



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Thadeu Henrique Silva Hoffmann

Estudo da Faixa Granulítica entre Rio Claro e Mangaratiba e seu significado no contexto da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira.

Rio de Janeiro

2016

Thadeu Henrique Silva Hoffmann

Estudo da Faixa Granulítica entre Rio Claro e Mangaratiba e seu significado no contexto da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira.

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

Orientador: Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes

Rio de Janeiro

2016

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

H711 Hoffmann, Thadeu Henrique Silva.
Estudo da Faixa Granulítica entre Rio Claro e Mangaratiba e seu significado no contexto da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira / Thadeu Henrique Silva Hoffmann. – 2016.
145 f. : il.

Orientador: Rodrigo Peternel Machado Nunes.

Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigráfica – Ribeira, Faixa (RJ) – Teses. 2. Geoquímica – Mangaratiba (RJ) – Teses. 3. Metamorfismo – Brasil, Sudeste – Teses. 4. Petrografia – Teses. 5. Geocronologia – Teses. I. Nunes, Rodrigo Peternel Machado. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. III. Faculdade de Geologia. Título.

CDU 551.243(815.3)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7:5265

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

Assinatura

Data

Thadeu Henrique Silva Hoffmann

Estudo da Faixa Granulítica entre Rio Claro e Mangaratiba e seu significado no contexto da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira.

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

Aprovada em 19 de dezembro de 2016.

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof.^a. Dra. Beatriz Paschoal Duarte
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trouw
Departamento de Geologia - UFRJ

Rio de Janeiro

2016

DEDICATÓRIA

Dedico esta dissertação a minha amada avó Therezinha Nunes Hoffmann (*in memoriam*) por todo carinho, amor, compreensão, ajuda e por me ouvir sempre que eu precisei desabafar. Muito Obrigado por tudo vó, Te amo!

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Rodrigo Peternel, por toda ajuda, conhecimento transferido, bate papos e por ter me mostrado como é importante ter paixão e gostar daquilo que estudamos.

A minha família por me apoiar nessa tomada de decisão e me apoiar nesse último ano bastante conturbado.

A minha namorada Bianca Drago por sempre ter me dado força para continuar, sempre ter me ajudado e sempre ter estado ao meu lado durante esse período.

A banca avaliadora por dedicarem seu tempo para lerem meu trabalho e terem participado dos seminários.

Aos meus amigos da turma Geologia UERJ 2009, por estarem sempre presentes. Carol, Ciro, Breno e Henrique.

Aos técnicos do LGPA, que apesar de todos os problemas financeiros da UERJ, sempre estiveram dispostos a ajudar.

Aos amigos do PPGABFM pelas conversas na sala da pós.

E a todos que participaram de alguma maneira desse trabalho.

Nunca chore de remorso, chore sempre de saudade.

Therezinha Nunes Hoffmann

RESUMO

HOFFMANN, Thadeu Henrique Silva. *Estudo da Faixa Granulítica entre Rio Claro e Mangaratiba e seu significado no contexto da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira*. 2016. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

A região estudada é vinculada a evolução do segmento Central da Faixa Ribeira, o qual seria produto de colisão entre terrenos distintos, em dois eventos, o primeiro entre 595 e 570 Ma e o segundo em aproximadamente 525 Ma. Entretanto trabalhos recentes levantam a hipótese desta região estar associada a evolução de faixas móveis neoproterozóicas, como a Faixa Brasília Sul e Cinturão Dom Feliciano. Neste novo contexto apresentado o objetivo deste trabalho foi estudar as rochas da faixa granulítica Ponte de Zinco e demais rochas associadas, a fim de verificar se a área está inserida na Zona de Interferência entre as faixas Brasília e Ribeira. A região aqui estudada foi mapeada por trabalhos de empresa e trabalhos acadêmicos entre 1978 e 1995, tendo sido inserida em trabalhos regionais no final dos anos 2000. A pesquisa aqui realizada com base em mapeamentos geológico em escala 1:50.000, análises petrográfica e geocronológica, resultou em novos dados que possibilitam uma interpretação da história evolutiva diferente dos trabalhos tradicionais e corroborando os modelos apresentados recentemente. As rochas metassedimentares identificadas foram separadas em duas sequências deposicionais diferentes: a mais antiga com idade máxima de deposição em 1,2 Ga, composta por Biotita-gnaisses com intercalações de anfíbolito e um conjunto de quartzito, rocha calcissilicática e rocha metaultramáfica intimamente associado em intercalações centimétricas a métricas; a sequência mais jovem apresenta idade máxima de deposição em aproximadamente 700 Ma, sendo composta por (Opx)-Sil-Grt-Bt-Gnaiss com intercalação de Biotita-gnaiss e quartzito feldspático, anfíbolitos, rocha metaultramáfica e rocha calcissilicática, além de formação ferrífera associada a possíveis rochas metabásicas. Apesar do período de deposição diferentes, ambas sequências possuem área fonte semelhante, com contribuição de rochas arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas, em proporções semelhantes, tendo a mais jovem contribuição de rochas neoproterozóicas. As rochas das duas sequências e as rochas do embasamento apresentam registro de três eventos metamórficos: 640 Ma, associado à evolução de um arco magmático; 625 e 610 Ma, contemporâneo a principal fase de deformação e granitogênese cedo a sin-colisional e; 580 Ma. O principal evento metamórfico ocorreu em facies anfíbolito com pressões intermediárias, registrado em todas as unidades acima mencionadas, estando superposto a um metamorfismo de facies granulito, registrado na sequência deposicional mais jovem e nas rochas do embasamento. A principal fase de deformação gerou foliação metamórfica, localmente formando milonitos em zonas de cisalhamento, com mergulho intermediário a, localmente, íngreme, para NW, com lineação para NE e indicação de movimento de topo oblíquo para NE. Estas características metamórficas, estruturais e geocronológicas assemelham-se a história evolutiva observada na Nappe Socorro-Guaxupé, unidade tectônica associada a evolução da Faixa Brasília Sul. O metamorfismo mais novo apresenta idades que são compatíveis ao primeiro evento metamórfico da Faixa Ribeira, desta forma corroborando com o modelo recente que insere esta região na Zona de Interferência entre as faixas Brasília e Ribeira, especificamente no domínio da paleoplaca cavalgante durante os processos de convergência e colisão continental, estando a sutura mais a sul da área estudada. Posteriormente ocorreu a intrusão de diques gabróicos, corpos graníticos sub-horizontais, falhamentos e diques de diabásio.

Palavras-chave: Faixa Ribeira. Faixa Brasília. Zona de Interferência. Estrutural. Metamorfismo. Geocronologia.

ABSTRACT

HOFFMANN, Thadeu Henrique Silva. *Study of the Granulitic Belt between Rio Claro and Mangaratiba and its meaning in the context of the Interference Zone between the Brasília and Ribeira Belts*. 2016. 145 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

The study area is related to the evolution of the central segment of the Ribeira Belt, which would be the result of a collision between distinct terranes, in two major events, the first between 595 and 570 Ma and the second in approximately 525 Ma. However, recent studies raise the hypothesis of this region being associated with the evolution of other neoproterozoic mobile belts, such as the Southern Brasília and Dom Feliciano. In this new context presented the objective of this work is to study the rocks of the Ponte do Zinco granulite unit and other associated rocks, in order to verify if the area is inserted in the interference zone between the Brasília and Ribeira Belts. The region studied was mapped by company works and academic works between 1978 and 1995 and was inserted in regional works at the end of the year 2000. The research carried out here is based on geological mappings in 1: 50,000 scale, petrographic and geochronological analyzes what resulted in new data that allows an interpretation of one different evolutionary history of the traditional works and corroborating with the geodynamic models presented recently. The identified metasedimentary rocks were separated into two different depositional sequences: the oldest with a maximum deposition age of 1.2 Ga, composed of biotite-gneiss with amphibolite intercalations and layers of quartzite, calcissilicatic and metaultramafic rocks closely associated in centimetric to metric intercalations; the youngest sequence presents a maximum deposition age of approximately 700 Ma, being composed of (Opx) -Sill-Grt-Bt-Gneiss with intercalation of biotite-gneiss and feldspathic quartzite, amphibolite, metaultramafic and calcissilicatic rocks, as well as iron formation possibly associated with metabasic rocks. Despite the difference in the deposition period, both sequences have similar source area, with contribution in similar proportions of archaean, paleoproterozoic and mesoproterozoic rocks and the youngest contribution of neoproterozoic rocks. The two metasedimentary sequences and the basement rocks presents a record of three metamorphic events: 640 Ma, associated with the evolution of a magmatic arc; 625 and 610 Ma, contemporary to the main phase of deformation and early to sin-collisional granulogenesis and; 580 Ma. The main metamorphic event occurred in amphibolite facies with intermediate pressure, recorded in all units mentioned above, being superimposed to a metamorphism of granulite facies, recorded in the younger depositional sequence and in the rocks of the basement. The main deformation phase generated metamorphic foliation, locally forming mylonites in shear zones, with intermediate to locally steep dipping for NW, with NE lineation and indication of top oblique movement towards NE. These metamorphic, structural and geochronological characteristics are similar to the evolutionary history observed in the Socorro-Guaxupé Nappe, a tectonic unit associated with the evolution of the Southern Brasília Belt. The younger metamorphism presents ages that are compatible with the first metamorphic event of the Ribeira Belt, thus corroborating with the recent model that inserts this region in the Interference Zone between the Brasília and Ribeira Belts, specifically in the upper plate domain during the processes of convergence and continental collision, being the southernmost suture of the studied area. Later, there was the intrusion of gabbroic dykes, sub-horizontal granite bodies, faulting and diabase dikes.

Keywords: Ribeira Belt. Brasília Belt. Interference Zone. Structural. Metamorphism. Geochronology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	A - Britador de Mandíbula. B - Moinho de Discos.....	19
Figura 2 -	Separador Magnético FRANTZ modelo LB-1.....	19
Figura 3 -	Imagens em CL e Secundária.....	19
Figura 4 -	Visão geral da página inicial do Isoplot 4.15.....	22
Figura 5 -	Plot Scale no Isoplot 4.15.....	23
Figura 6 -	Cálculo da idade concordante apresentado pelo Isoplot 4.15.....	23
Figura 7 -	Cálculo Discordante no Isoplot 4.15.....	24
Figura 8 -	Página inicial do Isoplot 4.15 com a função Anchored assinalada...	24
Figura 9 -	Janela mostrando a opções oferecidas pelo programa para o ancoramento das idades discordantes.....	25
Figura 10 -	Idade de intercepto superior apresentada pelo programa Isoplot 4.15.....	25
Figura 11 -	Imagem exemplificando a seleção de dados para o cálculo da Concórdia.....	26
Figura 12 -	Unmix Ages no Isoplot 4.15.....	26
Figura 13 -	Criação dos Histogramas finais por distribuição Gaussiana.....	27
Figura 14 -	Articulação das Folhas topográficas que abrangem a área de estudo.	28
Figura 15 -	Localização regional mostrando a posição da área de estudo no Estado do Rio de Janeiro e Mapa do Google Maps com as principais vias de acesso a região.....	29
Figura 16 -	Imagem retirada do Google Earth mostrando a represa Ribeirão das Lajes ao centro.....	31
Figura 17 -	Vista Geral do Ponto THM 115.....	32
Figura 18 -	Vista do Pico do Papagaio no Ponto THM 319.....	32
Figura 19 -	Rio Macundú no ponto THM 203.....	33
Figura 20 -	Fotografia em planta do leito do rio Pirai no ponto THM 163.....	33
Figura 21 -	Mapa gerado com as shapes do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), mostrando os padrões de drenagem presentes na área de estudo.....	34

Figura 22 - A – Sistema Mantiqueira e B – Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira.....	39
Figura 23 - Mapa do enxame de diques da Serra do Mar.....	44
Figura 24 - Mapa do Sistema de Riftes continentais do sudeste brasileiro.....	44
Figura 25 - Mapas sobre relevo sombreado de relevo (SRTM-90 m – Iluminação artificial em 315° N, com inclinação de 30°).....	47
Figura 26 - Mapa da compartimentação tectônica para a Faixa Ribeira proposta por Trouw, 2013.....	49
Figura 27 - Possível evolução tectônica para a Faixa Ribeira.....	49
Figura 28 - Arcos magmáticos do SE do Brasil.....	50
Figura 29 - Afloramento de metacharnoenderbitó, corte de estrada no ponto THM 40.....	54
Figura 30 - Imagens do Charnoenderbitó em afloramento e lâminas petrográficas de amostras correspondentes.....	54
Figura 31 - Fotografias dos pontos THM 138 e 91	56
Figura 32 - Fotografias do ponto THM 28.....	58
Figura 33 - Fotografias das lâminas petrográficas dos pontos THM 255 (A), 4C (B) e 93 (C).....	59
Figura 34 - Corte de estrada no ponto THM 97Q (A), lâminas petrográficas do ponto THM 97Q (B), 35C (C e D).....	62
Figura 35 - Ponto THM 118 e fotografias destacando o tipo de afloramento e lâmina petrográfica.....	64
Figura 36 - Pontos THM 235 (A), THM 337 (B) e lâmina do ponto THM 195(C).....	66
Figura 37 - Represa abandonada no ponto THM 155 (A), ponto THM 181 (B) e lâmina petrográfica do ponto THM 155 (C).....	67
Figura 38 - Lâminas petrográficas dos pontos THM 48 e 80.....	69
Figura 39 - Fotografias representativas dos gabros da região.....	71
Figura 40 - Diques de Diabásio cortando o afloramento de Biotita Gnaisse porfirítico.....	71
Figura 41 - Fotografias do ponto THM 297.....	74
Figura 42 - Fotografias do ponto THM 162.....	76
Figura 43 - Estereogramas com as foliações normais e miloníticas observadas	80

da região.....	
Figura 44 - Estereogramas das Lineações de Estiramento e Mineral.....	81
Figura 45 - Indicadores Cinemáticos observados em afloramento.....	83
Figura 46 - Indicadores cinemáticos em afloramento e lâmina petrográfica.....	84
Figura 47 - Fotografia dos pontos THM 132 (A), THM 163 (C e D) e o estereograma com as dobras fechadas a isoclinais da região.....	85
Figura 48 - Estereogramas com as medidas de eixo de dobras abertas (dn+1)...	86
Figura 49 - Roseta com as direções preferencias do diques da região.....	87
Figura 50 - Roseta com as direções principais encontradas em falhas e fraturas. OpenStereo.....	88
Figura 51 - Fotografias dos pontos THM 28 e THM 129 com destaque para os diques.....	88
Figura 52 - Lâminas petrográficas de amostras em facies granulito.....	91
Figura 53 - Fotomicrografias das amostras da Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss.....	92
Figura 54 - Fotografias das lâminas THM 62A e THM 233.....	93
Figura 55 - Lâmina petrográfica do gabro do ponto THM 88.....	94
Figura 56 - Gráfico All Zircons da amostra THM 18 com todos os dados concordantes.....	97
Figura 57 - Histogramas com todas as análises concordantes mostrando predominância de dados de idade Neoproterozóica.....	97
Figura 58 - Histogramas representativos dos zircões encontrados na rocha THM 18.	98
Figura 59 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 640 ± 4.8 Ma.	99
Figura 60 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 610.7 ± 4.5 Ma.....	99
Figura 61 - Gráfico representando a idade concordante calculada em $581,9 \pm 9,8$ Ma.....	100
Figura 62 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 18.....	101
Figura 63 - Gráfico All Zircons da amostra THM 40 com todos os dados concordantes.....	102

Figura 64 - Histograma geral da amostra THM 40.....	103
Figura 65 - Histogramas separados por idade da amostra THM 40.....	104
Figura 66 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 647 ± 10 Ma.	105
Figura 67 - Gráfico representando a idade concordante calculada em $614,5 \pm 5,1$ Ma.	105
Figura 68 - Gráfico representando a idade concordante calculada em $587,1 \pm 6,3$ Ma.	106
Figura 69 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 40.....	107
Figura 70 - Gráfico All Zircons da amostra THM 97Q com todos os dados concordantes.....	108
Figura 71 - Histograma geral da amostra THM 97Q.....	109
Figura 72 - Histogramas da amostra THM 97Q.....	110
Figura 73 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 640 ± 12 Ma.	111
Figura 74 - Gráfico representando a idade concordante calculada em $609 \pm 4,4$ Ma.	111
Figura 75 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 97Q.....	112
Figura 76 - Gráfico All Zircons da amostra THM 181Q com todos os dados concordantes.....	113
Figura 77 - Histograma geral da amostra THM 181Q.....	114
Figura 78 - Histogramas da amostra THM 181Q.....	115
Figura 79 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 620 ± 18 Ma.....	115
Figura 80 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 181Q.....	116
Figura 81 - Gráfico All Zircons da amostra THM 181BQ com todos os dados concordantes.....	117
Figura 82 - Histograma geral da amostra THM 181 BQ.....	118
Figura 83 - Histogramas representativos da amostra THM 181BQ.....	118
Figura 84 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na	119

amostra THM 181BQ.....	
Figura 85 - Idade de cristalização concordante em 623 ± 5.6 Ma.....	120
Figura 86 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 112.....	121
Figura 87 - Gráfico Epsilon Hf vs Idade mostrando que há um predomínio de zircões com épsilon Hf positivo.....	123
Figura 88 - Gráfico Epsilon Hf vs Idade da amostra THM 181 BQ.....	124
Figura 89 - Gráficos comparativos com as idades dos zircões detríticos dos metassedimentos.....	130
Figura 90 - Diagrama tempo-espaço compilado por Meira (2014) para granitóides da Faixa Ribeira Central.....	133

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Grupos metamórficos da região de estudo.....	89
Tabela 2 - Amostras datadas pelo método U-Pb.....	96
Tabela 3 - Correlação entre unidades de mapeamento da presente dissertação com os trabalhos do Projeto Rio Claro (1977) e Dios (1995)	126
Tabela 4 - Distribuição dos grãos de zircão detrítico das rochas paraderivadas analisadas nesta dissertação, ao longo das eras / períodos geológicos, com maiores concentrações em negrito.....	129

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	Objetivos	16
1.2	Metodologia	16
1.2.1	<u>Trabalho de Campo e Análise Mineralógica</u>	16
1.2.2	<u>Preparação de amostras para análise geocronológica</u>	17
1.3	Localização da área de estudo	28
2	ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E GEOMORFOLÓGICOS	30
3	GEOLOGIA REGIONAL	35
3.1	Breve Histórico	35
3.2	Compartimentação Geotectônica da Faixa Ribeira	38
3.2.1	<u>Evolução Geotectônica</u>	39
3.2.2	<u>Principais Terrenos, Domínios e Litologias</u>	41
3.3	Complexo Costeiro	45
3.4	Estudos Recentes e novas interpretações	47
4	GEOLOGIA LOCAL	51
4.1	Unidades Litológicas	52
4.1.1	<u>Unidade Metacharnoenderbítica / Ortogranulito Gnaiss</u>	52
4.1.2	<u>Sillimanita – Granada – Biotita Gnaiss</u>	55
4.1.3	<u>Hornblenda Biotita Gnaiss</u>	62
4.1.4	<u>Biotita Gnaiss I</u>	64
4.1.5	<u>Granito Gnaiss Porfírico</u>	67
4.1.6	Diques de Gabro.....	69
4.1.7	<u>Diques de Diabásio</u>	71
4.1.8	<u>Granitos</u>	72
4.1.9	<u>Unidade Graminha</u>	75
4.1.10	<u>Biotita Gnaiss II</u>	76
5	GEOLOGIA ESTRUTURAL	78
5.1	Fases de deformação dúctil	78
5.1.1	<u>Fase deformacional Dn</u>	78
5.1.2	<u>Fase deformacional Dn +1</u>	86
5.2	Fase de Deformação Rúptil	86

6	METAMORFISMO	89
6.1	Grupo Metamórfico A	90
6.2	Grupo Metamórfico B	93
6.3	Grupo Metamórfico C	94
7	ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA	95
7.1	Resultados das Análises Geocronológicas U-Pb	96
7.1.1	<u>THM 18 Quartzito</u>	96
7.1.2	<u>THM 40 Granada-Biotita Gnaiss</u> e	102
7.1.3	<u>THM 97Q - Quartzito</u>	108
7.1.4	<u>THM 181Q Quartzito</u>	113
7.1.5	<u>THM 181BQ - Metaultramáfica</u>	117
7.1.6	<u>THM 112 – Granito Gnaiss Porfírico</u>	120
7.2	Resultados das Análises Geocronológicas Lu-Hf	122
7.2.1	THM 97Q – Quartzito.....	123
7.2.2	THM 181BQ – Metaultramáfica.....	123
8	DISCUSSÕES	125
	CONCLUSÕES	134
	TRABALHOS FUTUROS	136
	REFERÊNCIAS	137
	APÊNDICE A – Mapa Geológico-Estrutural (escala 1:50.000)	
	APÊNDICE B – Seção Geológica (escala 1:50.000)	
	APÊNDICE C – Mapa de Pontos (escala 1:100.000)	
	APÊNDICE D – Mapa Metamórfico (escala 1:100.000)	
	APÊNDICE E – Modelo de Evolução Geotectônica	

1 INTRODUÇÃO

1.1. Objetivos

A presente dissertação tem como objetivo principal avaliar o significado da Faixa Granulítica, localizada entre a região de Rio Claro e Mangaratiba no contexto geotectônico do Sudeste Brasileiro, à luz dos novos dados apresentados nos recentes trabalhos descritos no Capítulo 3. Pretende-se identificar as diversas rochas que sofreram metamorfismo em facies granulito, entender a relação das diferentes paragêneses metamórficas registradas nestas rochas, correlacionando-as às estruturas presentes, definir a idade do(s) evento(s) metamórfico(s) e a movimentação ao longo da(s) zona(s) de cisalhamento(s) que delimitam a faixa granulítica, e/ou outros domínios que foram definidos ao longo do trabalho.

1.2 Metodologia

1.2.1 Trabalho de Campo e Análise Mineralógica

Para o desenvolvimento da presente dissertação foram necessários trinta e dois dias de trabalho de campo realizado ao longo dos últimos dois anos através de deslocamentos descontínuos diários ou semanais até a área de interesse. As etapas de campo contaram sempre com planejamento prévio de perfil, visando o mapeamento das rochas e estruturas presentes na área estudada. Neste trabalho foram coletadas aproximadamente 350 amostras, a partir das quais se deu a confecção de 125 lâminas delgadas, sendo 12 orientadas, para análise petrográfica em laboratório. Também foram definidos e amostrados 6 pontos para análise geocronológica.

Após as etapas de campo foram selecionadas amostras para confecção de lâminas delgadas realizadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LGPA - UERJ). Posteriormente ao processo de confecção, as

lâminas foram analisadas e descritas pelo autor utilizando microscópio eletrônico Zeiss e Olympus.

1.2.2 Preparação de amostras para análise geocronológica

A preparação e a posterior análise geocronológica das amostras foram realizadas em três locais distintos: LGPA – UERJ, LAG (Laboratório de Amostras Geológicas) UFRJ e Multilab UERJ.

Foram coletados aproximadamente 20 quilos de cada rocha amostrada, apanhando apenas as partes mais homogêneas e com o menor grau possível de intemperismo. A fase inicial de processamento, ou seja, de desagregação e fragmentação das amostras, deu-se através da britagem com o auxílio do britador de mandíbula (Figura 1A) e da moagem através do moinho de discos (Figura 1B), ambos localizados no LGPA – UERJ, obtendo, como produto final, pó de granulometria menor ou igual a um milímetro. O local, bem como os equipamentos utilizados para a preparação das amostras, deve ser limpos para evitar qualquer tipo de contaminação.

Dando prosseguimento à etapa de processamento das amostras, foram realizadas no LAG - UFRJ as fases de batéia e rebatéia para a acumulação dos minerais pesados, a secagem em estufa da fração pesada e a separação desta em líquido denso utilizando o bromofórmio (Densidade = 2,89 g/cm³) com o objetivo de separar o restante dos minerais leves, que boiam por terem densidade menor que esse composto químico, dos minerais pesados que afundam.

O passo seguinte consistiu na passagem do concentrado de minerais pesados pelo imã de mão para a separação dos minerais magnéticos, magnetita e/ou pirrotita e, posteriormente pelo FRANTZ – *Magnetic Barrier Laboratory Separator Model LB-1*, situado no LGPA - UERJ (Figura 2), que promove a separação das frações mineralógicas com diferentes graus de suscetibilidade magnética, que podem variar de 0,2 a 1,5 de amperagem. A análise teve sequência conforme as faixas de amperagens estabelecidas em 0,2A; 0,5A; 0,75A; 1,00A e 1,5A, sendo este último valor aplicado apenas à amostra 181 BQ. Com o aumento progressivo de cada uma das amperagens acima descritas ocorre a separação de uma fração mineral com menor atração magnética, assim a razão entre o mineral de interesse (zircão) e o resto do concentrado aumenta cada vez mais. O concentrado final do FRANTZ da amostra 181BQ

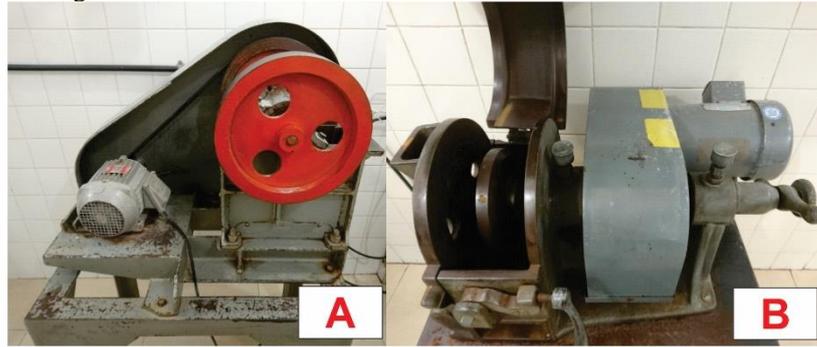
também foi passado em iodeto de metileno, líquido com densidade $3,3 \text{ g/cm}^3$, para melhor separação de apatita do zircão.

