	0,72	2,62	2,81
P ₂ O ₅	0,21	0,29	0,21	0,28	0,21	0,21	0,21	0,19	0,18
PF (perda ao fogo)	1,3	2,6	3,1	2,3	1,6	1,7	1,7	1,7	2,1
Total	99,10	99,78	99,71	99,70	99,68	99,61	99,76	99,69	99,64
Ba	303	723	1314	981	1346	1435	494	1190	1209
Rb	11,4	25,3	69,0	30,6	46,6	48,0	14,0	51,7	62,9
Sr	798,8	586,0	678,7	643,4	713,2	732,2	839,1	711,9	619,7
Zr	156,3	169,0	157,7	140,1	155,6	149,7	126,7	146,4	126,3
Nb	2,4	7,7	6,6	7,2	5,2	5,8	2,2	4,4	5,2
Y	15,3	19,9	13,0	18,0	16,0	14,2	9,6	12,0	14,0
Ga	17,5	16,9	16,4	17,2	15,8	15,8	16,3	14,5	14,7
Ni	9,7	6,9	13,3	13,4	6,4	7,9	7,7	8,0	8,6
Ta	0,2	0,5	0,6	1,0	0,2	1,5	0,2	0,4	0,6
Th	0,3	5,9	3,8	3,9	1,2	1,3	0,4	1,8	3,0
Cs	0,3	0,4	1,0	0,5	0,9	0,8	0,5	0,6	0,7
La	8,2	27,2	24,3	23,5	16,5	18,2	10,3	17,4	20,3
Ce	22,9	61,8	56,2	56,0	40,9	42,4	23,3	41,3	47,2
Pr	3,31	6,83	6,42	6,34	5,59	5,24	3,16	4,90	5,90
Nd	15,5	26,6	25,4	24,7	24,2	21,9	13,5	19,8	23,6
Sm	3,50	5,17	4,35	4,85	4,84	4,10	2,78	3,42	4,31
Eu	1,07	1,47	1,10	1,37	1,13	1,05	0,91	0,92	1,01
Gd	3,15	4,45	3,55	4,29	3,66	3,28	2,32	3,07	3,31
Tb	0,51	0,73	0,52	0,68	0,56	0,47	0,36	0,45	0,51
Dy	3,08	4,20	2,80	3,69	2,96	2,35	2,11	2,32	2,78
Ho	0,58	0,77	0,50	0,67	0,53	0,50	0,42	0,42	0,49
Er	1,71	2,11	1,52	1,84	1,48	1,33	1,10	1,23	1,57
Tm	0,27	0,32	0,22	0,27	0,23	0,21	0,18	0,18	0,21
Yb	1,80	2,05	1,44	1,86	1,40	1,31	1,02	1,27	1,41
Lu	0,25	0,33	0,23	0,29	0,21	0,19	0,16	0,18	0,21
ΣETR	65,83	144,03	128,55	130,35	104,19	102,53	61,62	96,86	112,81
Na ₂ O+K ₂ O	4,89	5,27	6,84	4,96	6,46	6,41	5,30	6,58	7,19
K ₂ O/Na ₂ O	0,14	0,29	0,90	0,41	0,60	0,63	0,16	0,66	0,64
LaN/YbN	9,71	2,05	8,95	8,52	12,22	9,23	9,72	7,95	9,37
Eu/Eu*	0,82	0,95	0,94	0,92	3,1	0,97	0,85	0,82	0,88
LaN/SmN	2,96	1,2	3,31	3,05	5,21	3,15	2,58	2,14	2,79
GdN/YbN	0,01	0,14	0,10	0,05	0,05	0,07	0,02	0,08	0,07

(Continua).

Tabela 6.1. (Conclusão).

Tipo Petrográfico	Metatonalito			Metagranodiorito		Metagranito (Monzogranito)			
	Amostra	94-MA-03	94-MA-01	2013/SR-02	2013/SR-07	2013/SR-08	94-MA-02 E	94-MA-05 F	94-MA-05 A
SiO ₂	64,05	64,27	64,69	67,46	67,50	70,55	72,85	76,02	78,91
TiO ₂	0,49	0,48	0,44	0,48	0,30	0,04	0,05	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	15,37	15,53	15,31	15,39	16,22	15,98	14,55	13,45	10,22
Fe ₂ O _{3t}	4,98	4,80	4,40	4,40	3,11	0,82	0,99	0,74	0,84
MnO	0,08	0,08	0,07	0,09	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	2,33	2,25	2,31	1,93	1,01	0,26	0,24	0,13	0,12
CaO	4,27	4,22	3,70	2,13	3,80	2,73	1,53	1,65	5,25
Na ₂ O	4,00	4,30	4,23	4,25	4,88	6,70	5,59	6,20	3,22
K ₂ O	2,52	2,39	2,59	1,59	1,28	1,07	2,27	0,64	0,16
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,16	0,14	0,12	0,05	0,03	0,02	0,03
PF(perda ao fogo)	1,4	1,2	1,8	1,9	1,5	1,7	1,5	1,0	1,2
Total	99,69	99,72	99,70	99,76	99,77	99,92	98,12	99,91	100,00
Ba	1204	1083	1168	926	580	564	2984	482	84
Rb	46,9	51,9	54,6	35,2	33,5	19,9	29,7	13,9	2,3
Sr	738,3	776,5	656,9	310,4	775,3	300,8	411,4	319,1	140,4
Zr	140,9	142,8	121,4	111,2	113,1	41,7	47,2	34,0	33,6
Nb	5,0	4,5	4,0	5,3	3,0	0,4	2,8	1,3	1,3
Y	14,1	12,2	11,2	12,7	5,7	1,3	4,3	6,5	2,6
Ga	17,1	17,6	16,9	12,1	16,8	12,6	10,1	9,6	8,2
Ni	6,9	7,2	9,3	4,5	5,2	4,7	7,9	4,3	1,8
Ta	0,3	0,2	0,3	0,5	0,3		1,6	0,1	
Th	2,2	3,3	2,5	2,6	1,7	0,3	1,9	1,5	0,4
Cs	0,6	0,8	0,6	0,5	0,5	0,3	0,7	0,2	0,2
La	17,3	22,7	20,5	13,0	19,9	2,9	16,9	8,9	5,0
Ce	41,7	47,6	43,5	28,8	39,4	5,6	33,5	18,5	8,5
Pr	5,28	5,29	4,96	3,28	4,58	0,63	3,66	1,99	0,89
Nd	22,2	20,8	19,6	14,0	17,1	2,5	13,8	7,3	3,8
Sm	4,22	3,86	3,54	2,58	2,69	0,35	1,80	1,27	0,48
Eu	1,00	0,96	0,89	0,79	0,77	0,35	0,43	0,35	0,25
Gd	3,08	3,03	2,94	2,42	1,92	0,34	1,03	1,04	0,30
Tb	0,48	0,47	0,39	0,42	0,20	0,05	0,13	0,17	0,05
Dy	2,35	2,48	2,02	2,52	1,07	0,30	0,62	0,98	0,26
Ho	0,50	0,46	0,39	0,54	0,18	0,05	0,14	0,22	0,09
Er	1,39	1,25	1,12	1,50	0,51	0,12	0,39	0,58	0,23
Tm	0,18	0,18	0,16	0,25	0,08	0,02	0,06	0,10	0,05
Yb	1,20	1,17	1,13	1,52	0,53	0,16	0,51	0,69	0,31
Lu	0,19	0,19	0,15	0,22	0,08	0,03	0,09	0,12	0,06
ΣETR	101,07	110,44	101,29	71,84	89,01	13,40	73,06	42,21	20,27
Na ₂ O+K ₂ O	6,52	6,69	6,82	5,84	6,16	7,77	7,86	6,84	3,38
K ₂ O/Na ₂ O	0,63	0,56	0,61	0,37	0,26	0,16	0,41	0,10	0,05
LaN/YbN	6,23	8,70	4,91	10,87	5,47	4,75	22,34	3,32	5,54
Eu/Eu*	1,02	0,93	0,91	2,01	0,99	0,9	0,97	0,9	0,9
LaN/SmN	2,63	4,41	2,31	6,55	2,35	2,37	5,91	1,76	2,61
GdN/YbN	0,10	0,06	0,12	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,01

Analisando os dados da Tabela 6.1, os granitoides estudados apresentam variações contínuas nos teores dos elementos maiores, com intervalos diferentes dos demais dados, o que reflete a composição dos tipos petrográficos.

Com relação aos teores de SiO_2 , os valores nos metamelatonalitos variam de 49 a 51%, os de metaquartzo diorito de 56 a 59%, nos metatonalitos variam de 59 a 64%, nos granodioritos de 67 a 70% e, por fim, os metagranitos variam de 70 a 78%. Sendo assim, são rochas de natureza granítica, chegando a ser classificadas em intermediárias a ácidos, demonstrando a evolução magmática dessa suíte. Os teores de K_2O nos metamelatonalitos são de 0,98 a 2,3%, nos metaquartzo diorito são de 1 a 3%, nos metatonalitos os teores variam de 0,6 a 3%, nos metagranodioritos variam de 1 a 1,5% e nos metagranitos variam de 0,1 a 2%. O teor de Mg nos metamelatonalitos são de 6 a 7%, nos metaquartzo dioritos são de 3 a 4%, enquanto que, nos metatonalitos os teores variam de 2 a 3%, nos metagranodioritos variam de 0,2 a 1% e nos metagranitos variam de 0,1 a 0,2%. Com relação aos teores de CaO os valores nos metamelatonalitos são de 7 a 8%, nos metaquartzo dioritos os teores variam de 5 a 7%, nos metatonalitos variam de 2 a 6%, nos metagranodioritos a variação vai de 2 a 3% e nos metagranitos os teores variam de 1 a 5%. O TiO_2 não apresenta grande variação na suíte como um todo, os teores não ultrapassam os valores de 0,7%. Os teores de Na_2O nos metamelatonalitos variam de 2 a 3%, nos metaquartzo diorito são de 1 a 4%, enquanto os teores dos metatonalitos apresentam valores de 2 a 4%, os teores dos metagranodioritos são de 4% e os de metagranitos variam de 3 a 6%. As razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são inferiores a 2.

A partir dos dados químicos e utilizando diagramas geoquímicos foi possível comparar as variações do conteúdo SiO_2 em relação aos elementos maiores e traços, nos diagramas de Harker (Figs. 6.1 e 6.2). Pode-se observar *trends* com o aumento do teor de sílica. Assim há um decréscimo nos teores de CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , TiO_2 e P_2O_5 e um acréscimo de Na_2O em relação a sílica (Fig. 6.1). Os teores moderados de FeO e MgO diminuem no sentido dos granitoides menos evoluídos em direção aos mais evoluídos. Com relação aos teores de CaO , também é possível observar a formação de um *trend*, não tão contínuo, em que os valores de CaO diminuem com o aumento da SiO_2 . Ao contrário do Na_2O que é diretamente proporcional à sílica, os *trends* formados também são relativamente irregulares, sendo assim os teores de sódio aumentam dos granitoides menos evoluídos para os mais evoluídos. Em contrapartida os teores de TiO_2 e P_2O_5 são muito baixos e inversamente proporcionais aos de sílica, podendo-se observar que diminuem em direção aos granitoides ricos em sílica. No entanto, os teores de K_2O e Al_2O_3 não apresentam dados consistentes que possam gerar interpretações satisfatórias,

pois não formam *trends* acentuados. Um dado importante está presente nos metagranitos pois os teores de MgO, TiO₂, FeOt e P₂O₅ não apresentam variação embora a SiO₂ varie.

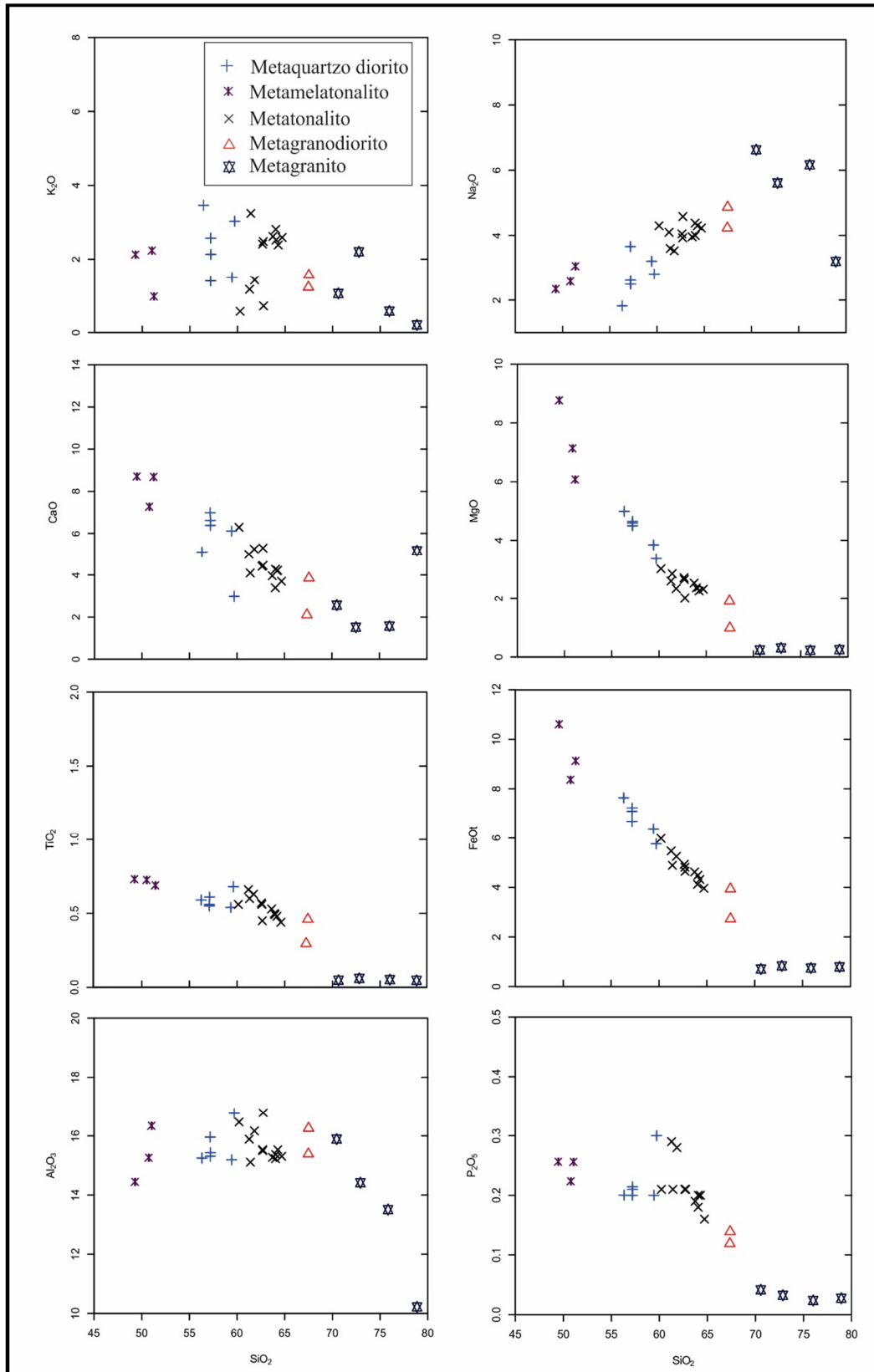


Figura 6.1-Diagramas de Harker para os elementos maiores (% em peso) para as rochas pertencentes a Suíte Intrusiva Rosário.

Os teores dos elementos-traço das rochas da Suíte Rosário variam sistematicamente acompanhando os tipos petrográficos e podem auxiliar na compreensão dos processos envolvidos nesta evolução. Os diagramas de variação SiO_2 versus elementos-traço (Fig. 6.2) mostram que o Rb e Ba apresentam comportamento de elementos compatíveis, pois seus teores diminuem em relação ao aumento de sílica semelhante ao que aconteceu com o K_2O , com exceção de uma amostra de metagranito que apresenta um teor bem mais elevado que os demais (Ba=2984ppm), essa diminuição sempre em direção aos granitoides mais evoluídos. Com relação ao Sr apesar de apresentar valores superiores ao Rb, seu comportamento também é inversamente proporcional ao aumento de sílica, com alguns valores elevados nos tonalitos, com direção de decréscimo das rochas menos evoluídas para as mais evoluídas. Os elementos Ga e Y apresentam um leve *trend* semelhante, em que teores moderados diminuem com o aumento de sílica, indo do metamelatonalito até o metagranito mais evoluído. Os teores de Nb não chegam a formar um *trend* contínuo, porém pode-se notar a diminuição de teor em relação ao aumento de sílica.

