



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Marcela de Carvalho Lobato

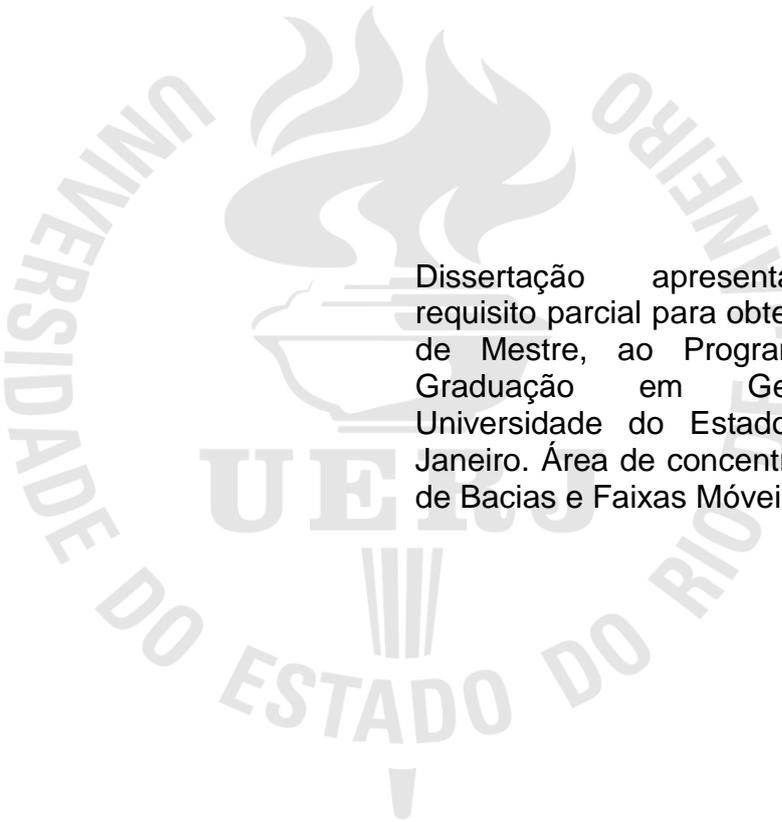
**Proveniência sedimentar do grupo São Fidélis, terreno Oriental da
Faixa Ribeira, com base em dados U-Pb**

Rio de Janeiro

2013

Marcela de Carvalho Lobato

**Proveniência sedimentar do grupo São Fidélis, terreno Oriental da Faixa
Ribeira, com base em dados U-Pb**



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Orientadora: Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavelle Heilbron

Coorientadora: Prof.^a Dra. Célia Diana Ragatky

Rio de Janeiro

2013

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/B

L796 Lobato, Marcela de Carvalho.
Proveniência sedimentar do Grupo São Fidélis,
terreno oriental da Faixa Ribeira, com base em dados U-
Pb / Marcela de Carvalho Lobato. – 2013.
134 f. il.

Orientador: Monica da Costa Pereira Lavalle
Heilbron. Coorientador: Célia Diana Ragatiky.
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do
Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia

1. Tempo geológico – Teses. 2. Rochas
metamórficas - Teses. 3. Quartzito – Teses. 4. Zircão –
Teses. I. Heilbron, Monica da Costa Pereira Lavalle. II.
Ragatiky, Célia Diana. III. Universidade do Estado do Rio
de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 550.93

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Marcela de Carvalho Lobato

**Proveniência sedimentar do grupo São Fidélis, terreno Oriental da Faixa
Ribeira, com base em dados U-Pb**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Aprovada em 28 de fevereiro de 2013.

Banca Examinadora:

Prof.^a Dra. Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron (Orientadora)
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof.^a Dra. Célia Diana Ragatky (Coorientadora)
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Ciro Alexandre Ávila
Instituto de Geociências - UFRJ

Prof. Dr. Mauro César Geraldés
Faculdade de Geologia - UERJ

Rio de Janeiro

2013

AGRADECIMENTOS

Às forças divinas por me tornarem consciente da necessidade do desenvolvimento.

À minha querida e grande família, pelo carinho, apoio e confiança.

Considerando que o dever é lei da vida e cumpri-lo pode ser antagônico em relação aos diversos interesses do mundo e do coração. Manifesto, que a motivação transmitida pela minha orientadora, Prof.^a Monica Heilbron, fez com que outras necessidades não me desviassem da missão que ela mesma me concedeu quando me deu a oportunidade de desenvolver esta pesquisa.

À Prof.^a Diana Ragatky pelo interesse em meu trabalho, seus comentários e correções.

Ao Prof. Claudio Valeriano pela ajuda no tratamento dos dados geocronológicos, e agradeço também pelas críticas e sugestões na etapa de qualificação desta dissertação.

Ao Prof. Mauro Geraldês pela leitura crítica e sugestões incorporadas neste trabalho, e agradeço também pelas observações e sugestões no processo de qualificação.

Aos amigos ex-estudantes Bernardo Torós e Caroline Peixoto pelo nosso companheirismo nas etapas de campo, e em especial ao Bernardo pelo grande auxílio no processamento das amostras para Geocronologia.

À UERJ, por ter realizado o meu sonho de estudar na universidade pública. Aos funcionários da graduação, pós-graduação, os companheiros motoristas, laboratórios, e principalmente aos professores pela condução do conhecimento e por despertaram a minha atitude/consciência crítica.

A minha amiga e irmã Ingrid Seifert pelo companheirismo durante esses anos e pelo incentivo ao mestrado (em um momento muito importante da minha vida). E ao nosso amigo Igor Drumond, pela sua incrível paciência em ajudar.

À FAPERJ, pela bolsa de pesquisa durante o período inicial das atividades.

Finalmente, agradeço aos que contribuíram, direto e indiretamente, para a conclusão desta pesquisa. E aos meus amigos e colegas da Faculdade de geologia, pelos nossos inesquecíveis momentos.

O dever é o mais belo laurel da razão; depende dela como o filho depende de sua mãe. O homem deve amar o dever, não porque o preserve dos males da vida, aos quais a Humanidade não pode subtrair, mas porque dá à alma o vigor necessário ao seu desenvolvimento.

Allan Kardec

RESUMO

LOBATO, Marcela de Carvalho. **Proveniência Sedimentar do Grupo São Fidélis, terreno oriental da Faixa Ribeira, com base em dados U-Pb**. 2013. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) –Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

O Domínio Costeiro integra o Terreno Oriental, no segmento central da Faixa Ribeira e abriga rochas ortoderivadas com afinidade de arcos magmáticos (Complexo Rio Negro, ca. 790-605 Ma). Os ortognaisses deste complexo possuem clara assinatura para ambientes de zonas de subducção, encaixados em rochas metassedimentares de alto grau, integrantes do Grupo São Fidélis. O conjunto acima descrito é ainda intrudido por várias de rochas granitóides sin a tardi- colisionais, relacionadas às várias etapas de desenvolvimento da Orogenia Brasileira neste setor do orógeno (ca. 605-480 Ma). Idades U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões detríticos de rochas quartzíticas do Grupo São Fidélis indicam um amplo espectro com modas significativas no Mesoproterozóico e Paleoproterozoico, além de zircões do Neoproterozóico e do Arqueano. Sinteticamente os resultados obtidos foram: a) Idades concordantes Arqueanas com ca. 2,85, 2,84 e 2,70 Ga; b) zircões Paleoproterozóicos (ca. 2,3 a 1,7 Ga), com máxima concentração em torno de ca. 2,2 Ga, representando a segunda maior moda; c) Idades Mesoproterozóicas (ca. 1,3 -1,1 Ga) com idades de espectro dominantes, com moda em ca. 1,5 Ga; d) Zircões Neoproterozóicos com idades de ca. 0,95-90 Ga e 0,86-0,61 Ga. Em vários grãos detríticos observou-se sobrecrecimento metamórfico em ca. 602-570 Ma. Dados U-Pb (LA-ICP-MS) obtidos para grãos de zircão para Ortognaisse Rio Grande e o Biotita Ortognaisse, intrudidos na unidade basal do Grupo São Fidélis, apresentam idades em ca. 620 Ma e são equivalentes ao período pré-colisional de geração de rochas do arco magmático Rio Negro. Combinando estas idades com os núcleos de zircões detríticos mais jovens, com assinatura do Arco Rio Negro em ca. 613 Ma, pode-se definir o intervalo máximo de sedimentação da unidade superior do Grupo São Fidélis no Neoproterozóico. Cristais de monazitas selecionadas para análise U-Pb (ID-TIMS) apresentam relações com os principais episódios tectono-metamórficos da Faixa Ribeira. Dois cristais de uma amostra quartzítica e dois do ortognaisse Rio Grande alinham-se em uma discórdia que gerou idade de 603 Ma, referente ao metamorfismo progressivo descrito na literatura, durante a Orogenia Brasileira. Enquanto a idade concordante obtida em 535 Ma, adquirida em uma amostra quartzítica, é correspondente ao último metamorfismo colisional da Faixa Ribeira.

Palavras-chave: Zircão. U–Pb. Neoproterozóico. Faixa Ribeira. Domínio Costeiro. Grupo São Fidélis.

ABSTRACT

LOBATO, Marcela de Carvalho. **Provenance sedimentary of the São Fidélis Group, Oriental terrane of the Ribeira belt, based on data U-Pb.** 2013. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

The Costeiro domain integrates the Oriental terrane of the Ribeira belt that encompasses arc related rocks of the Rio Negro complex (ca.790-605 Ma). These orthogneisses display a well documented subduction signature and are intruded on high-grade metasedimentary rocks of the São Fidélis group. Both units are crosscut by syn to late collisional granitoids related with the development of different stages of the Brasiliano Orogeny (ca. 605-480 Ma).U-Pb (LA-ICP-MS) data of detrital zircons from quartzites of the top unit of the São Fidélis group yielded a large spectrum of ages in the Mesoproterozoic and Paleoproterozoic, with subordinated grains in the Archaean and Neoproterozoic. In a synthetic resume, the results are: a) concordant Archean ages of the ca 2,85, 2,84 e 2.70 Ga; b) Paleoproterozoic zircons with maximum in ca. 2.2 Ga (second larger peak); c) Mesoproterozoic grains with two maximums at ca. 2.3 a 1.7 Ga and ca 1.5 Ga (larger peak); d) Neoproterozoic zircons of ca. 0.95-0.90 Ga and 0.86-0.61 Ga. The youngest detrital zircon of ca 613 Ma brackets the sedimentation of the top unit. In several zircons, metamorphic overprints (tips) were identified, with ages between ca. 602-570 Ma. Data from the Rio Grande and the biotite orthogneisses, previously interpreted as belonging to the syn-collisional granites and an homogeneous layer within the basal unit of the São Fidélis Group, rendered similar ages of ca.620 Ma and are considered as equivalents of this unit. Connecting all the obtained data a possible interpretation is that the basal unit of the São Fidélis intruded by arc related rocks were the source area for the upper unit of the group that should be interpreted as coeval with the Rio Negro Arc evolution.U-Pb (ID-TIMS) of monazite crystals yielded the two metamorphic episodes detected at central Ribeira belt. Two monazites of a quartzite together with two crystals of the Rio Grande orthogneiss are discordant, with an upper intercept of ca. 603 Ma. On the other hand one monazite of the Rio Grande orthogneiss rendered the late metamorphic episode of the belt at ca. 535 Ma.