Com o término do processo, foram obtidos materiais separados por diferentes graus de atração magnética. Estes foram então armazenados em seus respectivos frascos para futuras análises e a fração não-atraível de interesse foi levada para a seleção manual dos zircões, em lupa binocular, realizada no Laboratório de Petrografia da FGEL/UERJ. Foram reunidos de forma aleatória cerca de duzentos grãos de zircão para cada amostra, com exceção da amostra 181 BQ para a qual foram reunidos aproximadamente cem grãos de zircão.

As etapas seguintes foram realizadas no laboratório MultiLab UERJ. Primeiramente realizou-se a organização e montagem das resinas com a colagem dos grãos de zircão coletados na etapa anterior; em seguida cada uma das resinas foi lixada e polida pelo técnico responsável do laboratório e ficaram prontas para a metalização e imageamento (Figura 3B). Com as imagens em mãos, foram definidos os alvos nos grãos de zircão, com diâmetro variando entre vinte e quarenta micrômetros (Figura 3A).

As análises geocronológicas foram realizadas no laboratório MultiLab – UERJ, através do equipamento LA – ICP – MS, que corresponde a um espectrômetro de massa com fonte de plasma induzido acoplado a um laser. De uma forma genérica, tal equipamento permite que pequenas quantidades de material superficial dos grãos de zircão sejam arrancadas por um feixe de laser de alta potência e sejam transportadas até a fonte de plasma, ionizadas e separadas em função da razão massa/carga do íon (Shibuya, 1999). Ao todo foram disparados em média cento e sessenta tiros nos grãos de zircão anteriormente definidos pelo imageamento, obtendo assim o mesmo número aproximado de dados. Por fim, foi realizada a correção, quando necessária, e elaborada a curva concórdia. Em todas as amostras foram analisados zircões pelo método $\Theta \text{ U} - \text{Pb}$ e adicionalmente nas amostras THM-97Q e THM-181-BQ os mesmos grãos foram analisados pelo método Lu-Hf, estando os resultados discutidos no capítulo 7.

Figura 1 - A - Britador de Mandíbula. B - Moinho de Discos.



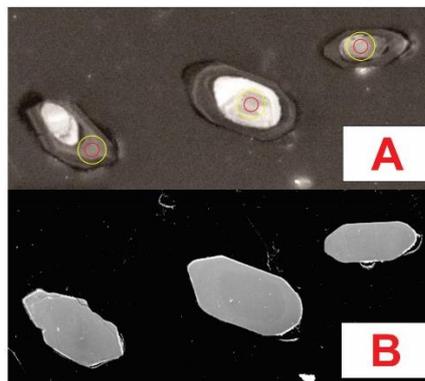
Fonte: O autor, 2016.

Figura 2 - Separador Magnético FRANTZ modelo LB-1.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 3 – Imagens em CL e Secundária.



Legenda: A – Zircões com os alvos de 20 (vermelho) e 40 (amarelo) micrômetros em imagem de Catodo Luminescência (CL). B – Zircões em imagem Secundária.

Fonte: O autor, 2016.

- a) Correções e reduções dos dados para criação da curva concórdia e determinação das idades máxima de sedimentação e metamorfismo.

O procedimento inicial para a obtenção da idade U-Pb (urânio – chumbo) de cada amostra consiste no preenchimento de uma tabela criada para o programa Excel (Modificada de Chemale & Kawashita, 2006 por F. Chemale Jr.), desenvolvida para o Multilab – UERJ.

Esta tabela contém um número máximo de 17 abas distintas, separadas e intituladas como: Blank 1 e Blank 2, que correspondem a um exame feito no equipamento no início e fim de cada bloco de análises com a função de aferir o índice de pureza do equipamento para qualquer tipo de contaminante; Std1 e Std2, que reproduzem os dados obtidos através da ablação a laser do padrão utilizado para calibrar a tabela e também medir o grau de exatidão do equipamento, realizando investigações no início e fim de cada bloco de análise; S01 até o S09 que refletem os dados obtidos pela ablação a laser dos grãos de zircão de cada amostra a ser estudada; 91500 é um outro padrão mundialmente conhecido que indica a qualidade das análises obtidas; as duas abas seguintes correspondem ao cálculo final para os padrões Std1-Std2 e 91500, respectivamente, e a última aba exibe os resultados finais e indica a idade obtida para cada grão de zircão.

Para a utilização dos dados é necessário a instalação do *Isoplot 4.15*, que corresponde a uma extensão para o Excel 2010, visando a interpretação matemática e gráfica de dados isótopo-radiogênicos aplicados à geocronologia.

b) Parâmetros utilizados para redução dos dados adquiridos no Neptune UERJ

Para que se tenha uma gama de dados e idades aceitáveis, é imprescindível observar os valores obtidos através do espectrômetro de massa e, se necessário, fazer as devidas correções. O passo a passo abaixo mostra o que o autor elaborou, após cursar a disciplina “Tratamento de Dados Analíticos U/Pb para Geocronologia” do PPGABFM, e usou como parâmetro para a determinação das idades U-Pb.

Com os dados inseridos na tabela anteriormente discriminada, o primeiro passo será a observação dos Padrões 002 – GJ1 e 016 – GJ1 na aba intitulada “Calcfinal GJ-1”, pois, é de suma importância observar os valores obtidos para cada padrão nas razões $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$, cuja grandeza ideal seria de 0,06014 e 0,09891, respectivamente. São admitidos erros de até 10% para mais ou para menos em cada um dos padrões. O StDv da razão $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ admitido pelo autor tem que estar abaixo ou próximo a 0,0009 e o mesmo se aplica para o StDv da razão $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$, que, caso esteja acima de 0,00069 será necessário fazer a redução dos grãos nas abas Std1 e Std2 até que seja atingido um valor aceitável para ambos os casos.

O padrão 91500 tem como objetivo verificar a qualidade das análises realizadas pelo equipamento. Sua idade conhecida é de 1062 milhões de anos, então, caso a datação obtida pela ablação seja compatível com os parâmetros aceitáveis, a análise é considerada boa o bastante para dar seguimento à redução dos dados.

Com relação aos grãos de zircão analisados, deve-se observar os erros das razões $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$, para as quais os valores devem ser obrigatoriamente menores que 7%. As duas primeiras razões são as únicas que podem ter valores excluídos na planilha de dados, a fim de aperfeiçoar a análise. Tais valores estão contidos nas colunas homônimas às razões dentro de “VALID RATIOS”. Seguidamente analisa-se a discordância de cada amostra, sabendo que, para rochas sedimentares, é aceito até 10% e, para rochas ígneas, 5%. No entanto, o autor deu preferência para valores de até 5% para rochas sedimentares e 3% para rochas ígneas.

O próximo parâmetro a ser analisado é o *rho*, que expressa de forma numérica se a quantidade de grãos retirados na etapa anterior modificou a idade a ponto de torná-la inaceitável. Para o autor, *rho* acima de 0,40 é considerado aceitável, porém a preferência é sempre por valores mais altos.

Por fim, verifica-se a quantidade de chumbo de cada amostra, caso os valores observados na coluna **f 206^a**, na aba “Final Results”, forem maiores que 0,0050, a amostra vai precisar de um novo tratamento, iniciado pela exclusão de dados da própria coluna **f 206** na aba correspondente à amostra. Todavia, só é aconselhável excluir tais valores se durante os tratamentos prévios já tiverem sido excluídos os valores das razões $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ em VALID RATIOS. O processo se repete para cada uma das 9 análises (S01 até o S09).

Com todas as amostras corrigidas e com padrões aceitáveis, é calculada a idade através do *Isoplot 4.15*. Na aba Calcfinal GJ-1 é selecionada a linha correspondente a cada amostra no campo Concordia 1. A seguir seleciona-se a aba suplementos e clica-se no ícone do *Isoplot*.

Estando o programa aberto (Figura 4) em *Isochron or Plot Type*, é selecionado o gráfico U-Pb Concordia, ConcAge e Normal. Em *Input Errors* opta-se por “1 sigma” e “percent”. No campo *Action* marca-se “Plot” e “Calculate”. Por fim, em *Other*, assinala-se “Color” e “AutoScale”. Clica-se em OK para dar seguimento ao cálculo.

Na janela seguinte, “Plot Scale” (Figura 5), idades máximas e mínimas são sugeridas. No entanto, não devem ser utilizadas, pois se considera preferencial a escala automática (Autoscale).

Na próxima etapa, caracterizada pela janela “Concordia Age” (Figura 6), são apresentadas duas idades, sendo escolhida aquela que tiver maior valor absoluto. Caso as

idades sejam iguais, opta-se por aquela que apresentar maior erro. Numa tabela de controle são anotadas todas as idades juntamente com o segundo erro calculado. Nessa mesma etapa são apresentados os valores do MSWD, que devem ser menores que 0,01, e também da probabilidade que, quanto mais próximo a 1, mais confiável será a idade encontrada.

Algumas exceções podem acontecer, como, por exemplo, o grão apresentar idade discordante (Figura 7); quando isso ocorrer, volta-se à página inicial (Figura 1) do programa, desmarca-se “ConcAge” e seleciona-se “Anchored” no campo *Other*, finalizando com OK (Figura 8).

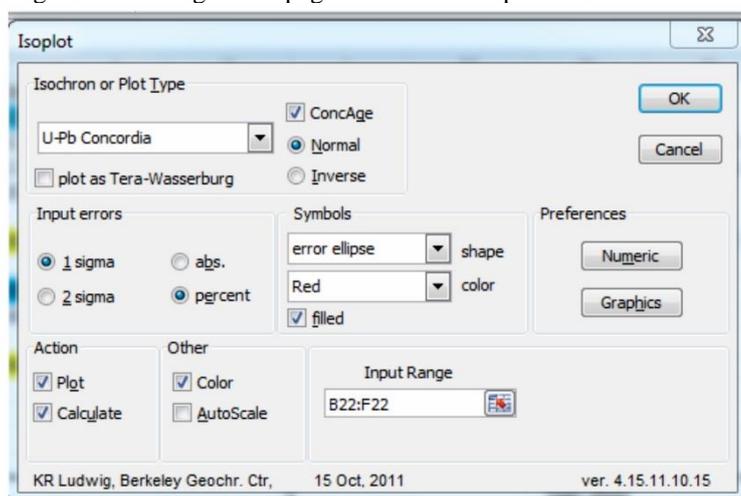
Em Anchored Chord (Figura 9), marca-se Age on Concordia e se estabelece como idade (Age) o valor 0, ou seja, considera-se os dias atuais, o momento presente. Já no campo “error”, é proposto um valor arbitrário de 50 e, no último campo, fica selecionada a distribuição Gaussiana.

Na última etapa “Concordia-Intercept Ages” é apresentada a idade do intercepto superior (Figura 10) e esta é inserida na planilha de controle. No entanto, não será utilizada no cálculo final por opção do autor.

O passo final é selecionar todas as idades encontradas na aba Final Results e exportá-las para outra planilha em branco com o *Isoplot 4.15* ativado.

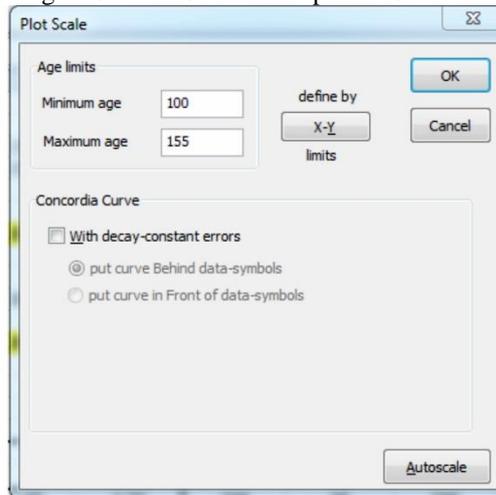
Essa nova planilha possui todos os dados concordantes e discordantes, com erros acima de 7%, valores elevados de chumbo (0,0050) e baixos valores de *rho* (0.40). Nesse momento, esses grãos que apresentam algum desses problemas, são descartados, inclusive nos casos onde são concordantes.

Figura 4 - Visão geral da página inicial do Isoplot 4.15.



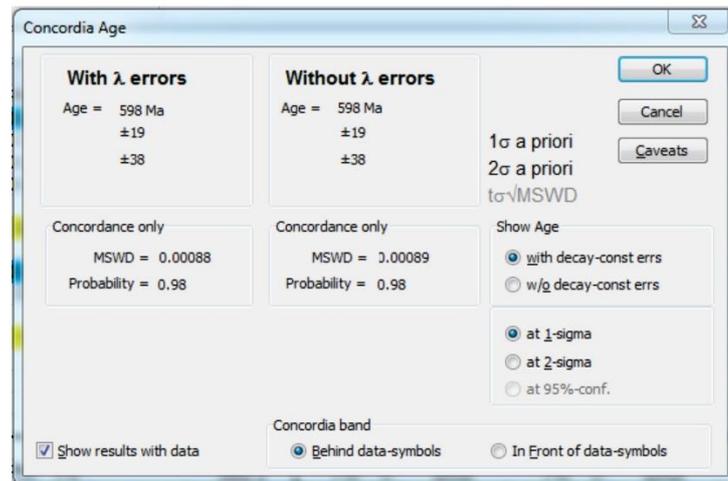
Fonte: O autor, 2016.

Figura 5 - Plot Scale no Isoplot 4.15



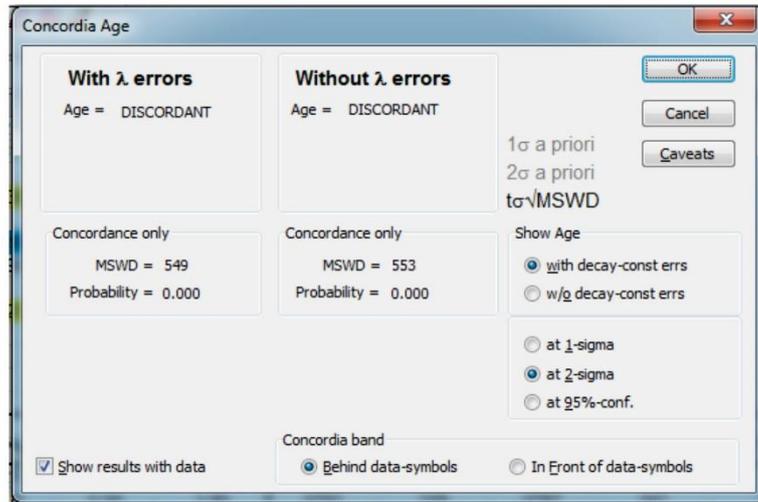
Fonte: O autor, 2016.

Figura 6 - Cálculo da idade concordante apresentado pelo Isoplot 4.15



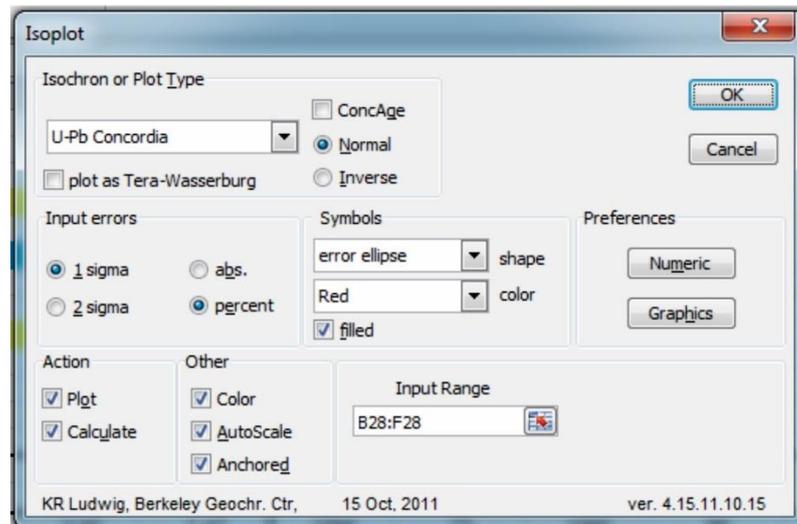
Fonte: O autor, 2016.

Figura 7 - Cálculo Discordante no Isoplot 4.15



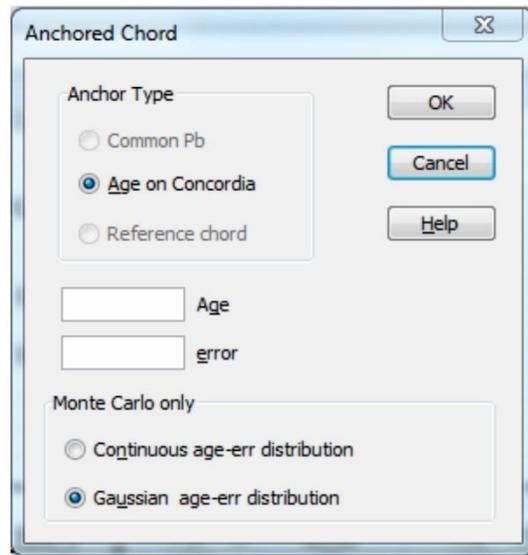
Fonte: O autor, 2016.

Figura 8 - Página inicial do Isoplot 4.15 com a função Anchored assinalada.



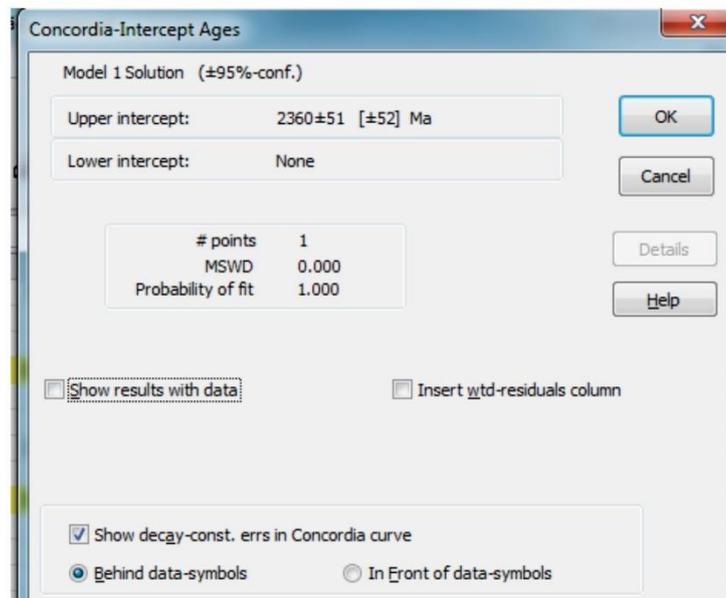
Fonte: O autor, 2016.

Figura 9 - Janela mostrando a opções oferecidas pelo programa para o ancoramento das idades discordantes.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 10 - Idade de intercepto superior apresentada pelo programa Isoplot 4.15.



Fonte: O autor, 2016.

De posse dos diversos dados obtidos e corrigidos, são selecionados todos os valores das razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, seus respectivos erros e o **Rho**^d (Figura 11). Com isso, é iniciado o *Isoplot 4.15* e é plotado o primeiro gráfico de cada amostra (All Zircons), que visa apenas demonstrar a posição de cada grão de zircão na curva Concórdia. Para isso, segue-se o mesmo procedimento indicado nas figuras 4, 5 e 6. Contudo, como se trata de mais de um grão e idades muito distintas, o programa acusará um erro que será relevado para a plotagem dos pontos no gráfico.

Quando a datação for de uma rocha sedimentar, os grãos de zircão são separados de acordo com a idade de cristalização. Outras tabelas são criadas somente se durante a realização do trabalho for possível identificar idades de metamorfismo.

Para o metamorfismo, os dados são plotados na curva Concórdia e o programa calcula uma idade plausível. A única diferença seria no momento de saída, no qual deve ser selecionado o campo “2 sigma”.

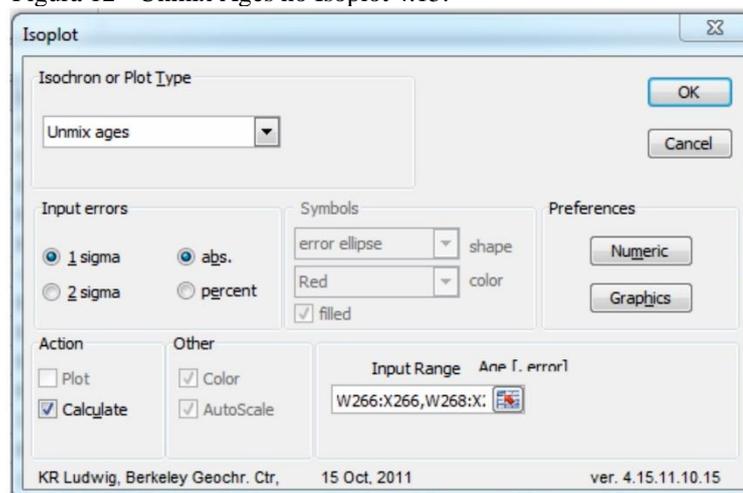
A última etapa consiste na criação de um Histograma selecionando todos os valores de idade e erro absolutos calculados nas etapas iniciais do trabalho. Com o *Isoplot 4.15* aberto seleciona-se “Unmix ages”, “1 sigma”, “abs” e “Calculate” (Figura 12). Na janela seguinte é assinalado pelo autor o número de componentes e o programa é direcionado para o cálculo. Por fim, o botão “Construct Output and Exit” (Figura 13) é acionado e gera-se como resultado um gráfico que exibe a Média das Modas e o valor da idade na qual a bacia recebeu os últimos aportes sedimentares.

Figura 11 - Imagem exemplificando a seleção de dados para o cálculo da Concórdia

Th/U ^b	Isotope ratios ^c						
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 s [%]
0.3	13.86	6.05	0.5336	5.59	0.92	0.1884	2.32
0.03	1.038	5.35	0.1188	3.41	0.64	0.0634	4.12
0.05	0.867	3.88	0.1034	3.3	0.85	0.0608	2.03
0.53	10.3087	3.65	0.4644	3.35	0.92	0.161	1.46
0.41	18.265	6.83	0.5928	6.46	0.95	0.2235	2.23
0.04	0.8302	2.74	0.1	1.44	0.53	0.0602	2.33
0.21	11.7913	3.13	0.4949	3.01	0.96	0.1728	0.88

Fonte: O autor, 2016.

Figura 12 - Unmix Ages no Isoplot 4.15.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 13 - Criação dos Histogramas finais por distribuição Gaussiana.

Unmixing of Superimposed Gaussian Distributions

2 # components

Let Isoplot guess the trial ages
 Let Me guess the trial ages

Calculate

Construct Output and Exit

Cancel

Trial Age	Relative fraction	Calculated			
		Age	$\pm 2\sigma$	Fraction	$\pm 2\sigma$
2468	.726	2397	28	0.63	0.31
2809	.274	2900.6	20	0.37	---

Input errors

1 sigma
 2 sigma

absolute
 percent

Output errors

1 sigma
 2 sigma

Relative misfit
0.437

Show numeric results with data
 Show chart with data

Include error-rho matrix with results
 Show chart as separate sheet

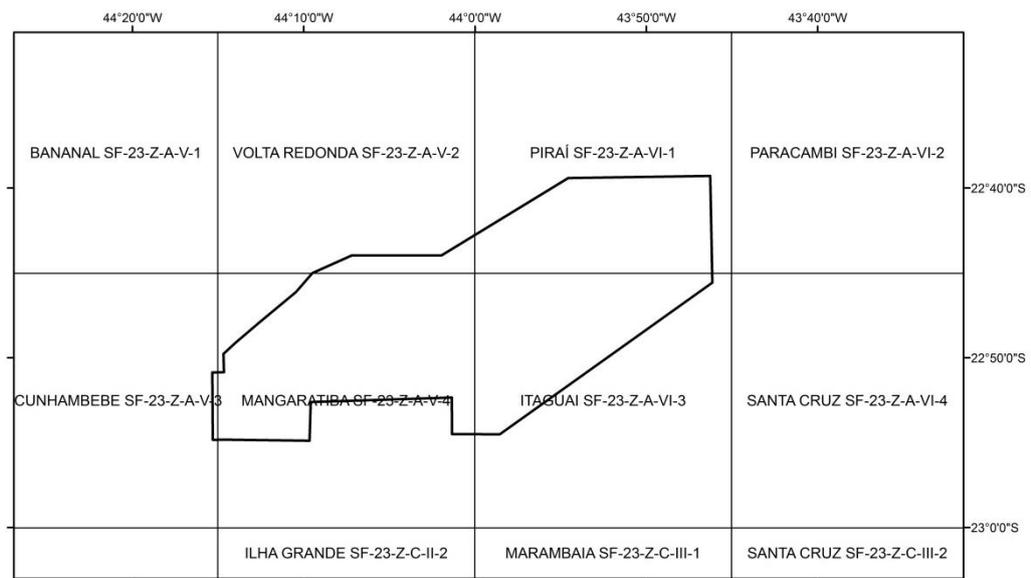
Help

Fonte: O autor, 2016.