Em diagramas geoquímicos discriminantes, como pode ser observado no diagrama de classificação $\text{R}_1\text{-R}_2$ (De la Roche *et al.*, 1980) as rochas plotam nos campos referentes a gabro, gabro diorito, diorito, tonalito, granodiorito e granito (Fig. 6.3A). No entanto, as amostras que plotam no campo de gabro e gabro/diorito petrograficamente representam metamelatonalitos e as do campo diorítico são rochas metaquartzo dioríticas seguindo a classificação petrografia. O mesmo ocorre no diagrama de classificação TAS (Fig. 6.3 B), onde as granitoides ratificam o diagrama anterior, demonstrando assim a evolução presente na Suíte Rosário, indo de metamelatonalitos e metagranitos.

Com relação ao índice de Shand de saturação em alumina (A/NK versus A/CNK) os dados plotados situam-se no campo metaluminoso (Fig. 6.4) compatíveis com os dados petrográficos, já que são granitoides ricos em hornblenda pobres em biotita. No diagrama AFM o conjunto de granitoides define *trend* característico da série cálcico-alcálica (Fig. 6.5).

Os diagramas de multielementos normalizados ao manto primitivo de Thompson (1982) (Fig. 6.6), mostram que os granitoides da Suíte Intrusiva Rosário são enriquecidos em LILE (elementos litófilos de grande raio iônico) em relação aos ETR (elementos terras raras) leves e HFSE (elementos de elevado potencial iônico). Analisando os litotipos separadamente podemos observar que o padrão dos metaquartzo dioritos (Fig. 6.6 B) e metagranodioritos (Fig.6.6 D) são semelhantes, pois apresentam anomalias positivas de Ba e anomalias negativas de Th com padrões fracionados. Os metamelatonalitos (Fig.6.6 A) são semelhantes com o padrão dos

metatonalitos (Fig. 6.6 C), pois apresentam acentuadas anomalias negativas de Th e Nb com padrões fracionados. Os metagranitos (Fig. 6.6 E) também apresentam padrão sub-horizontal, no entanto mais acentuado, no qual podemos observar que o empobrecimento de HFSE foi mais intenso nessas rochas.

Com relação aos elementos terras raras (ETR) os dados analíticos normalizados pelo condrito de Boynton (1984) as amostras se separaram em três grupos, em que os metaquartzo dioritos, metamelatonalitos e metatonalitos apresentam padrões de ETR muito semelhantes, destoando apenas as amostras de metagranitos e metagranodioritos com padrão oblíquo. No geral apresentam enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP com leve fracionamento desses últimos, proporcionando um padrão sub-horizontal (Fig. 6.7). No entanto as amostras de metagranito (94-MA-05-F, 94-MA-05-A, 94-02-E e 94-MA-05-C) e metagranodiorito (2013/SR-07 e 2013/SR-08), apresentam um alto fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL. Os granitoides apresentam razão $[(La/Yb)_N = 3-25]$, indicando um acentuado fracionamento dos ETR, além de incipientes à leves anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,82-3,1$) confirmando sua afinidade cálcio-alcálica (Figura 6.7).

Analisando o diagrama de tipologia de granitoide $Zr+Nb+Ce+Y$ versus $FeOt/MgO$ de Whalen *et al.* (1987) os granitoides estudados situam-se integralmente no campo SMI (Fig. 6.8), o que permite classificá-los como granitos do tipo-I, o que é compatível com a petrografia dessas rochas.

No diagrama de classificação de ambiente tectônico $Y+Nb$ versus Rb de Pearce *et al.* (1984) nota-se que os granitoides estudados plotam no campo correspondentes aos granitoides de arco magmático (Fig. 6.9 A).

Além disso, no diagrama Zr versus $(Nb/Zr)_N$ de Thiéblemont & Téguy (1994) as rochas situam-se no campo de granito de ambiente de subducção de afinidade cálcico-alcálica (Fig. 6.9 B). No diagrama indicativo de maturidade de arco magmático continental, as amostras comparáveis aos granitos de Arco Continental Normal, similar aos batólitos do Peru e Sierra Nevada de acordo com o diagrama $\log[CaO/(Na_2O+K_2O)]$ versus SiO_2 , de Brown *et al.* (1984), (Fig. 6.9 C).

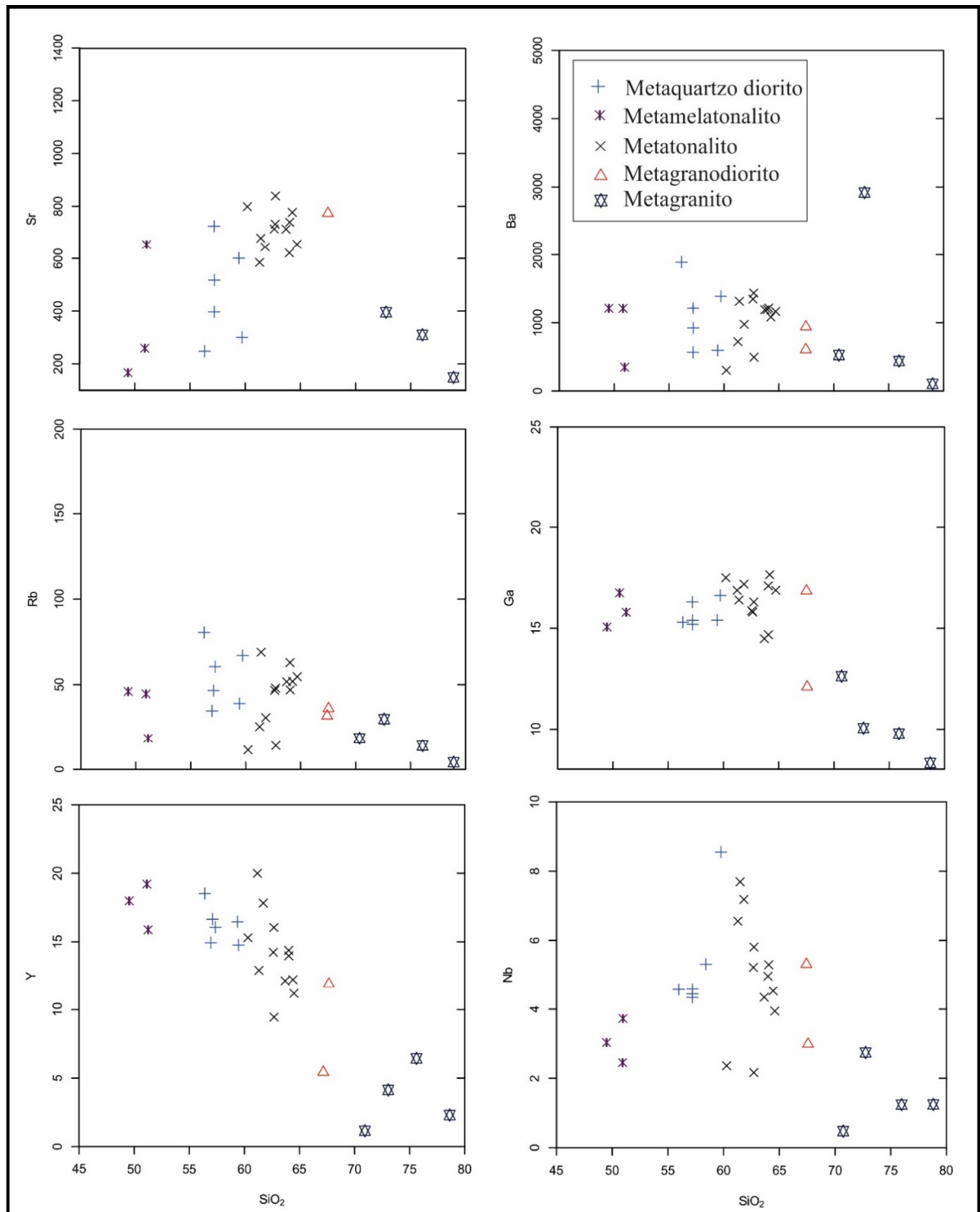


Figura 6.2 - Diagramas de Harker os elementos traços (em ppm) dos granitoides da Suíte Intrusiva Rosário.

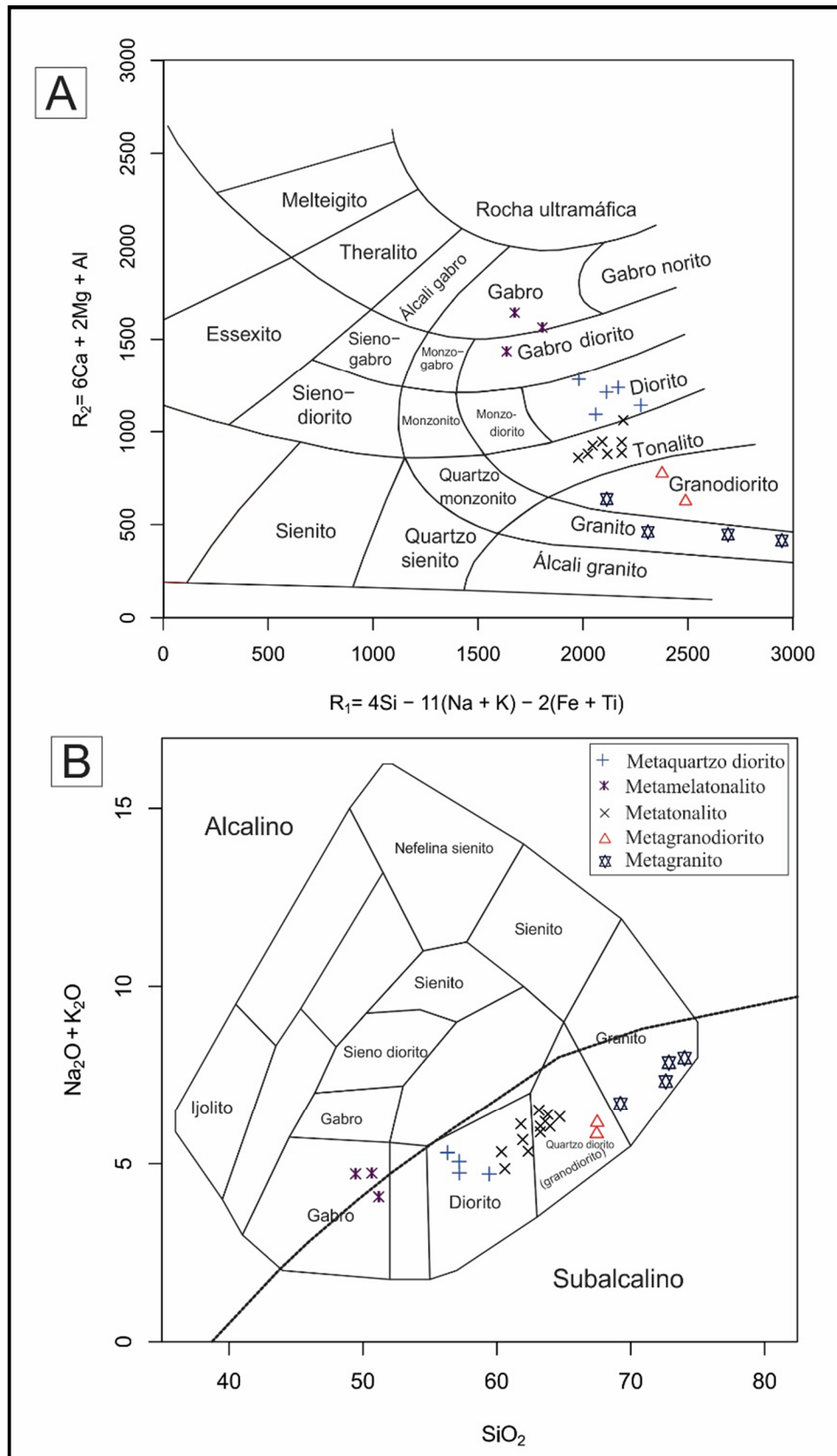


Figura 6.3- Representação gráfica das análises geoquímicas dos granitoides da Suíte Intrusiva Rosário: A) temos o Diagrama de classificação R_1 - R_2 de De la Roche *et al.* (1980) e em B) o Diagrama de classificação TAS Cox *et al.* (1979).

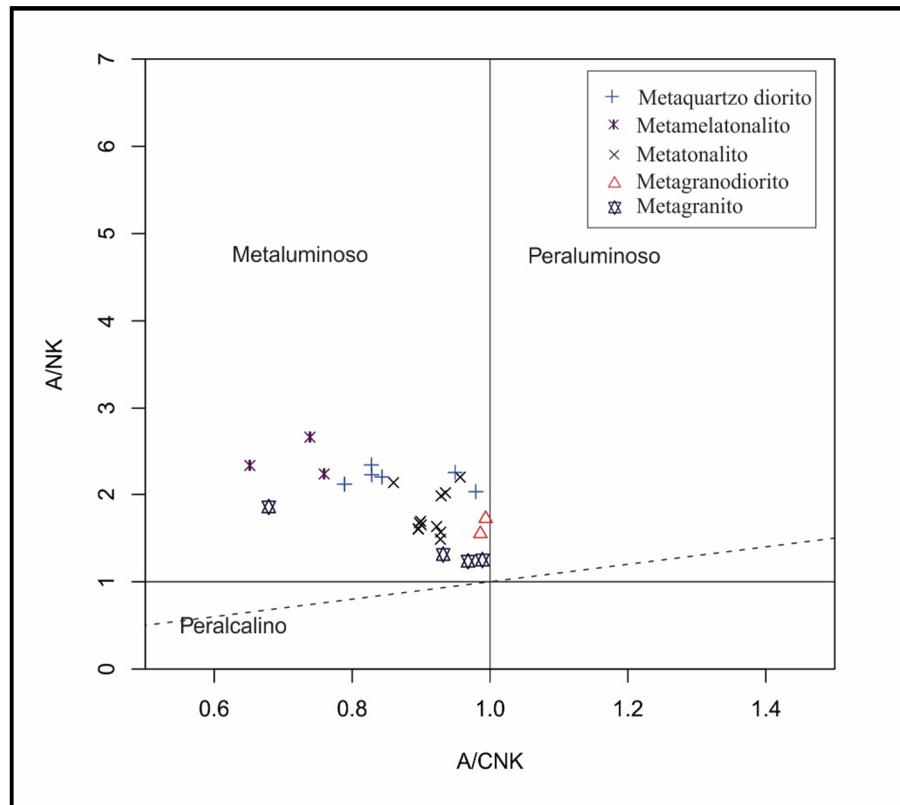


Figura 6.4 - Representação gráfica das análises geoquímicas realizadas para os granitoides da Suíte Intrusiva Rosário. Diagrama de classificação de índice de Shand de saturação em alumina (Shand 1950).

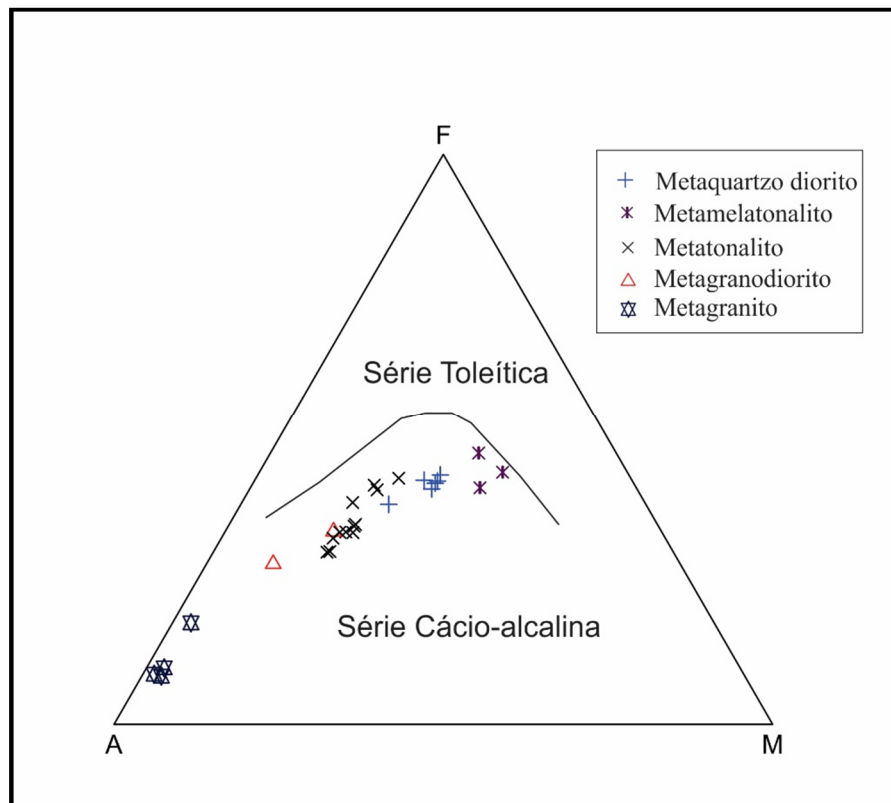


Figura 6.5 - Representação gráfica das análises geoquímicas realizadas para os granitoides da Suíte Intrusiva Rosário. Diagrama classificação de série magmática AFM Irvine & Baragar (1971).