Keywords: Zircon. U–Pb. Neoproterozoic. Ribeira belt. Costeiro domain. São Fidélis Group.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo e mapa rodoviário do estado do Rio de Janeiro, mostrando as vias de acesso aos municípios que englobam a área de estudo.	19
Figura 2 – Diagrama com a curva da concórdia e a reta discórdia.	24
Figura 3– Coluna dos dados no programa <i>Data Evaluation</i>	27
Figura 4 – Planilha no <i>Excel</i> para redução dos dados.	27
Figura 5 – (a) Subdivisão tectônica do Brasil, apresentando faixas móveis neoproterozóicas, blocos cratônicos e as grandes bacias intracratônicas. (b) Principais unidades tectônicas da Faixa Ribeira Central	32
Figura 6 - Três seções geológicas NW-SE da Faixa Ribeira Central..	33
Figura 7 – Biotita ortognaisse gnaisse homogêneo com fenocristais de feldspato e leucossomas.	40
Figura 8 – Fotomicrografia da associação de minerais presentes no Biotita ortognaisse (A) Nicóis cruzados; (B) Luz natural.	41
Figura 9– Ortognaisse Rio Grande (A) Fenocristais de feldspato; (B) Suave dobramento.	42
Figura 10– Fotomicrografias do Ortognaisse Rio Grande (A) Cristais de microclina e plagioclásio; (B) Cristal de plagioclásio com geminação bem definida. .	43
Figura 11– Granada (sillimanita) biotita gnaisse (A) Lente leucossomática quartzo-feldspática com estrutura sigmoidal; (B) Porfiroblasto de granada.	45
Figura 12 – Fotomicrografias de porfiroblasto de granada circundado por biotita e sillimanita (A) Nicóis cruzados; (B) Luz natural.	46
Figura 13 – Lente quartzítica: foliação desenvolvida nos tipos mais impuros, com forte lineação de estiramento.	48
Figura 14 – Fotomicrografias de uma variedade de quartzito de granulação mais fina, com xistosidade mais evidente, dada pela orientação dos cristais de sillimanita e micas, além do formato alongado dos cristais de quartzo (A) Nicóis cruzados; (B) Luz natural.	48
Figura 15– Fotomicrografias de uma variedade de quartzito de granulação grossa, com inclusões de biotita nos cristais de quartzo (A) Nicóis cruzados; (B) Luz natural.	49
Figura 16 – Separador eletromagnético FRANTZ.	52

Figura 17 – Afloramento do biotita ortognaisse, na RJ-146, ponto TJ-M-03.	53
Figura 18 – Montagem dos grãos de zircão do biotita ortognaisse da amostra TJ-M-03. Imagens secundárias de catodo luminescência do (MEV).....	54
Figura 19 – Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS), com idade de intercepto, amostra TJ-M-03.	58
Figura 20 – Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS), idade de <i>t_{ips}</i> metamórficos e imagens (MEV) de zircões, amostra TJ-M-03.	58
Figura 21 – Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS), idade de quatro grãos, amostra TJ-M-03.....	59
Figura 22 – Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS), amostra TJ-M-03.	59
Figura 23 – Afloramento do biotita ortognaisse Rio Grande, ponto SM-MB-13.....	60
Figura 24 – Montagem dos grãos de zircão do ortognaisse Rio Grande, amostra SM-MB-13.....	61
Figura 25 – Diagrama concórdia para o ortognaisse Rio Grande e imagens de catodo luminescência de grãos de zircão, amostra SM-MB-13.	63
Figura 26 – Diagrama concórdia para o Ortognaisse Rio Grande e imagens de catodo luminescência de grãos de zircão, amostra SM-MB-13.....	64
Figura 27 – Granda (sillimanita) biotita gnaisse bandado, afloramento na RJ-176 próximo a São Sebastião do Alto.	65
Figura 28 – Montagem dos grãos de zircão do biotita gnaisse bandado, amostra SM-MB-02. F.F.: fração final.....	66
Figura 29 – Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS), amostra TJ-M-03.	67
Figura 30– Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS) para os grãos de zircão z07 e z11. No detalhe imagem catodo luminescência dos grãos, amostra SM-MB-02.....	69
Figura 31 – Afloramento em corte de estrada não pavimentada mostrando lentes de quartzitos encaixados em gnaisse alterado. E no detalhe amostra de mão.	70
Figura 32 –Montagem dos grãos de zircão da lente quartzítica, da amostra SM-MB-09.....	71
Figura 33–Histograma idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ discordantes $\leq 20\%$, amostra SM-MB-09.....	76
Figura 34 – Histograma idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ discordantes $\leq 10\%$, amostra SM-MB-09.....	77

Figura 35 – Grãos de zircão da amostra SM-MB-09 A) Grão mais velho arqueano; B) Grão mais velho paleoproterozóico,.....	78
Figura 36 –Diagrama concórdia para os grãos de zircão com idades mais velhas paleoproterozóicas e arqueanas, amostra SM-MB-09.	78
Figura 37 –Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS) individuais para os grãos de zircão da amostra SM-MB-09.....	80
Figura 38 – Amostra de mão do quartzito feldspático, SM-MB-15.	82
Figura 39 – Montagem dos grãos de zircão de rocha quartzítica, amostra SM-MB-15. F.F.: fração final.	83
Figura 40 – Histograma das idades discordantes $\leq 20\%$ da amostra SM-MB-15.	84
Figura 41 – Diagrama concórdia para grãos de zircão com idades mais velhas. Amostra SM-MB-15, n= 11 análises.....	89
Figura 42– Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS) individuais para grãos de zircão da amostra SM-MB-15.	90
Figura 43 – Montagem dos grãos de zircão de rocha quartzítica, amostra SM-MB-05. F.F.: fração final.	93
Figura 44 – Diagrama concórdia para idades todas as idades da amostra SM-MB-05..	94
Figura 45 – histograma idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ discordantes $\leq 20\%$, amostra sm-mb-05.....	94
Figura 46 – Exemplos de grãos de zircão paleoproterozóicos e as suas respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, amostra SM-MB-05.....	100
Figura 47 – Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais antigas: Arqueana, zircões z57 e z38. Amostra SM-MB-05.	101
Figura 48 – Grãos metamórficos de idade Brasiliana. Amostra SM-MB-05.	102
Figura 49 –Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS) individuais para os grãos de zircão da amostra SM-MB-05.....	103
Figura 50 – Montagem dos grãos de zircão do quartzito grosso, amostra SM-MB-07. F.F.: fração final.	106
Figura 51 – Histograma para todas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, amostra SM-MB-07.	107
Figura 52 – Diagrama concórdia para grãos de zircão com idades mesoproterozóicas, amostra SM-MB-07.....	111
Figura 53 – Diagrama concórdia U-Pb (LA-ICP-MS) individuais para os grãos de zircão da amostra SM-MB-07.....	113

Figura 54 – Histogramas para integração de todos as idades de quartzitos: A) discordantes $\leq 20\%$ (concordia 90% - 110%), B) discordantes $\leq 10\%$ (concordia 95% - 105%).....	116
Figura 55 – Diagrama concordia para as idades mais jovens neoproterozóicas dos dados integrados das amostras quartzíticas.	117
Figura 56 – Diagramas das análises ID-TIMS em grãos monazita A) Diagrama concordia para todas as amostras (SM-MB-02, SM-MB-07, SM-MB-09, SM-MB-13, SM-MB-15) B) Diagrama Tera-Waserburg para as amostras SM-MB-07 e SM-MB-13 C) Diagrama concordia para a amostra SM-MB-15 D) Diagrama Tera-Waserburg para as amostras SM-MB-15 e SM-MB-09.	120
Figura 57 – Comparação dos histogramas de idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de Valladares et al. (2008) e o obtido neste trabalho.....	123
Figura 58 – Modelo da estratigrafia do Grupo São Fidélis e as rochas granitóides intrusivas, da área de estudo.	126

LISTA DE PRANCHAS

Prancha 1.....	81
Prancha 2.....	91
Prancha 3.....	104
Prancha 4.....	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Unidades metassedimentares do Domínio Costeiro.	36
Tabela 2 – Amostras analisadas para geocronologia U-Pb.	50
Tabela 3 – Resultados U-Pb (LA-ICPMS) obtidos em grãos de zircão do biotita ortognaisse. Amostra TJ-M-03.	56
Tabela 4 – Resultados U-Pb (LA-ICP-MS) obtidos em grãos de zircão do ortognaisse Rio Grande. Amostra SM-MB-13.	62
Tabela 5 – Resultados U-Pb (LA-ICP-MS) obtidos em grãos de zircão do granada (sillimanita) biotita gnaisse do Grupo São Fidélis. Amostra SM-MB-02.	68
Tabela 6 – Resultados U-Pb (LA-ICP-MS) obtidos em grãos de zircão da lente quartzítica do Grupo São Fidélis. Amostra SM-MB-09.	73
Tabela 7 – Resultados U-Pb (LA-ICP-MS) obtidos em grãos de zircão da lente quartzítica do Grupo São Fidélis. Amostra SM-MB-15.	85
Tabela 8 – Resultados U-Pb (LA-ICP-MS) obtidos em grãos de zircão da lente quartzítica do Grupo São Fidélis. Amostra SM-MB-05.	95
Tabela 9 – Resultados U-Pb (LA-ICP-MS) obtidos em grãos de zircão da lente quartzítica do Grupo São Fidélis. Amostra SM-MB-07.	108
Tabela 10 – Análises ID-TIMS obtidos em grãos de monazita.	121

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	17
Objetivos	17
Localização da área de estudo	18
Justificativa do estudo	19
Materiais e Métodos	20
1 FUNDAMENTOS DO MÉTODO U-PB	22
1.1. Geocronologia U-Pb	22
1.2. Datação U-Pb	24
1.2.1. Método LA-ICP-MS	25
1.2.2. Método ID-TIMS	27
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA ÁREA ALVO	29
2.1 O Orógeno Ribeira na Amalgamação Gondwanica	29
2.1 Episódios tectono-metamórficos no Orógeno Ribeira	33
2.2 Geologia do Domínio Costeiro/Terreno Oriental	34
3 GEOLOGIA DA REGIÃO ALVO	39
3.1 Rochas granitóides neoproterozóicas	40
3.1.1 Biotita Ortognaisse	40
3.1.2 Ortognaisse Rio Grande.....	41
3.2 Grupo São Fidélis	44
3.2.1 Granada (sillimanita) biotita gnaisse bandado.....	44
3.2.2 Quartzitos feldspáticos	47
4 ABORDAGEM GEOCRONOLÓGICA U-PB	50
4.1 Introdução	50
4.2 Preparação para investigação geocronológica	51
4.3 Investigação geocronológica por LA-ICP-MS: Resultados Obtidos	53
4.3.1 Amostra TJ-M-03: Biotita Ortognaisse	53
4.3.2 Amostra SM-MB-13: Ortognaisse Rio Grande	60
4.3.3 Grupo São Fidélis.....	65
4.3.3.1 Amostra SM-MB-02: Granada (Sillimanita) Biotita Gnaisse bandado	65
4.3.3.2 Amostra - SM-MB-09: Quartzito feldspático	70
4.3.3.3 Amostra SM-MB-15: Quartzito feldspático	82
4.3.3.4 Amostra SM-MB-05: Quartzito feldspático micáceo	92

4.3.3.5 Amostra SM-MB-07: Quartzito grosso.....	105
4.4 Integração dos dados obtidos para os quartzitos.....	115
4.5 Investigação geocronológica por ID-TIMS: Resultados Obtidos	118
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	122
5.1 Proveniência do Grupo São Fidélis	122
5.2 Nova proposta estratigráfica e contexto tectônico do Grupo São Fidélis .	124
5.3 Correlações Regionais.....	127
5.4 Idades de Metamorfismo	127
REFERÊNCIAS.....	129
ANEXO – MAPA GEOLÓGICO E GEOCRONOLOGIA U-PB (HISTOGRAMAS PARA IDADES DE PROVENIÊNCIA)	133

INTRODUÇÃO

Os registros para entender a história da tectônica global e a evolução de determinados terrenos geológicos podem se apresentar em diferentes escalas de observação, que vão desde as análises de grãos de determinados minerais, observações de afloramentos de rocha, até mapas de diferentes escalas. Contudo, a pesquisa aqui desenvolvida teve como desafio, enxergar através de diferentes escalas investigativas.

Esta dissertação de mestrado apresenta uma nova perspectiva para caracterização das unidades metassedimentares (Grupo São Fidélis) e as rochas granitóides neoproterozóicas na região entre São Sebastião do Alto e Santa Maria Madalena, no NW do Estado do Rio de Janeiro, inseridas regionalmente no Domínio Costeiro no contexto do Orógeno Ribeira, conduzido pela investigação geocronológica U-Pb.