1.3 Localização Geográfica da Área de Estudo

A região de estudo está contida parcialmente em cinco cartas topográficas (Figura 14): Mangaratiba, Piraí, Cunhambebe e Volta Redonda em escala 1:50.000, feitas pelo IBGE e a carta Itaguaí, também em escala 1:50.000, feita pelo Exército Brasileiro.

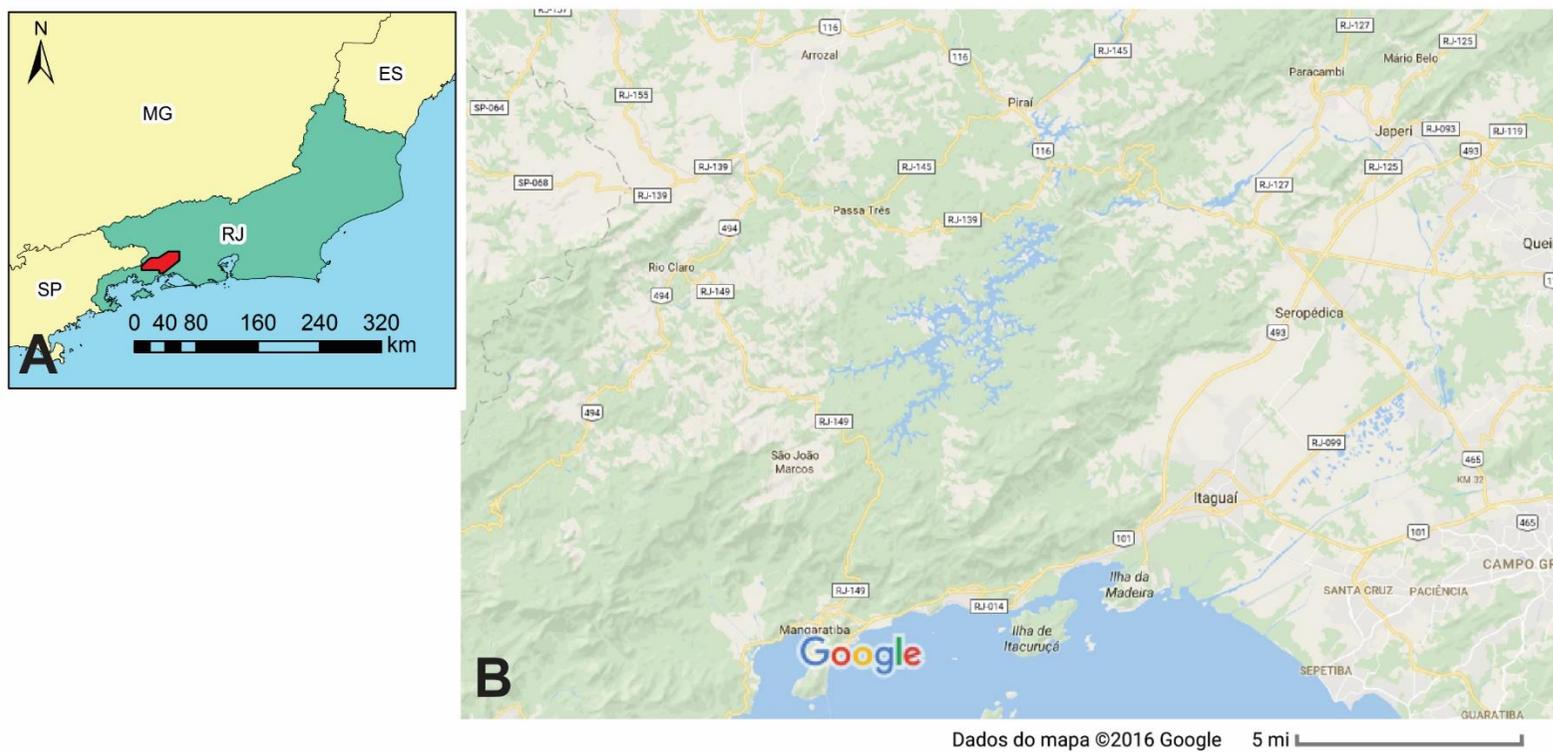
Figura 14 - Articulação das Folhas topográficas que abrangem a área de estudo.



Fonte: Modificado de DRM – RJ.

Localizada na região sudeste do Brasil, a área de estudo dista 130 km da cidade do Rio de Janeiro, tendo aproximadamente 1.502 km² e abrangendo parte dos municípios de Rio Claro, Lídice, Piraí, Passa Três, Getulândia e principalmente Mangaratiba. O acesso se dá pela Rodovia Presidente Dutra em direção à cidade de Piraí, ou pela RJ-149, indo de Mangaratiba para Rio Claro. Como pode ser observado na figura abaixo, a região é de fácil acesso e trânsito. Nas localidades onde não há pavimento, o acesso se dá por estradas de terra batida para circulação entre as fazendas.

Figura 15 - A – Localização regional mostrando a posição da área de estudo no Estado do Rio de Janeiro. B – Mapa do Google Maps com as principais vias de acesso a região.



Fonte: Google Earth, data de acesso 23/10/2015

2 ASPECTOS FISIOGRAFICOS E GEOMORFOLÓGICOS

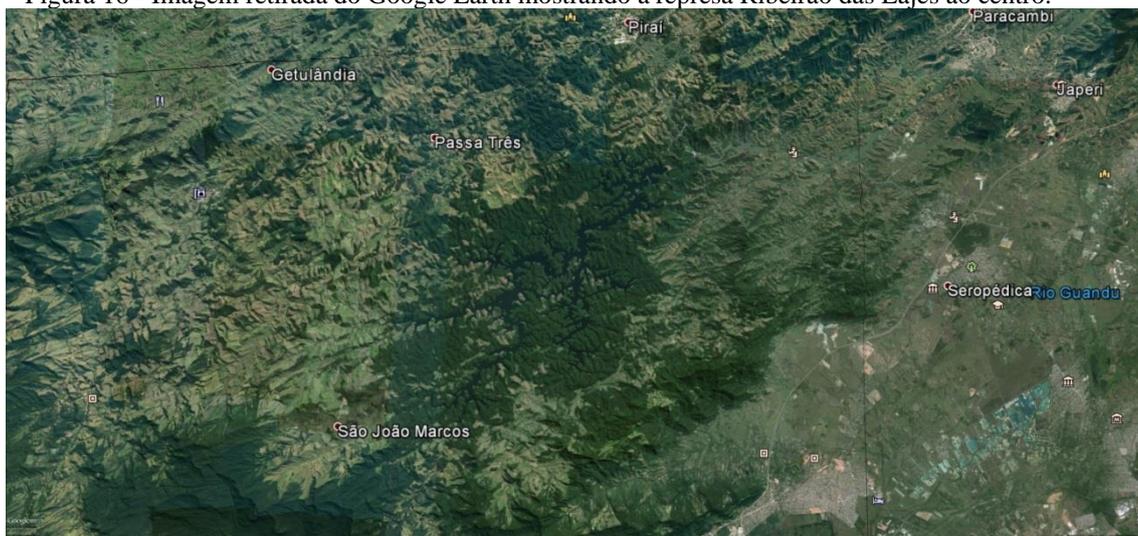
Cercada por serras de diferentes amplitudes, tendo em geral relevo bastante colinoso e regiões de baixadas no nível do mar, a área de estudo apresenta rico contraste geomorfológico, explicado pela complexidade litológica encontrada durante o mapeamento e por, possíveis, falhas que colocam regiões escarpadas ao lado de grandes baixadas litorâneas. Visando agilizar o estudo geomorfológico, a área foi dividida em duas regiões: Centro – Norte Acima da cota 7476000 N, e Sul, abaixo da cota 7476000 N.

Ao norte são encontradas as menores altitudes, variando entre 580 e 720 metros. O relevo nessa parte da região tende a ser colinoso, exceto onde a altitude é maior que 700 metros, local onde estão inseridas as Serras locais conhecidas como: dos Cristais e Coutinhos. Além de incluir a Serra das Araras.

Ao Centro da área de estudo é possível perceber uma variação maior de altitude, partindo de 60 a 200 metros próximos à Cacaria e Monumento, passando por 600 metros nas proximidades do ponto 169 (587595E 7479911N), dentro da Fazenda Rio das Canoas e chegando até 1166 metros no alto da Serra do Estécio, cerca de 200 metros de distância do ponto 144 (581279E 7477254N).

Tanto a porção Norte quanto a porção Central apresentam uma grande alternância de relevo, ora com regiões colinosas mais baixas e ora com grandes serras de altitude considerável. Além disso, ambas abrangem a represa Ribeirão das Lajes que apresenta altitude variando de 400 a 560 metros (Figura 16) e representando o nível de base geral, não considerando o Oceano Atlântico, para toda a área de estudo.

Figura 16 - Imagem retirada do Google Earth mostrando a represa Ribeirão das Lajes ao centro.



Fonte: Google Earth, outubro de 2016.

Ao Sul encontram-se as maiores diferenças de altitude e relevo, principalmente próximo à Mangaratiba, onde é possível ver o contraste relevo plano próximo ao Oceano Atlântico com a Serra do Mar (1480 m) e a serras associadas como: Brás, Itaguaçu, do Bagre, Major Bernardes, Três Orelhas e das Lajes. Do ponto THM 115 (583243E 7465951N), foi possível observar os pontos mais altos de toda a região de estudo. Na figura 17 pode ser observado o Morro Pão de Açúcar e o Pico do Papagaio (Figura 18) de altitude máxima 1590 metros e 1525 metros, respectivamente.

O controle estrutural mais forte é representado pelas drenagens. O mapa representado na figura 21 mostra que o strike da foliação (NE – SW) é o fator primordial para o controle dos rios de terceira e quarta ordens. Entretanto, direções parcialmente a totalmente perpendiculares, de direção N – S puderam ser notadas. Estas são, possivelmente, determinadas por fraturas e falhas tardias na evolução geológica, como apresentando do capítulo referente a geologia estrutural.

A represa Ribeirão das Lajes é o ponto de base, já dito anteriormente, e o Rio Pirai, principal, os diversos córregos e rios secundários atuam como níveis de base local (Figura 20) e estes escavam as montanhas, formando vales (Figura 19)

O padrão de drenagem é dendrítico, com algumas variações à treliça e paralelo. Possui ainda densidade média, sinuosidade mista e grau de controle forte (Figura 21).

Figura 17 - Vista Geral do Ponto THM 115.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 18 - Vista do Pico do Papagaio no Ponto THM 319.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 19 - Rio Macundú no ponto THM 203



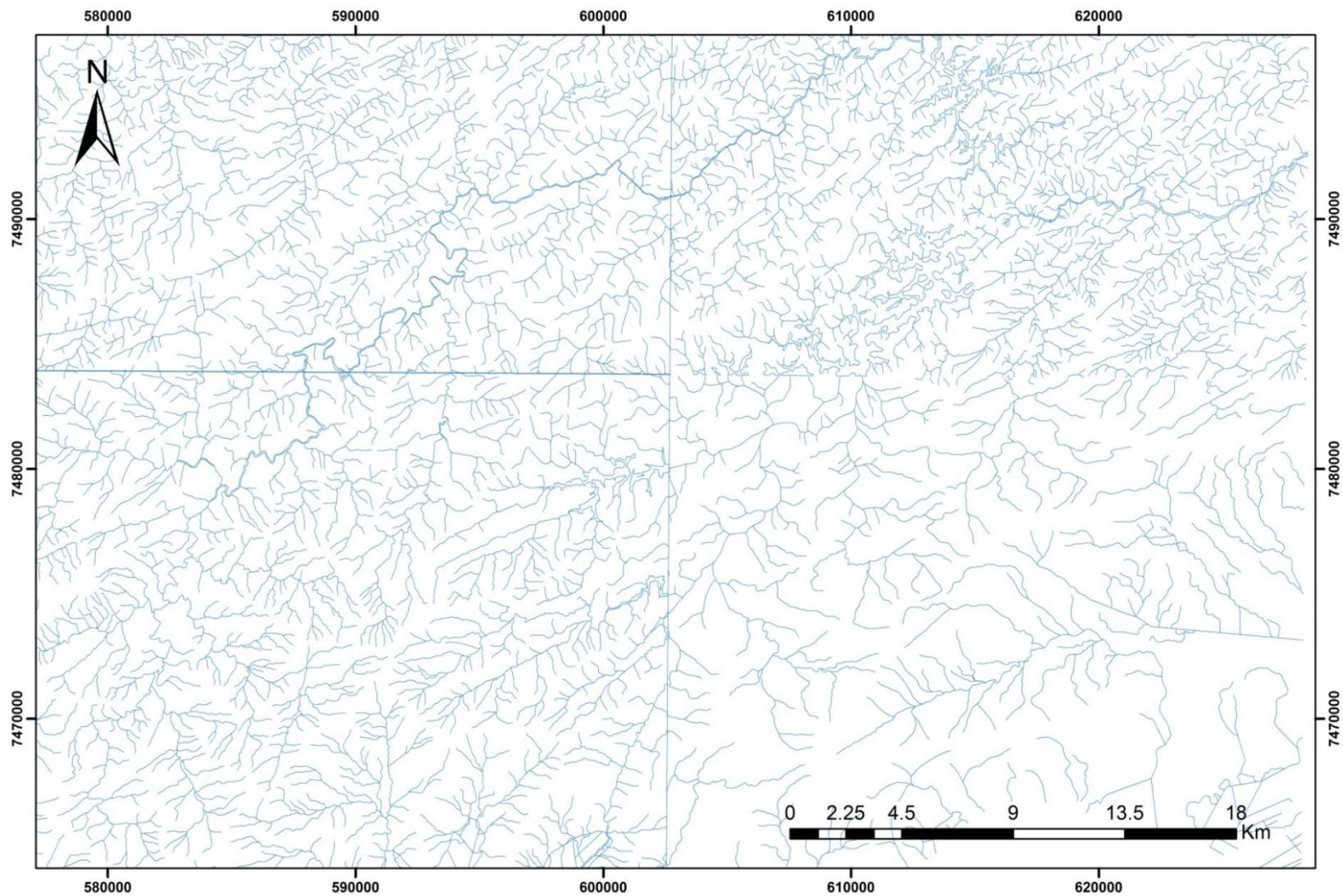
Fonte: O autor, 2016.

Figura 20 - Fotografia em planta do leito do rio Pirai no ponto THM 163.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 21 - Mapa gerado com as shapes do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), mostrando os padrões de drenagem presentes na área de estudo.



Fonte: O autor, 2016.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Breve Histórico

A região a ser mapeada vem sendo estudada desde a década de 1970, através de mapeamentos de empresas de mineração, programas de mapeamento geológico básico e trabalhos acadêmicos. Dentre os principais trabalhos, destacam-se os resumidos a seguir.

O Projeto Rio Claro (1980), desenvolvido pela empresa RIOFINEX DO BRASIL, entre as cidades de Lídice e Rio Claro, apresenta mapeamento geológico básico, em escala 1:50.000 e localmente 1:10.000 e 1:2.000, geoquímica regional e geoquímica de detalhe (solo e sedimento de corrente), geofísica e sondagens (dez poços). Neste trabalho foram definidas dez unidades lito-estratigráficas, com destaque para as unidades Poço Azul, Passa Dezoito, São Roque, Lídice, Lorena e Valadão, compostas, em sua maioria, por rochas Calcárias e quartzíticas. A maior parte das mineralizações encontradas na região são sulfetadas e compostas por pirita, esfalerita e galena. No entanto, a magnetita também pode ser observada nos quartzitos da unidade Valadão.

O Projeto Carta Geológica, coordenado pelo DRM-RJ, foi desenvolvido entre os anos de 1975 e 1982 e mapeou em escala de 1:50.000 mais de 90% do território atual do estado do Rio de Janeiro. A área proposta neste projeto abrange parte das folhas Piraí, Itaguaí, Mangaratiba e Volta Redonda, onde foram identificadas as seguintes unidades: Rio Negro, - conjunto de rochas migmatíticas com predomínio de ortoderivadas; Batólito Serra das Araras – corpo granítico com domínios de paragneisse; Itaocara – mistura de rochas orto e paraderivadas migmatizadas; Três Ilhas – gnaisses com biotita e/ou anfibólio com intercalações de quartzito rico em magnetita, mármore e porções de rocha charnockítica. Muitas destas unidades foram reinterpretadas em trabalhos posteriores e suas rochas reagrupadas de forma diferente. No entanto, a estruturação geral da área em questão foi pouco alterada nos mapas apresentados, permanecendo com mergulho das foliações para NW, lineações para NE e reconhecimento de espessa zona milonítica na região próxima a Japeri e Seropédica.

Dios (1995) desenvolveu sua dissertação de mestrado, que serve como base para o presente trabalho, entre as cidades de Mangaratiba e Rio Claro, agrupando as rochas aflorantes em seis unidades litológicas de idade pré-Cambriana, dentre as quais se destacam

as unidades: Ortoderivada Graminha, Metassedimentar Lídice, Metassedimentar Água Fria, Granulítica Ponte de Zinco, Migmatítica Macundú e Metaintrusiva Serra do Piloto. Para esta região a autora determinou a ocorrência de duas fases de deformação a fase D_n, responsável por gerar a foliação S_n, de orientação 345°/45°, além de zonas de cisalhamento subparalelas à S_n e dobras fechadas isoclinais, com planos axiais também subparalelos à S_n e eixo entre 40-59°/10-25°, correspondendo à fase de deformação principal; e à fase D_{n+1} que gerou zonas de cisalhamento subverticais de direção N 60° E, dobras abertas com planos axiais mergulhando para NWW e eixos com orientação geral 210°/10°, correspondendo a uma fase tardia. Foi reconhecido o registro de paragêneses minerais de dois eventos metamórficos distintos: M₁, relacionado à fase deformacional D_n, que afetou todos os litotipos com associações indicativas de facies anfíbolito, e M₀, anterior a D_n, que gerou paragênese indicativa de facies granulito na unidade Ponte de Zinco.

Almeida (2000), em sua tese de doutorado, divide a área de estudo proposta neste projeto em quatro domínios distintos que, de NW a SE, são determinados de: a) Domínio Arrozal, composto pelo Complexo Quirino (Hbl-Bt gnaiss), pela Unidade Três Barras (Bt-gnaiss) e pelo granitóide Rio Turvo, b) Domínio Piraf-Bem Posta, compreendendo Hbl gnaisses, Sil-Grt gnaisses e Grt - gnaisses granulíticos, podendo ocorrer intercalações de quartzitos; c) Domínio Arcádia - Areal, composto por paragnaisses porfiroblásticos com intercalações de Bt-Sil gnaisses, quartzitos e rochas calcissilicáticas; d) Domínio Costeiro que engloba os ortognaisses do Complexo Rio Negro e o granitóide Serra dos Órgãos. Destacam-se duas importantes zonas de cisalhamento (ZC) de orientação NE-SW: a) na parte leste da área deste projeto ocorre a ZC Arcádia-Areal, que delimita os domínios Arcádia-Areal e Costeiro, com mergulho médio para NW, lineação de estiramento concentrada em torno de 033°/24° e indicadores cinemáticos mostrando movimento de topo para NE; b) no extremo oeste da área ocorre a ZC Paraíba do Sul, com foliação milonítica subvertical, lineação de estiramento subparalela ao strike da zona e movimento transcorrente destrai.

Eirado Silva *et al.* (2007) apresentam o mapa geológico e Heilbron *et al.* (2007), a nota explicativa da Folha Volta Redonda, elaborados em parceria com a CPRM – Serviço Geológico do Brasil. No entanto, são poucas as informações que podem ser adicionadas a este estudo por tais trabalhos. A principal adição estaria relacionada à faixa de rochas granulíticas que, outrora, fora descrita como Unidade Ponte de Zinco por Dios (1995) e que, nos trabalhos citados passou a integrar o Complexo Juiz de Fora e também a incluir o domínio Arrozal descrito por Almeida (2000) na Klippe Paraíba do Sul.

Dutra (2013) tomou como base, em sua dissertação de mestrado, o esboço geológico do Projeto Rio Claro (1980), desenvolvendo estudo mais detalhado de três unidades: Valadão, São Roque e Lídice. A Unidade Valadão compreende delgadas camadas estratiformes de magnetita quartzito, interpretados como BIFs metamorfisados. A Unidade São Roque inclui granada-biotita gnaisses com ou sem grafita e sillimanita, além da presença de espessartita comprovada pela presença de manganês. A Unidade Lídice, considerada a mais importante, foi subdividida em 3 níveis distintos – Basal, composto por quartzitos e metapelitos; Média, com gnaisses aluminosos apresentando grafita; e Superior, com rochas quartzíticas e carbonáticas intercaladas com biotita gnaisses e calcissilicáticas. As mineralizações de chumbo e zinco (com arsenopirita associada) estão inseridas nas unidades Lídice Média e Lídice Superior.

Trouw *et al.* (2013) propuseram uma nova interpretação para a Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira, na qual os terrenos Paraíba do Sul/Embu e a Nappe Socorro seriam parte de um mesmo bloco continental, representando uma margem ativa do paleocontinente Paranapanema, desenvolvida durante sua convergência e posterior colisão com o paleocontinente São Francisco, resultando na estruturação da parte Sul da Faixa Brasília. Nesse contexto, o antigo limite da Nappe Socorro (Zona de Cisalhamento de Buquira), que representaria o limite meridional da Faixa Brasília, passa a ser interpretado como uma zona de cisalhamento de menor importância. Já no novo limite, que fica mais ao sul, próximo ao CTB, resta apenas uma estreita faixa de rochas do Complexo Juiz de Fora, defendida pela presença das rochas granulíticas da Unidade Ponte de Zinco, tendo assim relação direta com a Faixa Ribeira.

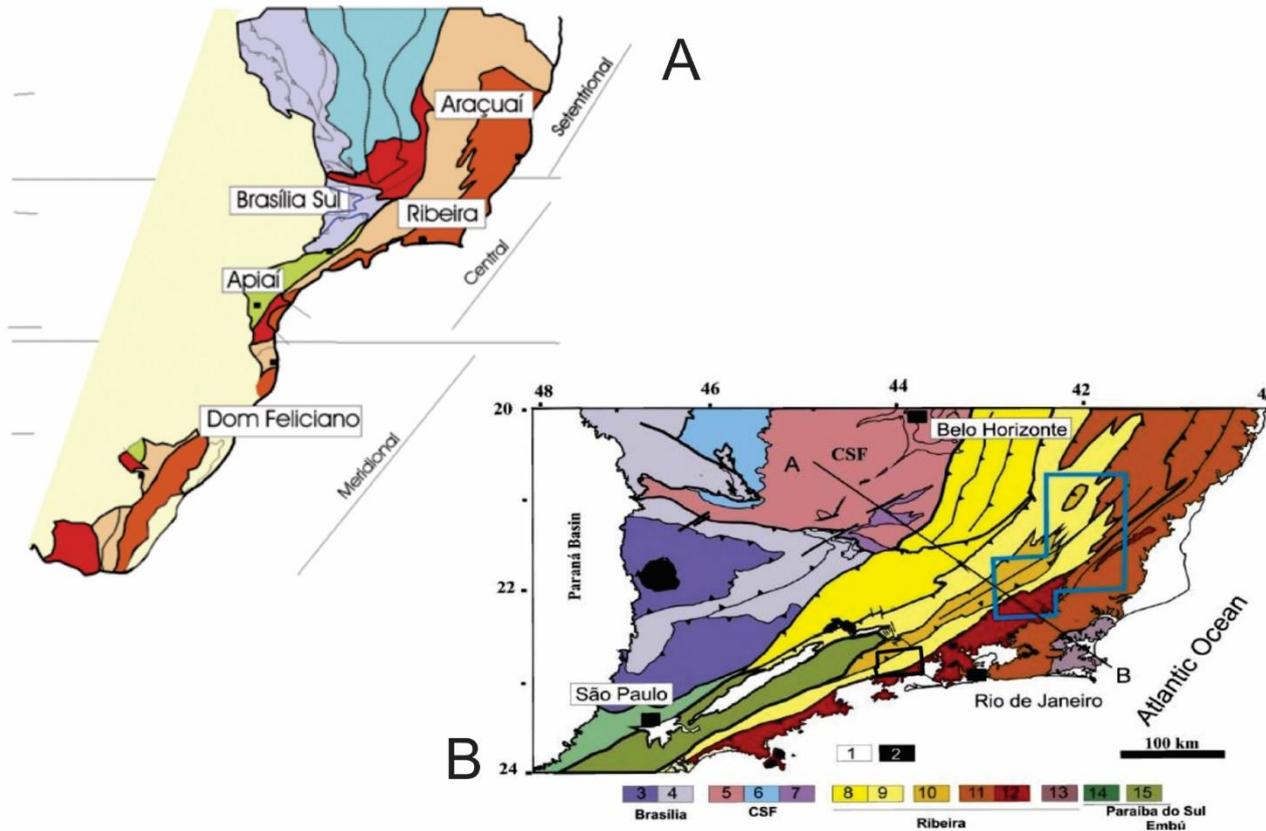
André (2014) em sua tese de doutoramento comparou, em um estudo geocronológico, as rochas granulíticas da faixa alvo do presente estudo, na parte Sul do Domínio Juiz de Fora, com rochas também granulíticas da região onde o Complexo Juiz de Fora na região de Matias Barbosa (MG). Na área do presente estudo foram datados cristais de zircão de 3 amostras pelo método LA-ICPMS: granulitos homogêneos, denominado de Ortogranulitos Ribeirão das Lajes tendo idade de cristalização Arqueana (2,65 Ga); ortognaisses porfiríticos, localmente com ortopiroxênio, com idade de cristalização Paleoproterozóica (2,13 Ga); Grt-Bt gnaisses, o qual interpretou como ortoderivado, obtendo idades arqueanas (2,66 Ga), paleoproterozóicas (2,17 a 2,13 Ga) e mesoproterozóicas (1,50 e 1,48 Ga). Nas três amostras foram encontrados cristais de zircão com borda metamórfica neoproterozóicas de 647Ma, 618Ma, 611Ma e 580Ma.