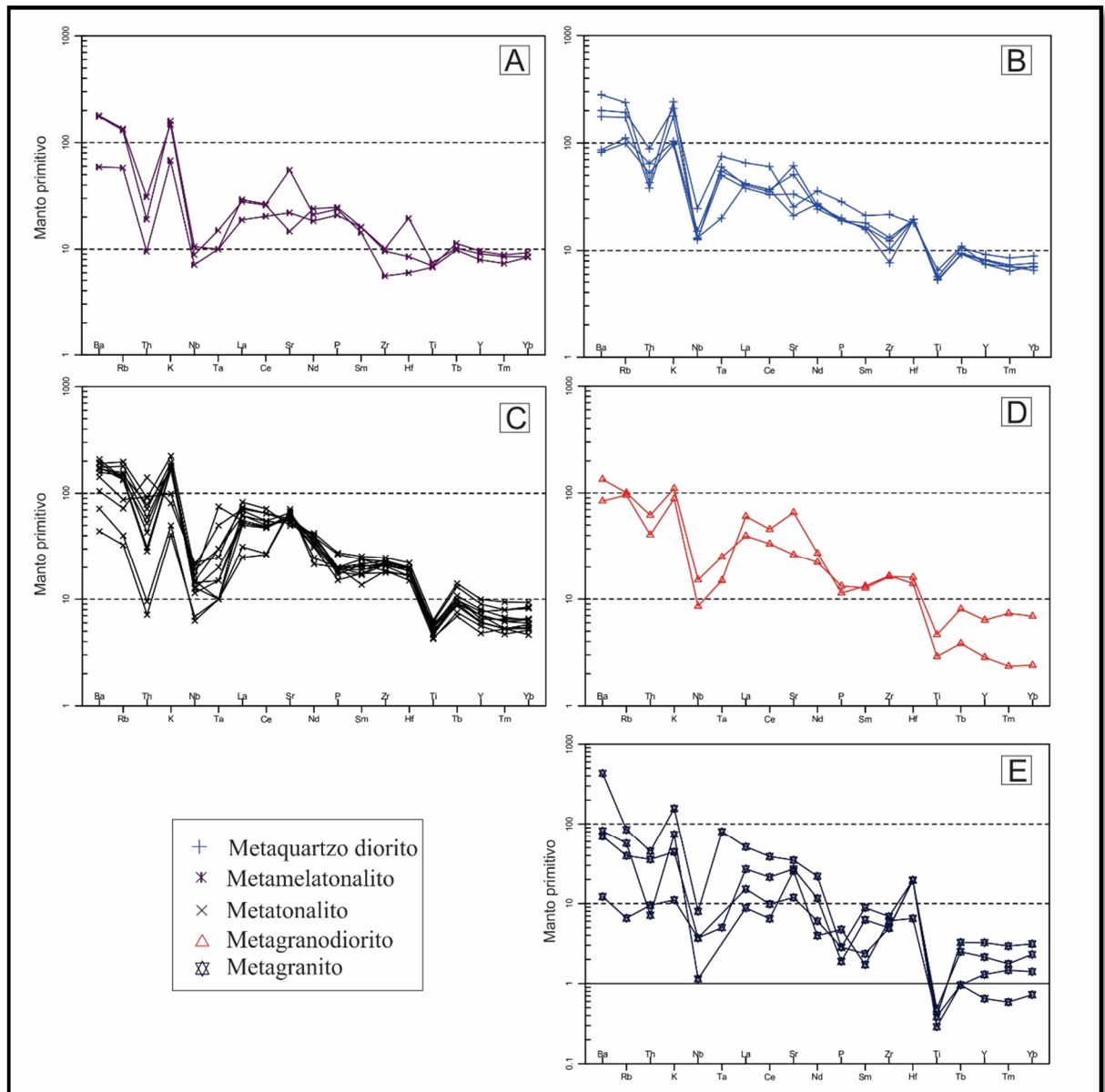


Figura 6.6- Diagramas de multielementos (normalizados a partir do manto primitivo de Tompson (1982)), para as rochas da Suíte Intrusiva Rosário. Em A) diagrama de multielementos para o litotipo metamelatonalito, em B) diagrama de multielementos para o litotipo metaquartzo diorito, em C) diagrama de multielementos para o litotipo metatonalito, em D) diagrama de multielementos para o litotipo metagranodiorito e em E) diagrama de multielementos para o litotipo metagranito.

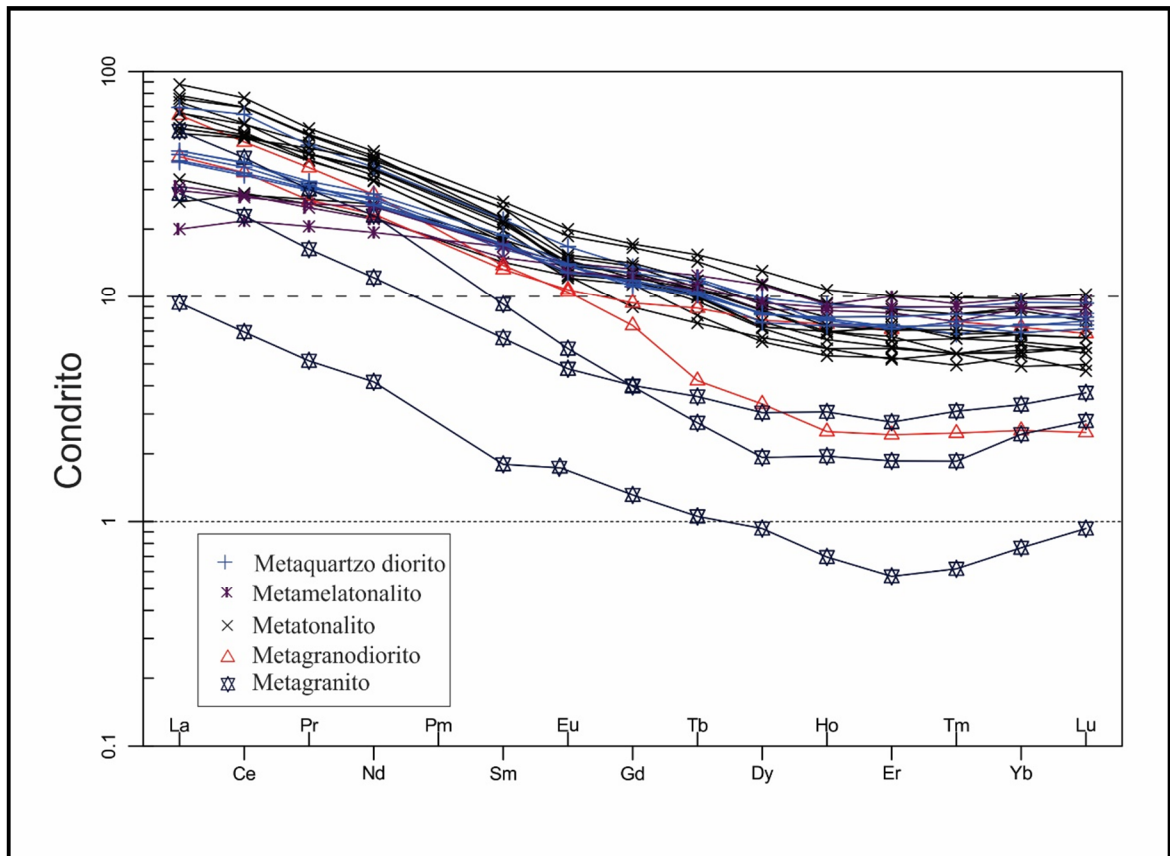


Figura 6.7 - Média dos padrões de distribuição dos ETR (normalizado por Boynton (1984)) para as amostras representativas da Suíte Intrusiva Rosário.

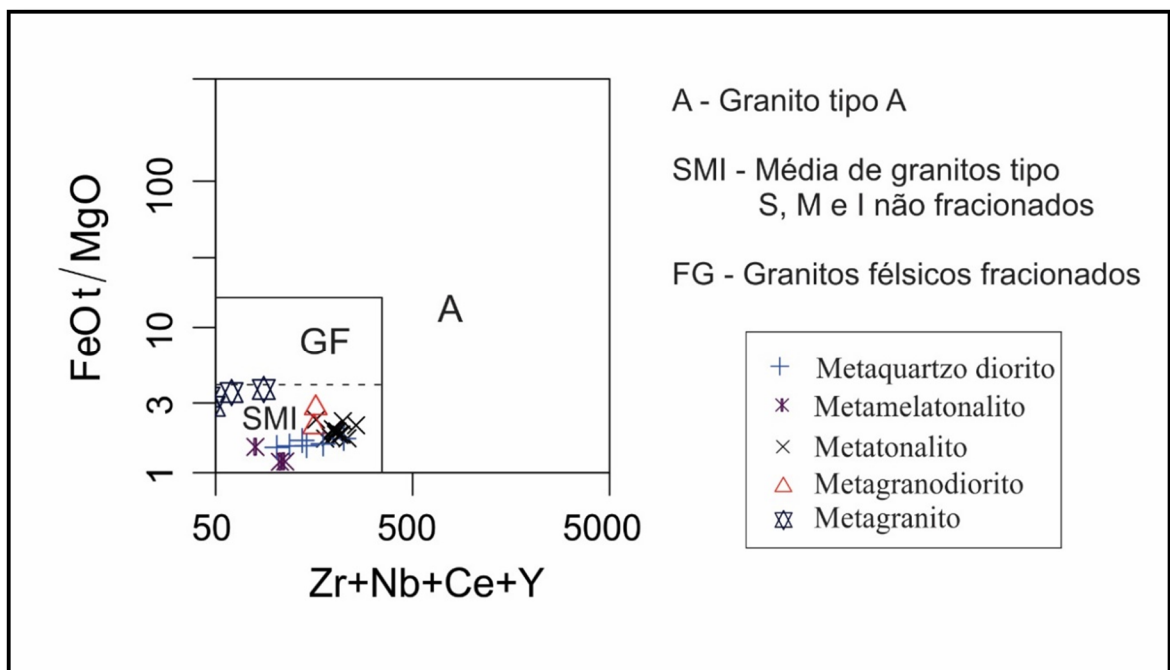


Figura 6.8 - Diagrama geoquímico de tipologia de granitoide: $Zr+Nb+Ce+Y$ versus $FeOt/MgO$, Whalen *et al.* (1987).

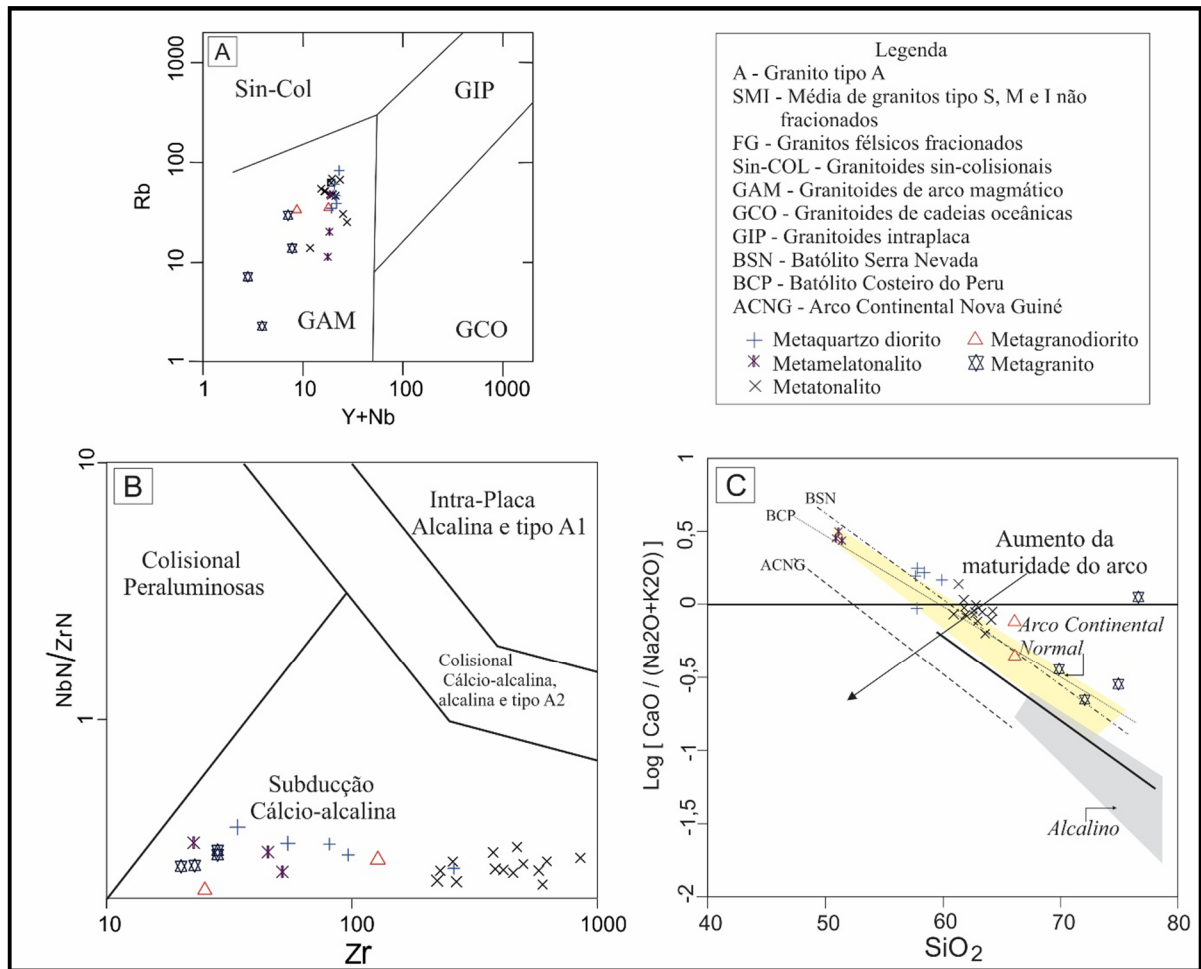


Figura 6.9 - Diagramas geoquímicos discriminantes de ambientes tectônicos: A) Y+Nb versus Rb, Pearce *et al.* (1984), B) Zr versus (Nb/Zr)_N (Thiéblemont & Téguy, 1994 - normalizado por McDonough *et al.* (1992)) e C) log[CaO/(Na₂O+K₂O)] versus SiO₂, de Brown *et al.* (1984).

Discussão dos resultados

A partir dos dados analíticos geoquímicos e diagramas construídos foi constatado com clara compatibilidade entre as classificações petrográficas e geoquímicas de rochas da Suíte Intrusiva Rosário caracterizando melatonalitos, quartzo dioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos. Eles classificados como granitoides do tipo I, metaluminosos, com assinatura cálcico-alcalina, interpretados como de ambiente de arco magmático continental relacionado a zona de subducção.

Em termos mais específicos, o Rb apresenta comportamento esperado como elemento compatível, cujos teores diminuem em relação ao aumento de sílica. Uma das explicações seria pelo fracionamento do anfibólio, levando ao empobrecimento do líquido magmático em Rb. Em contrapartida, o Ba se mostra relativamente compatível nos melatonalitos, quartzo dioritos e tonalitos, com uma leve diminuição de seus teores com o aumento da sílica, e apresenta um

comportamento incompatível nos granodioritos e granitos, pois demonstra um crescimento de teor com aumento da sílica. Essa correlação indica que o Sr deve ter se concentrado preferencialmente, no plagioclásio (oligoclásio) e, subordinadamente, no feldspato potássico, e o fracionamento desses minerais teria levado ao empobrecimento em Sr no líquido magmático. Por outro lado, o Ba é um elemento comum no feldspato potássico e nas micas, mas teores significativos podem ocorrer em plagioclásios intermediários (Wedepohl 1970). O Zr demonstra uma correlação negativa nos granodioritos e granitos, o que provavelmente estaria ligada ao fracionamento do zircão. Y e Nb demonstram um padrão de elementos compatíveis, pois a *trend* decresce em comparação a sílica, confirmando o empobrecimento desses elementos no líquido magmático.

Com relação aos elementos terras raras, a razão $[(La/Yb)_N = 3-25]$ é alta, indicando um fracionamento acentuado dos ETR. Analisando o gráfico é notável que as rochas mais primitivas apresentam conteúdo de ETR elevados em relação as mais evoluídas, devido a maior abundância desses elementos no magma menos evoluído, considerando que na evolução da cristalização do magma os valores de ETR diminuem.

Pode-se perceber incipientes anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,82-1,1$), o que é um comportamento condizente com granitos da série cálcico-alcálica, confirmando a afinidade geoquímica caracterizada para essas rochas. A pequena variação observada nas anomalias negativas de Eu, sugere que os diferentes tipos composicionais desses granitoides derivam, provavelmente, de um mesmo magma podendo considerar os diferentes plútons como cogenéticos.