Objetivos

O objetivo geral desta pesquisa é caracterizar a proveniência e o intervalo de deposição do Grupo São Fidélis, que constitui a sequência metassedimentar de alto grau metamórfico do Domínio Costeiro/Terreno Oriental, na região central do Orógeno Ribeira através da geocronologia U-Pb. Para atingir o objetivo proposto, a seguinte estratégia de pesquisa foi utilizada:

- Caracterização petrográfica das unidades compostas por rochas metassedimentares e de rochas intrusivas;
- Determinação de idades U-Pb em zircões detríticos de rochas quartzíticas do Grupo São Fidélis;
- Determinação de idades U-Pb em monazitas para caracterização da idade do metamorfismo que afetou a sequência metassedimentar;
- Determinação de idades U-Pb em dois corpos granitóides intrusivos no Grupo Fidélis;
- Discussão dos dados obtidos e correlações regionais com outras sequências metassedimentares em terrenos tectono-estratigráficos vizinhos.

Finalmente espera-se que os dados obtidos possam contribuir para aprimorar o modelo evolutivo do Domínio Costeiro, no contexto do Orógeno Ribeira.

Localização da área de estudo

A área de estudo está inserida na região NW do Estado do Rio de Janeiro correspondente a parte das folhas topográficas, Santa Maria Madalena (SF-23-X-D-VI-4) e Trajano de Moraes (SF-23-Z-B-III-2) do IBGE, escala 1:50.000. Engloba os municípios de São Sebastião do Alto e Santa Maria Madalena. O melhor acesso à região é pela BR-101 até a cidade de Itaboraí e em seguida através da BR-116, em direção à Nova Friburgo, até atingir a localidade de Macuco. Posteriormente o acesso à área alvo pode ser feito pelas rodovias RJ-172 e RJ-146. A circulação interna é realizada através de estradas não pavimentadas (Figura 1 –).

Cabo Frio) limitados por falhas de empurrão, e que são associados a diversos estágios de metamorfismo da Orogenia Brasileira no Neoproterozóico. O domínio tectônico em questão abriga rochas ortoderivadas com afinidade de arcos magmáticos (Complexo Rio Negro, ca. 790-605 Ma). Os ortognaisses deste complexo possuem clara assinatura de ambientes de zonas de subducção e estão encaixados em rochas metassedimentares de alto grau, integrantes do Grupo São Fidélis. Este conjunto é ainda intrudido por várias rochas granitóides sin a tardi-colisionais relacionadas às várias etapas de desenvolvimento da Orogenia Brasileira neste setor do orógeno (ca.790 a 480 Ma). (HEILBRON e MACHADO, 2003).

Um fator considerável é a presença de camadas descontínuas de quartzito que indicam deposição de grãos de zircão detríticos do Neoproterozóico até o Arqueano. Dados obtidos por U-Pb (LA-ICP-MS) por Valladares et al. (2008) levanta uma questão importante sobre a efetiva contribuição de idades neoproterozóicas, que teriam como fonte rochas do Arco Magmático Rio Negro, durante o período pré-colisional.

Nós últimos anos, tem-se trabalhado com frequência por meio de investigação geocronológica, inclusive para a associação de rochas que compõem a Faixa Ribeira Central. Porém, há necessidade de se obter quantidades mais expressivas de dados para tornar estatisticamente mais eficientes as conclusões sobre idades de proveniência para as unidades metassedimentares que compõem o Domínio Costeiro.

Materiais e Métodos

- Levantamento da bibliografia existente sobre o contexto geológico regional e a temática abordada. A referência básica para o estudo está relacionada ao trabalho de mapeamento geológico realizado pelo grupo *Tektos* (Grupo de pesquisa em Geotectônica) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), bem como as atividades de estágios de campo curriculares executados pelos alunos da graduação do Curso de Geologia da UERJ, trabalhos de iniciação científica, dissertações e teses, supervisionadas pelos professores do Departamento de Geologia Regional e Geotectônica (DGRG) da Faculdade de Geologia (FGEL) /UERJ;
- Etapas de campo para a coleta de amostras para os estudos petrográficos e geocronológicos;

- Preparação das amostras para geocronologia. Esta atividade foi realizada no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA)/FGEL/UERJ. (capítulo 4.2)
- Análises isotópicas de U-Pb em grãos de zircão realizadas por meio do método de ablação a laser acoplado a um espectrômetro de massa (LA-ICP-MS, *Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*) no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB). (capítulo 1.2.1);
- Análises de grãos de zircões investigados por meio do microscópio eletrônico de varredura (MEV), para a obtenção de imagens de catodo luminescência, no Instituto de Geociências (IG) da Universidade de São Paulo (USP);
- Análises isotópicas pelo método U-Pb em grãos de monazita realizadas pelo método de diluição isotópica por ionização térmica (ID-TIMS, *Isotopic Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometer*) no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR)/FGEL/UERJ. (capítulo 1.2.2);
- Tratamento e interpretação dos dados analíticos obtidos;
- Integração dos resultados.

1 FUNDAMENTOS DO MÉTODO U-Pb

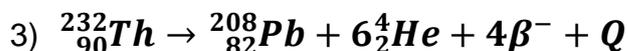
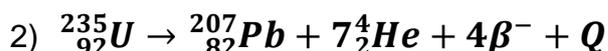
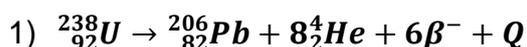
Este capítulo apresenta, de forma sucinta, uma revisão conceitual do método U-Pb, bem como os procedimentos analíticos adotados pelo Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da UNB e no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos da UERJ.

1.1. Geocronologia U-Pb

Série de decaimento radioativo U-Th-Pb

O U e o Th são elementos pertencentes à série dos actínídeos e possuem configurações eletrônicas semelhantes, consistindo em íons tetravalentes com raio iônico similares. Com base nessas características químicas os dois elementos podem se substituir mutuamente na estrutura cristalina de alguns grãos de minerais.

O U possui três isótopos naturais radioativos: o ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U . O Th existe na natureza como o isótopo radioativo ^{232}Th . A relação de decaimento isotópico do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th para ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , respectivamente, estão representados nas equações abaixo:



Onde, $Q = 47,4 \text{ MeV/átomo}$ ($^{238}_{92}\text{U}$); $Q = 45,2 \text{ MeV/átomo}$ ($^{235}_{92}\text{U}$); e $Q = 39,8 \text{ MeV/átomo}$ ($^{232}_{90}\text{Th}$).

O Pb possui quatro isótopos naturais ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb , onde os três primeiros são resultantes do decaimento de U e Th, como mostrado anteriormente, e somente o ^{204}Pb não é radiogênico, e, portanto ocorre em abundância constante na Terra, sendo utilizado como isótopo de referência para correção das idades obtidas e também auxiliando na interpretação do momento de cristalização. Sendo assim, a composição isotópica do Pb, em minerais que contenham U e Th, pode ser expressa da seguinte forma:

$$1) \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{atual}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{inicial}} + \left(\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} \right) \cdot (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$2) \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{atual}} = \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{inicial}} + \left(\frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} \right) \cdot (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

$$3) \left(\frac{{}^{238}\text{P}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{atual}} = \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{inicial}} + \left(\frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}} \right) \cdot (e^{\lambda_3 t} - 1)$$

Onde: $\lambda_1 = 1,55125 \cdot 10^{-10}$, $\lambda_2 = 9,8485 \cdot 10^{-10}$ e $\lambda_3 = 4,9475 \cdot 10^{-11}$ são constantes de decaimento dos isótopos ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$, respectivamente; e t = idade da rocha ou mineral.

A Concórdia

A curva concórdia representa o local geométrico de mesma idade, onde as concentrações de U e Pb e a evolução da composição isotópica de Pb é apresentada por meio das razões ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ e ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ que são plotadas nos eixos X e Y, respectivamente. As análises dos grãos denominadas concordantes serão aquelas que posicionarem-se sobre a curva, o que significa que não perderam Pb radiogênico por nenhum processo geológico posterior a sua formação (Figura 2). Quando acontece perda episódica de Pb, os minerais se distanciam da concórdia e passam a plotar em uma reta que define os interceptos superior (idade mínima de cristalização) e inferior (idade do evento geológico responsável pela perda radiogênica), denominada discórdia, observada na Figura 2.

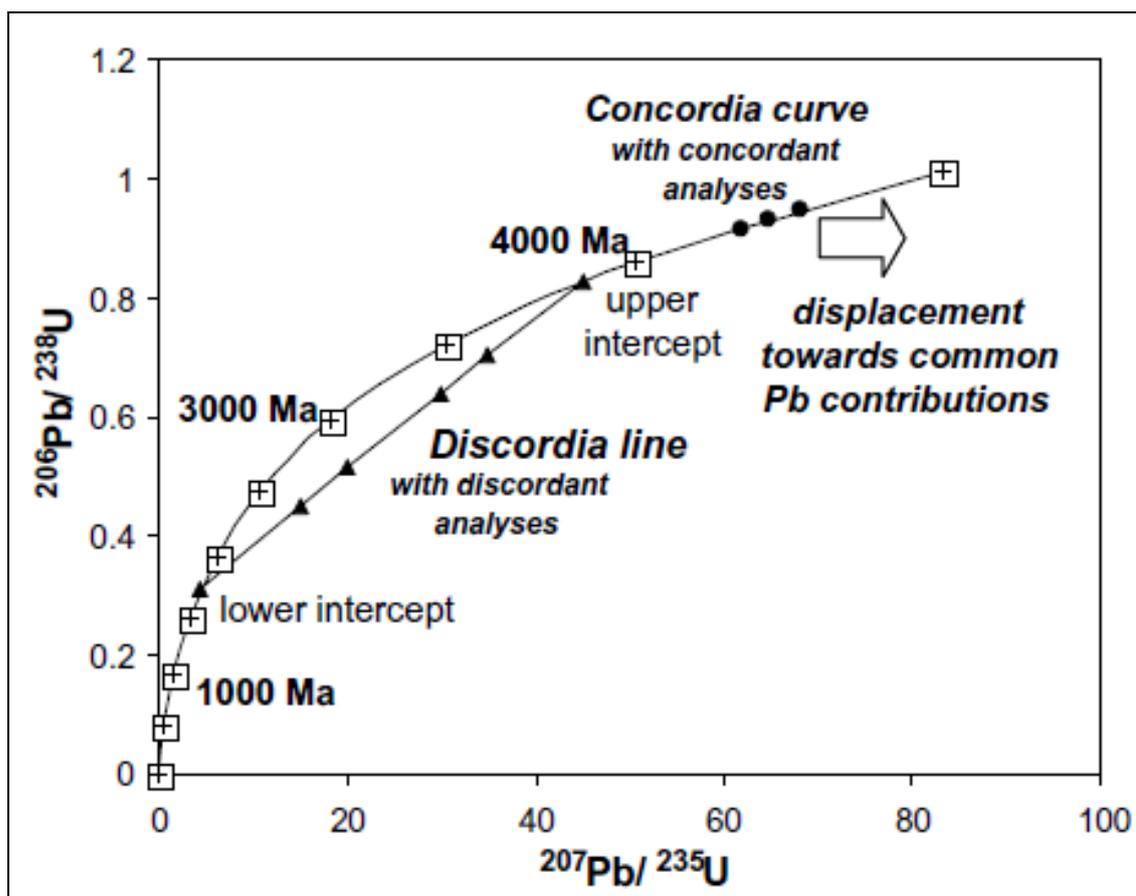


Figura 2 – Diagrama com a curva da concordância e a reta discórdia.

Fonte: BUHN et al. 2009.

Questões estatísticas são de importante relevância neste método, pois é necessária a correção de incertezas analíticas. Além destas outras incertezas também são consideradas, como os erros que dependem da quantidade de amostras, a calibração do equipamento, das características do cristal, do percentual de concordância, dentre outros.

1.2. Datação U-Pb

Os dados geocronológicos apresentados neste trabalho foram obtidos por espectrometria de massa, técnica baseada na separação de partículas conforme sua massa e carga onde as substâncias ou elementos são analisados no vácuo. Nesta técnica os feixes de íons atravessam um campo magnético sendo separados em função das suas massas para serem coletados por detectores e suas razões isotópicas medidas.

1.2.1. Método LA-ICP-MS

O método envolve a volatilização da amostra por um feixe de laser seguido de ionização por um plasma de Ar e as medidas das razões isotópicas feitas por espectrômetro de massa. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UnB). O equipamento utilizado para datação foi um “*Thermo Finnigan Neptune Multicollector Inductively coupled plasma mass spectrometer*” conectado a um laser sólido “*New Wave 213µm Nd-YAG*”, que permite *spots* de até 4µm de diâmetro, com uma frequência de 6 - 10 Hz e 30 - 40 % energia do laser, dependendo das condições específicas e do material analisado.