3.2 Compartimentação Geotectônica da Faixa Ribeira

Localizada no segmento central da Província Mantiqueira (Figura 22), a Faixa Ribeira é compartimentada em quatro grandes terrenos tectono-estratigráficos denominados, segundo Heilbron *et al.* (2000, 2004): Ocidental, Paraíba do Sul/Embu, Oriental e Cabo Frio (Figura 23), delimitados por falhas de empurrão ou zonas de cisalhamento transpressivas destrais com direção preferencial NE – SW e mergulho intermediário a subvertical geralmente para SE. O Limite Tectônico Central (LTC), também conhecido como CTB (Central Tectonic Boundary), é a principal descontinuidade, separando o Terreno Oriental do Terreno Ocidental e correspondendo a uma zona de cisalhamento instalada em altas condições de temperatura, mostrando uma complexa evolução estrutural devido a dobramentos em fases contínuas posteriores a seu desenvolvimento. O estudo da relação entre zonas miloníticas e corpos graníticos intrusivos, de múltiplas gerações, são usados como marcadores cronológicos para deformações e eventos magmáticos (Tupinambá *et al.*, 2007).

A área de estudo abrange parte dos terrenos Ocidental, Paraíba do Sul / Embu e Oriental (Heilbron *et al.* 2004), como pode ser visto na figura 23.

Figura 22 – A – Sistema Mantiqueira e B – Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira.



Legenda: A - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é formado pelo Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os Orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os Orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (Heilbron, 2004).

B - A área de estudo inserida na forma de um retângulo na cor preta. Legenda: 1 - Cobertura Cenozóica; 2 - K-T rochas alcalinas; 3 e 4 - Faixa Brasília Sul: 3 - Nappes Inferiores; 4 - Nappes Superiores (arcos magmáticos); 5 ao 7: Craton São Francisco. 5 - embasamento exposto, 6 - Grupo Bambuí, 7 - metassedimentos autóctones; 8 ao 15 Unidades da Faixa Ribeira. 8 e 9 - Domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10 - Terreno Paraíba do Sul; 11 e 12 Terreno Oriental com 11 - rochas de arco magmático e 12 - metassedimentos; 13 - Terreno Cabo Frio; 14 - Terreno Embu; 15 - Terreno Apiaí. CTB Central Tectonic Boundary.

Fonte: A - Heilbron et al., 2004. B - Heilbron et al., 2013,2000, 2008; Campos Neto, 2000; Trouw et al., 2000

3.2.1. Evolução Geotectônica

O segmento central da Província Mantiqueira registra etapas de compartimentação tectônica diácronas, resultado da interação, em épocas distintas, de paleoplacas maiores (Parapanema e Sanfranciscana-Congo) entre si ou com microplacas (Serra do Mar) e arcos magmáticos (Rio Negro) (Tupinambá *et al.* 2013).

Os terrenos e microplacas foram acrescidos em três grandes eventos tectônicos. A fim de citar toda a evolução da Faixa Ribeira, é necessário que se faça referência a um primeiro evento colisional, responsável por estruturar o Segmento Sul da Faixa Brasília que, posteriormente, foi afetado por todos os eventos que estruturaram o Orógeno Ribeira (Heilbron *et al.* 2004). A história acrescionária da Faixa Ribeira tem todo seu desenvolvimento no Neoproterozóico e é composta pelo encaixe tanto de arcos magmáticos quanto de fragmentos cratônicos.

O estágio colisional mais antigo (650 – 630 Ma) é resultado da interação entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco e estruturou a porção Sul do Orógeno Brasília, além de dar origem a um complexo sistema de Nappes com cavalgamento de baixo ângulo de mergulho, que tem vergência para SW e E-NE, sobrepondo-se à borda sul-sudoeste do Craton São Francisco. Na Faixa Ribeira, esse estágio só pode ser reconhecido em seu segmento meridional (Heilbron *et al.* 2004, Tupinambá *et al.* 2013).

O segundo evento colisional ocorreu entre 605 e 580 Ma e seria resultado da colagem do Terreno Paraíba do Sul e Embú, gerando estruturas que transpuseram antigas feições na parte sul do Orógeno Brasília. Este evento está relacionado a colisão do Terreno Oriental, que inclui o arco magmático Rio Negro, contra o paleocontinente São Francisco, com ápice em 580 Ma (Heilbron *et al.* 2004), com o LTC (limite tectônico central) representando a sutura colisional desse evento. Contrastando com a estruturação formada na Faixa Brasília Sul, esta colisão foi oblíqua, resultando na partição da deformação em zonas de encurtamento frontal, vergentes para noroeste e mergulhos íngremes, orientados para NE – SW, com componente transpressivo dextral. Essa colisão colocou os terrenos Paraíba do Sul/Embu e Oriental sobre o Terreno Ocidental e sobre os terrenos recém - amalgamados da porção sul do Orógeno Brasília (Heilbron *et al.* 2004, Tupinambá *et al.* 2013).

O evento tectônico (Orogenia Búzios) mais recente é representado pela colisão do Terreno Cabo Frio há 520 Ma e estágio pós-orogênico entre 495 e 440 Ma (Schmitt *et al.* 2004). Esta última etapa gerou deformação de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio, associado a um metamorfismo de média a alta pressão. Nos terrenos cuja história evolutiva já tinha chegado ao fim, este episódio resultou em um redobramento de estruturas pré-existentes, associado à geração de zonas de cisalhamento dextrais de direção NE - SW, como a de Além Paraíba e Caxambu (Schmitt *et al.* 2004, Heilbron *et al.* 2004) e zonas de cisalhamento subverticais dextrais ainda em facies anfíbolito no próprio Terreno Cabo Frio (Schmitt *et al.* 2004).

3.2.2. Principais Terrenos, Domínios e Litologias.

O Terreno Ocidental compreende o Domínio Juiz de Fora que pode ser relacionado com a margem retrabalhada do Craton São Francisco (Heilbron *et al.* 2013), além dos domínios Autóctone e Andrelândia, que não ocorrem na área de estudo. O Domínio Juiz de Fora é composto pelo Complexo Juiz de Fora e pela Megassequência Andrelândia. As rochas do Complexo Juiz de Fora correspondem a gnaisses granulíticos de origem ígnea, com composições variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos. A sucessão metassedimentar é representada pela Megassequência Andrelândia, principalmente pela Unidade Arantina, composta por paragnaisse / xisto de origem pelítica a semi-pelítica, com intercalações de quartzitos, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e gonditos, que remetem a um ambiente deposicional do tipo margem passiva (Paciullo *et al.* 2003). Corpos descontínuos de granitoides sin-colisionais do Tipo S ou híbridos estão localizados ao longo dos contatos entre as unidades supracitadas e são compostos por Granada leucogranitos, a leucocharnockitos, e charnoenderbitos (Tupinambá *et al.*, 2007).

O Terreno Oriental compreende três grandes domínios estruturais imbricados na direção NW, contra a margem retrabalhada do Craton São Francisco. O primeiro, Domínio Cambuci, estruturalmente posicionado na parte basal do Domínio, é dividido em três unidades principais, sendo a unidade Cambuci composta por biotita gnaisses bandados, granada gnaisses e mármore. Contêm também leucocharnockitos e charnoenderbitos denominados São João do Paraíso e rochas do Complexo Serra da Bolívia, que possuem variadas composições, em um range desde rochas básicas até rochas ácidas, sendo o Hornblenda ortognaisse de granulometria grossa com composição de granodiorito a quartzo-diorito o litotipo mais comum, seguidos por monzogabros, monzodioritos, monzonitos e sienitos. Em alguns locais, a rocha adquire uma tonalidade esverdeada, normalmente associada à presença de piroxênios, acabando por inserir as rochas da série charnockítica (Tupinambá *et al.*, 2007). Dados recentes apresentados por Heilbron *et al.* (2013), sugerem que a suíte ígnea do Complexo Serra da Bolívia seja um arco magmático instalado dentro do Domínio Cambuci.

O segundo, Domínio Costeiro, justaposto ao Domínio Cambuci, é subdividido nas unidades: São Fidelis, representada por gnaisses kinzigíticos, normalmente migmatizados, compostos por biotita gnaisses granatíferos, com sillimanita e, localmente, cordierita, podendo ocorrer ainda lentes de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos, sendo representativa da unidade basal dos metassedimentos deste domínio. A unidade

superior é denominada como São Sebastião do Alto e é constituída por granada - hornblenda - biotita gnaiss migmatítico com estruturas bandadas e/ou porfíricas, englobando ainda quartzitos, lentes de rochas calcissilicáticas, gonditos e anfibolitos (Tupinambá *et al.*, 2007). Intrusivo nas rochas das unidades descritas acima ocorre o Complexo Rio Negro. Esse complexo possui diferentes associações plutônicas, cada uma com assinaturas geoquímicas distintas, baixo a médio K, alto K e por último uma associação shoshonítica. Um magmatismo cálcio-alcálico deu origem à suíte ígnea que, posteriormente, foi deformada e metamorfoseada originando os ortognaisses do Complexo Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 2012). O gnaiss resultado destas interações no Complexo Rio Negro é mesocrático de granulometria média a grossa (Tupinambá *et al.*, 2007). As últimas três unidades do Domínio são representadas pelos Gnaisses graníticos porfíricos da Suíte Desengano; pelo Charnockito Bela Joana e pelo Ortognaiss Angelim ((granada)-hornblenda-biotita granitoides foliados), que pode apresentar localmente foliação milonítica (Tupinambá *et al.*, 2007).

O terceiro Domínio estratigráfico do Terreno Oriental é o Domínio Italva, que encontra-se compartimentado na parte superior do Terreno, ocorrendo sob a forma de *Klippe*. Ele é composto basicamente pelo Grupo homônimo, representado por um conjunto metavulcano-sedimentar, rico em mármore e anfibolitos, possuindo ainda gnaisses homogêneos leucocráticos de composição granítica a granodiorítica, com raras intercalações de rochas calcissilicáticas. Gnaisses bandados que podem ter tido como protólito os sedimentos derivados da erosão das rochas do arco magmático Rio Negro, são mesocráticos de composição tonalítica. O pacote metassedimentar do domínio é representado por uma sequência ora calcítica e ora dolomítica de coloração esbranquiçada. Esse domínio pode ser considerado como uma margem passiva do terreno descrito ou uma bacia de *back-arc* (Tupinambá *et al.*, 2007; Heilbron *et al.* 2012, 2013).

O terceiro Terreno, Paraíba do Sul / Embu, possui uma classificação conjunta por terem seus litotipos considerados como similares por Heilbron *et al.* (2008). O Terreno Paraíba do Sul é composto por duas unidades principais: O Complexo Quirino, que é o embasamento paleoproterozóico, composto por hornblenda ortognaisses com enclaves de rochas ultramáficas, máficas e calcissilicáticas; e o Grupo Paraíba do Sul, composto por rochas metassedimentares, principalmente biotita gnaisses, sillimanita – granada – biotita – gnaisses, margas dolomíticas e rochas calcissilicáticas (Tupinambá *et al.*, 2007). O Terreno Embu contém alongadas lentes de embasamento paleoproterozóico e rochas metassedimentares do Complexo Embu, como biotita gnaisses e xistos, localmente com sillimanita e/ou granada. Rochas como quartzitos imaturos, calcissilicáticas e margas também

são encontradas, além de intrusões graníticas onde predominam biotita granitos porfiríticos a inequigranulares e muscovita – biotita monzogranito equigranulares. (Heilbron *et al.*, 2004).

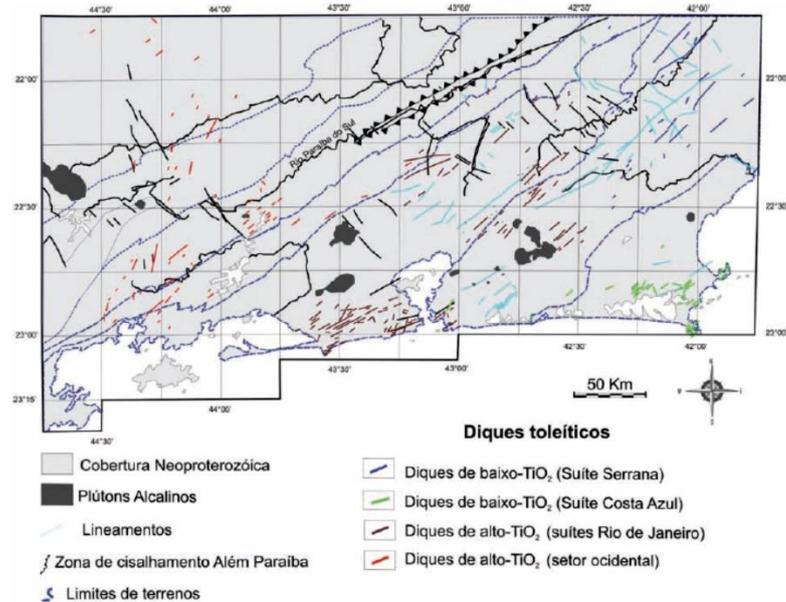
O Terreno Cabo Frio foi o último a ser acrescido na Faixa Ribeira, colidindo contra o Terreno Oriental. Esse evento possivelmente está relacionado com o fechamento de uma bacia de *back-arc* localizada entre o Terreno Oriental e o cráton Kalahari (Heilbron *et al.*, 2013). As unidades principais são: Sucessão Búzios, constituída por metassedimentos aluminosos (sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses) com frequentes intercalações de camadas de rochas calcissilicáticas e corpos de anfibolitos. Pode ocorrer ainda granada quartzo gnaisses e quartzitos feldspáticos; e a sucessão Palmital, constituída, predominantemente, por sillimanita-granada-biotita gnaisses com intercalações de rochas calcissilicáticas e granada quartzitos (Heilbron *et al.*, 2004). Este último episódio também resultou na superposição de dobramentos e zonas de cisalhamento destrais que afetaram todos os terrenos amalgamados. Um dos exemplos é a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, de centenas de quilômetros de extensão e com uma espessa faixa milonítica de até 4 quilômetros de espessura (Heilbron *et al.*, 2013).

Após uma falta de registros de eventos até o Cretáceo Inferior, a região sudeste brasileira sofreu os efeitos da quebra do Supercontinente Gondwana e consequentemente a abertura do Oceano Atlântico Sul. Esse evento, ocorrido no Cretáceo inferior, foi resultado de uma intensa atividade magmática ligada à evolução da pluma mantélica de Tristão da Cunha, que resultou num intenso magmatismo tanto *onshore* quanto *offshore*. O extensivo magmatismo basáltico se deu sob a forma de enxames de diques (Figura 24) de alto TiO_2 (Suíte Rio de Janeiro e setor Ocidental) e baixo TiO_2 (Suítes Serrana e Costa Azul). A reativação tectônica que se sucedeu no Cretáceo Superior e Eoceno originou o sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976 *apud* Heilbron *et al.* 2012), também conhecido como Sistema de Rifts Continentais do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989), compreendendo cerca de mil quilômetros de extensão desde Curitiba (PR) até Barra de São João (RJ). Nessa faixa instalaram – se diversas bacias tafrogênicas, como: a Bacia de Curitiba e os *Grabens* de Cananéia e Sete Barras; Bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, que são consideradas como do tipo Hemi-Graben; e as Bacias de Macacu e Itaboraí, no *Graben* da Guanabara e o *Graben* de Barra de São João, submerso (Heilbron *et al.* 2012).

Entre o Neocretáceo e o Eoceno, durante o desenvolvimento da margem continental brasileira, ocorreram pulsos magmáticos alcalinos. Dezenas de ocorrências de corpos são encontradas no embasamento emerso do sudeste brasileiro, compondo, assim, a Província Serra do Mar e o Alinhamento Magmaítico de Cabo Frio, além de alguns corpos na região do

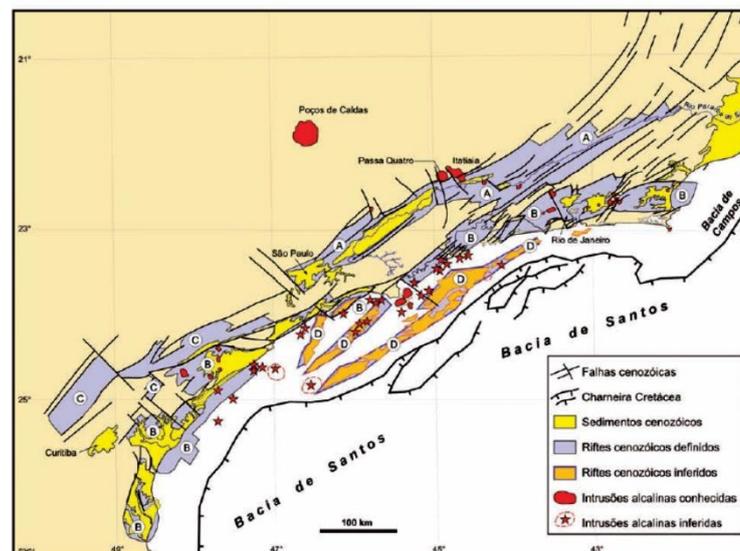
Arco de Ponta Grossa. Dentre os plútons alcalinos, podemos citar o maciço de Poços de Caldas, Ilha de São Sebastião, Cananéia, Ponte Nova, Itatiaia, Passa Quatro, Morro Redondo, Serra dos Tomazes, Tinguá, Itaúnas, Tanguá-Rio Bonito, Ilha de Cabo Frio e Morro de São João (Tupinambá *et al.* 2012) (Figura 25).

Figura 23 - Mapa do enxame de diques da Serra do Mar



Fonte: Modificado de CPRM, nota explicativa da Folha Santo Antônio de Pádua.

Figura 24 - Mapa do Sistema de Riftes continentais do sudeste brasileiro.



Legenda: Riftes: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo.
Fonte: Tupinambá *et al.*, 2012.

3.3. Complexo Costeiro

Localizado na zona costeira do Estado de São Paulo, o Complexo Costeiro (Figura 26) corresponde a uma unidade heterogênea dominada por rochas metamorfas em fácies anfíbolito a granulito, tendo idade aparentemente Arqueana (Bistrichi *et al.*, 1981). Este complexo é composto por: rochas migmatíticas, incluindo metatexitos e diatexitos; faixas de rochas granulíticas, representadas por piroxênio granulitos, granulitos quartzo – feldspáticos, kinzigitos, charnockitos e rochas granito – gnáissicas com hyperstênio, anfíbolitos e serpentinitos associados. Além disso, rochas metaígneas de protólitos básicos e intermediários são frequentes, metadioritos, meta-quartzo gabros e meta-quartzo dioritos a sul do Reservatório de Paraibuna, e as rochas metabásicas a metaintermediárias denominadas Complexo Bairro do Marisco, que é composto por metagabros, metadioritos, meta-quartzo dioritos e ortoanfíbolitos são predominantes na região. (Bistrichi *et al.*, 1981).

Campos Neto & Figueiredo (1995), com a conceituação da superposição de orógenos e acreção de terrenos, denominaram a região do Complexo Costeiro de Microplaca Serra do Mar e que, posteriormente, foi citada como Terreno Serra do Mar (Campos Neto, 2000). Sendo assim o Terreno Serra do Mar foi caracterizado pela predominância de migmatitos e corpos alongados de (granada)-biotita granitos com estruturas nebulíticas e *schlieren* variavelmente deformados (Campos Neto, 2000). Campos Neto & Figueiredo (1995) e Campos Neto (2000) admitem três segmentos crustais para o Terreno Serra do Mar, constituídos por uma unidade de rochas supracrustais à oeste, sobreposta por uma unidade central gnáissica–migmatítica e pela unidade granulítica–granítica–migmatítica à leste.

Campanha & Ens (1996) descreveram rochas granitóides gnaissificadas, denominadas de Granito Pico do Papagaio, composto por biotita granitos porfiríticos variavelmente deformados, apresentando porções não deformadas com fenocristais idiomórficos de feldspato potássico róseo ou branco, podendo ter litotipos bandados, gnaissificados, até faixas locais miloníticas a ultramiloníticas associadas a zonas de cisalhamento. Campanha & Ens (1996) detalharam as rochas do Granito Pico do Papagaio na porção noroeste, e ao sul, separado pela zona de cisalhamento Camburu, o Planalto do Juqueriquerê, composto por rochas paraderivadas variavelmente migmatizadas, com frequentes intercalações de rochas anfíbolíticas e, subordinadamente rochas granitóides nebulíticas, além do Complexo Bairro do Marisco, caracterizado por rochas básicas e intermediárias parcialmente migmatizadas. Biotita gnaisses e xistos bandados com granada e sillimanita, além de kinzingitos com cordierita

porfiroblástica foram descritos como os protolitos dos migmatitos (Campanha & Ens, 1996). Também ocorrem diques básicos anfibolitizados, sugerindo mais de uma geração de magmatismo básico no Precambriano (Campanha & Ens, 1996).

Dias Neto (2001) estudou a evolução tectono-termal dos kinzigitos e rochas anfibolíticas associadas, ortognaisses e granitóides foliados do Complexo Costeiro na região entre São Sebastião e Cubatão. Os dados geocronológicos e geoquímicos produzidos neste estudo indicaram que a sequência metassedimentar fora depositada sobre crosta continental em ambiente de bacia de retro-arco, com área-fonte composta principalmente por rochas diferenciadas do manto entre o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico, e possibilidade de adições subordinadas de materiais juvenis até o Neoproterozóico.

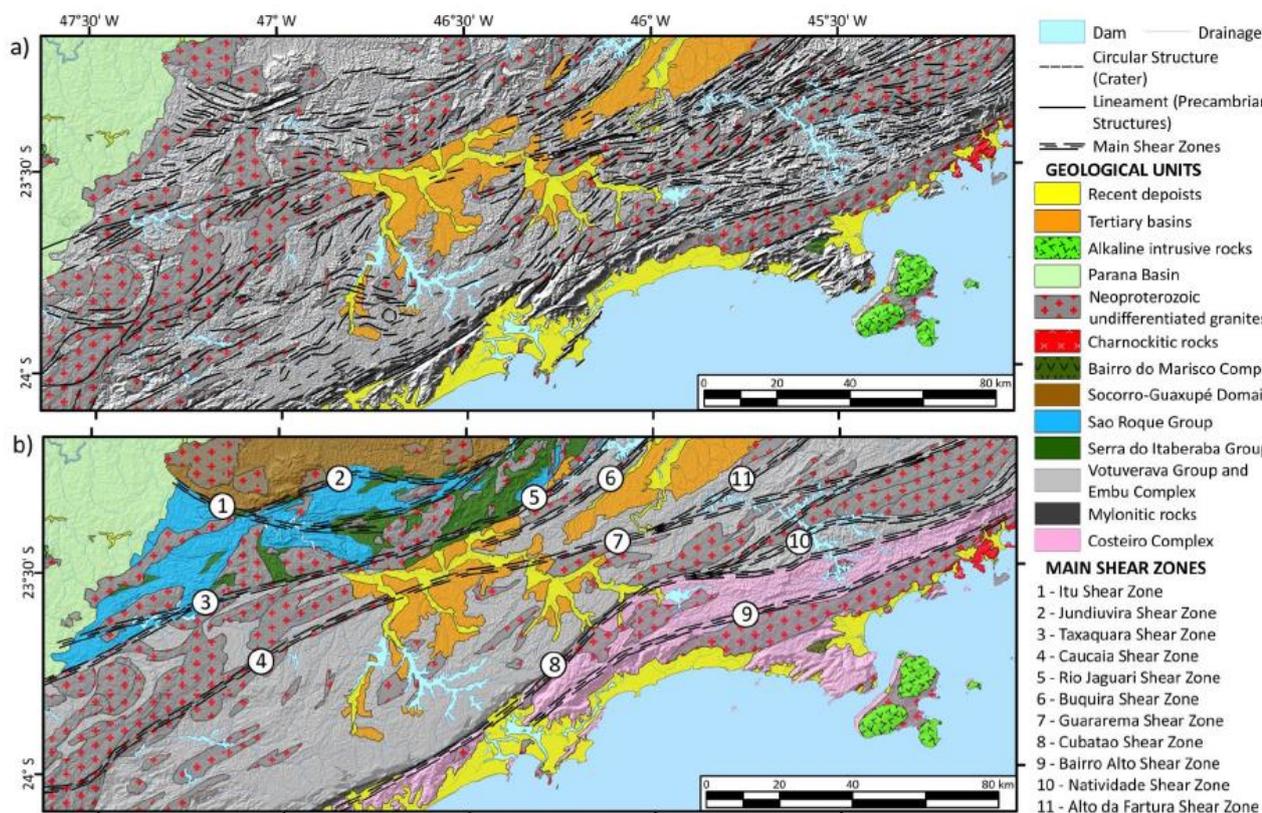
Os dados U-Pb SHRIMP em zircão indicaram idades em torno de 580 Ma para as rochas anfibolíticas inclusas nos paragnaisses, interpretadas como idade de cristalização das intrusões máficas, e idades próximas a 570 Ma para os sobrecrescimentos dos cristais de zircão provenientes das rochas paragnaissicas, interpretadas como idade do pico metamórfico que gerou os kinzigitos (Dias Neto, 2001).