Comparando-se geoquimicamente as rochas da Suíte Rosário com os demais granitoides pertencentes ao Fragmento Cratônico São Luís, no caso, a Suíte Intrusiva Tromai (Klein & Lopes 2011), ambas são compostas por granitoides metaluminosos, com assinatura cálcico-alcálica. Em termos de classificação há uma variação petrográfica/composicional contínua desde quartzo diorito, melatonalitos, tonalitos, granodiorito e granito. Isto pode ser melhor observado nos diagramas de classificação R1-R2 e no diagrama TAS (Fig. 6.10 A, B). Com relação aos elementos traços, ambas as suítes apresentam uma assinatura no diagrama de multielementos semelhante, onde destacam-se anomalias significativas de Nb e Ti (Fig. 6.11), correlatas com o fracionamento de óxidos de Fe-Ti. No diagrama de ETR o padrão desenhado também é similar, com pequenas anomalias de Eu (Fig. 6.12), que caracterizam granitoides de afinidade cálcico-alcálica.

Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, as rochas das duas suítes (Rosário e Tromaí) situam-se nos mesmos campos caracterizando granitoides do Tipo-I (Fig. 6.13A), o que permite compreender o ambiente dominante como sendo de arco magmático (Fig. 6.13B) e relacionado a zonas de subducção cálcico-alcálica (Fig. 6.13C).

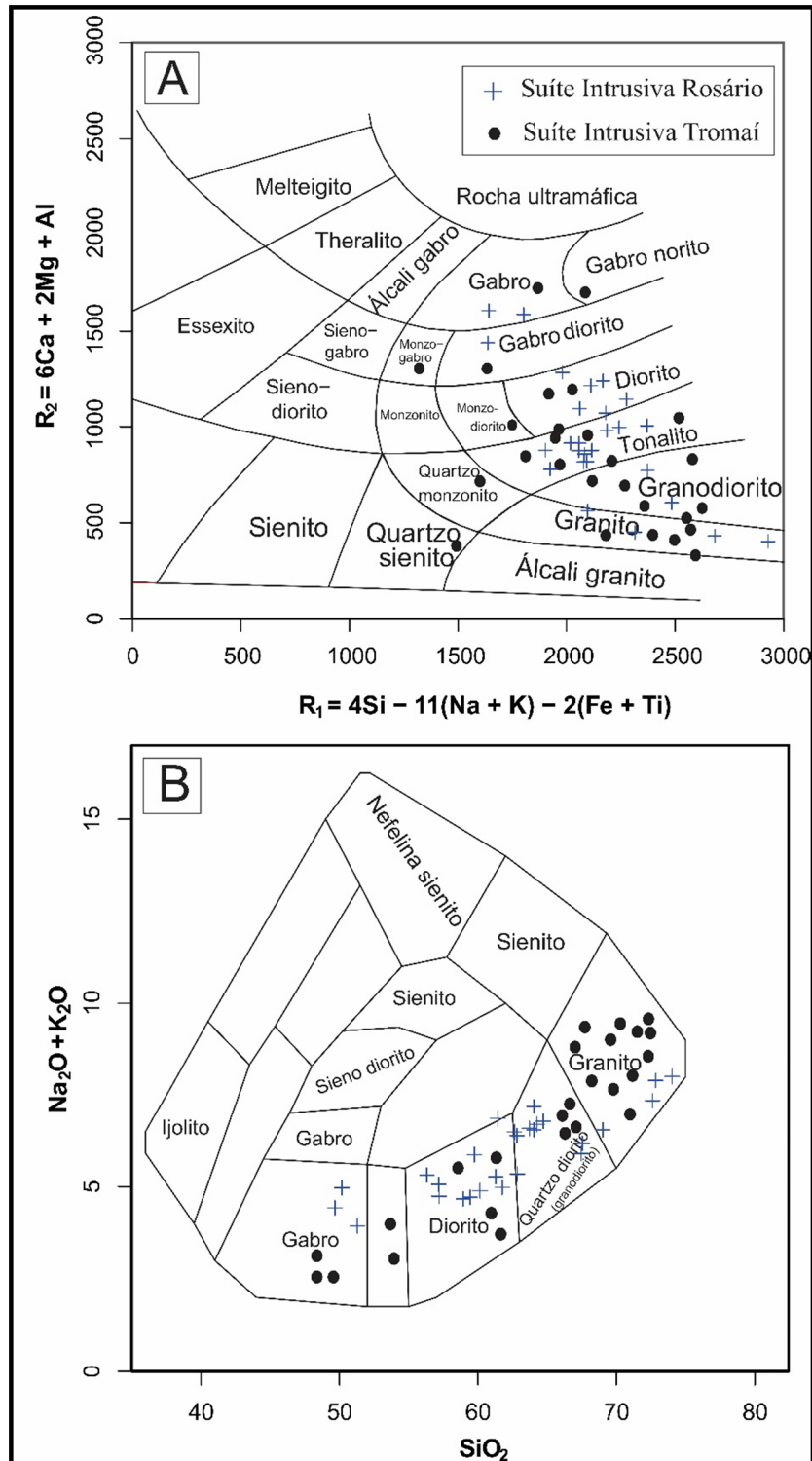


Figura 6.10 - Comparação da Suíte Intrusiva Rosário com a Suíte Intrusiva Tromaí (Klein & Lopes, 2011) em relação a classificação, ambas pertencentes ao Fragmento Cratônico São Luís: A) Diagrama de classificação R1-R2 de De la Roche *et al.* (1989); e B) Diagrama de classificação TAS de Cox *et al.* (1979).

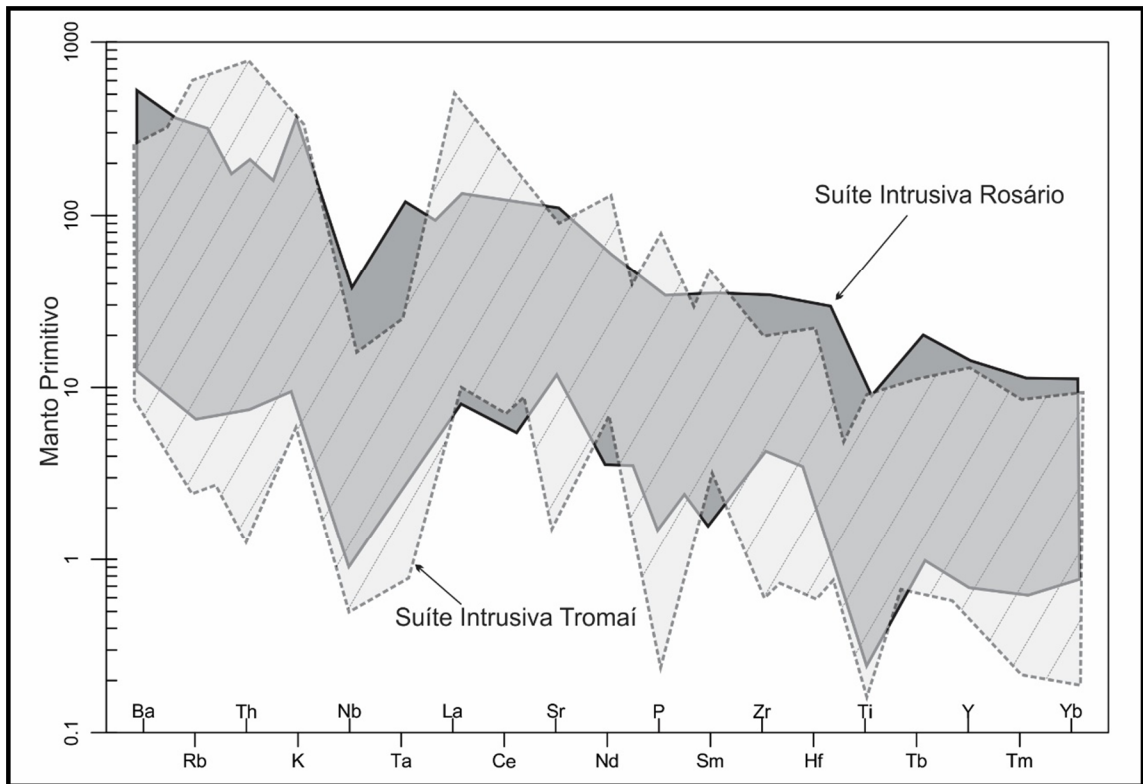


Figura 6.11 - Diagrama de multielementos de comparação dos granitoides das suítes Rosário e Tromai, com dados de Klein & Lopes (2011), utilizando, normalizado pelo manto primitivo de Thompson (1982).

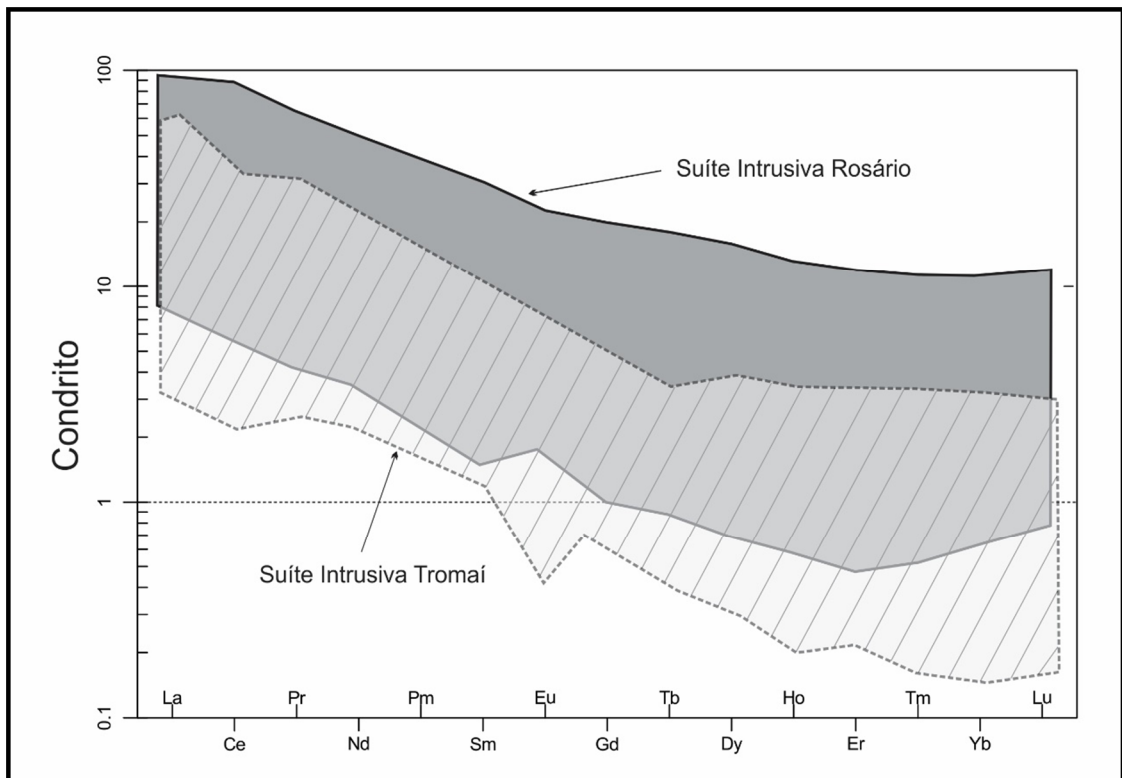


Figura 6.12 - Comparação da Suíte Intrusiva Rosário com a Suíte Intrusiva Tromai (Klein & Lopes 2011), utilizando o diagrama de elementos terras raras, normalizado pelo condrito de Boynton (1984).

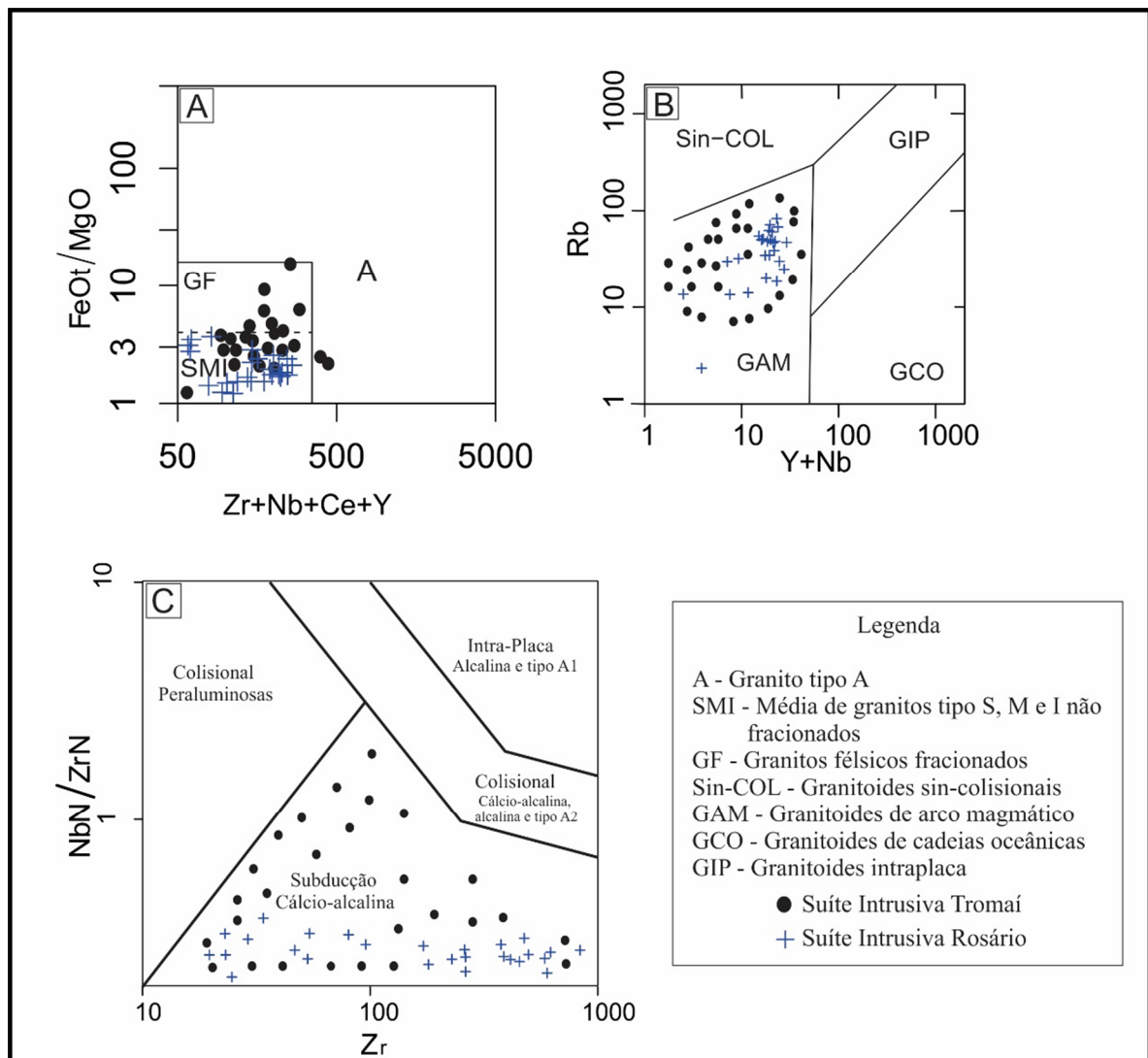


Figura 6.13 - Comparação da Suíte Intrusiva Rosário com a Suíte Intrusiva Tromai (Klein & Lopes, 2011): A) Diagrama discriminante de ambiente geotectônico Zr + Nb + Ce + Y versus FeOt/MgO de Whalen (1987); B) Diagrama discriminante de ambiente geotectônico de Pearce *et al.* (1984); e C) Zr versus (Nb/Zr)_N (Thieblemont & Tegyey, 1994 - normalizado por McDonough *et al.* (1992).

7 GEOCROLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

7.1 ANÁLISES U-Pb EM ZIRCÃO

Análises geocronológicas da Suíte Intrusiva Rosário foram realizadas por Gorayeb *et al.* (1999) em cinco amostras utilizando o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão. A metodologia utilizada envolveu a técnica de filamento simples de rênio, e as análises foram realizadas no Espectrômetro de Massa VG 54E, do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), e os resultados desta metodologia normalmente apresentam erros analíticos grandes. As idades obtidas nesses granitoides apresentaram uma grande variação de 2.050 a 2.174.

Em virtude de uma melhor precisão para o posicionamento geocronológico do plutonismo que edificou a Suíte Rosário, foram realizadas análises U-Pb em de zircão pelo método *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS)*, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). Das amostras tratadas cinco apresentaram uma seleção de cristais de zircão satisfatórias para a datação.

O processo de preparação das amostras, desde a trituração até a separação dos cristais de zircão foi realizado no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA) e no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso) do IG/UFPA onde foram selecionados em torno de 100 cristais de zircão para a cada amostra analisada. A confecção dos moldes em resina, nas quais os cristais de zircão são afixados e polidos, foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LabMEV) do IG/Universidade Federal do Pará.