A ablação por *laser* é um processo de extração direta dos íons da superfície da amostra, transportados através de um fluxo de gás He, para em seguida ser lido no espectrômetro de massa.

O *New Wave 213µm Nd-YAG* é um equipamento acessório acoplado que permite analisar de forma direta e pontual através de um laser, cuja função é a volatilização de parte do grão de zircão. Existem diversos parâmetros que podem ser controlados, como intensidade do feixe emitido, diâmetro do feixe e frequência do feixe, e todos eles irão interferir no sinal obtido pelo espectrômetro de massa. O controle das quantidades de isótopos que estão sendo medidas é feito no próprio computador, permitindo alterações, o que pode acarretar um provável aumento de erro analítico. Ao ativar o início da ablação, o laser irá emitir 40 pulsos em cerca de um minuto (dependendo dos parâmetros utilizados), tempo suficiente pra fazer a aquisição do sinal. Um gás é o responsável por transportar os isótopos e os elementos químicos vaporizado para a unidade de plasma, onde irá ocorrer a ionização dos átomos para serem então enviados ao espectrômetro de massa. As primeiras medições feitas pelo espectrômetro não devem ser consideradas, já que será uma leitura da parte superficial do grão (BUHN et al. 2009).

A amostra volatilizada do laser é carregada para o módulo de plasma por gás de He de qualidade analítica. Após a volatilização, o gás de He já purificado e contendo os átomos da amostra, parte para o ionizador de plasma de Ar. O Ar possui um alto potencial de ionização (15.759 V), e para formar o plasma ele é ionizado através de um campo magnético, tornando-o condutor. Essa ionização irá acarretar no aumento da temperatura (10.000° Kelvins). O plasma é gerado e torna-

se autossustentado, e a temperatura atingida é capaz de ionizar todos os átomos de interesse presentes na amostra volatilizada (BUHNet al. 2009).

Os íons da amostra são então acelerados para o espectrômetro de massa provido de multi-coletores que permitem a contagem simultânea de até 15 diferentes isótopos. Eles serão divididos através de um eletroímã que os defletirão diferencialmente, de acordo com a massa e carga de cada um deles. Ao todo são nove coletores do tipo *Faraday* e seis coletores do tipo *IC* (contador de íons), devidamente calibrados, organizados em ordem específica para que não ocorra nenhum erro analítico, como a contagem de um determinado elemento em um coletor que teoricamente seria responsável por fazer a contagem de outro elemento. Vale ressaltar que o isótopo ^{235}U não pode ser coletado graças à configuração espacial dos coletores, e sua quantidade é achada através da razão $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ natural, que é igual a 137,88 (BUHNet al. 2009).

Tratamento dos dados

A aquisição dos dados para análise do método LA-ICP-MS é realizada após iniciar o processo de ablação que é feito em 40 ciclos para cada valor de isótopo medido. Segue-se uma sequência, onde se analisa primeiramente o branco e um grão da amostra padrão, é só depois deste procedimento é que se inicia a análise de quatro grãos da amostra ocorrendo, sucessivamente, a repetição do ciclo. Após o término da aquisição e com os dados salvos, os arquivos podem ser abertos através do programa “*Data Evaluation*” (Figura 3), e os cálculos das idades correspondentes as razões isotópicas podem ser realizados através do *Software Isoplot 3* (LUDWIG, 2003) (Figura 4).

The screenshot shows the 'Data Evaluation' software interface. The title bar reads 'Data Evaluation - [D:\2009_LA-ICPMS_UnB\LAB636_PAR76\006-Z4.dat]'. The menu bar includes 'File', 'View', 'Settings', and 'Help'. Below the menu is a 'Block Control' section with 'Block: 1' and 'Cycle: 1'. The main window displays a table with columns for 'Cycle', 'Time', and various isotopes: 232Th, 238U, 202Hg, 204Pb, 206Pb, 207Pb, 206Pb/204Pb (1), 207Pb/206Pb (2), and 206Pb/238U (3). The table contains 20 rows of data, each representing a cycle with corresponding time and isotopic ratios.

Figura 3– Coluna dos dados no programa *Data Evaluation*.

The screenshot shows a Microsoft Excel spreadsheet titled 'Microsoft Excel - 000_U_Pb_Th_SPOT_ORIGINAL'. The spreadsheet is organized into several sections: 'INPUT General and Standard data', 'OUTPUT Sample data UICORRECTED for common Pb (corrected for blank)', and 'OUTPUT Sample data Pb CORRECTED'. The 'INPUT' section includes columns for 'Std. name', 'Value', and 'Nat. ratio'. The 'OUTPUT' sections contain detailed tables for 'Age 716', 'Age 618', and 'Age 715', with columns for '1s (Ma)', '2s (Ma)', 'Ratio', and '1s (%)', '2s (%)'. The spreadsheet uses various colors (yellow, purple, green) to highlight different data sections and includes numerous formulas and cell references.

Figura 4– Planilha no *Excel* para redução dos dados.

1.2.2. Método ID-TIMS

Técnica baseada na diluição isotópica na qual necessita-se de um traçador ou *spike* de abundância isotópica totalmente diferente da abundância isotópica do elemento a medir no espectrômetro de massa, em forma de razão isotópica. O procedimento foi realizado no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

O procedimento deste método no LAGIR é descrito resumidamente em: descontaminação do material, determinação de brancos dos reagentes, determinação da massa e lavagem dos cristais de monazita, adição do *spike* (^{205}Pb - ^{235}U) e digestão da amostra, as etapas de separação química e finalmente a deposição das amostras. As medidas das razões isotópicas de U e Pb foram obtidas através do espectrômetro de massa por termo-ionização (TIMS) TRITON Termo-Finnigan.

A descrição detalhada do método de datação em monazitas por diluição isotópica utilizando cromatografia e espectrometria de massa por ionização térmica implantado no LAGIR/UERJ pode ser vista no trabalho de monografia de NETTO (2012).

Tratamento dos dados

Os softwares utilizados para a redução dos dados e os cálculos de idades foram o PBDT e ISOPLOT-Ex (LUDWIG, 1993, 2003). Os resultados das razões isotópicas das amostras são recalculados para corrigir o fracionamento da massa (causada pela perda de isótopos em função do aquecimento). Em adição, os resultados são submetidos a correções relativas ao branco Pb, do laboratório e do Pb inicial.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA ÁREA ALVO

A Plataforma Sul-Americana, cuja consolidação se completou ao final do neoproterozóico, constitui, junto com a Plataforma Patagônia e a Faixa Andina, uma das três grandes unidades tectônicas do continente sul-americano, assim definida por Almeida et al. (1977, 1981). Para Almeida e Hasui (1984) a sua consolidação completa ocorreu entre o Neoproterozóico e o cambro-ordoviciano (700-450 Ma) com o encerramento na Orogenia Brasileira. A porção brasileira da Plataforma Sul-Americana apresenta em sua configuração geotectônica crátons que englobam unidades desde arqueanas até coberturas neoproterozóicas, faixas móveis neoproterozóicas/cambrianas e bacias intracratônicas fanerozóicas (Figura 5a).

As regiões sul e sudeste brasileira estão localizadas na Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977, 1981), que representa um sistema orogênico neoproterozóico, produto da amalgamação do Supercontinente Gondwana. O processo de convergência é marcado por etapas diacrônicas, iniciadas pelo fechamento de oceanos através de processos de subducção, que geraram suítes de arcos magmáticos, bem como várias etapas colisionais entre continentes e arcos de ilhas-continentes. Esta província engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (HEILBRON et al., 2004).

2.1 O Orógeno Ribeira na Amalgamação Gondwanica

O Orógeno Ribeira está localizado na porção central da Província Mantiqueira e se estende por 1400 km ao longo da costa atlântica brasileira. É definido como o produto da convergência entre a placa São Francisco-Congo e outras placas e/ou microplacas e/ou arcos de ilhas, bem como a porção cratônica do SW africano (HEILBRON et al. 2003, 2004, 2008; HEILBRON e MACHADO, 2003). Para Heilbron et al. (2008) o desenvolvimento do Orógeno Ribeira teve vários episódios de convergência na Orogenia Brasileira-Panafricana ocorrida durante o Neoproterozóico-Cambriano até sua consolidação no Ordoviciano Inferior, na amalgamação do Supercontinente Gondwana.

Os quatro terrenos tectono-estratigráficos que compõem o segmento central do Orógeno Ribeira, foram definidos por Heilbron et al. (2000; 2004), sendo o resultado de um empilhamento oblíquo (Figura 5b). Esses terrenos apresentam trend estrutural NW-SW e são limitados por descontinuidades estruturais tais como zonas de cisalhamento dúcteis e falhas de empurrão sendo acrescidos em vários episódios colisionais. De NW para SE, esses terrenos são (Figura 6):

1) O Terreno Ocidental constitui a margem sul do Cráton São Francisco retrabalhada (Bacia Andrelândia). É subdividido nos domínios tectônicos Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora. Estes domínios possuem associações de rochas do embasamento paleoproterozóico-arqueano e sucessões de unidades metassedimentares metamorfisadas desde baixo a alto grau, relacionadas a uma extensa margem passiva neoproterozóica.

O Terreno Ocidental é separado do Terreno Oriental por uma zona de sutura, representada por uma zona de cisalhamento de mais de 200 km de extensão com mergulho para NW ou SE, denominada de Contato Tectônico Central – CTB (Almeida et al. 1998).

Idades LA-ICP-MS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos para a sequência Andrelândia, na porção correspondente ao Orógeno Ribeira Central, correspondentes aos domínios Autóctone e Alóctone publicadas por Valladares et al. (2004) mostraram que máxima contribuição para a Megassequência Andrelândia estaria em torno de 1,0 Ga. No entanto, a combinação de idades detríticas do Terreno Ocidental (da cobertura Andrelândia nos terrenos Autóctone e Juiz de Fora) não apresentam contribuição mesoproterozóica em torno de 1,0 Ga, e demonstram importante colaboração detrítica paleoproterozóica, entre 1.8-2.2 Ga, com moda considerável em 2.1-2.2 Ga (VALLADARES et al. 2008).

2) O Terreno Oriental compreende os domínios Italva, Cambuci e Costeiro. O Domínio Italva é caracterizado como uma *klippe* sinformal disposta sobre o Domínio Costeiro. Este último inclui rochas do Complexo Magmático Rio Negro com *ca.* 790 e 637-620 Ma (TUPINAMBÁ et al. 2000A, 2000B; HEILBRON e MACHADO, 2003) intrusivas em uma sequência metassedimentar, bem como uma geração posterior de granitóides (Este terreno compreende unidades metavulcanossedimentares, afetadas por condições metamórficas que vão de fácies anfíbolito para o Domínio Italva a fácies granulito para os domínios Cambuci e Costeiro, possuindo associação de rochas magmáticas intrusivas e ausência de embasamento).

Fontes para as rochas metassedimentares clásticas para os diversos domínios deste terreno e idades de contribuição que vão desde o Neoproterozóico, com fontes do Arco Magmático Rio Negro (790 e 635-620 Ma) a contribuições oriundas de embasamentos paleoproterozóicos e arqueanos, além de idades mesoproterozóicas foram discutidas por Heilbron e Machado, (2003); Heilbron et al. (2008), Schmitt et al. (2004, 2008) e Valladares et al. (2008).

3) O Terreno Paraíba do Sul (ou *Klippe* Paraíba do Sul) associa-se a uma estrutura sinformal cavalgada sobre o Terreno Oriental, composta por uma unidade basal paleoproterozóica denominada de Complexo Quirino com idade T_{DM} 2,19 Ga, obtida por Machado et al. (2010), e rochas metavulcanossedimentares (Grupo Paraíba do Sul), com metamorfismo em fácies anfíbolito.