Na região de Ubatuba ocorrem extensos corpos lenticulares de rochas charnockíticas, orientados no sentido ENE-WSW, em contato principalmente com hornblenda-biotita granito, considerado na maioria dos casos como transicional (Neumann, 1993). Os charnockitos apresentam-se de cor verde-escura, são leuco a hololeucocráticos, maciços e homogêneos a localmente foliados, equigranulares a porfiríticos e de granulometria médias a grossa (Neumann, 1993).

As rochas encaixantes dos charnockitos de Ubatuba foram consideradas como “descharnockitos” por Macluf & Schorscher (2001). Os autores admitem que os hornblenda biotita granitos seriam produto da transformação por re-hidratação e retrometamorfismo fraco dos charnockitos. Esses processos teriam sido gerados durante o soergimento crustal em zonas de falhas distensivas em contato com as rochas encaixantes regionais e pela intrusão de diques aplíticos (Macluf & Schorscher, 2001). Datações por evaporação de monocristais de zircão (método de Kober) indicam idades de 559 ± 2 Ma para os charnockitos e de $529 \pm 1,8$ Ma para reequilíbrio dos descharnockitos durante o soergimento crustal (Macluf & Schorscher, 2001).

Rochas graníticas e granitóides são abundantes nos diferentes compartimentos do Precambriano Paulista, com tipologias e características tectônicas variadas (Bistrichi *et al.*, 1981).

Figura 25 - Mapas sobre relevo sombreado de relevo (SRTM-90 m – Iluminação artificial em 315° N, com inclinação de 30°)



Legenda: Interpretação de lineamentos (a) e interpretação dos traços das principais zonas de cisalhamento (b) de parte do Cinturão Ribeira Central.

Notas: A zona de Cisalhamento Caucaia (4) possui continuidade física com a Zona de Cisalhamento Guararema (7).

Fonte: Meira, 2014.

3.4 Estudos recentes e novas interpretações

Trouw *et al.* (2013) propõem uma nova interpretação para a Zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira, na qual os autores consideram como sendo parte de um mesmo bloco continental os terrenos Paraíba do Sul/Embu e a Nappe Socorro, que representariam uma margem ativa do paleocontinente Paranapanema desenvolvida durante sua convergência e posterior colisão com o paleocontinente São Francisco.

Estudos recentes mostram que antigas questões de alta relevância, que não permitiam a interpretação conjunta dos dois terrenos, tais como as diferenças entre os pulsos de magmatismos graníticos, idade do metamorfismo e a presença de embasamento

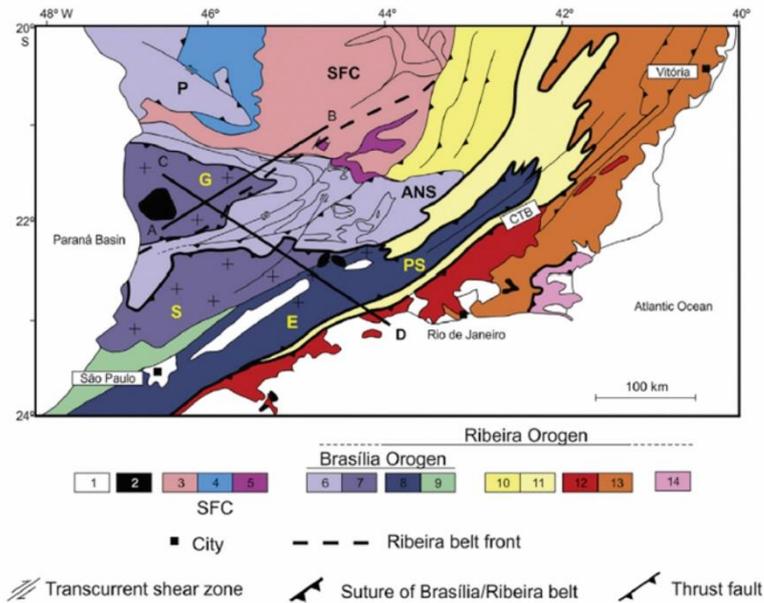
paleoproterozóico no Terreno Embu, foram elucidadas com novos dados geoquímicos e descobertas de embasamento também na Nappe Socorro (Trouw *et al.* 2013).

Nesse contexto, a zona de cisalhamento de Buquira, que antes marcava o contato entre a Nappe Socorro e a Faixa Ribeira, passaria a ser irrelevante e o novo limite, entre as duas faixas, passaria a ser marcado pela estreita faixa de rochas granulíticas, alvo da presente dissertação, e ficaria bem próxima ao CTB (Figura 26).

Heilbron *et al.* (2013) corroboram com esse contexto quando comparam o Arco Magmático Serra da Bolívia ao Arco Socorro e dizem que ambos possuem assinatura cordilheirana (Figura 27 e 28), contrastando, assim, com o Arco magmático Rio Negro de assinatura juvenil e um período maior de geração, mostrando que, no momento da subducção, os arcos estavam sendo formados numa mesma margem ativa.

Meira (2014) realizou análises geocronológicas em rochas metassedimentares e metaígneas dos complexos Embu (Fernandes, 1991) e Costeiro (Bistrichi *et al.* 1981), originalmente associados ao Cinturão Ribeira Central, o qual é interpretado como produto de sucessivas orogêneses com acreções de terrenos exóticos. Entretanto o autor ressalta que trabalhos recentes vêm apresentando dados que indicam uma evolução semelhante entre terrenos / domínios anteriormente considerados distintos. A área de estudo deste trabalho está a aproximadamente 170 km a SW da área da presente dissertação, ao longo do *strike* da foliação principal (Figura 25). Meira (2014) apresenta dados geocronológicos e geotermobarométricos que mostram dois eventos metamórficos nas rochas dos dois complexos: M1 – associado a esforços compressivos entre 650 e 600Ma, com pressão 8kbar e temperatura em torno de 600°C em rochas metassedimentares do Complexo Embu, interpretado como uma orogenia associada as colisões na Faixa Brasília Sul e Cinturão Dom Feliciano; M2 – associado a tectônica distensiva e transcorrente entre 600 e 560 Ma, com pressão em torno de 3 kbar e temperatura de 600°C (Complexo Embu) e pressão de 6 a 4 kbar e temperatura de 650 a 750°C (Complexo Costeiro), interpretado como vinculado a escape tectônico e colapso orogênico. Os cristais de zircão detriticos analisados mostram predomínio de idades arqueanas, paleoproterozóicas e mesoproterozóicas no Complexo Embu e idades criogenianas no Complexo Costeiro, porém ambos complexos apresentaram idades antigas similares, indicando que ambos os complexos teriam proximidade física entre si e com áreas fontes até arqueanas semelhantes, mostrando história evolutiva vinculada a crátons antigos.

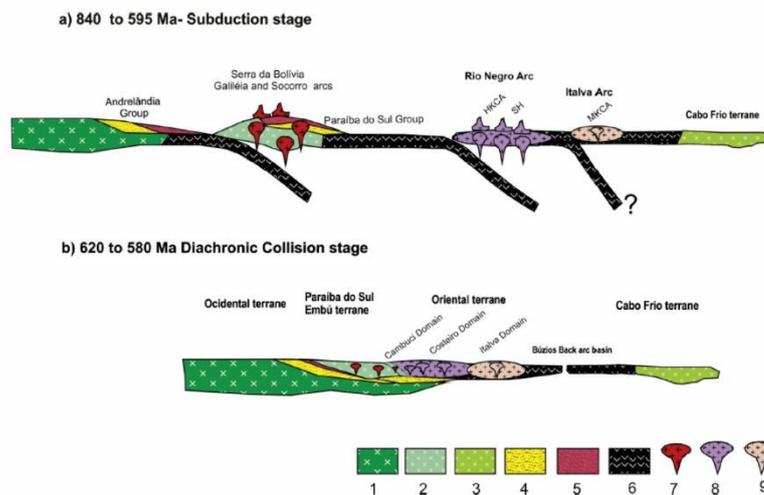
Figura 26 - Mapa da compartimentação tectônica para a Faixa Ribeira proposta por Trouw, 2013



Legenda: 1 – Bacia do Paraná; 2 – Plutons Alcalinos do Cretáceo Superior/Cenozóico; Craton São Francisco 3 a 5, 3 – Embasamento, 4 – Grupo Bambuí, 5 – rochas metassedimentares autóctones e parautóctones; Orógeno Brasília 6 ao 9, 6 – Sistema de Nappes Andrelândia (ANS) e Nappe Passos (P); 7 Nappe Socorro (S) – Guaxupé (G); 8 – Terreno Embu (E) – Paraíba do Sul (PS); 9 – Terreno Apiaí; Orógeno Ribeira 10 ao 14, 10 – Domínio Externo; 11 – Domínio Juiz de Fora; 12 – Arco magmático Rio Negro (Terreno Oriental), 13 – Terreno Oriental; 14 – Terreno Cabo Frio.

Fonte: Trouw et al., 2013.

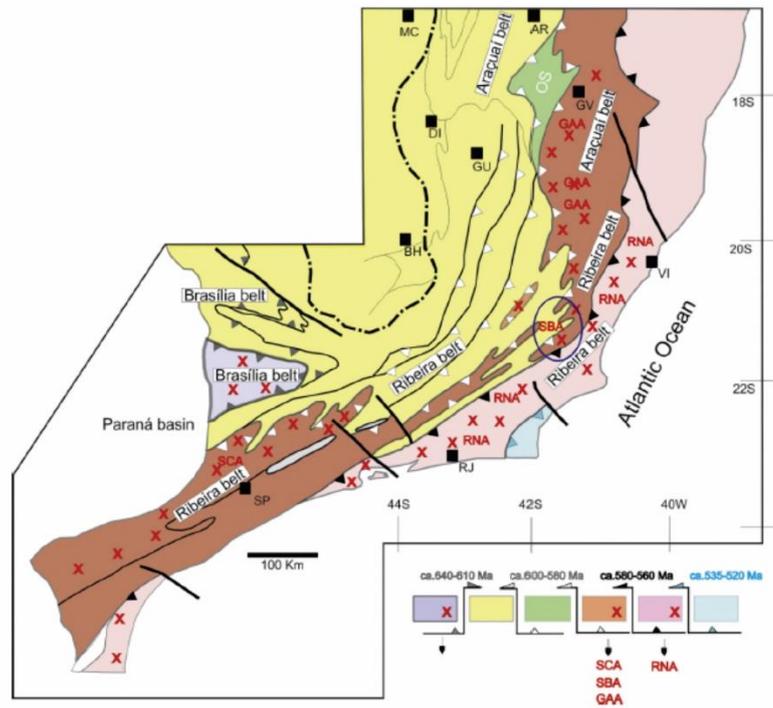
Figura 27 – Possível evolução tectônica para a Faixa Ribeira.



Legenda: Blocos Continentais antigos: 1 – São Francisco; 2 – Paraíba do Sul/Embu; 3 – Cabo Frio, unidades metassedimentares; 4 – Sequencias de margem passiva; 5 – margem passiva/ativa; 6 – litosfera oceânica; - arcos magmáticos; 7 – Arco Serra da Bolívia, Socorro e Galiléia; 8 – Arco Rio Negro; Arco Serra da Prata.

Fonte: Heilbron et al., 2013

Figura 28 - Arcos magmáticos do SE do Brasil.



Legenda: 1 – Faixa Brasília sul; 2 – área cratônica (placa inferior) e São Francisco com margem retrabalhada; 3 – unidades ofiolíticas; 4 – terrenos de arcos cordilheiranos SCA – Socorro, SBA – Serra da Bolívia, GAA – arco Galiléia; 5 – RNA – arco Rio Negro; e 6 – terreno Cabo Frio

Fonte: Heilbron et al. 2013.

4. GEOLOGIA LOCAL

Nesse capítulo tem início a abordagem que concerne ao mapeamento propriamente dito da região de estudo, onde serão discutidos os aspectos das unidades litodêmicas que a compõem, relatando suas características petrográficas, estruturais, condições de metamorfismo regional e relações de contato.

Os grãos foram classificados, quanto a forma, como euédricos (cristais com todas as faces bem definidas), subédricos (cristais com poucas faces bem definidas) ou anédricos (cristais sem faces definidas). Os seguintes hábitos principais foram identificados como: tabular, lamelar, prismático e acicular. A classificação granulométrica adotada foi a seguinte: fina (<1 mm), média (entre 1 e 3 mm) e grossa (> 3 mm) para rochas metamórficas e fina (<0,2 mm), média (entre 0,2 e 1 mm) e grossa (entre 1 e 10 mm) para as rochas ígneas.

Quatro tipos principais de texturas, típicas de rochas metamórficas, vem servindo ao estudo petrográfico, quais sejam: granoblástica, nematoblástica, lepdoblástica e porfiroblástica. Em uma mesma rocha se pode identificar mais de uma textura e nesse caso, deve-se utilizar termos transicionais dentre os mais comuns citados acima para designar texturas, agrupando-os em um único nome como, granolepdoblástica ou lepdonematoblástica. Na textura granoblástica é possível observar minerais granulares sem orientação, já a textura lepdoblástica é típica de rochas que apresentam minerais micáceos com orientação, a textura nematoblástica está relacionada a orientação dos minerais prismáticos e a textura porfiroblástica ocorre quando minerais se destacam em tamanho comparados à matriz da rocha.

Cabem as rochas ígneas serem descritas baseadas em outros critérios, dentre os quais citamos: Índice de cor, que classifica as rochas desde hololeucocráticas até ultramáficas e está relacionado a quantidade de minerais máficos presentes na rocha; Grau de cristalização, que indica se a rocha pode ou não ter minerais observados a olho nu e é dividida entre fanerítica e afanítica; Grau de cristalinidade que mostra se a rocha é composta apenas por cristais (Holocristalina), por vidro (Hialocristalina) ou por ambos (Hipocristalina); e a Textura que pode ser equigranular, inequigranular, porfirítica, vítrea ou ainda possuir classificações específicas relacionadas ao tipo de rocha a ser estudado, como, por exemplo Gabros, que possuem texturas ofíticas e subofíticas.

O grau de alteração das rochas foi classificado e subdividido por números: (1) representa rocha fresca e inalterada, sem capa de alteração; (2) representa rocha semi fresca,

moderadamente alterada com fina capa de alteração; (3) representa rocha alterada com grãos desagregados.

4.1 Unidades Litológicas

4.1.1 Unidade Metacharnoenderbítica / Ortogranulito Gnaiss

Esta unidade ocorre na parte central da área de estudo em uma faixa longitudinal NE – SW, tendo suas melhores exposições ao longo da RJ-150, logo a sul do córrego Ponte de Zinco. Entretanto é observada até a região da pista de subida da BR-116 na Serra das Araras. Nos anexo 1 e 2 essa unidade é representada pela cor verde turquesa, salvo os locais onde há afloramentos do Metacharnoenderbitito onde a cor escolhida foi lilás. Os tipos de afloramento variam entre corte de estrada em rodovia, lajedo em encostas, paredão rochoso, depósito de blocos, lajedo em drenagem, lajedo e corte em estrada de terra (Figuras 29A e 29B).

É composta por dois litotipos: a) Metacharnoenderbitito; b) Ortognaiss granulítico. No campo é possível observar contato transicional entre o Metacharnoenderbitito e o Ortognaiss granulítico, com enclaves do primeiro no segundo litotipo, em específico no ponto THM-331 (Figura 29C e 29D).

As rochas compreendidas por essa unidade podem se apresentar tanto frescas, com grau 1 de alteração, quanto alteradas, numa transição entre a classificação 2 e 3. O Metacharnoenderbitito tende a ter o grau 1, enquanto o Ortognaiss granulítico pode ter também grau 2 e 3 de alteração. O predomínio de cor é a cinza fumê com grãos esverdeados (feldspatos) e castanhos (ortopiroxênio).

O Metacharnoenderbitito é homogêneo com foliação incipiente a ausente, inequigranular, holocristalina e fanerítica. A análise petrográfica indica que a rocha possui granulação fina a média e tem textura granoblástica (Figura 30A). A mineralogia principal é Plagioclásio, Quartzo, Ortopiroxênio, Clinopiroxênio, Biotita e escasso feldspato potássico, tendo como minerais acessórios zircão, apatita e minerais opacos. A composição mineralógica indica um predomínio de enderbitito com termos charnoenderbíticos subordinados.

O plagioclásio é milimétrico, com faces e contatos bem definidos, subédrico, com geminação polissintética; O quartzo ocorre como cristais anédricos apresentando extinção

ondulante. Os minerais máficos predominantes são ortopiroxênio, de pleocroísmo rosado-esverdeado e clinopiroxênio em menor quantidade, apresentando fraco pleocroísmo e coloração verde pálido. Os piroxênios ocorrem como cristais euédricos a subédricos; A biotita ocorre substituindo os piroxênios nas bordas e em fraturas e em forma de ripas esparsas na rocha, apresentando orientação preferencial que define a incipiente foliação espaçada observada no Metacharnoenderbito. (Figura 30B).

O Ortogranulito Gnaiss apresenta textura porfiroblástica (THM 326) a granolepdoblástica ambas com foliação bem desenvolvida, localmente com partes miloníticas (THM 136 e 137). Este gnaiss geralmente apresenta feições migmatíticas, com leucossoma de espessura milimétrica até decimétrica apresentando Ortopiroxênio e feldspato esverdeado, quando fresco, e enclaves de metacharnoenderbito.

A análise petrográfica mostra que a rocha é de granulação fina a grossa, com predomínio dos minerais de granulação média a grossa, tem textura granoblástica a porfiroblástica inequigranular.

A mineralogia principal (Figura 30C) é dada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita, tendo como minerais acessórios zircão, apatita e minerais opacos. A composição modal equivale granodioritos a granitos.

O quartzo é isogranular e com extinção ondulante podendo formar fitas em regiões de intensa deformação. O Plagioclásio, com geminação polissintética e Carlsbad, apresenta granulação fina a média na matriz da rocha e forma os porfiroblastos e/ou porfiroclastos com até 2 cm de comprimento. O ortopiroxênio e o clinopiroxênio aparecem tanto na matriz da rocha com granulação fina a média quanto na forma de porfiroblastos e/ou porfiroclastos com até 1cm de comprimento, com predomínio do primeiro. A hornblenda ocorre substituindo os piroxênios, apresentando pleocroísmo moderado e coloração verde oliva a verde pálido, já a biotita substitui os piroxênios e a hornblenda, ambos minerais apresentando orientação preferencial que define a foliação principal da rocha (Figura 30D).

A partir dos dados de campo, pode-se observar que este gnaiss granulítico tem origem na fusão parcial do Metacharnoenderbito, apresentando contatos gradacionais entre os dois litotipos e enclaves do Metacharnoenderbito no gnaiss granulítico, sendo o ponto THM 323 (Anexo 3) um dos melhores locais para observar esta relação.

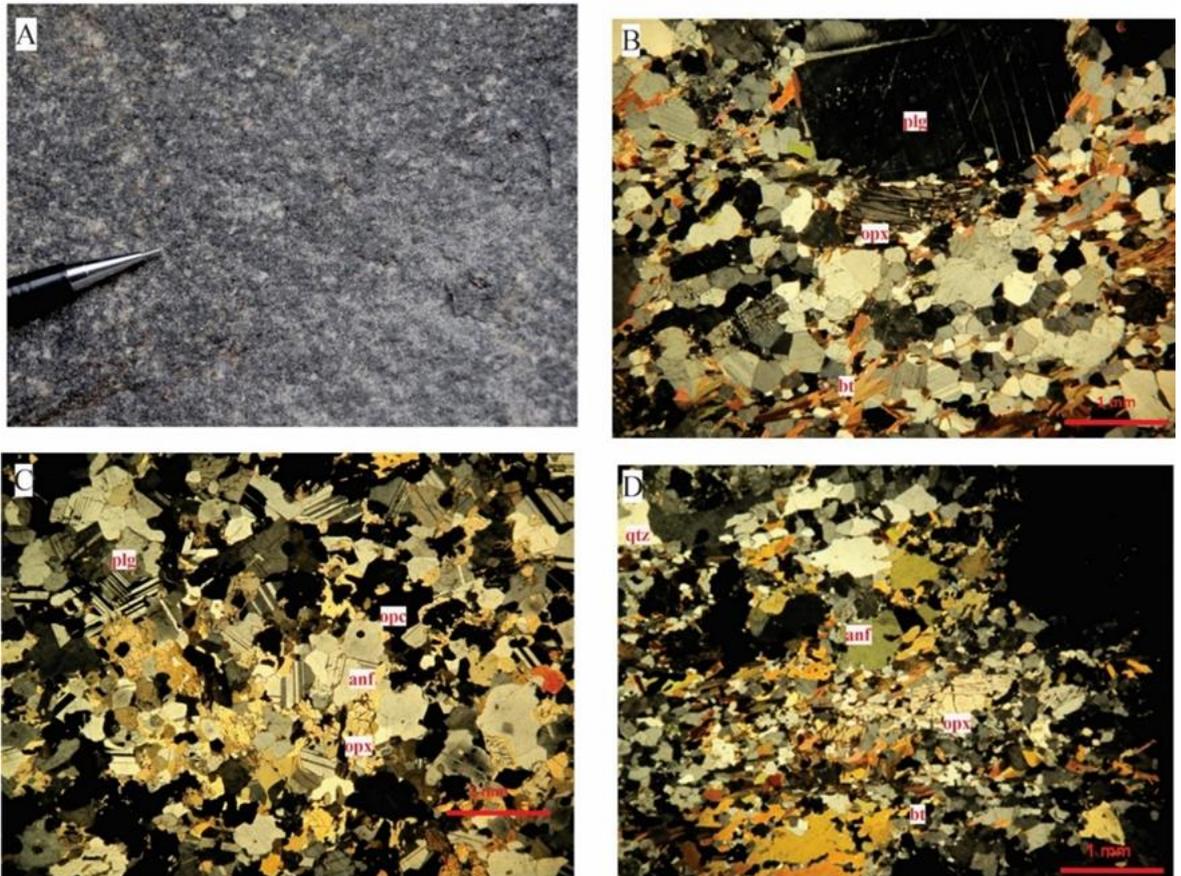
Figura 29 - Afloramento de metacharnoenderbito, corte de estrada no ponto THM 40.



Legenda: Afloramento de metacharnoenderbito em um corte de estrada, o quadrado serrilhado vermelho destaca a parte com fusão parcial (Ortognaisse granulítico). B - No centro da imagem de coloração mais escura há um núcleo de charnoenderbito que resistiu a deformação que gerou o Ortognaisse granulítico. C - Corte de estrada no ponto THM 331. Ortognaisse granulítico com enclave deformado de Charnoenderbito. D - Destaque para o enclave de Charnoenderbito.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 30 - Imagens do Charnoenderbito em afloramento e lâminas petrográficas de amostras correspondentes.



Legenda: A - Charnoenderbita em afloramento, mostrando textura inequigranular. Os minerais escuros representam cristais de piroxênio ou anfibólios e os minerais claros representam cristais de feldspatos. B - Lâmina petrográfica do ponto THM 38. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. C - Lâmina petrográfica do ponto THM 198. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. D - Lâmina petrográfica do ponto THM 198. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x.
 plg – Plagioclásio, opx – Ortopiroxênio; qtz – Quartzo; bt – Biotita; opc – mineral opaco e anf - anfibólio.

Fonte: O autor, 2022.