A captura de imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão em MEV, para escolha dos pontos analíticos em cada cristal foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade de Brasília (UnB).

Os cristais de zircão selecionados para as análises geocronológicas foram caracterizados a partir de sua morfologia, forma geométrica, limpidez e ausência de inclusões e metamitização. Em geral os cristais de zircão são transparentes ou translúcidos, com brilho adamantino, formas prismáticas hexagonais, alongados, e com relação comprimento-largura 3/x/1. Alguns cristais apresentam microfraturas e outros inclusões escuras. A Figura 7.1 apresenta os grupos de cristais de zircão de cada amostra submetidas à análise.

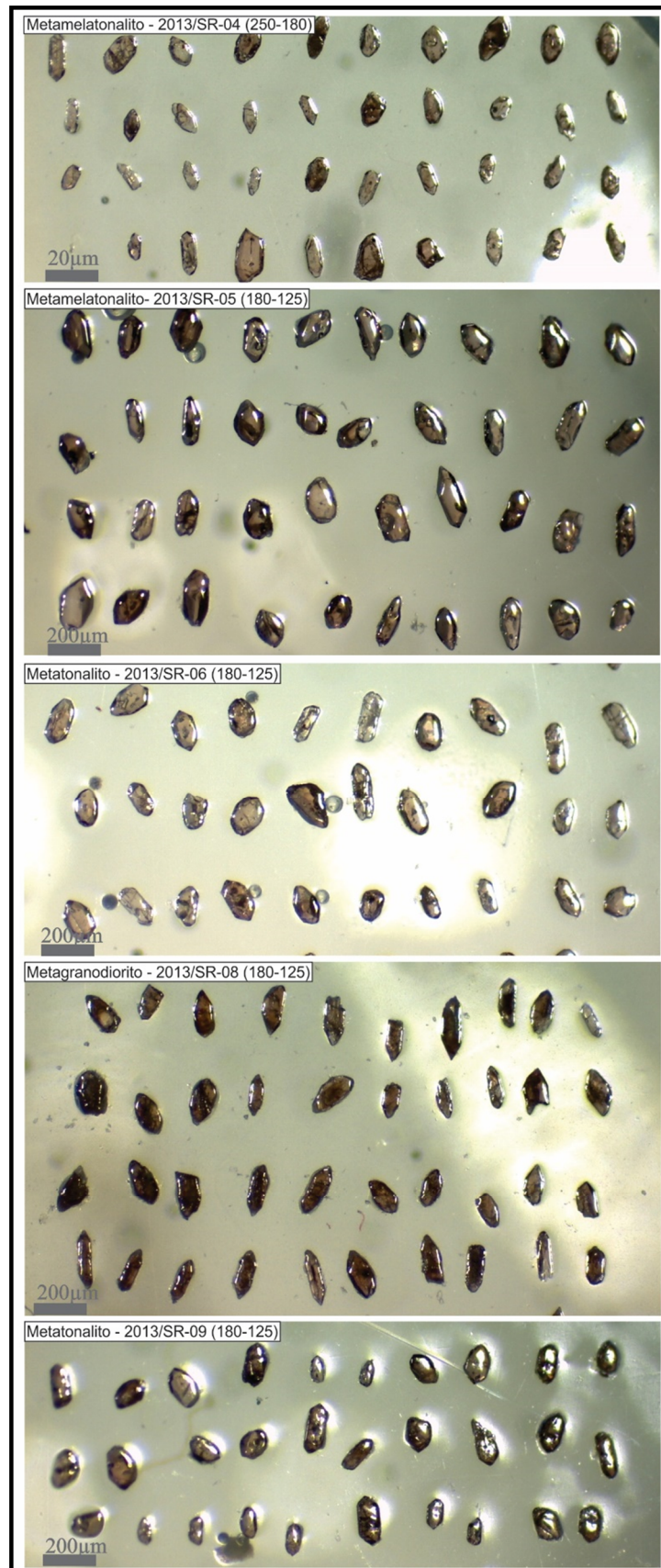


Figura 7.1 – Imagens dos cristais de zircão em moldes de resina em lupa binocular das cinco amostras analisadas geocronologicamente da Suíte Intrusiva Rosário. Os números entre parenteses indicam a fração granulométrica em mm.

7.1.1 Resultados

As imagens de catodoluminescência identificaram em sua maioria, cristais euedrais com faces bem definidas, apresentando zoneamento magmático evidente, principalmente na amostra 2013/SR-04 (250-180) (metamelatonalito). Na Figura 7.2 estão relacionadas as imagens de MEV dos cristais utilizados para a obtenção da idade de cristalização e os resultados analíticos pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão estão dispostos nas tabelas 7.1 a 7.5. Todos os cristais apresentam razões Th/U compatíveis com o intervalo que é definido para zircões de origem magmático ($\text{Th/U} > 0,1$).

Na amostra 2013/SR-04 (fração granulométrica 250-180) de metamelatonalito, foram analisados 35 cristais de zircão, com resultados aproveitados de 28 cristais, dos quais 23 foram utilizadas para o cálculo da idade discórdia que forneceu intercepto em **2170,6±4 Ma** (MSWD = 0,90), representando a idade de cristalização. Os cinco cristais restantes definiram uma idade concórdia de **2169,1±3.5 Ma** (MSWD = 1,17) sendo que, as duas idades se superpõem nos limites dos erros analíticos e ambas representam a idade de cristalização deste tonalito (Fig. 7.3 A).

Para a amostra 2013/SR-05 (fração granulométrica 180-125) de metamelatonalito, foram analisados 30 cristais de zircão, com aproveitamento de dados analíticos de apenas 21 cristais. A idade discórdia definiu intercepto em **2173,8±7,7 Ma** (MSWD = 0,40), considerando esta idade para a amostra. Dentre esses 21 cristais, oito definem uma idade concórdia de **2170,4±3,7 Ma** (MSWD = 1,4), ocorrendo uma superposição de ambas as idades, representando assim a idade de cristalização do tonalito (Fig. 7.3 B).

As análises executadas na amostra 2013/SR-06 (fração granulométrica 180-125) de metatonalito, os pontos analíticos de dez cristais de zircão se alinharam em uma discórdia (MSWD = 0,51) que intercepta a concórdia em **2145±13 Ma**, assumindo assim a idade de cristalização deste tonalito (Fig.7.3 C).

Para a amostra 2013/SR-08 (fração granulométrica 180-125) de metagranodiorito, foram analisados dezoito cristais de zircão, alinhando em uma discórdia (MSWD = 1,5) cujo intercepto superior definiu idade de **2178,6±7,4 Ma**, sendo interpretado com a idade de cristalização do granodiorito (Fig. 7.3 D).

E por fim, na amostra 2013/SR-09 (fração granulométrica 180-125) de metatonalito foram analisados 18 cristais de zircão, cujo intercepto superior definiu idade de **2158,2±7,8 Ma** alinhados em uma discórdia (MSWD = 0,64), assumindo assim a idade de cristalização encontrada para este tonalito (Fig. 7.3 E).

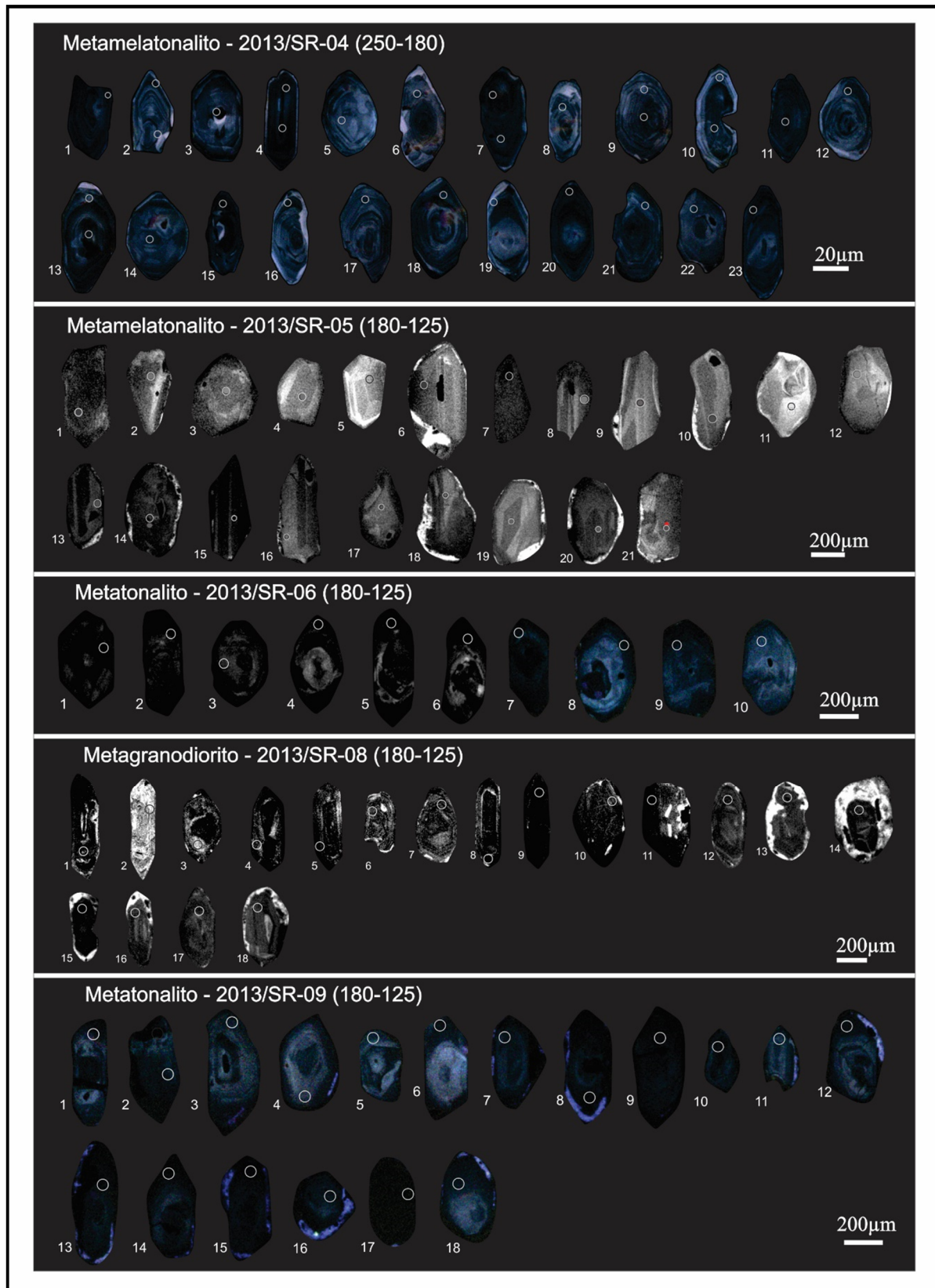


Figura 7.2 – Imagens por catodoluminescência de cristais de zircão de granitoides da Suíte Intrusiva Rosário, utilizados para análise isotópica U-Pb. Os círculos indicam os pontos analíticos foram escolhidos aleatoriamente pelos técnicos do Laboratório de Geologia Isotópica da UnB, devido a uma falta de comunicação.

Tabela 7-1- Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais de zircão da amostra (2013/SR-04 (fração granulométrica 250-180)) do metamelatonalito da Suíte Rosário, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erro (%) 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erro (%) 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erro (%) 1σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Ma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Ma	Conc. %
Z1N	0,28	187240	0,1359	0,31	7,0912	1,01	0,3784	0,97	0,95	2126	5,6035	2123	9,0238	2069	17,0814	97,33
Z1B	0,28	133857	0,1351	0,39	6,8450	0,95	0,3674	0,86	0,90	2116	7,0252	2092	8,3851	2017	14,9409	95,34
Z2N	0,38	102173	0,1357	0,59	7,2218	1,21	0,3859	1,06	0,87	2124	10,5850	2139	10,8020	2104	19,0111	99,05
Z3	0,28	147718	0,1364	0,40	7,2983	0,77	0,3881	0,66	0,83	2132	7,2215	2149	6,9113	2114	11,9308	99,18
Z4	0,19	82987	0,1340	0,85	7,3005	1,34	0,3951	1,03	0,76	2101	15,3481	2149	11,9444	2147	18,8619	102,17
Z5	0,29	217038	0,1352	0,75	6,9971	1,12	0,3754	0,83	0,72	2116	13,5714	2111	9,9667	2055	14,6412	97,09
Z8*	0,20	242645	0,1339	1,11	8,4450	1,99	0,4573	1,65	0,83	2100	19,9887	2280	18,0390	2427	33,3868	115,58
Z9	0,27	124222	0,1349	0,36	6,9673	0,74	0,3747	0,64	0,85	2112	6,4455	2107	6,5356	2051	11,3077	97,11
Z10N	0,46	159591	0,1353	0,39	7,0256	0,77	0,3767	0,66	0,83	2118	7,0434	2115	6,8339	2061	11,6815	97,32
Z10B	0,21	187829	0,1345	0,35	6,4489	1,03	0,3477	0,96	0,93	2108	6,4078	2039	9,0154	1924	16,0035	91,27
Z11	0,27	394913	0,1361	0,36	7,7457	1,02	0,4126	0,95	0,93	2129	6,4898	2202	9,1281	2227	17,8686	104,61
Z12	0,34	169266	0,1343	0,35	6,7574	0,73	0,3648	0,63	0,84	2105	6,3796	2080	6,4168	2005	10,9191	95,23
Z13N	0,29	244698	0,1353	0,43	7,3043	0,86	0,3916	0,74	0,84	2118	7,7293	2149	7,6563	2130	13,4683	100,59
Z14	0,34	110741	0,1348	0,44	7,1894	0,82	0,3867	0,69	0,81	2112	7,9879	2135	7,2731	2107	12,3216	99,78
Z16N	0,31	249846	0,1354	0,32	6,8165	0,79	0,3650	0,73	0,90	2120	5,7859	2088	7,0340	2006	12,5264	94,63
Z16B	0,17	170833	0,1353	0,44	7,0774	0,88	0,3793	0,76	0,85	2119	7,8478	2121	7,8045	2073	13,5014	97,84
Z17	0,31	273682	0,1360	0,37	6,9832	0,95	0,3724	0,88	0,91	2127	6,7314	2109	8,4664	2041	15,3396	95,94
Z18*	0,24	198533	0,1348	0,34	7,4900	0,96	0,4029	0,90	0,93	2112	6,1124	2172	8,6333	2182	16,7053	103,35
Z19	0,24	108518	0,1342	0,44	7,0705	0,87	0,3822	0,75	0,84	2103	7,9551	2120	7,7144	2087	13,3168	99,21
Z20N	0,17	197610	0,1358	0,44	7,1680	0,81	0,3830	0,68	0,81	2124	7,9691	2133	7,2476	2090	12,1861	98,41
Z21	0,35	272903	0,1351	0,30	7,1593	0,69	0,3843	0,62	0,87	2116	5,4304	2131	6,1662	2096	11,1532	99,10
Z22*	0,30	128622	0,1351	0,50	7,4556	0,94	0,4002	0,80	0,83	2116	9,0168	2168	8,4312	2170	14,7058	102,58
Z23	0,35	171937	0,1354	0,35	7,6849	0,94	0,4117	0,87	0,92	2119	6,3799	2195	8,4212	2223	16,3163	104,88
Z24*	0,29	292278	0,1352	0,38	7,4968	0,85	0,4021	0,76	0,88	2117	6,8909	2173	7,5985	2179	13,9998	102,92
Z25*	0,29	142498	0,1352	0,44	7,4678	1,08	0,4006	0,98	0,91	2117	7,9066	2169	9,6297	2172	18,1063	102,61
Z26	0,58	400473	0,1361	0,33	7,2180	0,85	0,3846	0,78	0,91	2128	6,0154	2139	7,5742	2098	13,9827	98,56
Z28	0,28	72995	0,1352	0,72	6,9369	1,23	0,3721	1,00	0,80	2117	13,0321	2103	10,9409	2039	17,4640	96,35
Z29	0,35	153278	0,1349	0,54	7,0072	1,03	0,3766	0,88	0,84	2113	9,7522	2112	9,1852	2060	15,5397	97,49

N= núcleo; B = borda; * = dados usados para o cálculo da idade concórdia.