Estes três terrenos (Ocidental, Oriental e Paraíba do Sul) foram amalgamados entre 590 e 550 Ma, com ápice em ca 580 Ma em um estágio denominado por Heilbron et al. (2004) como Estágio Colisional II. A colisão destes terrenos consiste em um evento marcado por acreção do Terreno Oriental contra a margem do Cráton São Francisco. Considera-se como um dos registros orogénéticos a presença de inúmeros granitóides no Terreno Oriental relacionados a um estágio pré-colisional em ambiente de arco magmático, produto de um processo de subducção.

4) O Terreno Cabo Frio foi acrescido aos demais ca.520 Ma, considerado o último episódio colisional do Orógeno Ribeira. Apresenta sucessão metassedimentar, relacionada a uma bacia de margem passiva (Bacia Búzios-Palmital) contendo lentes de anfíbolito metamorfisadas entre fácies anfíbolito e granulito de média a alta pressão (SCHMITT et al., 2008). Heilbron e Machado (2003) sugerem uma bacia *back-arc* neoproterozóica referente ao Arco Magmático Rio Negro. Idades U-Pb (SHIRIMP) obtidas por Schmitt et al. (2004) em cristais de zircão detríticos revelam contribuições arqueana, paleoproterozóica e neoproterozóica nas sucessões metassedimentares.

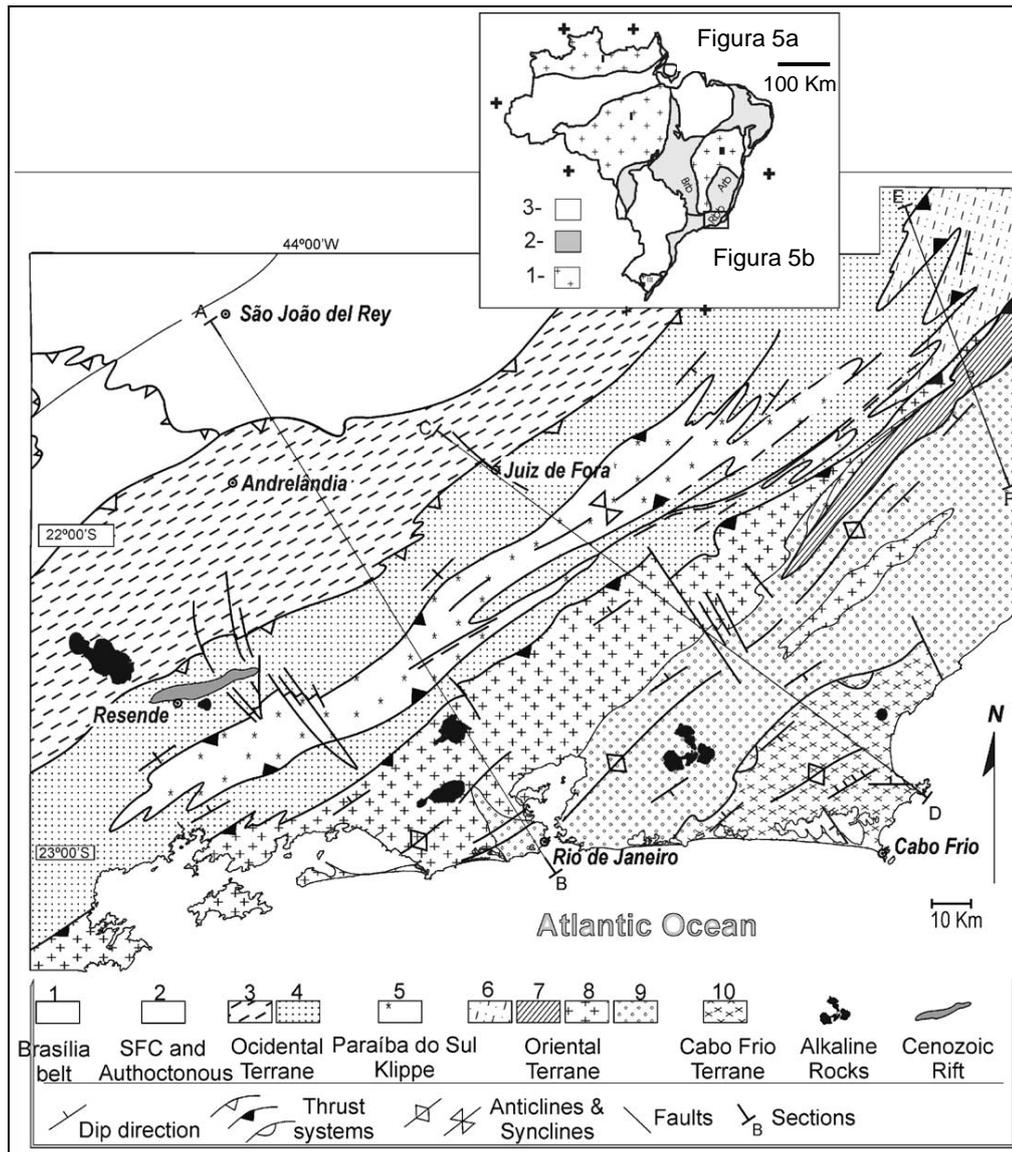


Figura 5 – (a) Subdivisão tectônica do Brasil, apresentando faixas móveis neoproterozóicas, blocos cratônicos e as grandes bacias intracratônicas. Legenda: 1-cratons neoproterozóicos (I, Amazônico; II, São Francisco; III, Rio de La Plata); 2-faixas neoproterozóicas/cambrianas (Rbb, Faixa Ribeira; Arb, Faixa Araçuaí; Bbb, Faixa Brasília); 3: coberturas fanerozóica. (b) Principais unidades tectônicas da Faixa Ribeira Central. As seções AB, CD e EF estão representadas na Figura 6. Legenda 1: sistema de nappes da Faixa Brasília; 2: embasamento e cobertura meso-neoproterozóicas do Domínio Autóctone e Cráton São Francisco; 3 e 4: domínios Andrelândia e Juiz de Fora do terreno Ocidental; 5: *Klippe* Paraíba do Sul; 6 e 7: domínios Itava e Cambuci do Terreno Oriental; 8 e 9: Domínio Costeiro do Terreno Oriental com granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 10: Domínio Cabo Frio.

Fonte: HEILBRON e MACHADO, 2003.

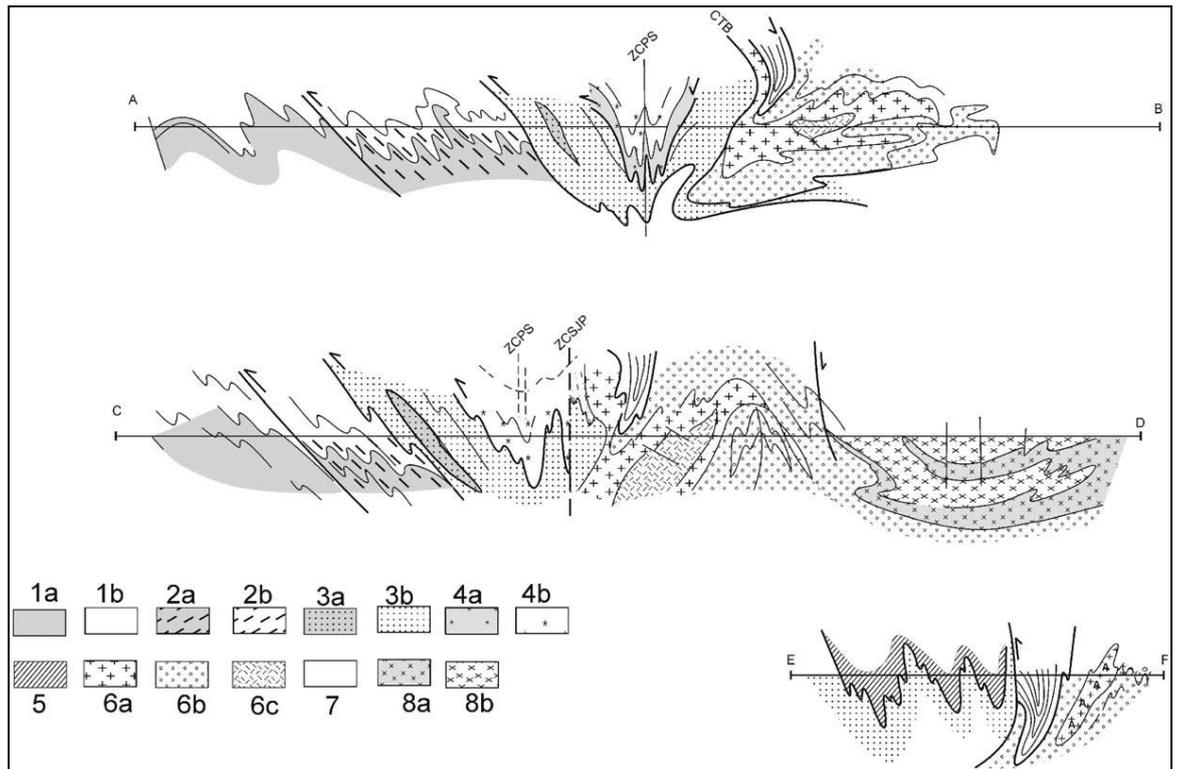


Figura 6 - Três seções geológicas NW-SE da Faixa Ribeira Central. Legenda 1a e 1b: cobertura neoproterozóica deformada e embasamento do Domínio Autóctone; 2a e 2b: cobertura deformada e embasamento do Domínio Andrelândia; 3a e 3b: cobertura neoproterozóica deformada e embasamento do Domínio Juiz de Fora; 4a e 4b: cobertura neoproterozóica deformada e complexo do embasamento da *Klippe* Paraíba do Sul; 5: seqüências metassedimentares da *Klippe* Cambuci/ Terreno Oriental; 6a, 6b e 6c: ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro, sucessões metassedimentares e granitóides sin-colisionais do Domínio Costeiro/Terreno Oriental; 7: metassedimentos e anfibolitos da *Klippe* Italva/ Terreno Oriental; 8a e 8b: cobertura deformada neoproterozóica e embasamento do Terreno Cabo Frio. PSSZ e SJPSZ: zonas de cisalhamento Paraíba do sul e São João do Paraíso.

Fonte: HEILBRON e MACHADO, 2003.

2.1 Episódios tectono-metamórficos no Orógeno Ribeira

A convergência durante a Orogenia Brasileira-Panafricana é apontada como uma evolução progressiva e complexa. Na porção central da Faixa Ribeira, Heilbron e Machado (2003) e Heilbron et al. (2008) discutem os diversos estágios evolutivos, relações de tempo, eventos orogênicos, modelos evolutivos e implicações com demais orógenos da Província Mantiqueira.

O primeiro estágio evolutivo (590-560 Ma) levou à deformação principal ($D_1 + D_2$) que foi concomitante com a evolução do metamorfismo progressivo (M1) nas unidades supracrustais e nas associações do embasamento Paleoproterozóico (Complexo Mantiqueira, Complexo Juiz de Fora e Complexo Quirino). Esta etapa foi responsável pela formação da xistosidade principal e pelo imbricamento tectônico, com a sobreposição do Terreno Oriental e Terreno Ocidental. As estruturas geradas nesta fase consistem em dobras apertadas a inclinadas, zonas de cisalhamento dúctil e forte lineação mineral (HEILBRON et al., 2004).

As fases tardias (D_3 e D_4) atingiram o complexo conjunto de escamas tectônicas formado no curso da deformação principal, em condições de pressão e temperatura pós-pico metamórfico resultando, portanto, na deformação da xistosidade principal pré-existente. No período de 535-510 Ma, que marca a atuação da deformação D_3 contemporânea ao metamorfismo M2, tem como característica o metamorfismo retrógrado responsável pela geração de zonas de cisalhamento destrais (HEILBRON et al., 2004).

No período de 510-480 Ma, durante a última fase deformacional D_4 , ocorreu o relaxamento da compressão regional e a transição para o regime distensivo com granitogênese associada.

2.2 Geologia do Domínio Costeiro/Terreno Oriental

Neste item será descrito, com base em dados da literatura o Domínio Costeiro, foco deste trabalho. E adiante serão retratados os dados geológicos de campo e os resultados da análise geocronológica, frutos desta pesquisa.