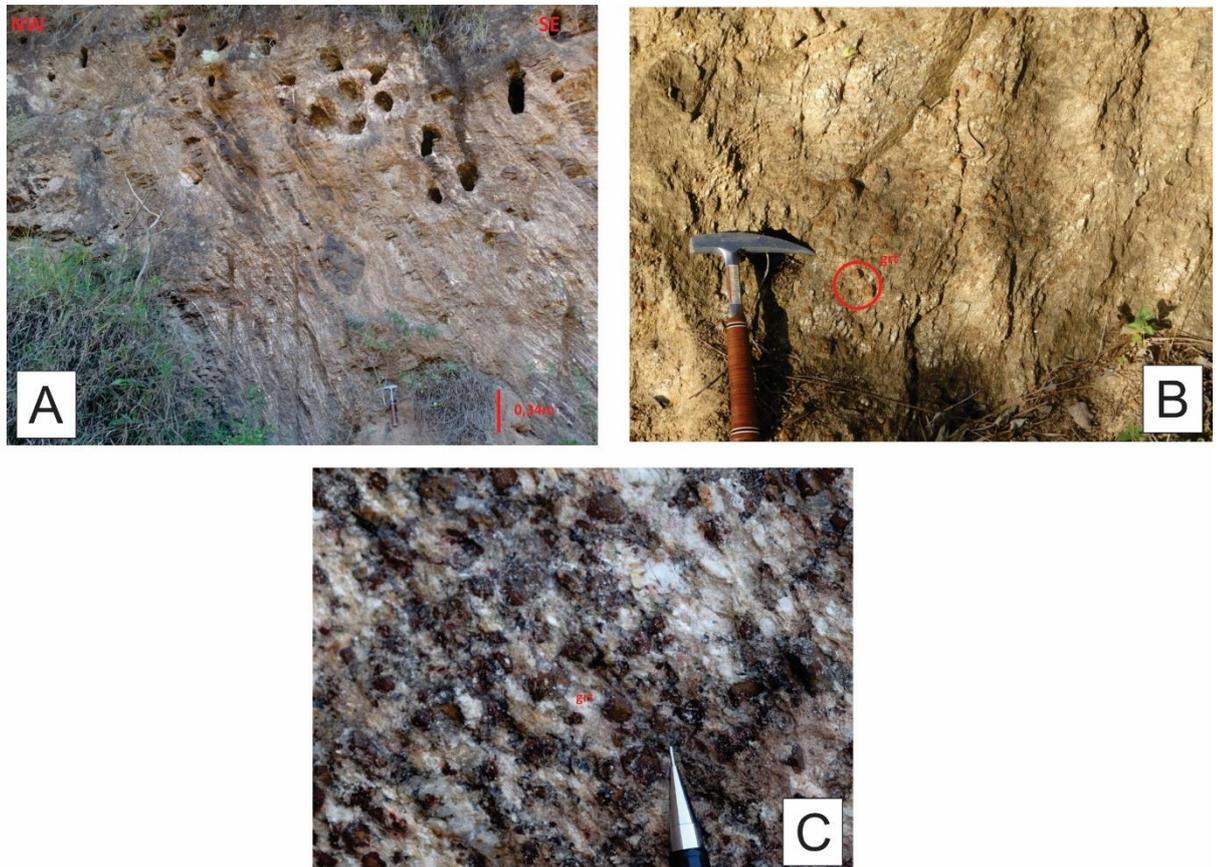
4.1.2 Sillimanita – Granada – Biotita Gnaiss

Esta unidade ocorre em um grande faixa longitudinal de direção NE – SW na região central da área de pesquisa e está em contato com as rochas da Unidade do Biotita Gnaiss I a Norte e apresenta contato com três unidade distintas a Sul: Hornblenda Biotita Gnaiss mais a SW, ao Centro - Sul com o Granito Gnaiss Porfirítico e a SE tem contato com as rochas da unidade Biotita Gnaiss II, circundando a Unidade Metacharnoenderbítica / Ortognaiss Granulítico como pode ser visto no Anexo 1, em afloramentos de cortes de estrada pavimentada e de terra (Figura 31A), depósito de tálus e blocos tanto *in situ* quanto

deslocados em drenagens, cachoeiras, lajedos em drenagens e no chão em estradas de terra e do tipo paredão. Nos Anexos 1 e 2 essa unidade tem coloração laranja.

Quanto à coloração observada em campo, há uma variação devido ao grau de alteração encontrado em cada um dos afloramentos. Quando em grau 1 de alteração, sendo considerada fresca, a rocha tem coloração acinzentada com grãos vermelhos, a partir do momento em que o intemperismo foi mais intenso desde o grau de alteração 2, onde a rocha tem coloração cinza com partes esbranquiçadas devido à alteração dos feldspatos (Figura 31B), até o grau 3 onde passa a ter a coloração amarronzada devido a transformação de rocha em solo residual, vale ressaltar ainda que as granadas quando presentes mantêm a coloração avermelhada e o formato arredondado (Figura 31C).

Figura 31 – Fotografias dos pontos THM 138 (A e C) e 91 (B).



Legenda: A - A rocha apesar de alterada tem as feições migmatíticas ressaltadas devido a resistência e coloração esbranquiçada dessas partes quartzo-feldspáticas. No centro em coloração mais escura há um enclave de anfibolito. B - Em destaque grãos porfiríticos de granada. C - Corte no afloramento no ponto THM 138 onde é possível ver a rocha com textura lepdogranoblástica, onde a biotita forma os planos pretos alinhados e a granada vermelha dá à textura porfiroblástica a rocha.

Fonte: O autor, 2016.

A unidade é heterogênea, sendo o principal litotipo um Sillimanita-Granada-Biotita gnaiss migmatítico, localmente com ortopiroxênio, apresentando intercalações variando desde decimétricas até decamétricas de quartzito e quartzito com magnetita, e até métrica de anfibolito, rocha calcissilicática e metaultramáfica.

O Sillimanita-Granada-Biotita gnaiss apresenta granulação fina a média com porfiroblastos de granada, feldspato e localmente ortopiroxênio, geralmente com textura lepdogranoblástica.

Apresenta bandamento composicional centimétrico a decimétrico evidenciado pela textura migmatítica (Figura 32A), com leucossoma de espessura até 10cm, com melanossoma milimétrico a centimétrico, afetados pelas fases de deformação impostas na rocha. O leucossoma apresenta composição granítica comumente com granada e localmente com ortopiroxênio, enquanto no melanossoma predomina biotita e localmente granada. Nos pontos com deformação intensa (Figura 32B), forma-se uma foliação milonítica definida por fitas de quartzo, bandas de feldspatos recristalizados e orientação preferencial da biotita, contornando porfiroclastos de granada (diâmetro inferior a 0,5 cm), frequentes, e de feldspato (inferior a 0,7 cm) e ortopiroxênio (inferior a 0,4 cm), mais escassos.

Localmente são encontrados corpos de espessura até decamétrica de Granada Leucognaiss, o qual devido ao contato gradacional e presença de enclaves do gnaiss próximo ao contato é interpretado como produto da fusão parcial desta rocha (ex. Ponto THM 241). Em campo apresenta coloração branca amarelada comumente com porfiroblastos de granada, de diâmetro inferior a 0,5 cm, disseminados na rocha.

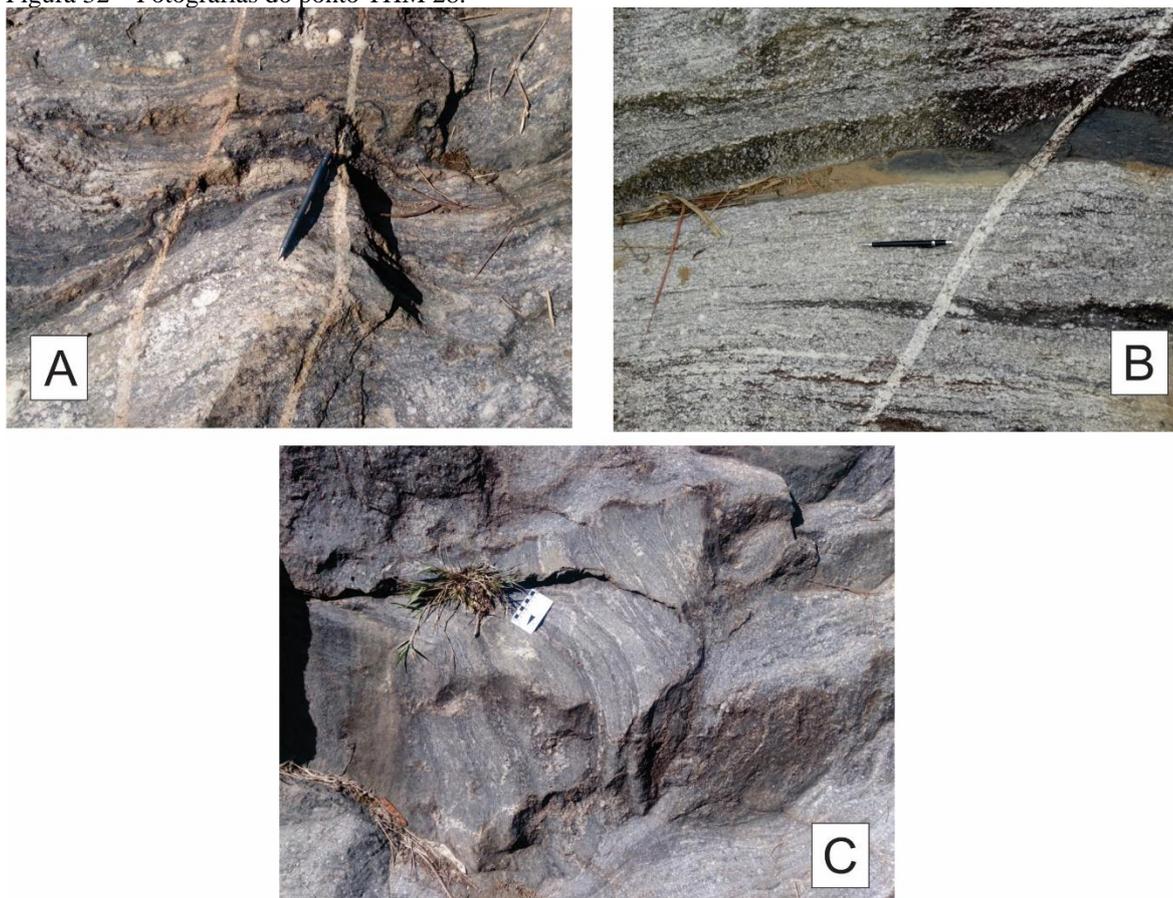
Inflexões na foliação (Figura 32C) são comuns, principalmente quando há presença de enclaves de rocha calcissilicática, anfibolitos e ultramáficas.

A composição mineralógica principal é quartzo, plagioclásio, K-feldspato (microclina e ortoclásio), biotita, granada, sillimanita e, localmente, ortopiroxênio. Os minerais acessórios observados são minerais opacos, zircão, apatita, allanita e titanita.

O quartzo varia de forma anédrico com extinção ondulante em porções menos deformada até forma de fitas em porções intensamente deformadas. O plagioclásio é visto tanto na matriz quanto na forma de porfiroblasto e/ou porfiroclasto, com forma subedral, apresentando geminação polissintética geralmente acunhada devido à deformação; possui inclusões de biotita, quartzo e K-feldspato e sofre alteração para sericita. O K-feldspato (Figura 33A) apresenta características semelhantes ao plagioclásio, entretanto a geminação presente é a tartan, da microclina, e localmente de Carlsbad, e observa-se frequentemente a presença de mirmequíta no contato entre plagioclásio e K-feldspato.

A biotita tem forma eudral, forma de ripas tabulares, define a foliação da rocha e envolve os porfiroblastos/porfiroclatos de feldspatos, de granada e de ortopiroxênio. A Granada apresenta coloração avermelhada (provavelmente Almandina) e ocorre como porfiroblastos euédricos a subédricos com diâmetro médio de 0,3 cm e máximo de 0,5 cm, ou como porfiroclastos em milonitos, com forma elipsoidal devido à deformação intensa. O ortopiroxênio é evidenciado pelo pleocroísmo de tonalidade rosada a esverdeada, relevo alto e baixa birrefringência. Ocorre localmente, sendo substituído parcialmente até quase totalmente por biotita. A sillimanita apresenta-se na forma de prisma comprido e fibrosa, euédrica a subédrica, sendo a forma fibrosa geralmente associada a biotita (Figura 33B). Minerais opacos ocorrem em quantidade variada, geralmente não chegando a 2% do volume da rocha, estando associado a biotita e ao ortopiroxênio. A muscovita ocorre geralmente associada a biotita em forma de ripas evidenciadas pela alternância de relevo ao rotacionar a lâmina petrográfica e representa 2% do volume da rocha (Figura 33C).

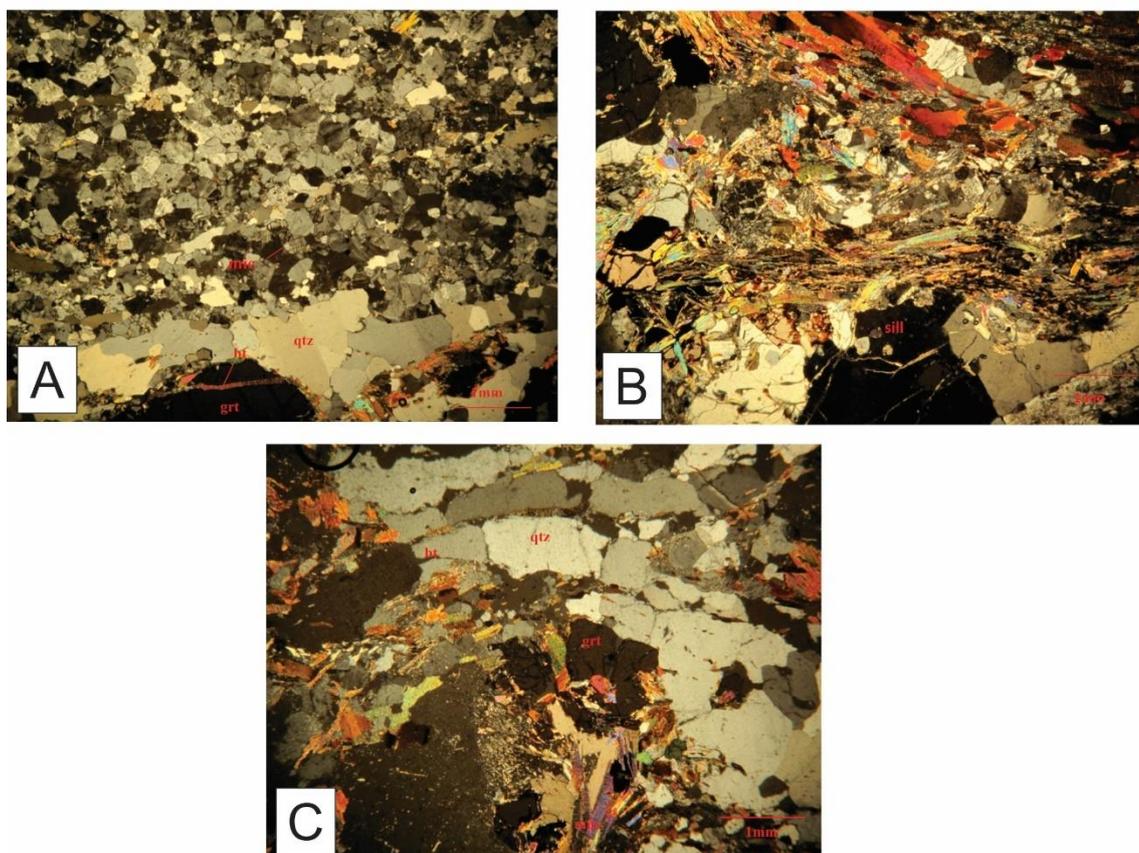
Figura 32 – Fotografias do ponto THM 28.



Notas: A - Figura em planta do ponto THM 28 mostrando que há migmatização da rocha e, conseqüentemente, a separação de leucossoma (branco) e melonossoma (preto) rico em biotita. B - Rocha milonítica resultante do intenso processo deformacional que se sucedeu nessa área da região de estudo e que foi posteriormente cortado por um dique de granito centimétrico. C - Inflexões na foliação resultado da deformação regional registrada em partes do ponto THM 28.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 33 – Fotografias das lâminas petrográficas dos pontos THM 255 (A), 4C (B) e 93 (C).



Legendas: A - Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. mic – Microclina, grt – Granada; qtz – Quartzo; bt – Biotita. Na parte superior e central da lâmina é possível ver que os minerais são de granulometria fina e que possuem textura granoblástica, já na parte inferior da lâmina é possível ver o quartzo com extinção ondulante e ripas de biotita inseridas em fraturas na granada.

B - Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. sill - Sillimanita. A região fibrosa ao centro da lâmina destaca a sillimanita que, em geral, se encontra associada tanto com a biotita quanto com a muscovita quando presente dando a foliação da rocha.

C - Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. mus – Muscovita, grt – Granada; qtz – Quartzo; bt – Biotita. O quartzo encontrado na lâmina já se apresenta deformado e com alguma curvatura, a granada ao centro da rocha mostra que é fraturada e abaixo na lâmina as ripas são de muscovita associadas com a biotita.

Fonte: O autor, 2016.

O quartzito ocorre em pacotes até decamétricos podendo ser separados em dois tipos: a) Quartzito feldspático; b) Magnetita-Quartzito. O Quartzito feldspático ocorre em camadas métricas espalhadas ao longo de toda área aflorante desta unidade, apresentando, além do quartzo (acima de 90% do volume da rocha), feldspato, muscovita e, localmente, sillimanita fibrosa, além de minerais opacos, turmalina e zircão como minerais acessórios. Geralmente ocorre com intercalações subordinadas de (Granada) Muscovita xisto e Anfibolito, de espessura centimétrica a decimétrica. O Magnetita-quartzito tem ocorrência mais restrita, com

os melhores afloramentos ao longo da rodovia RJ-155 (Figura 34A), entre o córrego Ponte de Zinco e o Ribeirão Pires (Anexo 1). Ocorre em pacotes decamétricos, sendo a espessura observada possivelmente aumentada devido ao dobramento das camadas. Apresenta granulação média a grossa, geralmente com forte foliação metamórfica. A magnetita pode ocorrer em até 30% do volume da rocha, sendo observada à vista desarmada em cristais alongados paralelos à foliação da rocha, com até 1 cm de comprimento (Figura 34B).

Há camadas de espessura decimétricas de granulação muito fina, coloração cinza escura e muito densa, composta basicamente por magnetita/hematita e quartzo, nas quais é difícil quantificar a porcentagem de cada mineral. Entretanto provavelmente os óxidos acima compõem ao menos 50% do volume da rocha. Contudo, há camadas nas quais não se observada a magnetita a vista desarmada, mas a rocha apresenta magnetismo, como por exemplo na amostra THM-97, que ao ser preparada para análise geocronológica foi separado no imã de mão uma quantidade de magnetita em torno de 80% do volume do concentrado de batéia/bromofórmio, a qual não havia sido observada na amostra de mão. Este quartzito, além do quartzo e da magnetita, é composto por piroxênio e hematita.

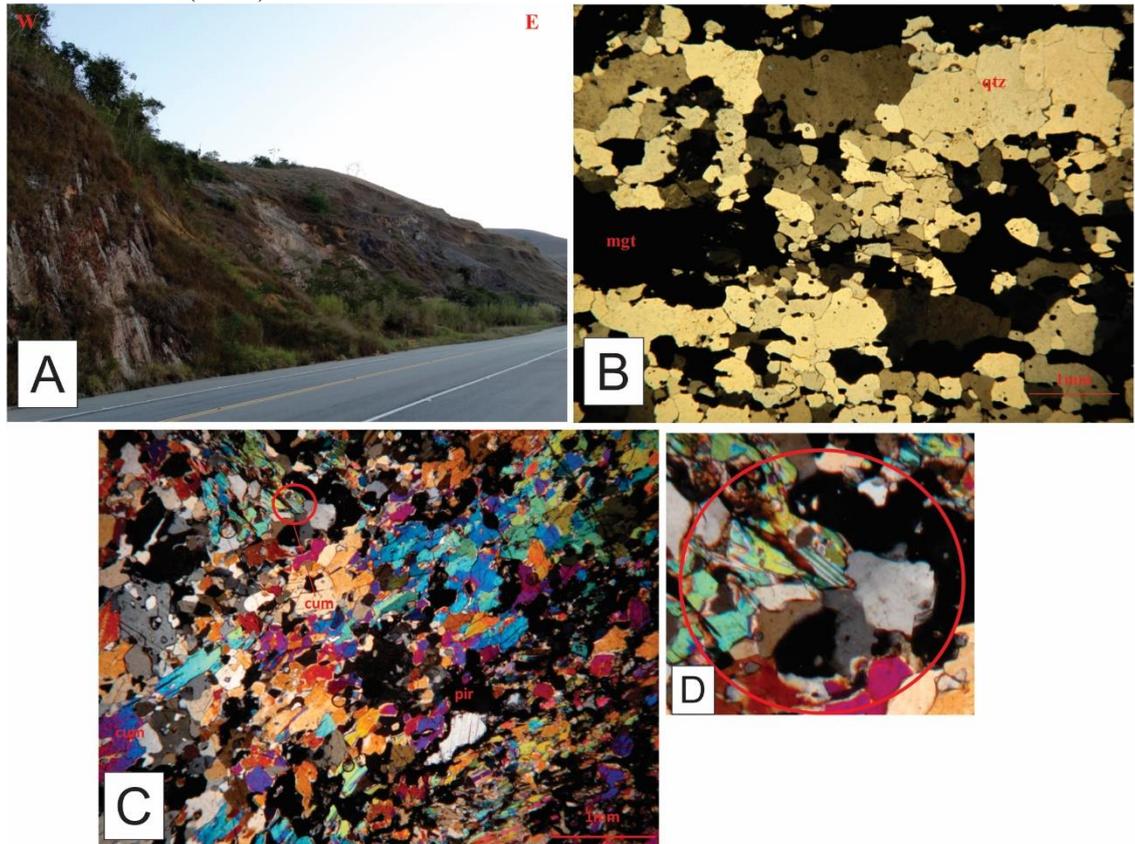
Este Magnetita-quartzito geralmente ocorre intercalado com rocha muito alterada maciça, foliada, de coloração ocre a levemente esverdeada, quando um pouco menos alterada, provavelmente uma rocha metabásica, máfica a ultramáfica, além de camadas decimétricas de quartzito feldspático com sillimanita.

A rocha calcissilicática ocorre em lentes isoladas e camadas boudinadas com espessura máxima observada de 1,5 metros, intercaladas no (Ortopiroxênio) Sillimanita-Granada-Biotita gnaiss. Esta rocha geralmente ocorre fresca, com coloração esverdeada, clara a escura, textura maciça, granulação fina a muito fina, localmente apresentando foliação metamórfica, definida principalmente pela orientação preferencial de biotita. A mineralogia principal é diopsídio, hornblenda, plagioclásio cálcico, biotita, quartzo, epidoto, titanita e, localmente, escapolita. Os minerais acessórios são minerais opacos, apatita e zircão e os minerais secundários calcita, sericita e clorita.

O anfibolito ocorre em lentes e corpos tabulares boudinados paralelos a foliação principal, com espessura inferior a 2 metros. Esta rocha apresenta avançado estágio de alteração, com coloração ocre e pontos brancos com caulim inferiores a 0,5 cm, localmente sendo observados núcleos mais frescos de coloração verde escura a preta. Apresenta textura maciça, com foliação definida pela orientação preferencial de biotita e hornblenda. A mineralogia principal é hornblenda, plagioclásio, biotita e ortopiroxênio e os minerais acessórios são minerais opacos, titanita, apatita e zircão.

As rochas ultramáficas geralmente ocorrem com muito alterada de coloração ocre a levemente esverdeada, quando um pouco menos alterada, apresentando textura maciça, com foliação metamórfica. Aparecem intercaladas com Magnetita-quartzito e como lentes alinhadas, provavelmente corpos tabulares boudinados paralelos à foliação principal. No ponto THM 35 foi retirada uma amostra de coloração negra e maciça. A análise petrográfica indicou que a rocha é de granulometria fina a média, granoblástica e inequigranular. É composta mineralogicamente por cummingtonita (Figura 34C, D), sem pleocroísmo com nicóis descruzados e com nicóis cruzados possui alta birrefringência, podendo apresentar geminação polissintética e tem forma subedral. Granada piropo de cor acinzentada circunda os grãos de anfibólio e possui forma anedral. Plagioclásio de geminação polissintética e forma anedral a subedral é o mineral félsico predominante. Titanita foi o mineral acessório observado.

Figura 34 – Corte de estrada no ponto THM 97Q (A), lâminas petrográficas do ponto THM 97Q (B), 35C (C e D).



Legenda: A - Corte de estrada no ponto THM 97 representando de forma geral como são os afloramentos de Quartzitos encontrados na área de estudo associados a esta unidade. Nesse ponto há além do Quartzito puro, níveis de Magnetita Quartzito.
 B - Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. mgt – Magnetita; qtz – Quartzo. Onde os minerais opacos são grãos de magnetita, devido a atração magnética observada na amostra de mão, disseminados por toda a rocha estando em porcentagem modal semelhante aos grãos de quartzo.
 C - Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. cum – Cummingtonita; pir – Pirope. O mineral isotrópico parece ser uma solução que percorre toda a lâmina é a granada piropo e os minerais com birrefringência alta são grãos de cummingtonita.
 D - Em destaque marcada pelo círculo vermelho, é possível ver a geminação polissintética no grão de cummingtonita.