Tabela 7-2- Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais de zircão da amostra (2013/SR-05 (fração granulométrica 180-125)) do metamelatonalito da Suíte Rosário, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (%) 1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (%) 1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (%) 1 σ	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Ma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Ma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Ma	Conc. %
Z1	0,55	169468	0,1349	0,48	7,2304	0,91	0,3888	0,77	0,83	2112	8,6540	2140	8,0924	2117	13,89855	100,24
Z2	0,50	127559	0,1352	0,55	7,3588	0,99	0,3948	0,82	0,81	2116	9,9354	2156	8,8275	2145	14,95549	101,35
Z3	0,44	150695	0,1344	0,54	7,1686	0,88	0,3869	0,70	0,76	2106	9,6824	2133	7,8360	2108	12,53428	100,11
Z5C	0,55	75615	0,1363	0,66	7,4541	1,17	0,3967	0,96	0,81	2131	11,9515	2167	10,4444	2154	17,56643	101,08
Z6*	0,46	156275	0,1356	0,62	7,4124	1,17	0,3964	0,99	0,83	2122	11,2073	2162	10,4742	2153	18,15433	101,45
Z7*	0,33	175835	0,1363	0,46	7,4993	0,82	0,3992	0,68	0,80	2130	8,2405	2173	7,3363	2165	12,48899	101,64
Z8	0,34	282107	0,1354	0,32	7,2022	0,85	0,3857	0,78	0,91	2120	5,8415	2137	7,5419	2103	14,0197	99,19
Z9	0,41	93384	0,1361	0,45	7,2755	1,36	0,3877	1,29	0,94	2128	8,0170	2146	12,1809	2112	23,23243	99,25
Z10	0,36	78467	0,1361	0,62	7,0334	1,27	0,3749	1,11	0,87	2128	11,0965	2116	11,2877	2052	19,51587	96,45
Z12	0,34	55464	0,1365	1,23	6,8771	1,77	0,3653	1,28	0,71	2134	22,1202	2096	15,7057	2007	22,01279	94,05
Z13*	0,49	135642	0,1355	0,65	7,4281	0,98	0,3975	0,73	0,71	2121	11,7701	2164	8,7707	2158	13,40296	101,73
Z14	0,42	101020	0,1348	0,66	7,2216	1,11	0,3884	0,90	0,79	2112	11,9218	2139	9,9266	2116	16,15486	100,18
Z15*	0,49	138726	0,1356	0,50	7,5212	0,89	0,4022	0,74	0,80	2122	9,0046	2176	8,0045	2179	13,69026	102,69
Z16*	0,54	146190	0,1363	0,71	7,5169	1,08	0,4001	0,82	0,73	2130	12,8173	2175	9,7136	2170	15,06081	101,85
Z17*	0,37	145265	0,1349	0,69	7,4551	1,25	0,4007	1,05	0,82	2113	12,3694	2168	11,1989	2172	19,296	102,80
Z18	0,41	112102	0,1346	0,93	7,8198	1,40	0,4214	1,05	0,73	2109	16,8414	2210	12,6376	2267	20,04597	107,49
Z19	0,34	80560	0,1358	0,55	7,6226	1,16	0,4071	1,03	0,87	2124	9,8320	2188	10,4311	2202	19,13642	103,63
Z20	0,37	62655	0,1378	0,83	7,3287	1,31	0,3856	1,01	0,76	2151	14,9337	2152	11,6967	2102	18,14551	97,75
Z21	0,54	99706	0,1356	0,61	7,0606	0,92	0,3775	0,69	0,72	2123	10,9439	2119	8,2077	2065	12,2772	97,27
Z22*	0,51	128923	0,1361	0,49	7,3208	0,90	0,3901	0,76	0,82	2128	8,8035	2151	8,0689	2123	13,74195	99,78
Z24	0,53	120941	0,1350	0,53	7,0860	0,85	0,3807	0,67	0,75	2114	9,4973	2122	7,5812	2079	11,90691	98,35

* = dados usados para o cálculo da idade concórdia.

Tabela 7-3 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais de zircão da amostra (2013/SR-06 (fração granulométrica 180-125)) do metatonalito da Suíte Rosário, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erro (%) 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erro (%) 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erro (%) 1σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Ma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Ma	Conc. %
Z5	0,51	100207	0,1357	0,64	6,9228	1,08	0,3699	0,87	0,79	2124	11,48534	2102	9,5911	2029	15,1996	95,54
Z7	0,30	103324	0,1351	0,70	6,6690	1,15	0,3581	0,90	0,77	2115	12,69744	2069	10,1151	1973	15,36249	93,29
Z11	0,45	85380	0,1364	0,67	6,8734	1,07	0,3654	0,83	0,75	2133	12,12582	2095	9,5078	2008	14,40174	94,15
Z13	0,61	62079	0,1348	0,79	7,0846	1,25	0,3811	0,97	0,76	2112	14,3384	2122	11,1494	2081	17,23485	98,55
Z14	0,32	105514	0,1354	0,51	7,0272	0,96	0,3763	0,81	0,83	2120	9,157409	2115	8,4986	2059	14,27727	97,13
Z16	0,58	257163	0,1342	0,46	7,0481	0,99	0,3809	0,88	0,87	2104	8,35483	2118	8,8307	2080	15,62463	98,88
Z17	0,31	94993	0,1348	0,56	7,0373	1,17	0,3786	1,02	0,87	2111	10,10895	2116	10,3746	2070	18,12488	98,04
Z18	0,35	101374	0,1338	0,59	7,0639	1,00	0,3828	0,81	0,79	2099	10,58586	2120	8,8907	2089	14,4533	99,53
Z28	0,38	64447	0,1365	1,10	6,8848	1,74	0,3659	1,34	0,76	2133	19,8795	2097	15,4187	2010	23,19962	94,22
Z27	0,57	104615	0,1354	0,53	7,0350	1,06	0,3767	0,91	0,85	2120	9,635374	2116	9,3991	2061	16,09213	97,23

Tabela 7-4 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais de zircão da amostra (2013/SR-08 (fração granulométrica 180-125)) do metagranodiorito da Suíte Rosário, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erro (%) 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erro (%) 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erro (%) 1σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Ma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Ma	Conc. %
Z01	0,33	2251	0,0956	0,60	2,0065	1,46	0,1522	1,33	0,92	1486	11,3616	1118	9,8153	914	11,277	61,49
Z03	0,34	35996	0,0988	0,87	1,3370	1,48	0,0981	1,20	0,80	1548	16,7639	862	8,5879	603	6,897	38,97
Z04	0,29	3103	0,1211	0,90	3,5619	1,93	0,2133	1,71	0,89	1922	16,0326	1541	15,1859	1246	19,323	64,86
Z05	0,20	137677	0,1322	1,02	5,4422	2,15	0,2987	1,89	0,88	2077	18,4200	1892	18,4112	1685	28,025	81,12
Z06	0,30	2964	0,1252	1,48	3,7662	2,37	0,2181	1,85	0,79	1981	26,1122	1586	18,8040	1272	21,268	64,20
Z07	0,22	377726	0,1354	0,58	6,9914	1,25	0,3744	1,11	0,88	2120	10,4496	2110	11,1409	2050	19,530	96,70
Z08	0,49	2297	0,1220	0,77	3,1154	1,63	0,1852	1,44	0,89	1935	13,6972	1436	12,4473	1095	14,455	56,62
Z10	0,28	192060	0,1354	0,73	7,5807	1,20	0,4059	0,96	0,78	2120	13,1392	2183	10,7939	2196	17,822	103,61
Z11	0,18	155905	0,1353	1,02	7,0200	1,35	0,3764	0,88	0,62	2117	18,4690	2114	11,9842	2060	15,464	97,26
Z12	0,24	255513	0,1360	0,57	7,6729	1,16	0,4091	1,01	0,86	2128	10,2844	2193	10,3947	2211	18,836	103,90
Z13	0,20	259487	0,1365	0,63	7,0964	1,01	0,3772	0,79	0,75	2133	11,2934	2124	8,9456	2063	13,866	96,72
Z14	0,24	234737	0,1339	0,53	6,3092	0,99	0,3416	0,83	0,82	2100	9,6241	2020	8,6505	1894	13,639	90,19
Z15	0,51	1597	0,1105	1,12	2,4944	3,32	0,1637	3,12	0,95	1756	20,3637	1270	23,7765	977	28,265	55,65
Z17	0,36	8503	0,1302	0,76	5,5888	1,21	0,3113	0,94	0,76	2051	13,8356	1914	10,4370	1747	14,426	85,18
Z18	0,26	175147	0,1364	0,62	7,0521	1,14	0,3750	0,95	0,82	2132	11,2315	2118	10,1294	2053	16,756	96,28
Z19	0,91	92632	0,1305	0,59	3,9634	2,98	0,2203	2,92	0,98	2054	10,6320	1627	24,1252	1283	33,947	62,47
Z20	0,26	195451	0,1364	0,55	6,9956	1,50	0,3718	1,40	0,93	2133	9,8177	2111	13,3137	2038	24,391	95,56
Z21	0,19	160595	0,1334	0,53	6,2576	0,83	0,3402	0,64	0,72	2093	9,5956	2013	7,2617	1888	10,434	90,19

Tabela 7.5 - Resultados analíticos isotópicos U-Pb de cristais de zircão da amostra (2013/SR-09 (fração granulométrica 180-125)) do metatonalito da Suíte Rosário, obtidos por LA-ICP-MS.

Grão/Spot	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Erro (%) 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Erro (%) 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Erro (%) 1σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Ma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Ma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Ma	Conc. %
Z1	0,33	92409	0,1347	0,64	7,1738	1,01	0,3863	0,78	0,74	2110	11,59345	2133	8,9722	2105	13,92632	99,78
Z2	0,30	149265	0,1346	0,82	7,0440	1,18	0,3794	0,85	0,70	2109	14,76242	2117	10,5076	2074	15,12699	98,31
Z3	0,44	45888	0,1352	1,17	7,0596	1,82	0,3787	1,39	0,76	2117	21,06843	2119	16,1611	2070	24,64727	97,81
Z4	0,54	50039	0,1333	1,05	7,1560	1,58	0,3893	1,17	0,73	2092	19,07635	2131	14,0603	2120	21,20706	101,31
Z5	0,50	95833	0,1332	0,67	7,1815	1,13	0,3909	0,91	0,79	2091	12,14804	2134	10,0918	2127	16,51593	101,72
Z6	0,31	135830	0,1357	0,53	6,9296	1,00	0,3704	0,85	0,83	2123	9,580817	2102	8,8704	2031	14,75197	95,69
Z8	0,31	199715	0,1344	0,49	6,6658	0,90	0,3598	0,75	0,81	2106	8,926233	2068	7,9356	1981	12,80376	94,08
Z9	0,47	119927	0,1357	0,49	7,0526	0,93	0,3769	0,79	0,83	2123	8,824734	2118	8,2861	2062	13,98998	97,12
Z11	0,60	252694	0,1358	0,49	7,0563	0,85	0,3770	0,69	0,78	2124	8,90527	2119	7,5261	2062	12,12509	97,10
Z12	0,37	47263	0,1354	0,97	6,8014	1,29	0,3644	0,85	0,63	2119	17,52494	2086	11,4545	2003	14,70686	94,51
Z13	0,34	148357	0,1348	0,39	7,2912	0,79	0,3924	0,69	0,85	2111	6,963188	2148	7,0712	2134	12,56295	101,07
Z14	0,35	32927	0,1332	1,40	7,1415	2,28	0,3889	1,81	0,79	2090	25,26814	2129	20,3286	2118	32,58298	101,31
Z15	0,42	65546	0,1343	0,46	7,5190	1,05	0,4059	0,94	0,89	2106	8,317044	2175	9,3666	2196	17,46192	104,30
Z16	0,37	163804	0,1351	0,44	6,9890	0,94	0,3753	0,83	0,87	2115	7,859461	2110	8,3337	2054	14,61674	97,14
Z17	0,49	94646	0,1346	0,58	7,1815	0,98	0,3869	0,79	0,78	2109	10,46844	2134	8,7671	2108	14,28767	99,95
Z18	0,38	79055	0,1340	0,70	7,0162	1,07	0,3798	0,81	0,73	2101	12,66779	2113	9,5434	2075	14,43412	98,80
Z19	0,35	48505	0,1350	0,55	7,1967	0,92	0,3866	0,74	0,78	2114	9,872888	2136	8,2235	2107	13,34641	99,66
Z22	0,34	123110	0,1348	0,45	6,9768	0,82	0,3755	0,68	0,80	2111	8,105943	2108	7,2531	2055	12,00312	97,34

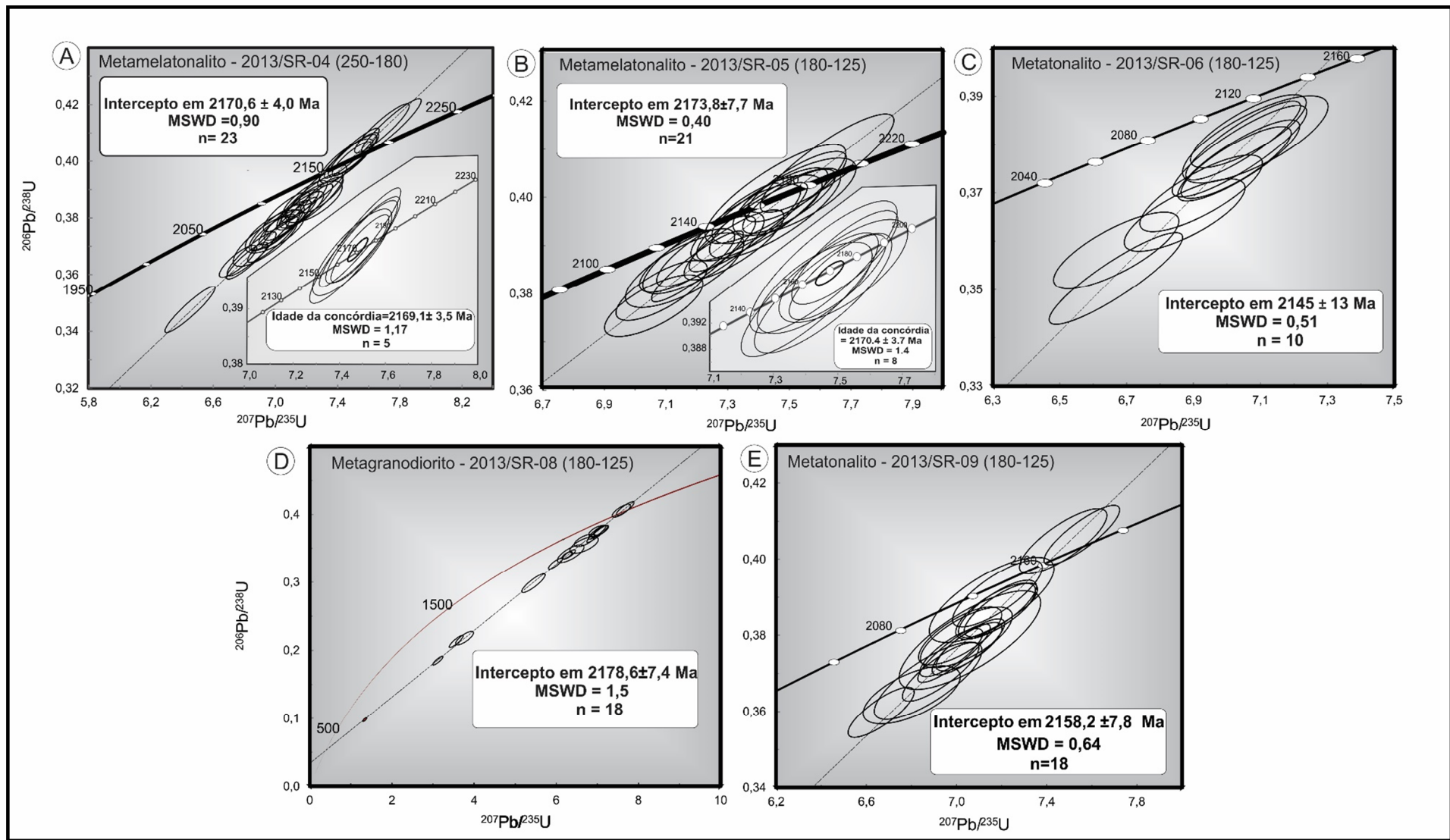


Figura 7.3 – Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de das amostras de zircão dos granitoides da Suíte Rosário.

Analisando os dados isotópicos U-Pb em cristais de zircão das cinco amostras de granitoides da Suíte Rosário ressalta-se a excelente qualidade analítica ao observar os parâmetros MSWD, cujos valores não ultrapassaram 1,5. Em relação aos erros analíticos são relativamente baixos, com exceção da amostra 2013/SR-06 (180-125) que apresentou um erro relativamente alto ± 13 e também os menores valores de idade (2.145 Ma). Uma explicação para isso seria a qualidade dos cristais de zircão, pois na imagem por catodoluminescência (Fig. 7.2) é possível verificar a presença de bordas de alteração, inclusões e fraturas nos cristais analisados. Além disso, foi a amostra em que se obteve a menor quantidade de análises satisfatórias.

Considerando esses resultados, é possível definir dois grupos de idades, as mais antigas variando de 2.169 a 2.178 Ma, e as mais novas de 2.145 a 2.158 Ma. Essa variação é interpretada como variação nos pulsos magmáticos na evolução da suíte.