O Domínio Costeiro compreende uma sucessão metassedimentar (Grupo São Fidélis), representada por granada-biotita gnaisses e biotita gnaisses, nas quais ocorrem lentes de quartzitos feldspáticos, rochas calcissilicáticas e anfibolitos (HEILBRON e MACHADO, 2003; HEILBRON et al., 2003). Essas associações litológicas representariam uma porção distal (turbidítica) de margem passiva de um paleocontinente situado a leste do Cráton São Francisco (HEILBRON, et al., 2004). Numerosos corpos plutônicos com afinidade cálcio-alcálica, de idades neoproterozóicas (Complexo Rio Negro) são intrusivos nesta sequência supracrustal. Este conjunto de rochas é invadido por várias gerações de granitóides sin e pós tectônicos.

A estruturação interna do domínio em questão é representada por dobras recumbentes de grande escala, associadas a importantes zonas de cisalhamento dúcteis com componente inverso e transpressivo destal, geradas durante a deformação principal D1+D2. Essas zonas de cisalhamento possuem *trend* NE e NW e a elas relaciona-se uma xistosidade de mergulho suave e indicadores cinemáticos de topo para NW. As sucessões metassedimentares estão metamorfisadas em fácies anfíbolito alto a granulito.

Unidades Metassedimentares do Grupo São Fidélis

O Grupo São Fidélis compreende um conjunto metassedimentar, constituído por: a) (granada)-biotita gnaisses bandados, com frequentes camadas centimétricas a métricas de quartzitos feldspáticos a puros e b) gnaisses kinzigíticos, caracteristicamente portadores de granada e sillimanita, predominantemente bandados com lentes de rochas calcissilicáticas e intercalações de quartzito.

O projeto de mapeamento PRONAGEO-UERJ/CPRM/2010, realizado pelo grupo *TEKTOS/UERJ* com apoio da CPRM, sugeriu que as unidades metassedimentares descritas por Tupinambá et al. (2007) como Unidade São Sebastião do Alto e Unidade São Fidélis fossem formalizadas em Grupo São Fidélis. Abaixo, a Tabela 1 compara as propostas de subdivisão destas unidades metassedimentares:

Tabela 1 – Unidades metassedimentares do Domínio Costeiro.

PRONAGEO/2010 TEKTOS/UERJ		Tubinambá <i>et al.</i> (2007)	
Grupo São Fidélis	(Sillimanita) biotita gnaïsse bandado ou homogêneo com intercalações de sillimanita feldspato muscovita quartzito e rochas calcissilicáticas.	Unidade São Sebastião do Alto	Paragnaisses com quartzitos.
Grupo São Fidélis	(Cordierita) (grafita) (sillimanita) granada biotita gnaïsse kinzigítico; (cordierita) (sillimanita) biotita gnaïsse bandado, com intercalações de quartzito, rochas calcissilicáticas e anfíbolitos.	Unidade São Fidélis	Gnaïsses kinzigíticos intercalados com biotita gnaïsse homogêneo.
Grupo São Fidélis	Biotita gnaïsse homogêneo, com granulação média e palhetas de biotita.		

A unidade basal do Grupo São Fidélis está representada por gnaïsses kinzigíticos constituídos por biotita gnaïsses granatíferos, com sillimanita e, localmente com intercalações de (cordierita) (sillimanita) biotita gnaïsse, lentes quartzíticas, rochas calcissilicáticas e anfíbolitos. Normalmente os gnaïsses muito migmatizados, com leucossomas portadores de granadaseuédricas (peritética???) , e subordinadamente cordierita.

Intercalados no conjunto de rochas da unidade basal do Grupo São Fidélis, ocorrem biotita gnaïsses homogêneos, que foram inicialmente incluídos neste pacote metassedimentar, embora as características de campo e petrográficas pudessem sugerir origem ortoderivada, ou mesmo meta-vulcânica. Na porção sul da área estudada, próximo à cidade de Santa Maria Madalena ocorre esta unidade, que foi selecionada para análise geocronológica U-Pb.

Sobreposta à unidade basal, encontram-se (granada)-biotita gnaïsses migmatíticos com estrutura bandada e/ou porfirítica ou, localmente, textura nebulítica, caracterizados pela presença de frequentes camadas de (sillimanita)-(muscovita)-quartzito (puro ou feldspático) fortemente recristalizado, com espessuras

que variam de 20 a 120 metros (Unidade São Sebastião do Alto descrita por Tupinambá et al., 2007). Ocorrem, também lentes de rochas calcissilicáticas e anfibolíticas.

Idades U-Pb de zircões detríticos dos quartzitos da unidade kinzigítica, obtida por Valladares et al. (2008), indicam proveniência importante entre o Neoproterozóico e Mesoproterozóico (0,5-1,6 Ga) e contribuições menores do Paleoproterozóico. Dentre as idades de zircões detríticos destaca-se a contribuição no Neoproterozóico, a qual poderia estar associada a fontes do Arco Magmático Rio Negro, gerado no período pré colisional (790-620 Ma). Para a fonte dos zircões arqueanos mencionados os autores consideram a possibilidade da fonte destes sedimentos estarem relacionadas ao embasamento gnáissico do Terreno Cabo Frio. Schmitt et al. (2004) obtiveram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (SHRIMP) neoproterozóicas para os zircões detríticos das rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis, recolhidos em região limítrofe ao contato do Terreno Cabo Frio com o Terreno Oriental em proximidade de Macaé, interpretadas como relacionadas ao Arco Magmático Rio Negro.

Unidades Granitóides

Encaixados na sequência supracrustal do Domínio Costeiro ocorrem rochas granitóides foliadas interpretadas como geradas durante processo de subducção, que evoluem de arco magmático em bacia de margem ativa até aquelas associados ao período sin e pós-colisional, durante a colagem brasileira, conforme sugerem Tupinambá (1999); Heilbron e Machado (2003).

Granitóides pré-colisionais

As rochas referentes ao magmatismo pré-colisional, integrantes do Complexo Rio Negro, representam importante contribuição magmática do sistema orogênico. Compreendem numerosos corpos plutônicos com características de rochas cálcio-alcalinas, classificadas como hornblenda biotita gnaisse migmático, com composições tonalíticas a graníticas. Dados litogequímicos isotópicos (Nd e Sr) e idades U-Pb indicam ambientes tectônicos de arcos magmáticos que evoluíram desde intraoceânicos até cordilheranos, com gerações de rochas em duas etapas evolutivas: 790 Ma e 635-620 Ma (TUPINAMBÁ et al. 1999; HEILBRON e MACHADO 2003; HEILBRON et al., 2004).

Granitos sin-colisionais

O conjunto de rochas ígneas de maior expressão, que intrudem a sequência metassedimentar do Grupo São Fidélis, são aqueles associados ao magmatismo

sin-colisional no período de 590-560 Ma. Compreende gnaisses porfiríticos charnockíticos ou graníticos, denominados de Suíte Desengano. Esta unidade engloba gnaisses com megacristais recristalizados de microclina, ortoclásio e plagioclásio com até 8 cm de comprimento e matriz quartzo-feldspática, rica em biotita (nos tipos graníticos). Localmente alguns plútons possuem cristais de ortopiroxênio, como o Charnockito Bela Joana caracterizado como um gnaisse porfirítico com ortopiroxênio (TUPINAMBÁ et al., 2007). Ocorrem também corpos granitóides de leucogranito gnaisses.

Granitos pós colisionais

Os granitóides pós colisionais são representados por suítes pouco deformadas com tendência calcio-alcálica, constituídos por granitos leucocráticos, que apresentam frequente foliação de fluxo magmático, com idades entre 510 e 480 Ma. Este conjunto de rochas é representado por várias suítes mapeadas individualmente, como por exemplo, o Granito Sana, Granito Pedra Branca e Granito Nova Friburgo.

3 GEOLOGIA DA REGIÃO ALVO

Como descrito no Capítulo 1 a região alvo de estudo localiza-se na porção SE da Folha Santa Maria Madalena (1:50.000) e Norte da Folha Trajano de Moraes (1:50.000). Está inserida no Domínio Costeiro/Terreno Oriental da Faixa Ribeira de Heilbron et al.(2005),compreendendo sequências metassedimentares de alto grau metamórfico, ortognaisses e rochas granitóides. A estruturação regional é definida por uma xistosidade penetrativa, associada a dobras apertadas a isoclinais, recumbentes a inclinadas, geradas nas fases da deformação principal D1+D2. A atitude regional desta foliação, na área alvo possui *strike* N35-40E, com mergulhos em geral para NW, embora dobras abertas modifiquem estes mergulhos para SE. As unidades litológicas estudadas nesta pesquisa compreendem:

1) Grupo São Fidélis: Esta unidade engloba rochas metassedimentares, provavelmente relacionados a sucessões de margem passiva que transicional para ambiente de arco magmático. É constituído por gnaisses ricos em granada, que variam de homogêneos a porfiroblásticos. O Grupo São Fidélis foi subdivido em duas unidades pelo Grupo Tektos/UERJ no Programa Pronageo (2010): a) gnaisse kinzigítico na base, e b) (sillimanita) granada biotita gnaisse bandadocom lentes de quartzitos no topo da sequência.

2) Biotita Ortognaisse: Esta unidade está intercalada aos gnaisses da unidade basal do Grupo São Fidélis. Foi classificada como integrante deste pacote meta-vulcanossedimentar. Contudo, os dados U-Pb obtidos durante o desenvolvimento deste trabalho indicam que este conjunto é correspondente ao Complexo Rio Negro, relacionado ao segundo estágio evolutivo do arco magmático. Nesta pesquisa, será tratada a parte do Grupo Fidélis.

3) Ortognaisse Rio Grande: Compreende um biotita ortognaisse de composição granítica, porfirítico, com coloração que varia de cinza, em presença de fenocristais rosados de K-felspató a cinza escura nas porções com textura equigranular. Na literatura foi inserido na Suíte Desengano, que corresponde a rochas granitóides foliadas sin-colisionais (ca. 590-560 Ma), intrusivas na sequência metassedimentar do Grupo São Fidélis. Entretanto, tal como descrito para o biotita

gnaisse homogêneo acima, as idades obtidas indicam que este pluton é equivalente a rochas do arco magmático Rio Negro.

A seguir, serão apresentadas as observações de campo das unidades estudadas na área mapeada, e mais adiante (no capítulo 5) a caracterização detalhada de cada afloramento amostrado para geocronologia.

3.1 Rochas granitóides neoproterozóicas

3.1.1 Biotita Ortognaisse

Aspectos de campo

Compreende biotita gnaisses homogêneos, de coloração cinza claro a cinza escuro, granulação média a grossa com fenocristais de feldspato (Figura 7), localmente apresentam bandamento metamórfico fino dado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas centímetricas. Possuem xistosidade bem definida e frequentemente encontram-se muito migmatizados, dando origem a estruturas metatexíticas e diatexíticas, cujos leucossomas apresentam granada e, localmente, cordierita peritéticas. Ocorrem nos gnaisses lentes de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos.



Figura 7 – Biotita ortognaisse gnaisse homogêneo com fenocristais de feldspato e leucossomas.

Há ocorrência de veios leucossomáticos, de espessura centimétrica, compostos por quartzo, feldspatos e granada, sendo comum a presença de pórfiros/porfiroclastos oftálmicos de K-feldspato que podem atingir até 10 cm de

comprimento. Os melanossomas ocorrem ao redor dos leucossomas e correspondem a níveis de concentração de biotita e granada e, localmente, cordierita e/ou sillimanita.

Próximo ao Rio Grande, na rodovia RJ 176, no trevo de Santa Maria Madalena, aflora paredão rochoso íngreme apresentando dobra recumbente em grande escala.

Aspectos petrográficos

Este litotipo é constituído por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita, apresentando em maior proporção quartzo e microclina. Possui textura granoblástica, de granulometria fina na qual se destacam palhetas centimétricas de biotita distribuída de forma esparsa, em meio a uma matriz mais clara e homogênea (Figura 8A e 8B).