Fonte: O autor, 2016.

4.1.4 Hornblenda Biotita Gnaiss

Esta unidade ocorre principalmente na parte W - SW da área mapeada, nos anexos 1 e 2 apresenta coloração azul escuro e os afloramentos mais comuns são cortes de estrada e ferrovia (Figura 35A), lajedos em drenagem e cachoeiras e escassos lajedos em encostas.

A coloração varia conforme a intensidade do intemperismo, quando a rocha é sã tem coloração acinzentada e bandas escuras composta por biotita, e claras de composição quartzo – feldspáticas (Figura 35B). Quando alterada a rocha passa a ter uma coloração amarronzada a esbranquiçada, porém ainda preserva estrutura. Por fim se a rocha estiver totalmente alterada tem-se a cor marrom clara, basicamente a mesma do solo, com manchas brancas de caulim.

A principal rocha desta unidade é um Hornblenda-Biotita gnaiss homogêneo inequigranular, de granulometria fina e com cristais de feldspato euédricos equidimensionais a lenticular com tamanho entre 0,5 e 1 cm, esparsos, com alguns níveis apresentando maior concentração, chegando a aproximadamente 15% do volume da rocha (Figura 35C). Localmente é observado um bandamento composicional discreto dado pela variação de minerais máficos. Localmente são encontradas intercalações decimétricas a métrica de Sillimanita-Granada-Biotita gnaiss, quartzito feldspático e anfibolito.

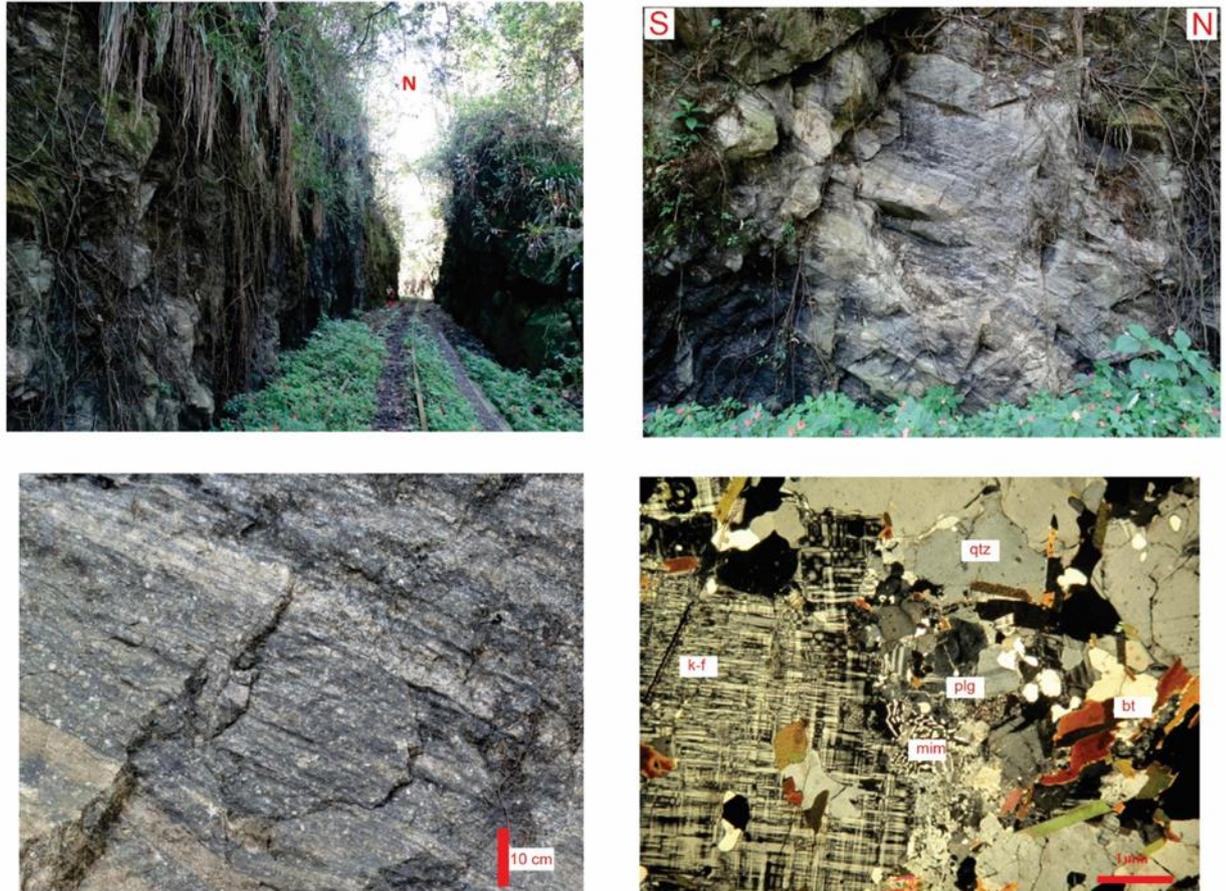
O gnaiss apresenta feições migmatíticas com leucossoma de até 5 cm de espessura quartzo – feldspático podendo conter ortopiroxênio ou granadas esparsas e melanossoma de até 0,7 cm de espessura. Na parte oeste da área, principalmente nos cortes ao longo da ferrovia Angra – Lídice, a maior intensidade de fusão parcial, chegando a formar corpos diatexíticos descritos como Biotita gnaiss grosso, com granulação em torno de 0,5 a 0,7 cm. Nos pontos que este gnaiss apresenta feições miloníticas são comuns a formação de fitas de quartzo, bandas de feldspato recristalizado e porfiroclastos de feldspato.

A mineralogia principal é composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, hornblenda e localmente piroxênio. O quartzo apresenta forma anédrica com extinção ondulante e subgrãos, localmente ocorrendo recristalizados na forma de fitas. O plagioclásio tem hábito prismático e forma subedral a anedral, geminação polissintética bem preservada. O K-feldspato apresenta geminação tartan da microclina, e subordinadamente sem geminação e geminação ortogonal indicando a presença de ortoclásio, localmente textura mirmequítica, no contato com os grãos de plagioclásio, e poiquilítica são observadas. Nas amostras menos frescas os feldspatos, principalmente o plagioclásio, são substituídos parcial a quase totalmente por sericita. O quartzo e os feldspatos representam cerca de 80 a 85 % da composição mineralógica da rocha.

O mineral máfico predominante é a biotita que possui forma de ripas euhedrais, hábito tabular, sendo o principal mineral que define a foliação principal da rocha. A cor de pleocroísmo é vermelha amarronzada, ou seja, indica uma variação rica em titânio, contudo em algumas lâminas foi possível ver esse mineral com coloração esverdeada. A hornblenda, quando presente, tem pleocroísmo moderado com coloração verde clara a verde oliva,

ocorrendo como prismas alongados paralelos a foliação principal, sendo substituídos por Biotita. O ortopiroxênio (hyperstênio) ocorre localmente como cristais anteriores ao desenvolvimento da foliação principal e sendo substituídos por hornblenda e biotita. Os minerais acessórios mais comuns são apatita, granada, minerais opacos, titanita, zircão, e muscovita (Figura 35D).

Figura 35 - Ponto THM 118 e fotografias destacando o tipo de afloramento e lâmina petrográfica.



Legenda: A: Corte de ferrovia no ponto THM 118. B: Rocha sã em corte de ferrovia no ponto THM 118, mostrando que a rocha possui composição mineralógica, quartzo-feldspática principalmente, resistente ao intemperismo. C: Feições - características da unidade no ponto THM 118. D: Lâmina petrográfica do ponto THM 104. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. mic – Microclina, mim – Mirmequita; qtz – Quartzo; bt – Biotita; plg - Plagioclásio.

Fonte: O autor, 2016.

4.1.5 Biotita Gnaiss I

Esta unidade ocorre principalmente na porção norte da área mapeada, aflorando em corte de ferrovia e estradas, lajedos em drenagem e encostas e saibreiras, sendo composta por

Biotita gnaissé fino bandado, com intercalações de Sillimanita-Biotita gnaissé, anfíbolito, quartzito, rocha calcissilicática e rocha metaultramáfica (Figuras 36A e 36B).

O Biotita gnaissé geralmente ocorre em avançado estado de alteração, apresentando coloração cinza esbranquiçada, quando fresco possui coloração cinza escura. Apresenta bandamento delgado, granulação fina a média, localmente com desenvolvimento de níveis irregulares quartzo-feldspáticos de espessura centimétrica, com biotitito milimétrico no contato com o gnaissé, interpretados como leucossoma e melanossoma, respectivamente. A mineralogia principal é composta por quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, localmente com muscovita e clorita, tendo como minerais acessórios: zircão, minerais opacos, apatita e localmente titanita. As características minerais são muito semelhantes às encontradas na unidade do Hornblenda-Biotita gnaissé, e sua separação foi em função da não presença de hornblenda e pórfiros de feldspato (Figura 36C).

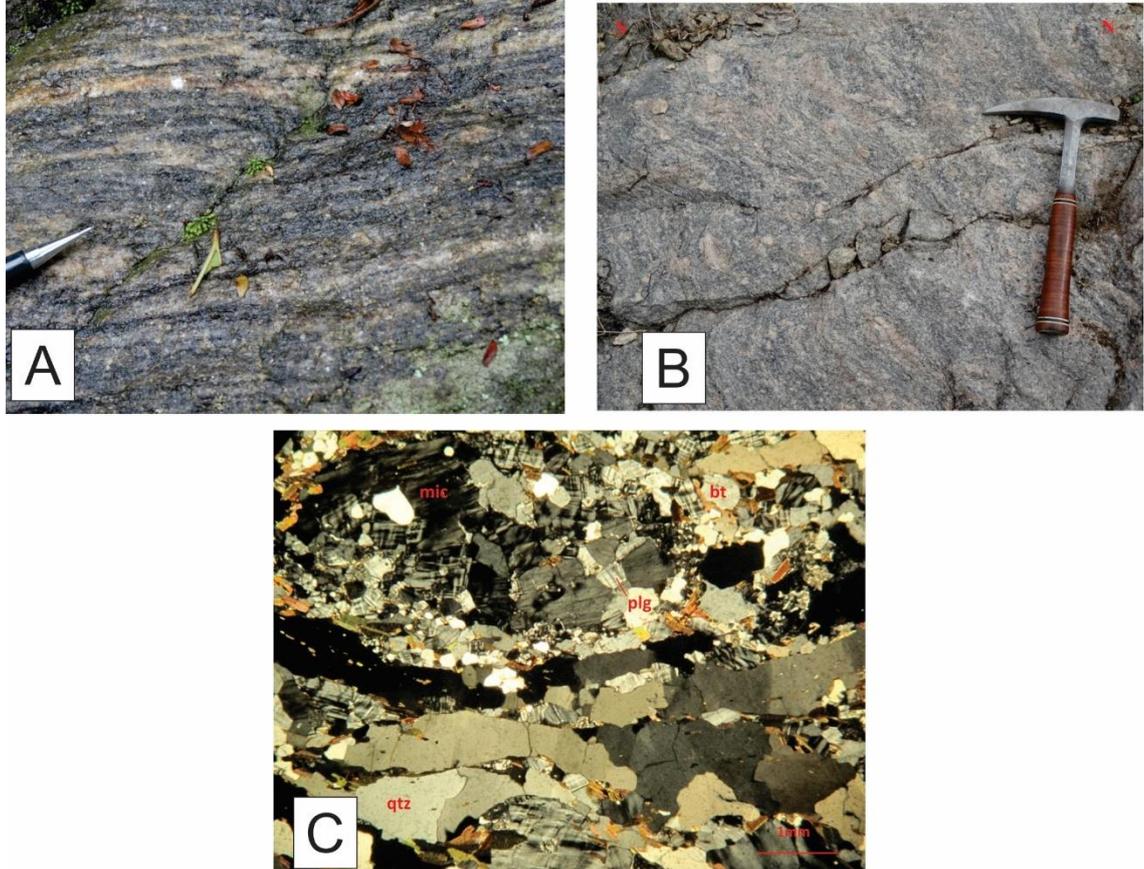
O Sillimanita-Biotita-Gnaissé ocorre intercalado com o Biotita gnaissé, com espessura decimétrica a métrica, aflorando em pontos dispersos. As características macro e microscópica são semelhantes ao Biotita gnaissé, entretanto apresenta aproximadamente 10 a 20% do volume da rocha de sillimanita orientada segundo a foliação principal, e localmente ocorre granada esparsa na rocha, com diâmetro inferior a 0,3 cm.

O anfíbolito ocorre como lentes ou camadas boudinadas, de espessura decimétrica a métrica, apresentando granulação fina a média, sendo composto mineralogicamente por hornblenda, plagioclásio, biotita, e localmente, granada.

Além das rochas acima descritas esta unidade apresenta caracteristicamente uma intercalação milimétrica a métrica de quartzito, rocha calcissilicática e rocha metaultramáfica. Os três litotipos apresentam textura maciça e granulação fina, com contatos bruscos a transicionais entre eles. O quartzito apresenta coloração branca a levemente esverdeada, sendo composto, além do quartzo, por clinopiroxênio, anfíbolio incolor, titanita e escassa microclina. A rocha calcissilicática apresenta coloração verde clara a verde escura, sendo composta por Diopsídio, hornblenda, titanita, plagioclásio, quartzo e carbonato como mineral secundário. A rocha metaultramáfica apresenta coloração cinza escura a clara, sendo composta por clino e ortopiroxênio, anfíbolio, biotita e minerais opacos, entre eles a pirrotita, além de escassos níveis submilimétricos com quartzo e microclina, compondo menos de 2% do volume total da rocha quando são, porém no geral, é encontrada já alterada sob a forma de solo saprolítico. A biotita ocorre com orientação preferencial definindo a foliação principal e substituindo os piroxênios e o anfíbolio. Este conjunto quartzito, rocha calcissilicática e rocha metaultramáfica em intercalação frequente é interpretado neste trabalho como precipitados

químicos, onde, chert (quartzito) e marga (calciossilicática), e produto de erosão de rochas básicas (metaultramáfica), seriam os protólitos (Figuras 37A, B e C).

Figura 36 – Pontos THM 235 (A), THM 337 (B) e lâmina do ponto THM 195(C).



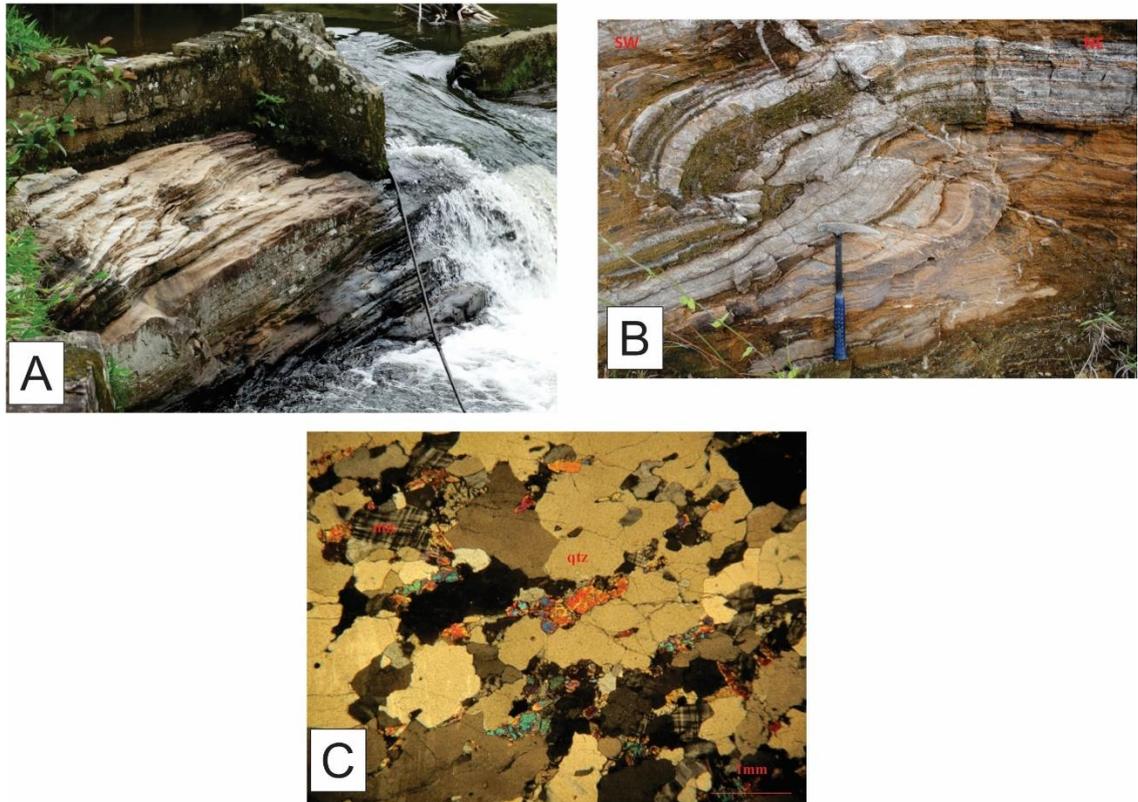
Legenda: A - Vista geral em afloramento do ponto THM 235 com fusão parcial onde há separação do leucossoma rico em quartzo e feldspato e melanossoma rico em biotita.

B - Biotita Gnaiss na pedra do ponto THM 337 mostrando leucossoma com feições estromáticas geradas pela deformação (Dn) que ocorreu na região.

C - Lâmina petrográfica do ponto THM 195. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. mic – Microclina, plg – Plagioclásio; qtz – Quartzo; bt – Biotita. Nessa lâmina é vista a formação de fitas de quartzo evidenciando que a deformação nesse ponto foi intensa. E os outros minerais também se apresentam recristalizados e orientados em uma direção principal.

Fonte: O autor, 2016

Figura 37 – Represa abandonada no ponto THM 155 (A), ponto THM 181 (B) e lâmina petrográfica do ponto THM 155 (C).



Legenda: A - Foto em planta na represa abandonada no ponto THM 155. O afloramento é uma intercalação entre quartzitos e rochas calcissilicáticas. As partes onde é possível ver a foliação são os níveis quartzíticos enquanto as partes maciças são as rochas calcissilicáticas.
 B - Nível quartzítico intercalado com rochas calcissilicática dobrado e posteriormente falhado. Ponto THM 181.
 C - Lâmina petrográfica do ponto THM 155. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. mic – Microclina; qtz – Quartzito; e px - Piroxênio. Quartzito impuro com grãos de microclina e, possivelmente, grãos de piroxênio como o observado ao centro da imagem com relevo alto.

Fonte: O autor, 2016

4.1.6 Granito Gnaiss Porfirítico

Esta unidade ocorre na parte sul da área, em afloramentos dos tipos lajedo em encosta e drenagem, paredões, cortes de estrada e blocos *in situ* de dimensões até decamétricas e agrupa principalmente as litologia de cores Rosa (Granito Gnaiss porfirítico) e Vermelha (Granito porfirítico) nos anexos 1 e 2. A unidade é composta por Granito gnaiss porfirítico com cristais de feldspato maiores que a matriz variando de 20 a 40% do volume da rocha.

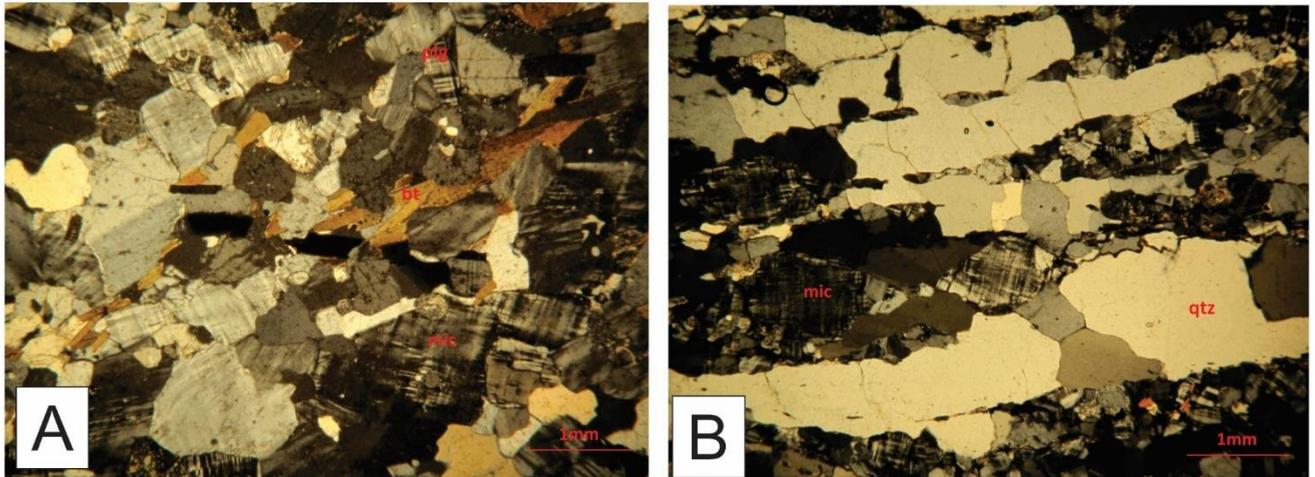
Apresenta variada intensidade de deformação, o que se reflete na forma, orientação e tamanho dos cristais de feldspatos maiores que a matriz e na recristalização dos minerais. Apresenta contato intrusivo brusco com as rochas encaixantes e localmente contato tectônico por falhas de empurrão.

Na Serra do Piloto ocorre o corpo de maior dimensão, aproximadamente 30 km de comprimento por 5,5 km de largura, com fenocristais de feldspatos tabulares a lenticulares, com tamanho médio de 3 a 4 cm e máximo de 8 cm. Na região que engloba os rios Macundu e Pires, a Serra de Itaguaçu e a parte oeste da represa do Ribeirão das Lajes o Granito gnaiss porfirítico apresenta foliação metamórfica mais bem desenvolvida, e cristais de feldspato lenticulares a arredondados, escassos cristais tabulares, com tamanho médio de 1 a 1,5 cm e máximo de 2 cm, localmente chegando a gerar foliação milonítica a ultramilonítica. Nesta região é frequente a ocorrência de enclaves decimétricos a decamétricos de quartzito, Sillimanita-Granada-Biotita gnaiss e escassos de Biotita gnaiss II, rocha metaultramáfica e Ortognaiss granulítico. Além destes corpos ocorrem corpos menores de Granito gnaiss porfirítico, com espessura decamétrica, apresentando foliação metamórfica bem desenvolvida e cristais de feldspato lenticulares inferiores a 2 cm.

A rocha é hololeucocrática a leucocrática, fanerítica, holocristalina, inequigranular porfirítica e a granulometria é de média a grossa. Os megacristais de feldspato são em sua maioria tabulares a lenticulares. Composta mineralogicamente por K-feldspato, anedral, representando os megacristais da rocha tem predominância de Microclina, os cristais em sua maioria estão fraturados, tem contato regular e inclusões de outros minerais. Quartzito, anedral, fraturado e extinção ondulante, próximo a zonas de cisalhamento o intenso processo deformacional forma fitas (THM 80). Plagioclásio, com geminação polissintética e no contato com K-feldspato forma mirmequita. Biotita é o mineral máfico mais presente na rocha (7 a 8%), tabular em forma de ripas tem coloração vermelho amarronzada, em alguns grãos foi possível observar a alteração para Clorita. Muscovita primária foi observada na lâmina da rocha THM 51 e tem forma de ripas sem pleocroísmo e alternância de relevo. Titanita, zircão e minerais opacos são acessórios (Figura 38A e B).

Com clara diminuição da granulometria da rocha, formação de fitas de quartzito, recristalização da matriz, alinhamento da biotita e muscovita e rotação dos pórfiros a lâmina do ponto THM 80 apresenta um processo de milonitização (Figura 61).

Figura 38 – lâminas petrográficas dos pontos THM 48 e 80.



Legenda: A - Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. mic – Microclina; bt – Biotita; plg - Plagioclásio. A Figura mostra que os pórfiros encontrados na rocha principal são, em sua maioria, de microclina. Há também alinhamento dos grãos de biotita dando à rocha a foliação encontrada em campo. B - Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. mic – Microclina; qtz – Quartzo. Nessa imagem é visto que a rocha foi afetada pela zona de cisalhamento que está próxima ao ponto de coleta, com isso houve a formação de fitas de quartzo, deformação e rotação dos pórfiros de microclina.

Fonte: O autor, 2016

4.1.7 Diques de Gabro

As rochas gabróicas observadas durante o mapeamento se apresentaram dispersas por toda a região de estudo, sendo assim não foi possível definir uma faixa ou região específica. Nos anexos 1 e 2 apresentam a cor roxa. Afloram em cortes de estrada em rodovias, túneis, corte em estradas de terra, saibreiras e, principalmente, depósitos de blocos e tálus *in situ*. O intemperismo nessas rochas não foi tão incisivo, sendo assim a rocha geralmente está sã, podendo ter esfoliação esferoidal quando mais alterada. Sua relação de contato com as outras unidades da região é intrusiva, brusco, geralmente aproveitando zonas de fraqueza ou os planos de foliação (THM 163). Ocorre na forma de diques subverticais, com espessura métrica até poucas dezenas de metros (Figura 39A).