7.2 ANÁLISES Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Pela importância analítica para subsidiar discussões sobre evolução crustal deste domínio do Fragmento Cratônico São Luís foram escolhidas seis amostras representativas de granitoides da suíte, com objetivo de definir a idade modelo (T_{DM}) dessas rochas, suas prováveis fontes e tempo de residência crustal.

Das seis amostras analisadas apenas quatro apresentaram resultados satisfatórios, que são: 2013/SR-02 (metatonalito), 2013/SR-04 (metamelatonalito), 2013/SR-08 (metagranodiorito) e 2013/SR-09 (metatonalito), que receberam tratamento adequado envolvendo britagem, trituração e pulverização, seguindo a rotina adequada para a preparação de amostras para análise química e isotópica do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso).

As análises Sm-Nd foram realizadas no *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (ICP-MS) do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). As reprodutibilidades dos resultados isotópicos foram avaliadas por repetidas análises do padrão La Jolla utilizando os padrões de rochas internacionais BHVO-1 e BCR-1.

7.2.1 Resultados

Os resultados analíticos isotópicos de Sm e Nd são apresentados na Tabela 7.6, e das seis amostras analisadas, duas foram excluídas devido apresentarem razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ fora do padrão aceito estabelecido como aceitável (0,080 - 0,150) e valores de fracionamento acima do padrão (-0,54 a -0,39) segundo Sato & Tassinari (1997). As quatro amostras restantes obtiveram

resultados satisfatórios e de boa qualidade tanto para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,1152 a 0,1314) quanto para o fracionamento (-0,3321 a -0,4143).

Dentre as amostras que apresentaram resultado satisfatório, as idades obtidas apresentam valores muito semelhantes, com idades modelos (T_{DM}) de **2,24 Ga** (2013/SR-08/metagranodiorito); **2,31 Ga** (2013/SR-04/metatonalito); **2,37 Ga** (2013/SR-09/metatonalito); e **2,24 Ga** (2013/SR-02/metatonalito). Os valores de ϵNd foram calculados levando em conta a idade de cristalização obtida neste trabalho, e assim os valores de ϵNd ($t = 2,17$ Ma) são assim revelados: **+2,5** (2013/SR-08/metagranodiorito); **+1,9** (2013/SR-04/metatonalito); **+1,0** (2013/SR-09/metatonalito) e **+2,5** (2013/SR-02/metatonalito). A representação gráfica de $T(\text{Ga})$ versus ϵNd pode ser observada na Figura 7.4. Para um melhor entendimento foram compilados de Klein *et al.* (2005a) e Klein *et al.* (2012) o campo correspondente ao da crosta paleoproterozoica do Cráton São Luís.

Tabela 7.6- – Resultados analíticos dos dados isotópicos Sm-Nd em rocha total para os granitoides da Suíte Intrusiva Rosário.

Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ	f (Sm/Nd)	Idade (Ga)	T_{DM}	$\epsilon\text{Nd}(2,1)$
2013/SR-02	3,8	19,95	0,1152	0,000131	0,5116	0,000007	-0,4141	2,17	2,24	+2,5
2013/SR-04	3,62	3,62	0,1314	0,000145	0,5118	0,000007	-0,3321	2,17	2,31	+1,9
2013/SR-08	4,5	23,6	0,1152	0,000237	0,5116	0,000010	-0,4143	2,17	2,24	+2,5
2013/SR-09	4,36	21,88	0,1204	0,000425	0,5116	0,000032	-0,3879	2,17	2,37	+1,0

Nota: Idades T_{DM} foram calculadas de acordo com o modelo de evolução de Nd do manto empobrecido de DePaolo (1981), há 2170 Ma, conforme idades obtidas neste trabalho.

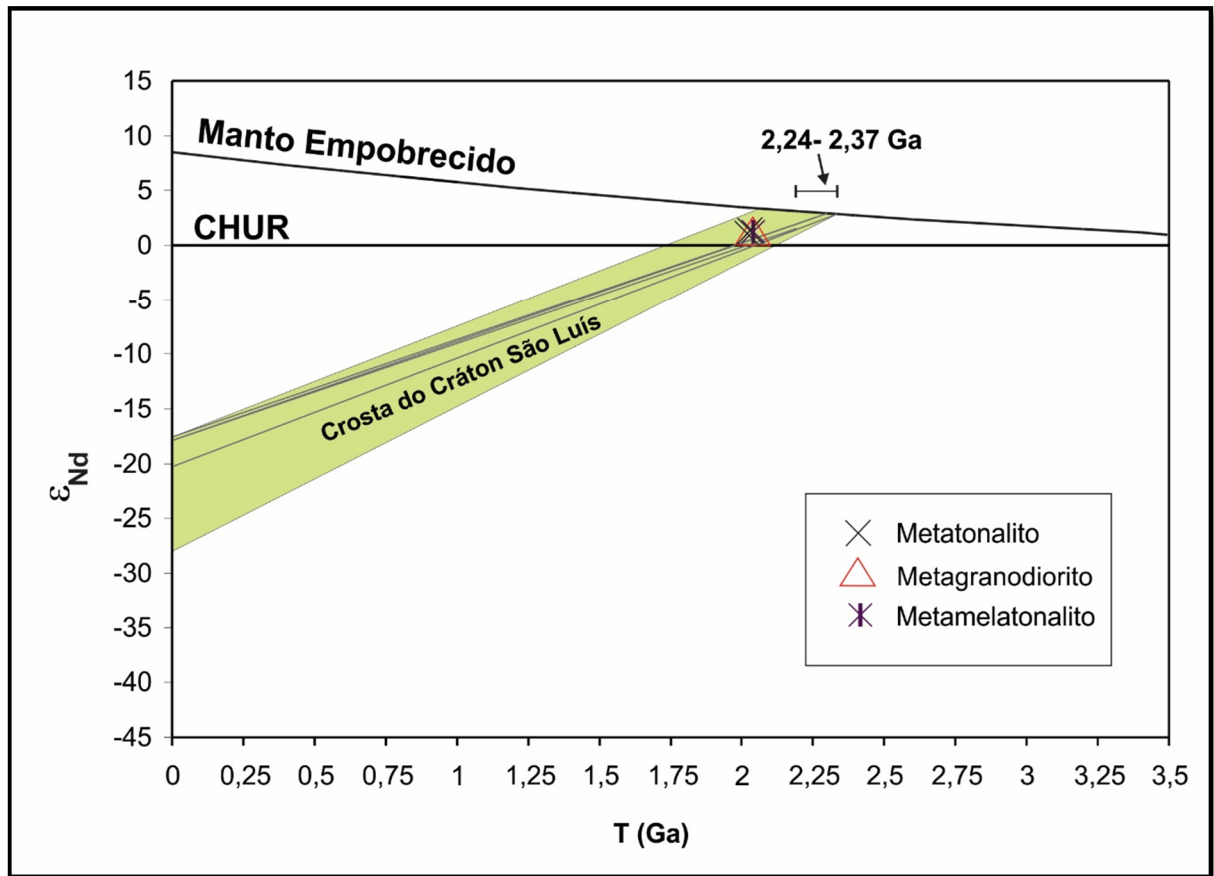


Figura 7.4 – Diagrama T(Ga) versus ϵ_{Nd} para os granitoides da Suíte Intrusiva Rosário. Região em destaque copilada de Klein *et al.* (2005a) e Klein *et al.* (2012).

7.3 DISCUSSÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS E ISOTÓPICOS

Os estudos geocronológicos e isotópicos realizados nos granitoides pertencentes à Suíte Intrusiva Rosário mostraram que o tempo de residência crustal do magma que originou essas rochas foi relativamente curto. Primeiramente, os resultados geocronológicos obtidos pelo método de datação U-Pb em zircão, revelam idade de 2,17 Ga (em média), interpretando que este valor representa a idade de cristalização desses granitoides, situando-se no Paleoproterozoico (Riaciono). No entanto duas amostras (2013/SR-06 e 2013/SR-09) apresentam idades um pouco mais novas de 2,14 e 2,15 Ga. Primeiramente teria ocorrido fusão parcial em grande proporção que gerou os granitoides de idade 2,17 Ga diminuindo a taxa de fusão, mais tardiamente diferenciação magmática diminui gerando rochas tonalíticas de idade entre 2,14 e 2,15 Ga.

Os dados isotópicos de Sm-Nd em rocha total revelam idades modelos (T_{DM}) de 2,24 a 2,37 Ga, que são muito próximas às idades de cristalização. Sendo assim, a geração dos magmas desses granitoides é também proveniente de fonte paleoproterozoica, mais precisamente do

período Riaciano, e como os valores de ϵNd são positivos e próximos de zero, conclui-se que os magmas tiveram forte contribuição mantélica na sua origem. Com a integração desses dados, os granitoides pertencentes à Suíte Rosário são considerados materiais juvenis, pois não foram observados cristais herdados de zircão em nenhuma das amostras analisadas, os magmas apresentam pouco tempo de residência crustal e o magma de sua formação apresentou apenas contribuição mantélica.

Sendo assim, a Suíte Intrusiva Rosário pode ser relacionada com outras unidades granitoides do Fragmento Cratônico São Luís, tanto do ponto de vista geocronológico quanto do ponto de vista isotópico. Para ilustrar essas semelhanças os dados isotópicos existentes foram ordenados na Tabela 7.7, onde se observa as unidades litoestratigráficas, tipos petrográficos, idades de cristalização, idades modelos (T_{DM}), valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ e as respectivas referências. Isto vem ratificando a compatibilidade da Suíte Intrusiva Rosário com o Fragmento Cratônico São Luís.

Tabela 7-7- Sumário dos dados geocronológicos e isotópicos, pelos métodos U-Pb e Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, para unidades granitoides do Fragmento Cratônico São Luís.

Unidade litoestratigráfica	Tipo petrográfico	Idade (Ma)	Idade modelo (T_{DM}) (Ga)	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Referência
Complexo Itapeva	Biotita gnaise	2167 \pm 2,5 ^(A)	2,22	+2,6	1
			2,31	+1,4	1
Suíte Intrusiva Tromai	Tonalito	2148 \pm 4 ^(B) 2149 \pm 5 ^(B) 2156 \pm 10 ^(B)	2,22	+2,6	1
	Tonalito		2,24	+1,9	
	Granodiorito		2,26	+2,2	
Formação Chega Tudo	Metadacito	2148 \pm 1 ^(B)	2,20	+2,7	2,1
	Metadacito	2160 \pm 3 ^(B)			2
Granito Maria Suprema	Muscovita granito	2100 \pm 12 ^(A)	2,3	+0,7	1
Granito Tambozal	Monzo/Sieno/Granodiorito	2085 \pm 5 ^(B)	2,27 a 2,61	+1,1 e -2,8	6
Granito Japiim	Monzo/Sieno/Granodiorito	2116 \pm 14 Ma ^(B)	2,22 a 3,23	+1,9 e -3,4	6
Granito Jonasa	Granodiorito	2142 \pm 9 Ma ^(C)			6
Granito Cantão	Biotita monzogranito	2159 \pm 13 ^(B)	2,21		5
Suíte Intrusiva Rosário	Metatonalito	2130 \pm 22 ^(B)			7
	Metamelatonalito	2170 \pm 3,7 ^(C)	2,31	+1,9	8
	Metamelatonalito	2169 \pm 3,5 ^(C)			
	Metatonalito	2158 \pm 7,8 ^(C)	2,37	+1,0	8
	Metatonalito	2145 \pm 13 ^(C)	2,24	+2,5	8
	Metagranodiorito	2178 \pm 7,4 ^(C)	2,24	+2,5	8

Referências: 1-Klein *et al.* (2005a); 2-Klein e Moura (2001); 3- Klein, Moura e Pinheiro (2005b); 4-Klein (2004); 5-Palheta (2009); 6-Klein *et al.* 2012; 7 – Gorayeb *et al.* (1999) 7-Dados obtidos neste trabalho.

Método: (A) U-Pb em zircão por diluição isotópica (ID-TIMS); (B) evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb); (C) U-Pb em zircão por LA-ICP-MS.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos com levantamentos de campo, análises petrográficas, dados litoquímicos, geocronológicos e isotópicos, e as comparações com os dados da literatura permitiram acrescentar novos dados sobre o conhecimento geológico da área de estudo, bem como discutir os processos que levaram à edificação da Suíte Intrusiva Rosário e o seu significado no contexto do Fragmento Cratônico São Luís.

A Suíte Intrusiva Rosário localizada na região de Rosário e Bacabeira, no noroeste do Maranhão foi caracterizada por Gorayeb *et al.* (1999) como um batólito composto com multiplútons de composição petrográfica variada de diorítica, tonalítica, granodiorítica e granítica, o que foi referendado neste estudo, acrescidos dados litoquímicos e geocronológicos U-Pb em zircão e Sm-Nd (T_{DM}). Como as rochas estão deformadas e apresentam transformações mineralógicas relacionadas a zonas de cisalhamento transcorrente, que afetaram a área, foram classificadas como metamelatonalitos, metaquartzo diorito, metatonalitos e metagranodioritos.

Os dados geoquímicos mostram uma variação sistemática dos teores dos elementos maiores, menores e traços, que em diagramas geoquímicos apresentam *trends* que estão relacionados à evolução magmática dos granitoides. Em termos mais específicos o Rb diminui devido ao fracionamento de anfibólio, Ba se mostra relativamente compatível com uma leve diminuição com o aumento de sílica nos metamelatonalitos, metaquartzo dioritos e metatonalitos e apresenta um comportamento incompatível nos em direção aos metagranodioritos e metagranitos. Essa correlação indica que o Sr se concentrou preferencialmente nos plagioclásios de composição intermediária (oligoclásio) e, subordinadamente, no feldspato potássico, e que o fracionamento desses minerais empobreceu o líquido magmático em Sr. O Zr mostra uma correlação mais negativa nos metagranodioritos e metagranitos, muito provavelmente ligada ao fracionamento do zircão. Y e Nb demonstram um padrão de elementos compatíveis, pois o *trend* formado em comparação a sílica é negativo, confirmando o empobrecimento do líquido magmático nesses elementos. São granitoides metaluminosos, com assinatura cálcio-alcalina, correlacionáveis com granitos tipo-I, de zonas de subducção em ambiente de arco magmático continental.

Os estudos geocronológicos e isotópicos demonstraram que as idades de cristalização dos granitoides, obtidas pelo método U-Pb em zircão variam de 2,14 a 2,17 Ga. Assim, o conjunto de dados geocronológicos revela que a colocação dos plútons da Suíte Intrusiva Rosário se deu no Paleoproterozoico no período Riáciano. O estudo isotópico Sm-Nd em rocha total aponta

idade modelo (T_{DM}) de 2,24 a 2,37 Ga, com valores de ϵNd positivos e muito próximos de zero, o que indica que o magma apresenta contribuição mantélica. Considerando esses dados pode-se concluir que esses granitoides são de natureza juvenil, pois apresentam pouco tempo de residência crustal.

Os dados estruturais indicam que a região foi afetada por zonas de cisalhamento transcorrentes que modificaram parcialmente os granitoides impondo-lhes foliações incipientes. E assim pode-se observar que as rochas passaram por transformações metamórficas, que ocasionaram a deformação dos cristais e alterações na mineralogia, produzindo tremolita-actinolita e clorita, podendo assim afirmar que são rochas metaplutônicas e que o metamorfismo corresponde a fácies xisto verde.

Segundo Klein (2008, 2009) o Fragmento Cratônico São Luís faz parte de um orógeno com evolução no Riacciano, entre 2,24 e 2,05 Ga, em que sequências supracrustais e granitoides cálcico-alcálicos são relacionados a uma fase acrescionária a transicional da orogenia, desenvolvida em ambiente de subducção (arcos de ilha a arco continental). Os granitoides peraluminosos relacionam-se à fase colisional, melhor representada no Cinturão Gurupi, e os granitoides evoluídos e rochas vulcânicas mais jovens, compõem fases tardi- a pós-orogênicas. Há, ainda, fortes evidências geológicas e geocronológicas de que o Fragmento Cratônico São Luís faça parte de uma unidade geotectônica muito maior, o Cráton Oeste Africano, já amplamente discutido na literatura (Gorayeb et al. 1999 e Klein et al. 2008, 2009) na qual os granitoides de afinidade cálcio-alcálica do Fragmento Cratônico São Luís representariam então o resultado da evolução de arcos magmáticos. Subsequentemente, a evolução seguiria com a colisão e amalgamação dos vários arcos aos terrenos arqueanos adjacentes (porção oeste do Cráton Amazônico), que marcaria a deformação e o pico do metamorfismo do evento Termotectônico Transamazônico/Eburneano, registrado na região. Essa tentativa de entender a formação desses corpos granitoides do lado brasileiro está apoiada, fundamentalmente, na idade dessas rochas, na associação de rochas, dados geoquímicos e isotópicos, na grande extensão de ocorrência das mesmas e, sobretudo, nas propostas de correlação do Fragmento Cratônico São Luís com o Cráton Oeste Africano, aceitas na literatura.