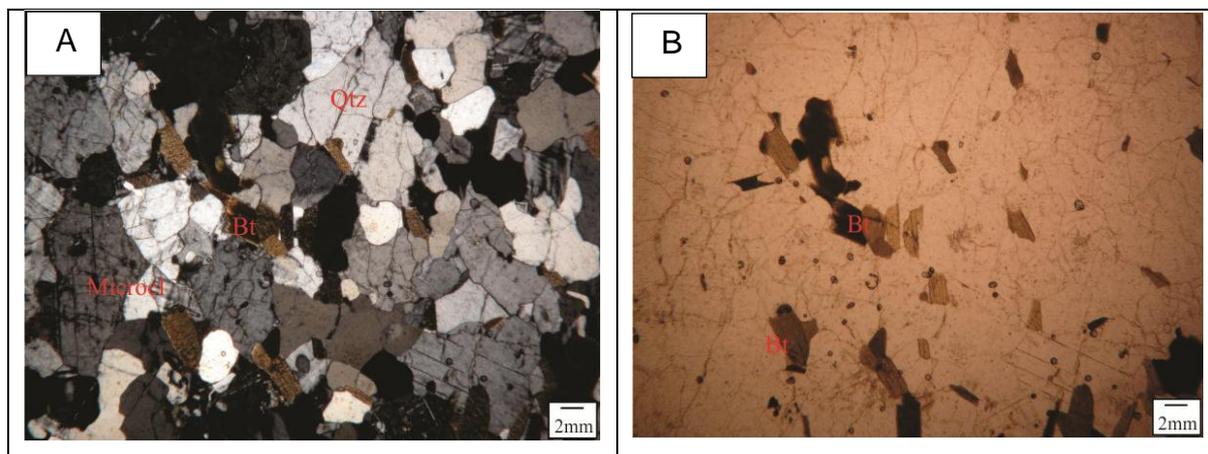


Figura 8 – Fotomicrografia da associação de minerais presentes no Biotita ortogneisse (A) Nicóis cruzados; (B) Luz natural.

Análise modal (% em volume) do Biotita ortogneisse

Minerais	Volume (%)
Microclina	28
Quartzo	45
Plagioclásio	15
Biotita	12

3.1.2 Ortogneisse Rio Grande

Aspectos de campo

Compreende um gnaisse porfírico, caracterizado pelos fenocristais de K-feldspato e matriz de granulação fina à média. Possui xistosidade pouco

desenvolvida, dada pela orientação da biotita e por cristais tabulares de k-feldspato. Em porções dos afloramentos os feldspatos formam fenocristais mais alongados paralelos à xistosidade e outras vezes ocorrem com formas arredondadas (Figura 9A). A rocha granitóide com ocorrência local de suave dobramento (Figura 9B), como observado no ponto SM-MB-11, em proximidade do Rio Grande. A trama é inequigranular, onde os fenocristais de feldspato, cujos tamanhos variam de 1 cm até 5 cm, apresentam-se relativamente bem formados com feição tabular, próximos a zonas de maior deformação.

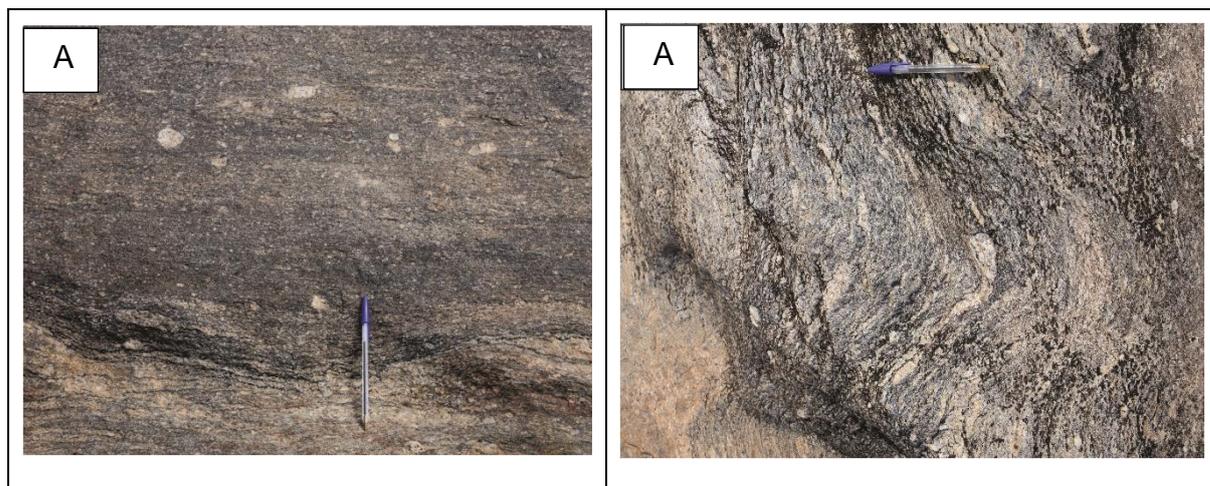


Figura 9 – Ortogneise Rio Grande (A) Fenocristais de feldspato; (B) Suave dobramento.

A granada aparece pouco, e é caracterizada por cristais límpidos com diâmetro milimétrico. Também foi detectada a ocorrência de anfibólio, que eventualmente apresenta-se como coroas circundadas por grãos de granada.

Localmente verifica-se a ocorrência de lentes leucossomáticas indicando migmatização, por vezes associados a zonas de cisalhamento. A foliação regional mergulha predominante para NW com ângulo moderado a alto. Deformando esta foliação ocorrem zonas de cisalhamento destrais e dobras abertas assimétricas com planos axiais verticais.

Aspectos petrográficos

O granitóide é constituído por plagioclásio, microclina e quartzo que ocorrem como fenocristais e na matriz. Ocasionalmente o quartzo se mostra alongado paralelo à xistosidade, e a biotita ocorre como ripas compondo a matriz e definindo a foliação. Os minerais acessórios identificados são granada, zircão, muscovita (sericita), apatita e opacos, além da rara presença de hornblenda. Possui matriz de

granulação fina a média, textura que varia de granoblástica a porfirítica, bem como textura ígnea reliquiar, tem aspecto homogêneo e orientação definida por biotita.

A microclina se apresenta como um dos minerais essenciais da rocha, sua geminação característica é bem desenvolvida nos grãos menores que compõem a matriz (Figura 10A). Os grãos maiores (até 5 mm) são na sua maioria idiomórficos, e ocasionalmente apresentam fraturas preenchidas por sericita. Na matriz este mineral tende a ser arredondado e sem fraturas. Os grãos de plagioclásio possuem diâmetro de até 3 mm, se mostram com contornos hipidiomórficos, e apresentando geminação polissintética característica e bordas arredondadas (Figura 10B). É comum ocorrer mirmequita entre o contato dos dois feldspatos com o quartzo, que tende a adentrar o plagioclásio. Cristais de quartzo apresentam-se de forma alongada, em fitas paralelas à foliação, e comumente adquire extinção ondulante, nas porções félsicas.

A biotita ocorre como escamas orientadas geralmente com hábito hipidiomórfico a xenomórfico, e nas porções mais félsicas aparece desorientada na trama, conferindo à rocha um aspecto homogêneo. A granada apresenta-se como cristais xenomórficos fraturados. Os cristais de zircão exibem halos pleocróicos e muitas vezes ocorrem inclusos nos cristais de biotita. A sericita aparece preenchendo as fraturas dos feldspatos e quartzo principalmente nas bandas mais félsicas.

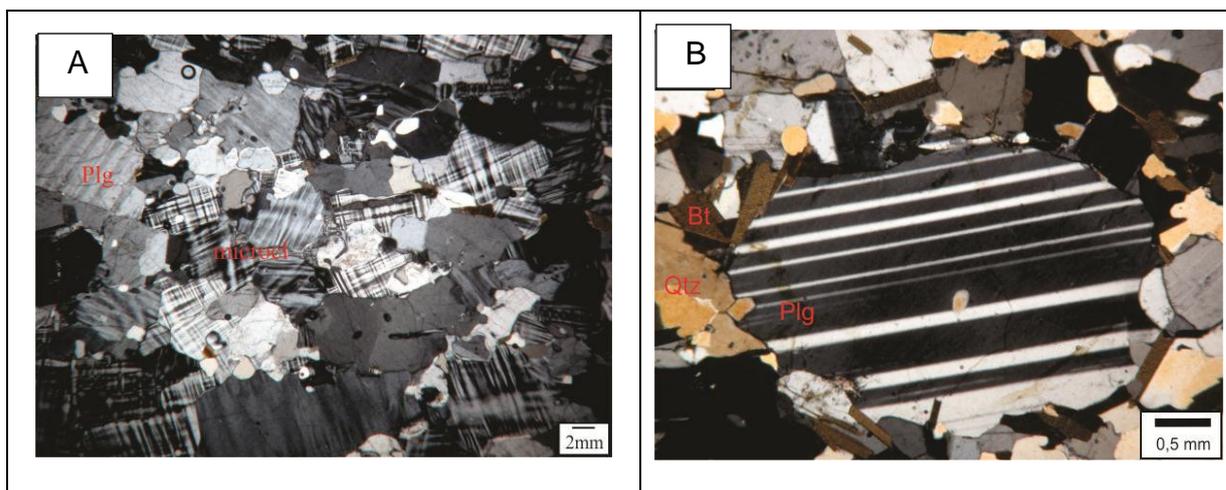


Figura 10– Fotomicrografias do Ortognaisse Rio Grande (A) Cristais de microclina e plagioclásio; (B) Cristal de plagioclásio com geminação bem definida.

Análise modal (% em volume) do Ortognaisse Rio Grande

Minerais	Volume (%)
Plagioclásio	33
Quartzo	27
Microclina	17
Biotita	15
Granada	5
Muscovita	<1
Hornblenda	<1
Acessórios	1

3.2 Grupo São Fidélis

3.2.1 Granada (sillimanita) biotita gnaisse bandado

Aspectos de campo

Esta unidade litológica aflora em cortes de estradas com grau de alteração que varia muito, incluindo desde rochas frescas a muito intemperizadas. Possui estrutura bandada, caracterizada pela alternância milimétrica a centimétrica de porções mesocráticas, enriquecidas em biotita, e porções leucocráticas, quartzo-feldspáticas com pouca biotita. Texturas migmatíticas são comuns, com lentes leucossomáticas compostas por quartzo e feldspato de pequenas dimensões, além da frequente ocorrência de porfíblastos de granada e/ou feldspato (Figuras 11A e 11B).

O granada (sillimanita) biotita gnaisse bandado constitui o litotipo mais comum desta unidade. Apresenta em sua paragênese granada, plagioclásio, biotita, quartzo, sillimanita e feldspato alcalino. Possui granulação média a grossa, cor cinzenta e por vezes esbranquiçada.

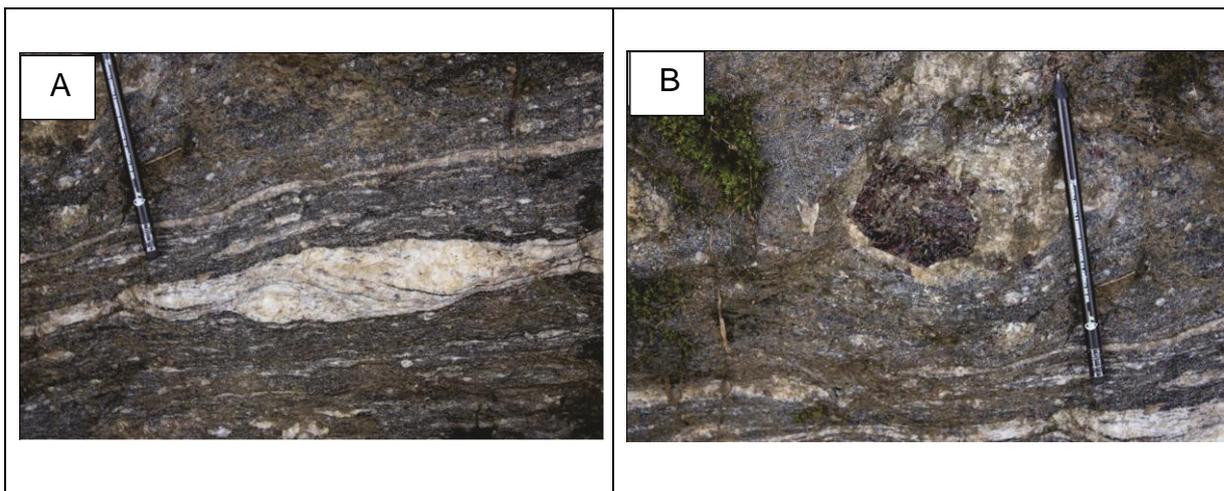


Figura 11– Granada (sillimanita) biotita gnaiss (A) Lente leucossomática quartzo-feldspática com estrutura sigmoidal; (B) Porfiroblasto de granada.