Admitindo a correlação entre o Fragmento Cratônico São Luís e o Cráton Oeste Africano, a Suíte Intrusiva Rosário, bem como os demais granitoides cálcio-alcálicos do Paleoproterozoico da região, estão relacionados a um ambiente de arco magmático, à semelhança dos granitoides da Província Birrimiana do oeste africano.

REFERÊNCIAS

- Abreu F.A.M. 1990. *Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da região Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 440 p. (Tese de Doutorado).
- Abreu F.A.M. & Lesquer A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sulsudoeste do Cráton São Luís. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais*, SBG, **1**: 7-21.
- Abreu F.A.M., Lesquer A., Byamungu B.R. 1984. *A estruturação setentrional do Brasil segundo a gravimetria*. *Ciências da Terra*, **10**: 10-13.
- Abreu F.A.M., Villas R.N.N., Hasui Y. 1980. Esboço estratigráfico do Precambriano da região do Gurupi, Estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais...* SBG, **2**: 647-658.
- Alheiros M.M., Lima Filho M.F., Monteiro F.A.J., Oliveira Filho J.S. 1988. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. *Belém. Anais...* Belém: SBG, 1988. **2**: 753-760.
- Almaraz J.S.U. & Cordani U.G. 1969. *Delimitação entre as Províncias Geocronológicas Pré-Cambrianas ao longo do Rio Gurupi*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA; 23, Salvador, *Resumo das Conferências e Comunicações...* (Boletim Especial, 1).
- Almeida F.F.M. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Div. Min. Geol., Dep. Nac. Prod. Min., Bol. 236. Rio de Janeiro.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South América. *Boletim Instituto de Geociências USP*, **7**: 45-80.
- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 212 p. (Tese de livre docência).
- Arthaud M.H. 2007 *Evolução neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, Nordeste do Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. 132f. Tese (Tese de Doutorado) - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília-DF.
- Boynton W.V. 1984. *Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies*. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare-Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, p. 63-114.
- Brito Neves B.B., Fuck R.A., Cordani U.G., Thomaz Filho A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, **1**:495-510.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on source magmas. *J. Geol. Soc. Lond.* **141**: 413-426.

Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:99-114.

Carozzi A.V., Falkenhein F. U. H., Carneiro, R. G., Esteves, F. R. and Contreiras, C. J. A., 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da Seção Siluro-Eocarbonífera da Bacia do Maranhão. Série Ciência-Técnica-Petróleo, 7, 48 p., PETROBRAS, Rio de Janeiro.

Chemale Jr. F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, **22**:200-206.

Cohen M.C.L. 1995. Caracterização petrográfica do Complexo Maracaçumé próximo à cidade de Rosário - Maranhão; 0 f; Trabalho de Conclusão de Curso; (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Pará.

Cordani U.G., Brito Neves B.B., Fuck, R.A., Porto, R., Thomaz Filho A., Cunha F.M.B. 1984. *Evolução preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 70p. (Série Ciências-Técnicas-Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo, 15). Costa J.L. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Castanhal, Folha SA.23-V-C. Estado do Pará*. Belém, CPRM (em CD-ROM).

Costa J.L. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Castanhal, Folha SA.23-V-C. Estado do Pará*. Belém, CPRM (em CD-ROM).

Costa J.L., Araujo A.A.F., Villas Boas J.M., Faria C.A.S., Silva Neto C.S., Wanderley V.J.R., 1977. Projeto Gurupi. DNPM/CPRM, p. 258.

Costa J.B.S., Pastan J.M.N., Costa E.J.S., Jorge-João X.S. 1988. A Faixa de Cisalhamento Tentugal na Folha SA.23-Y-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, *Anais...* SBG, **5**: 2257-2266.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen & Unwin, 1979. 450 p.

Cunha F. M. B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. 1986. 107 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

De La Roche H. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elemento analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-210, 1980.

DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**(B11): 10470-10488.

DePaolo D.J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: An introduction*. Springer-Verlag. p. 187.

- Faure G. 1986: Principles of Isotope Geochemistry, 2nd edition. John Wiley & Sons. New York, 464 pp.
- Figueiredo A.M.F., Raja Gabaglia G.P. 1986. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):350-369.
- Fortes F. P. 1978. Geologia Estrutural e Tectônica da Bacia Sedimentar do Meio Norte do Brasil. Ann. 30th Congr. Bras. Geologia, **1**: 321-336.
- Francisco B.H.R., Lowenstein P., Silva O.F., Silva G.G. 1971. Contribuição à geologia da Folha São Luís (SA.23) no Estado do Pará. *Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, Série Geologia*, **17**: 40 p.
- Furrier M., Araujo M. E.; Meneses, L. F. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. *Geologia USP, Série Científica*, **6**:61/2-70, 2006.
- Gill R. 2010. *Igneous rocks and process: a practical guide*. University of London, Wiley-Blackwell. p.131-160.
- Gioia S.M.L.C., Pimentel. M. M. 2000. The Sm-Nd method in the geochronology laboratory of the University of Brasilia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**(2): 219-245.
- Góes A. M. O.1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. 1995. 171f. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1995.
- Góes A.M., Rossetti D.F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. *Bol. Mus. Paraense Emílio Goeldi, Serie Ciênc. Terra*, **2**:3-15.
- Gopinath T.R., Costa C.R.S., Júnior, M. A. S. 1993. Minerais pesados e processos deposicionais dos sedimentos da Formação Barreiras, Paraíba. In: SBG/Núcleo Nordeste. Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal. *Atas... Natal*., 1993. **1**: 47-48.
- Gorayeb P.S.S., Gaudette H.E., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 1999. Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 571-578.
- Hasui Y., Abreu F.A.M., Villas R.N.N. 1984. Província Parnaíba. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coords.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 36-45.
- Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.C., Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vadoros P., Pinson W.H., Fairbairn H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, **157**: 495-500.
- Hurley P.M., Melcher G.C., Pinson W.H., Fairbairn H.W. 1968. Some orogenic episodes in South America by K–Ar and whole-rock Rb–Sr dating. *Can. J. Earth Sci.* **5**: 633–638.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. *Can. J. Earth Sc.*, p. 523-546.

Klein E.L. 2004. *Evolução crustal pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 303 p.

Klein E.L., Koppe J.C., Moura C.A.V. 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *J. South American Earth Science*, **14**: 837-849.

Klein E.L. & Lopes E. C. S. 2009. Formação Igarapé de Areia: Tarkwa no Cinturão Gurupi? In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, Gramado, RS. *Épocas metalogenéticas brasileiras: ciclos tectônicos e modelos metalogenéticos*. Gramado, RS: UFMG, 2009. 1 CD-ROM.

Klein E.L. & Lopes E.C. 2011. Geologia e recursos minerais da Folha Centro Novo do Maranhão - SA.23-Y-B-I, Estados do Maranhão e Pará, escala 1:100.000 – Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p 57-87. CD-ROM

Klein E.L. & Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, **43**: 237-253.

Klein E.L. & Moura C. A. V. 2008. São Luís craton and Gurupi belt (Brazil): possible links with the West-frican craton and surrounding Pan-African belts. In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; NEVES, B. B. B.; WIT, M. J. (Eds.). *West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Oxford: Blackwell. p. 137-151. (Geological Society London. Special Publication, n. 294).

Klein E.L., Moura, C. A. V., Krymsky, R. S., Griffin, W. L. 2005a. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, **141**(3-4): 83-105.

Klein, E.L., Moura, C. A. V., Pinheiro, B. L. S. 2005b. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research*, **8** (2): 177- 186.

Klein E.L., Palheta E. M. S., Pinheiro B. L. S., Moura C. A. V., Abreu F. A. M. 2005c. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(3):415-418.

Klein E.L., Luzardo R., Moura C. A. V., Armstrong R. 2008. Geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic granitoid magmatism: further evidence on the crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **165** (3/4): 221-242.

Klein E.L., Luzardo, R., Moura C. A. V., Lobato, D. C., Brito, R. S. C., Armstrong, R. 2009. Geochronology, Nd isotopes and reconnaissance geochemistry of volcanic and metavolcanic rocks of the São Luís Craton, northern Brazil: implications for tectonic setting and crustal evolution. *Journal of South American Earth Sciences* **27**:129-145.

- Klein E.L., Rodrigues J.B., Lopes E.C.S., Soledade, G.L. 2012. Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic-Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: geochemistry, U-Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research*, **220–221**: 192–216.
- Klein E.L. & Sousa C.S. 2012. Geologia e recursos minerais do Estado do Maranhão. Texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Maranhão, escala 1:750.000. Belém: CPRM, 149 p.
- Leão Neto R. 1993. *Projeto Carutapera; Baixada Maranhense, informe anual de projeto, 1992*. Recife, CPRM/DEPEM.
- Le Maitre R. W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London*, 193 p.
- Lameyre J., & Bowden P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geothermal Res.* **14**:169–186.
- Lesquer A., Beltrão J.F., Abreu F.A.M. 1984. *Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. Tectonophysics*, **110**: 9-26.
- Lowell G.R. 1985. *Petrology of the Bragança batholith. São Luís craton, Brazil. In: The crust – the significance of granites-gneisses in the lithosphere. Theophrastus Pub., Athens*, p. 13-34.
- Lowell G.R. & Villas R.N.N. 1983. Petrology of nepheline syenite gneiss from Amazonian Brazil. *Geological Journal*, **18**: 53-75.
- Miranda M.C.C. & Rossetti D. F. 2006. Reconstituição paleoambiental de depósitos albianos na borda leste da bacia de Grajaú, MA. *Revista Brasileira de Geociências* **36**: 623-635.
- Moura P. 1936. Rio Gurupi (Maranhão). *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, 78, 66 p.
- Muratov M.V. 1972. Istoriya formirovaniya glubokovodnoi kotloviny Chernogo morya v sravnenii s vypadinami Sredizemnogo. (History of the formation of the Black Sea deepwater basin in comparison with the Mediterranean depressions). *Geotektonika*. **5**: 22-41.
- Nunes K.C. 1993. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 2., Rio de Janeiro. *Resumos Expandidos...* Rio de Janeiro: SBGf. **1**: 152-157.
- Oliveira S.A.C. 1996. *Geologia e geocronologia do granitóide Maria Suprema da Fazenda Cachoeira, Capitão Poço-PA*. Belém, Universidade Federal do Pará, Departamento de Geologia. 33 p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- Oliveira E.M., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Rev. Bras. Geol.*, **38**(1): 114-127.
- Palheta E.S.M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 143 p. (Tese de Mestrado).

Palheta E.S., Abreu F.A.M., Moura C.A.V., 2009. Granitóides proterozóicos como marcadores da evolução geotectônica da região nordeste do Pará – Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* **39**:647–657.

Pastana J.M.N. 1995. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Turiaçu/Pinheiro, folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B. Estados do Pará e Maranhão*. Brasília, CPRM, 205p.

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**(4): 956-983.

Ribeiro J.W.A. 2002. *O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 155 p. (Tese de Mestrado)*.

Rodrigues T.L.N., Favilla C.A.C.; Camozzato, E. & Verissimo, L.S., 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Bacabal. Folha SB.23-X-A. Estado do Maranhão. Escala 1:250000. Brasília, CPRM: 124p. il.

Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. New York, Longman, 352 p.

Rossetti D.F., Góes A.M., Souza L.S.B. 2001. Estratigrafia da sucessão sedimentar Pós-Barreiras (zona bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. *Rev. Bras. Geof.*, **19**:113-130.

Sadowski G.R. 2000. The São Luís Craton and the Gurupi Fold Belt. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*, 97-99.

Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L.C., Angélica, R.S. (Eds.), *Contribuição à Geologia da Amazônia (in Portuguese)*. SBG-NO, Belém, Brasil, p. 91/142.

Shand S.J. 1950. *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*: 1-488. Thomas Murby, London.

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**: 207–221.

Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**:1_/33.

Teixeira K.S., Moura, C. A. V.; Truckenbrodt, W.; Klein, E. L.; Chemale Jr., F. 2007. Petrografia, geoquímica e geocronologia da Formação Igarapé de Areia, NE – Pará. In: SBGq Congresso Brasileiro de Geoquímica, 11., 2007, Atibaia. *Anais...* Atibaia.: 1 CD-ROM.

Thiéblemont D., Téguy M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcio-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**: 87-94.

Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, **18**:49-107.

- Villas R.N.N. 2001. O granito de duas micas Ney Peixoto, nordeste do Estado do Pará: caracterização petrográfico-petroquímica e contexto tectônico. *In: SBG Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém. *Resumos expandidos...* (CD-ROM).
- Wanderley Filho J.R. 1980. Geocronologia do Granito Mirasselas, nordeste do Pará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Camboriú, *Boletim de resumos...* SBG, 2:426.
- Wedepohl K.H. 1970. Rubidium, handbook of geochemistry: 37B-37N. Springer-Verlag, Berlin.
- Wetherill G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages, I. *Trans. Am. Geophys. Union* **37**:320-326.
- Whalen J.B., K. L. Currie & B. W. Chappell, 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**: 407-419.
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, London, 350p.

ANEXOS

ANEXO A- TABELAS DE ESTRUTURAS ENCONTRADA NOS GRANITOIDES DA SUÍTE INTRUSIVA ROSÁRIO.

AMOSTRA	Latitude	Longitude	Estrutura	Direção (Az)	Mergulho
2013/SR-01	2°54'5,32"S	44°19'46,6"W	Foliação	240	60 SE
2013/SR-02	2°53'43,7"S	44°18'59,8"W	Foliação	242	61 SE
			Foliação	240	62 SE
			Foliação	238	60 SE
			Foliação	242	60 SE
			Foliação	244	61 SE
2013/SR-04	2°54'34,5"S	44°13'58,8"W	Foliação	240	60 SE
			Foliação	245	62 SE
2013/SR-06	2°53'49,48"S	44°19'24,65"W	Foliação	242	60 SE
			Foliação	240	61 SE
			Foliação	238	60 SE
2013/SR-08	2°55'39,41"S	44°03'50,56"W	Foliação	242	60 SE
			Foliação	241	60 SE
2013/SR-09	2°52'57,20"S	44°18'11,02"W	Foliação	245	64 SE
			Foliação	240	60 SE
2013/SR-10	2°52'27,83"S	44°17'5,0"W	Foliação	241	62 SE
			Foliação	243	60 SE
2013/SR-09	2°52'57,20"S	44°18'11,02"W	Foliação	210	60 NW
			Falha	225	60 SE
			Falha	226	61 SE
			Falha	227	60 SE
			Falha	222	61 SE
			Falha	221	60 SE
			Falha	228	63 SE
			Falha	223	60 SE
			Falha	225	60 SE
			Falha	226	62 SE
Falha	220	60 SE			
2013/SR-10	2°52'27,83"S	44°17'5,0"W	Falha	270	60 N
			Falha	271	61 N
			Falha	269	60 N
			Falha	270	62 N
			Falha	272	60 N
			Falha	268	63 N
			Falha	270	61 N
			Falha	274	60 N
			Falha	270	63 N
Falha	271	60 N			

**ANEXO B - TABELA DE PONTOS DOS LITOTIPOS DESCRITOS DA SUÍTE
INTRUSIVA ROSÁRIO.**

AMOSTRA	Latitude	Longitude	Litotipo
2013/SR-01	2°54'5,32"S	44°19'46,6"W	Metatonalito
2013/SR-02	2°53'43,7"S	44°18'59,8"W	Metatonalito
2013/SR-03	2°55'46,5"S	44°13'40,1"W	Metatonalito
2013/SR-04	2°54'34,5"S	44°13'58,8"W	Metatonalito
2013/SR-05	2°55'2,77"S	44°13'53,77"S	Metamelatonalito
2013/SR-06	2°53'49,48"S	44°19'24,65"W	Metatonalito
2013/SR-07	2°52'52,24"S	44°16'2,70"W	Metagranodiorito
2013/SR-08	2°55'39,41"S	44°03'50,56"W	Metagranodiorito
2013/SR-09	2°52'57,20"S	44°18'11,02"W	Metatonalito
2013/SR-10	2°52'27,83"S	44°17'5,00"W	Metagranodiorito
1993/BR-12a	2°52'16,06"S	44°13'17,90"W	Metaquartzo diorito
1993/BR-12b	2°52'16,06"S	44°13'17,90"W	Metatonalito
1993/BR-13	2°54'27,90"S	44°16'38,63"W	Metaquartzo diorito
1993/BR-14a	2°54'55,22"S	44°18'11,28"W	Metagranodiorito
1993/BR-14b	2°54'55,22"S	44°18'11,28"W	Metaquartzo diorito
1993/BR-15	2°54'26,72"S	44°19'2,355W	Metaquartzo diorito