A foliação do granada biotita gnaiss é representada por uma xistosidade finamente espaçada, com um comportamento levemente ondulado. É definida pelas bandas ricas em biotita, e estas contornam os porfiroblastos de feldspatos, assim como os veios leucossomáticos. Em alguns afloramentos observa-se a presença de dobras apertadas, com planos axiais paralelos à foliação. Por vezes apresenta aspecto migmatítico, formando pequenas lentes leucocráticas com feldspatos bem desenvolvidos. Estes corpos são concordantes com a foliação concentrando localmente grãos de granada de tamanho variado. É possível observar no ponto SM-MB-01 (localizado na RJ 176 aproximadamente a 3 Km a sudoeste da cidade de São Sebastião do Alto) a ocorrência de texturas miloníticas, caracterizadas por fitas recristalizadas de feldspato e/ou quartzo como grãos grossos estirados paralelos à foliação, além de porfiroclastos assimétricos de feldspato.

Um aspecto característico desta unidade é a presença de lentes tabulares de quartzitos, com espessura centimétrica a métrica, além de bancos mais espessos (decamétricos). Além de quartzitos ocorrem lentes de rocha calcissilicática, tal como aquela mapeada no ponto SM-MB-01. Trata-se de uma rocha com coloração cinza escuro, granulação média, com espessura de 1,5 m e comprimento de 2,5 m, encaixada na foliação do gnaiss. Sua mineralogia é constituída por clinopiroxênio, quartzo, feldspato e biotita.

Aspectos petrográficos

O gnaiss possui textura granoblástica inequigranular, sendo característica a presença de grãos maiores de feldspatos e granada, e mais raramente de quartzo. A biotita ocorre por vezes de forma dispersa e pouco orientada em bandas mais félsicas e quando orientadas, estão relacionadas as bandas máficas, definindo a foliação e, inclusive, contornando os porfiroclastos de k-feldspatoe granada.

O plagioclásio, mineral abundante, exibe geminação clássica perfeita em grãos menores de 0,2 mm. Os grãos maiores (porfiroclastos) que chegam até 5 mm tendem a perder a geminação bem definida e seus contornos são mais lenticulares. Os porfiroclastos de k-feldspato exibem contornos hipidioblásticos com matriz granulada. Em alguns grãos de k-feldspato foi possível observar a geminação tartan típica da microclina. A alteração dos feldspatos é discreta, indicada por sericitização.

Porfiroclastos de granada aparecem fraturados, sem contorno regular, bordejados pela matriz de biotita e sillimanita, que ocorre em hábito fibroso associado a biotita (Figura 12). O quartzo ocorre límpido, com extinção ondulante, sem fraturas, em alguns casos observa-se fraca extinção ondulante e, quando assim os grãos estão muito fraturados.

Os minerais acessórios são apatita, zircão e titanita, e a presença de opacos é comum.

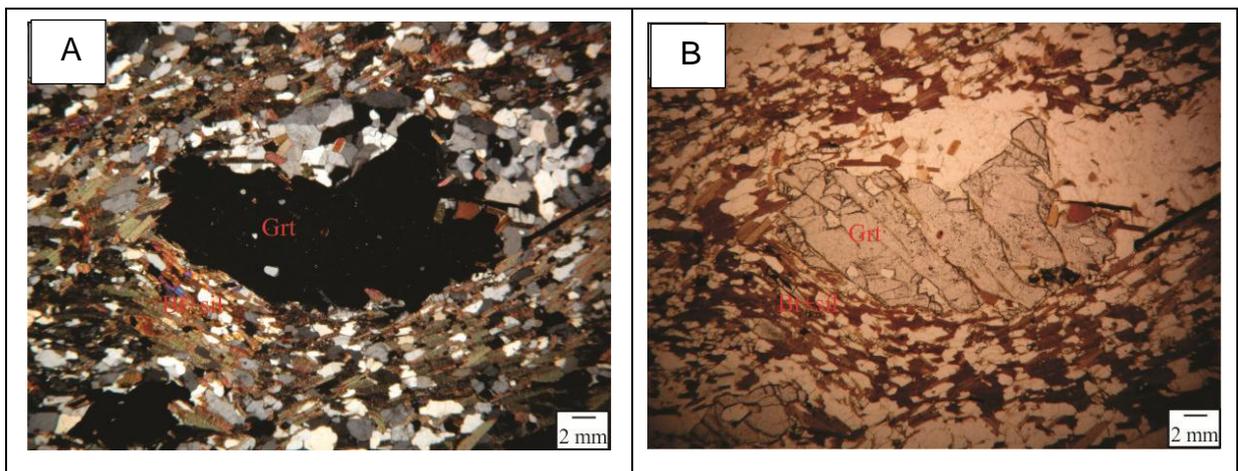


Figura 12 – Fotomicrografias de porfiroblasto de granada circundado por biotita e sillimanita (A) Nicóis cruzados; (B) Luz natural.

Análise modal (% em volume) do granada (sillimanita) biotita gnaisse bandado

Minerais	Volume (%)
Quartzo	33
Biotita	22
Granada	5
Sillimanita	6
Plagioclásio	20
K-feldspato	10
Muscovita	2
Zircão	1
Opacos	1

3.2.2 Quartzitos feldspáticos

Aspectos de campo

As rochas quartzíticas ocorrem como camadas e lentes dentro do granada (sillimanita) biotita gnaisse bandado. Em geral apresentam coloração branca a amarelada e a granulação pode variar de fina a muito grossa, com aspecto vítreo a leitoso. Apresentam espessuras centimétricas a métricas e estão caracterizados por mais de uma variedade litológica: a) quartzito puro, com pouca mica, de granulação grossa; b) quartzito rico em sillimanita; c) quartzito rico em feldspato; e d) outras variedades de granulação fina. Quase todas as variedades contêm filossilicatos e alguma granada.

Os afloramentos exibem um padrão de fraturamento regular, resultando na partição de blocos centimétricos em forma de paralelepípedos. O quartzo apresenta-se orientado linearmente, discreto a fortemente estirado e o feldspato aparece como porfiroblastos. A biotita ocorre de forma disseminada como palhetas orientadas, definindo a foliação assim como a muscovita e a sillimanita com hábito fibroso, marcando a lineação junto aos cristais de quartzo estirados (Figura 13).



Figura 13 – Lente quartzítica: foliação desenvolvida nos tipos mais impuros, com forte lineação de estiramento.

Aspectos petrográficos

As variedades de quartzitos mais puros apresentam textura granoblástica orientada, com grãos menores recristalizados. A orientação da foliação dos quartzitos é definida pelos cristais de mica branca e biotita. Nas variedades com granulação fina, a foliação é dada pelo achatamento dos grãos de quartzo junto a prismas de sillimanita, cujo eixo maior do comprimento dos grãos define a lineação mineral e/ou estiramento (Figura 14). A sillimanita é caracterizada como finos prismas ou agregados um tanto entrelaçados.

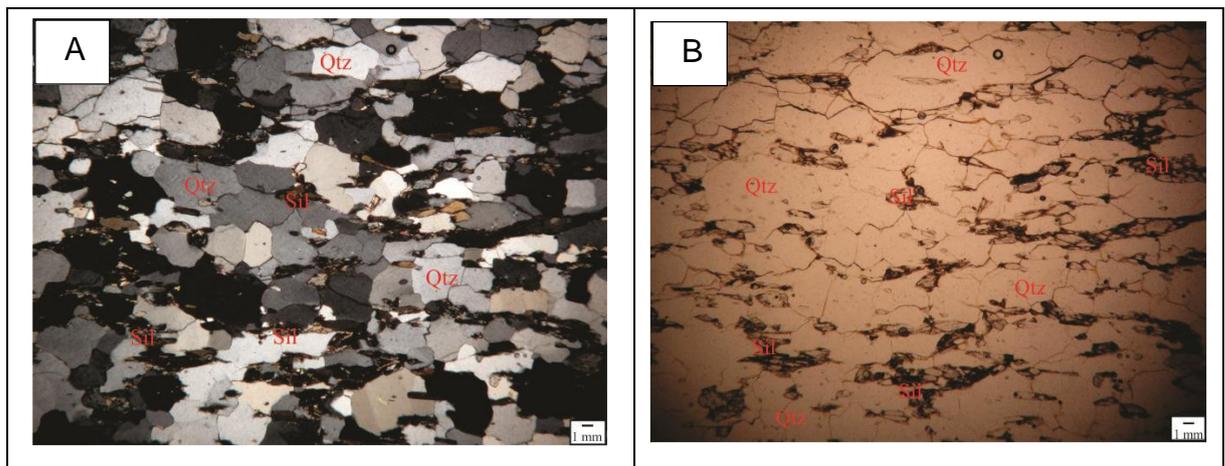


Figura 14 – Fotomicrografias de uma variedade de quartzito de granulação mais fina, com xistosidade mais evidente, dada pela orientação dos cristais de sillimanita e micas, além do formato alongado dos cristais de quartzo (A) Nicóis cruzados; (B) Luz natural.

Os grãos de quartzo localmente exibem extinção ondulante, indicando novo período deformacional, após a recristalização. Quando a granulação do quartzo é mais grossa, sendo comum a presença de filossilicatos inclusos nos grãos e bordejando os mesmos (Figura 15).

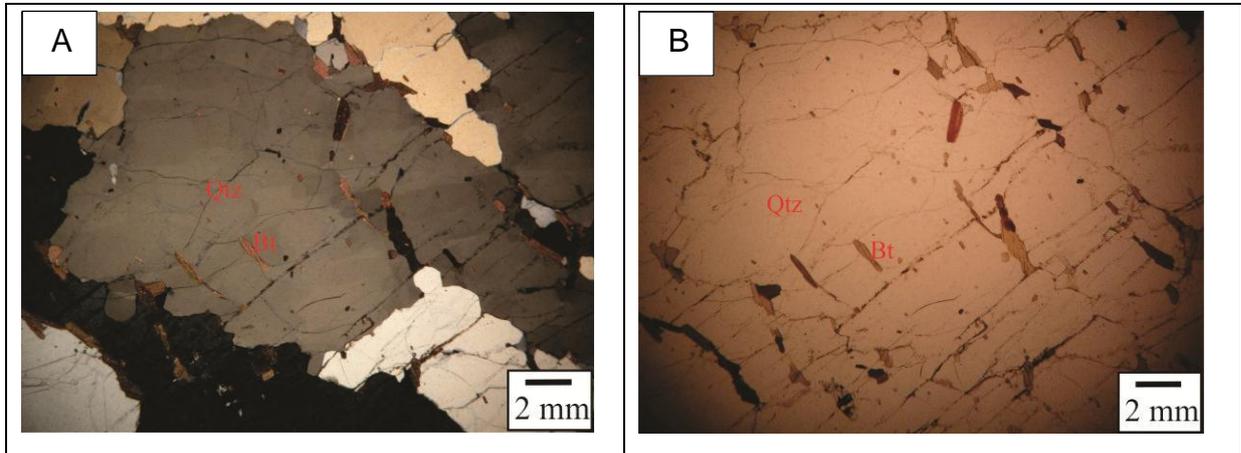


Figura 15– Fotomicrografias de uma variedade de quartzito de granulação grossa, com inclusões de biotita nos cristais de quartzo (A) Nicóis cruzados; (B) Luz natural.

A biotita é o filossilicato mais comum e ocorre como ripas ou pequenos fragmentos levemente orientados. Por vezes ocorre como inclusões no quartzo ou em fraturas do mesmo podendo estar alterada para sericitização ou clorita (Figura 15A e 15B).

O K-feldspato ocorre em maior proporção que o plagioclásio. A sericitização ocorre na microclina como alteração secundária. Minerais opacos também ocorrem na rocha.

Análise modal (% em volume) do quartzito feldspático

Minerais	Volume (%)
Quartzo	84
Biotita	6
K-feldspato	5
Plagioclásio	3
Muscovita	<2
Sillimanita	traço
Zircão	traço
Titanita	traço
Opacos	traço