A coloração da rocha é escura tendendo a negra com pontos esbranquiçados (ripas de plagioclásio), fanerítica com granulação variando de fina a grossa, textura equigranular a inequigranular e tem índice de cor mesocrático.

A mineralogia principal (Figura 39B) é composta por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, quartzo e localmente olivina. Os minerais acessórios são magnetita, minerais opacos, apatita e zircão. O plagioclásio ocorre em forma de ripas com tamanho inferior a 0,3

cm, alterado parcialmente para sericita, e localmente foi observada mirmequíta, o que pode indicar a presença de alguns grãos de K-feldspato. clinopiroxênio representado pela augita é o mineral máfico mais comum, tem hábito prismático a tabular e está disseminado por toda a rocha. O ortopiroxênio (hiperstênio) com hábito prismático, alto relevo e pleocroísmo rosado a esverdeado também está disseminado pela rocha, porém em menor quantidade que a augita. Os cristais de plagioclásio e piroxênio formam textura ofítica e sub-ofítica. A olivina (Figura 39C), quando presente, apresenta forma arredonda, relevo mais alto que o hiperstênio, forte birrefringência e intensamente fraturado. O quartzo ocorre de forma anédrica entre os cristais de plagioclásio e piroxênios, não passando de 2% do volume da rocha. O anfibólio observado é da família Tremolita-Actinolita, a biotita e a clorita ocorrem substituindo tanto a augita quanto o hiperstênio. Os Minerais opacos chegam a representar 10% do volume da rocha, sendo identificado em todos os afloramentos a presença de Magnetita. Os demais minerais acessórios ocorrem em cristais euédricos, submilimétricos e com porcentagens inferiores a 1% do volume da rocha.

Os olivina gabros ocorrem na porção W – SW, e apresentam menos substituição por anfibólio e biotita.

Pela descrição microscópica as rochas compostas por Plagioclásio + Piroxênio na porção NE da região da área de estudo plotam no campo de Gabro, Gabronorito e Norito no diagrama (Pl – Px – Ol), enquanto os Gabros a SW estão localizados no campo do Olivina Gabro, Olivina Gabronorito e Olivina Norito

Figura 39 - Fotografias representativas dos gabros da região.



Legenda: A - Diques gabróicos cortando perpendicularmente rochas quartzíticas no ponto THM 163 (direção SW-NE). B - Lâmina petrográfica do ponto THM 88C. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. C - Lâmina petrográfica do ponto THM 13A. Em nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. opx – Ortopiroxênio, cpx – Clinopiroxênio; anf – Anfibólio; opc – Minerais opacos; plg – Plagioclásio e oli – Olivina.

Fonte: O autor, 2016.

4.1.8 Diques de Diabásio

Os diques de diabásio (Figura 40) possuem relação de contato intrusiva em todas as unidades mapeadas, inclusive os Gabros descritos acima, possuindo espessura desde 0,3 metros até 6 metros. Apresentam coloração marrom escura quando alterados (THM 167) e, negra quando a rocha é sã. Petrograficamente a rocha é maciça e afanítica, com escassos fenocristais milimétricos de plagioclásio. No ponto THM 81, o dique de diabásio possui vesículas substituídas por mineral esbranquiçado.

Figura 40 - Diques de Diabásio cortando o afloramento de Biotita Gnaiss porfirítico



Notas: O martelo serve como escala para a foto e possui 32 cm.
 Fonte: O autor, 2016

4.1.8 Granitos

Na área de estudo são observados granitos, na grande maioria como blocos até decamétricos (Figura 41A), formando imensos campos de blocos em encostas e baixadas, retrabalhados por drenagens recentes, localmente sendo possível observar um contato discordante sobre os gnaisses acima descritos, sendo interpretados como depósitos de fluxo de detritos (*debris flow*). Originalmente estas rochas ocorrem como corpos intrusivos subhorizontais com mergulho para sul, com espessura decimétrica a métrica, as rochas metamórficas da região estudada. Na parte centro-sul da área mapeada são observados, em altitudes acima de 1300 m, áreas planas limitadas por paredões subverticais de até 80 m, de acesso muito difícil. Na região da Pedra Chata e do Pico do Papagaio, na parte SSW da área, foi possível acessar estas áreas planas, observando que nelas ocorrem os granitos não deformados desta unidade.

Foram observados dois tipos de granito: Granito Leucocrático rosado, Granito Leuco a Mesocrático cinza. Em geral o intemperismo nessas rochas não foi muito intenso, portanto, está entre o grau 1 e 2.

O granito leucocrático rosado (Figura 41B) é de granulometria fina a média, podendo ser hololeucocrático em alguns afloramentos, fanerítico equigranular, holocristalino e composto mineralogicamente por Quartzo, K-feldspato e Plagioclásio, subordinado, e escassa Biotita. Em geral é homogênea, porém pode conter enclaves de Biotita Gnaiss porfirítico (Figura 41C).

O Granito mesocrático cinza tem granulação fina a média, inequigranular, fanerítico. holocristalino e homogêneo. Composto mineralogicamente por Quartzto, Feldspato, Biotita (20 a 30%) e Magnetita. Nos blocos destes granitos é possível observar diques do granito rosado no granito cinza e enclaves angulosos deste no granito rosado, indicando que o granito cinza é mais antigo que o rosado. (Figura 41D).

Figura 41 - Fotografias do ponto THM 297.



Legenda: A - Campo de blocos e matacões no ponto THM 297 do granito leucocrático. B - Amostra de mão mostrando a relação de contato brusco entre o Granito Mesocrático e o Granito Leucocrático. C - Enclave de Biotita Gnaiss incorporado ao Granito Leucocrático no ponto THM 297. D - Granito mesocrático com nódulos escuros de magnetita.

Fonte: O autor, 2016

4.1.9 Unidade Graminha

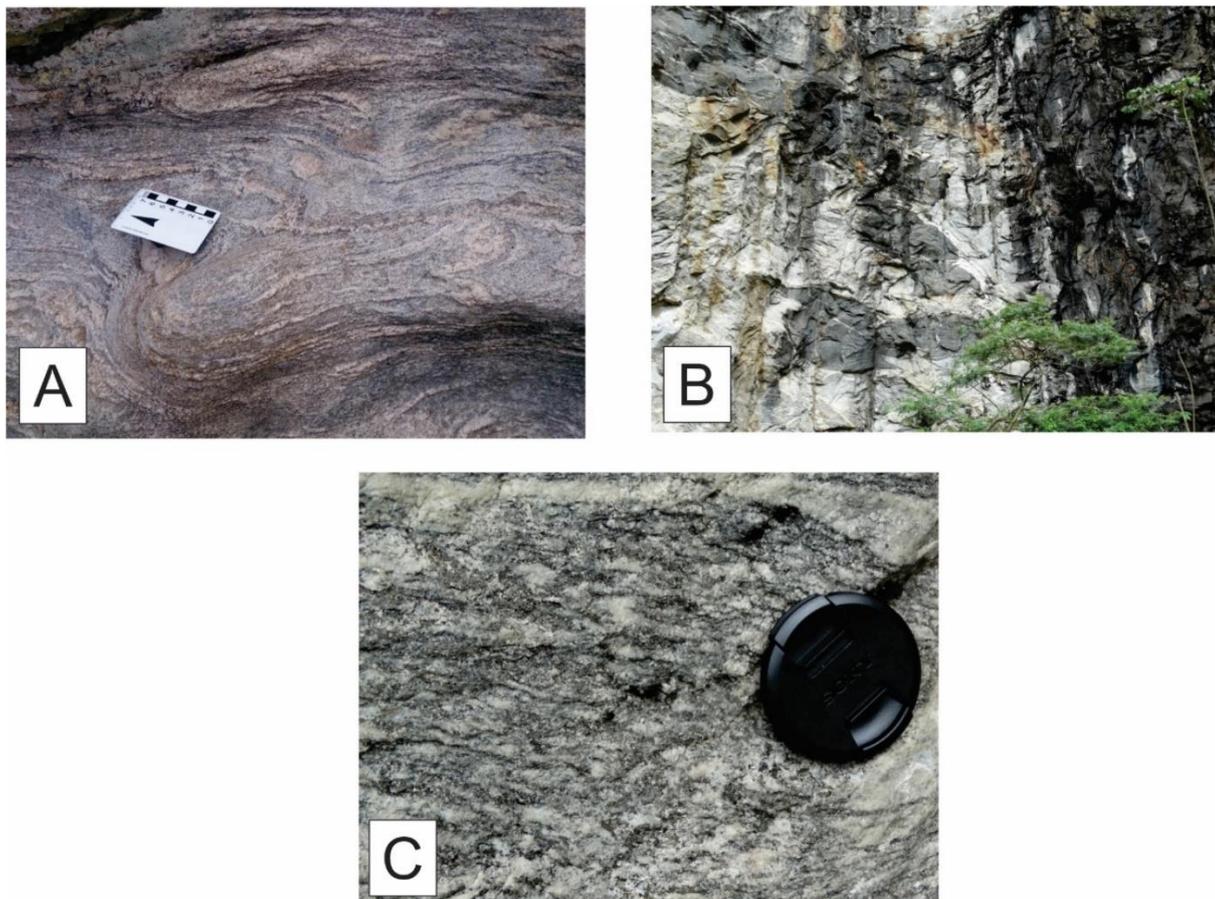
Dios (1995) define a unidade Graminha como um conjunto litológico que apresenta como rocha principal um Hornblenda-Biotita Gnaiss, migmatítico com feições estromáticas ou até mesmo diatexíticas, com boudins de anfibolito.

Os afloramentos observados pelo autor foram do tipo corte de estrada, laje de cachoeira e pedreira desativada, onde a rocha possuía grau 1 de alteração, ou seja, era geralmente fresca.

A mineralogia principal é constituída por K-feldspato de granulometria grossa com geminação do tipo tartan e corresponde a 40% do volume da rocha. O plagioclásio corresponde a 10 % da rocha e forma nos contatos com o K-feldspato mirmequíta. Os grãos de quartzo são de granulometria média a grossa, e apresentam inclusões dos outros minerais. A parte máfica da unidade é composta por biotita de coloração amarelo acastanhada dispersa por toda a rocha, localmente se apresenta orientada, o que dá a foliação a rocha. A hornblenda se apresenta sob a forma de porfiroclastos, inclusive nas porções quartzo-feldspáticas, o que indica que a rocha tem uma origem ígnea (Dios, 1995).

No ponto THM 56, na cachoeira Cascata, foi possível observar as feições migmatíticas, com o leucossoma dobrado (Dn) e redobrado (Dn + 1). Enquanto, que no ponto THM 162 (Figura 42A, B, C) na pedreira desativada foi possível ver a relação de inclusão com os anfibolitos de até dimensões métricas e características migmatíticas mais detalhadas.

Figura 42 – Fotografias do ponto THM 162



Notas: Dobras redobradas no Hornblenda Biotita Gnaiss mostrando que esse ponto foi afetado pelas duas grandes deformações que foram registradas nas rochas da região. B - Enclaves métricos de Anfibolitos expostos na Pedreira desativada no ponto THM 162. C - Textura Migmatítica encontrada em afloramento na pedreira desativada no ponto THM 162, há de observar que houve a formação de níveis quartzo-feldspáticos e outros ricos em biotita e anfibólio.

Fonte: O autor, 2016

4.1.10 Biotita Gnaiss II

A seguinte unidade se encontra a SE da região de estudo, em contato com a unidade do Sillimanita-Granada-Biotita Gnaiss, com o Granito Gnaiss porfirítico e Granito porfirítico Serra do Piloto. Os afloramentos são do tipo corte em estrada de terra, saibreira e lajedo em estrada de terra. A rocha se apresenta tanto em bom estado de conservação quanto alterada.

Em geral apresenta bandamento composicional suave e intensa migmatização gerando leucossomas com até 5 cm de espessura e dobrados principalmente no contato com o Granito

Serra do Piloto. Sofre intrusões de diques graníticos com allanita. Possui faixas alongadas de quartzito, que podem ser miloníticos (THM 72 e 73) e é intrudida por diques de gabro de grande porte (THM 264 e 306) e diques menores de diabásio.

A composição mineralógica observada em campo é formada por quartzo, feldspato e biotita.

5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Na área de estudo foram observadas diversas estruturas dúcteis e dúcteis-rúpteis, registradas em quase todas as rochas aflorantes, a exceção do gabro, granitos e diabásio. Estas estruturas podem ser agrupadas em, ao menos, 2 fases deformacionais, definidas como Dn e Dn+1

Já estruturas rúpteis como falhas e/ou fraturas são encontradas em todas as rochas observadas, podendo ser agrupadas em, ao menos, 1 fase deformacional, definidas como Fase Deformacional Rúptil

Todos os estereogramas apresentados foram confeccionados com o programa Stereonet 9.8, sendo apresentados em rede equiárea de Schmitt, hemisfério sul.

5.1 Fases de deformação dúctil

5.1.1 Fase deformacional Dn

Essa fase deformacional foi responsável pela geração da foliação principal (Sn), de lineação mineral / de estiramento (Ln) e de dobras (dn). Na área mapeada observa-se que a deformação gerada nesta fase foi heterogênea, com desenvolvimento de zonas de cisalhamento de espessura centimétrica até decamétrica, nas quais a intensidade de deformação foi mais elevada.

As estruturas pretéritas que se encontram dobradas na fase Dn são, principalmente, os contatos entre os diversos litotipos metamórficos, a exceção do granito gnaisse porfirítico e dos corpos intrusivos de gabro, granito rosado, granito com magnetita e diabásio. Nas regiões de charneira das dobras (dn) é possível observar, nas rochas menos competentes, uma foliação aparentemente paralela aos contatos litológicos também sendo dobrada. Entretanto devido ao intenso dobramento gerado nesta fase torna-se muito difícil separar esta foliação dobrada junto com os contatos litológicos da foliação principal (Sn), pois ambas tendem a estar paralelizadas na maioria dos afloramentos. O granito gnaisse porfirítico apresenta apenas a foliação (Sn), com diferente intensidade de deformação, localmente apresentando orientação

preferencial dos fenocristais de feldspato, possivelmente fluxo ígneo, com mesmo rumo de fraca foliação metamórfica definida pela biotita até textura protomilonítica a milonítica. O gabro apresenta minerais que podem ser metamórficos, descritos no capítulo 6, entretanto não é possível observar no campo o desenvolvimento de uma foliação metamórfica.

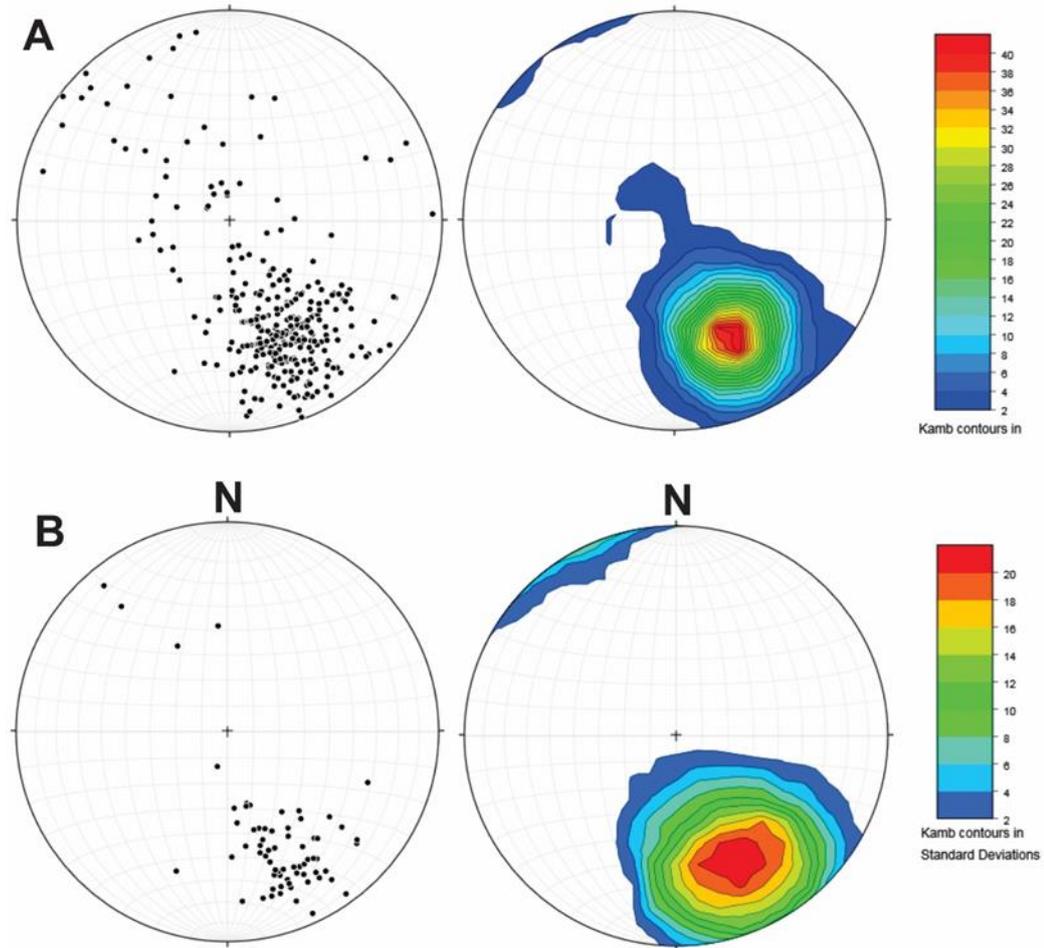
A foliação (Sn) é definida, dependendo do litotipo observado, pela orientação preferencial de minerais como biotita, muscovita, sillimanita, hornblenda e cummingtonita, além de fitas de quartzo em rochas miloníticas geradas em zonas de cisalhamento desenvolvidas nesta fase.

O estereograma apresentado na figura 73 mostra a distribuição da atitude da foliação (Sn), com forte concentração de medidas com mergulho variando de suave a íngreme, para NW, apresentando pico máximo em $333^\circ / 56^\circ$, entretanto com medidas com mergulho para SE e poucos pontos apresentando medidas com mergulhos geralmente suaves para SW e NE. O estereograma da figura 74 mostra distribuição da foliação milonítica (Sn), também com mergulhos variados para NW, com pico máximo em $334^\circ / 53^\circ$, entretanto com uma dispersão muito menor que a dos pontos onde a foliação (Sn) não é milonítica. O mergulho, apresenta a mesma variação de atitude nos dois primeiros pares de estereogramas, corroborando assim para a teoria de que essa fase deformacional foi progressiva.

A lineação (Ln) é observada como mineral definida pelo alinhamento de minerais como anfibólios, sillimanita, biotita e muscovita, e como de estiramento, principalmente nos quartzitos e em rochas com textura milonítica, devido à recristalização do quartzo durante esta fase de deformação.

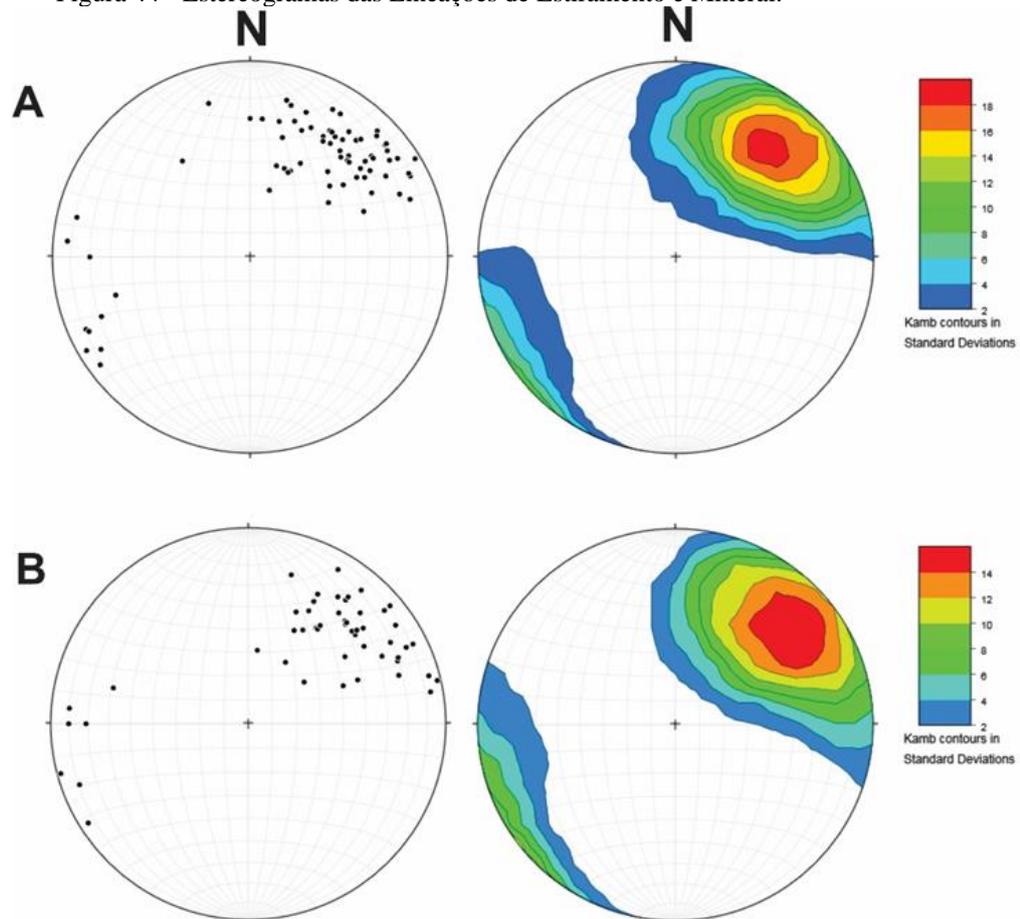
Os estereogramas das figuras 43 e 44 mostram a distribuição da atitude da lineação (Ln) de estiramento e mineral, medidas em planos de foliação (Sn) milonítica e não milonítica, respectivamente. Ambas apresentam o mesmo padrão, com caimento suave a intermediário para NE, com máximos em $039^\circ / 29^\circ$ (Figura 43) e $51^\circ / 25^\circ$ (Figura 44), com dispersão subordinada para WNW a SW, devido à deformação posterior.

Figura 43 - Estereogramas com as foliações normais e miloníticas observadas da região.



Legenda: Total de 350 medidas, com pico máximo em $333^{\circ} / 56^{\circ}$ (Stereonet 9.8.). A - Estereograma da Foliação (Sn) não milonítica representado pelo contorno dos polos dos planos medidos. B - Estereograma da Foliação milonítica (Sn) representado pelo contorno dos polos dos planos medidos. Total de 68 medidas, com pico máximo em $334^{\circ} / 53^{\circ}$ (Gerado com Stereonet 9.8)
 Fonte: O autor, 2016.

Figura 44 - Estereogramas das Lineações de Estiramento e Mineral.



Legendas: A - Estereograma da Lineação (Ln) de estiramento, representado pelo contorno dos pontos medidos durante o mapeamento. Total de 72 medidas, com pico máximo em 039° / 29° (Stereonet 9.8) B - Estereograma da Lineação mineral, representado pelo contorno dos pontos medidos durante o mapeamento. Total de 51 medidas, com pico máximo em 051° / 25°. (Stereonet 9.8).

Fonte: Hoffmann, 2016.

Os diferentes tipos de indicadores cinemáticos observados nas rochas registram a deformação da fase Dn, tanto em amostra de mão quanto em lâmina delgada, sendo os principais: a) stair stepping da foliação (Sn), contornando cristais de granada, piroxênio, anfibólio e feldspatos; b) planos S-C ou S-C''; c) foliação oblíqua em quartzito; d) deflexão da foliação em planos de cisalhamento; e) feldspato-*fish*, mais escassos. Estes indicadores mostram em sua imensa maioria um movimento de topo para o quadrante NE, na direção da lineação, ao longo do plano da foliação (Sn), milonítica ou não. Diversos indicadores observados em campo são apresentados nas figuras 45 e 46 e tem em sua maioria componente dextral em planta, porém em alguns poucos pontos foram observados alguns com componente sinistral mostrando movimento de topo para o quadrante NE, na direção da lineação, ao longo do plano da foliação (Sn), milonítica ou não. Os indicadores observados em lâmina delgada

(Figura 46d, 46e e 46f), a despeito de serem observados como dextral ou sinistral, ao serem rebatidos para as amostras orientadas, mostram o mesmo movimento daqueles observados em campo.

As dobras (dn) associada a essa fase de deformação são dobras fechadas a isoclinais com ou sem raiz, em geral tem plano axial paralelo a foliação principal (Sn) e eixo com caimento suave preferencial para NE (Figura 47A), podendo ocorrer alguns com caimento para SW, mostrando semelhança com as medidas de lineação (Ln), e algumas poucas medidas dispersas para o quadrante NW, devido à deformação posterior (Figura 47B).

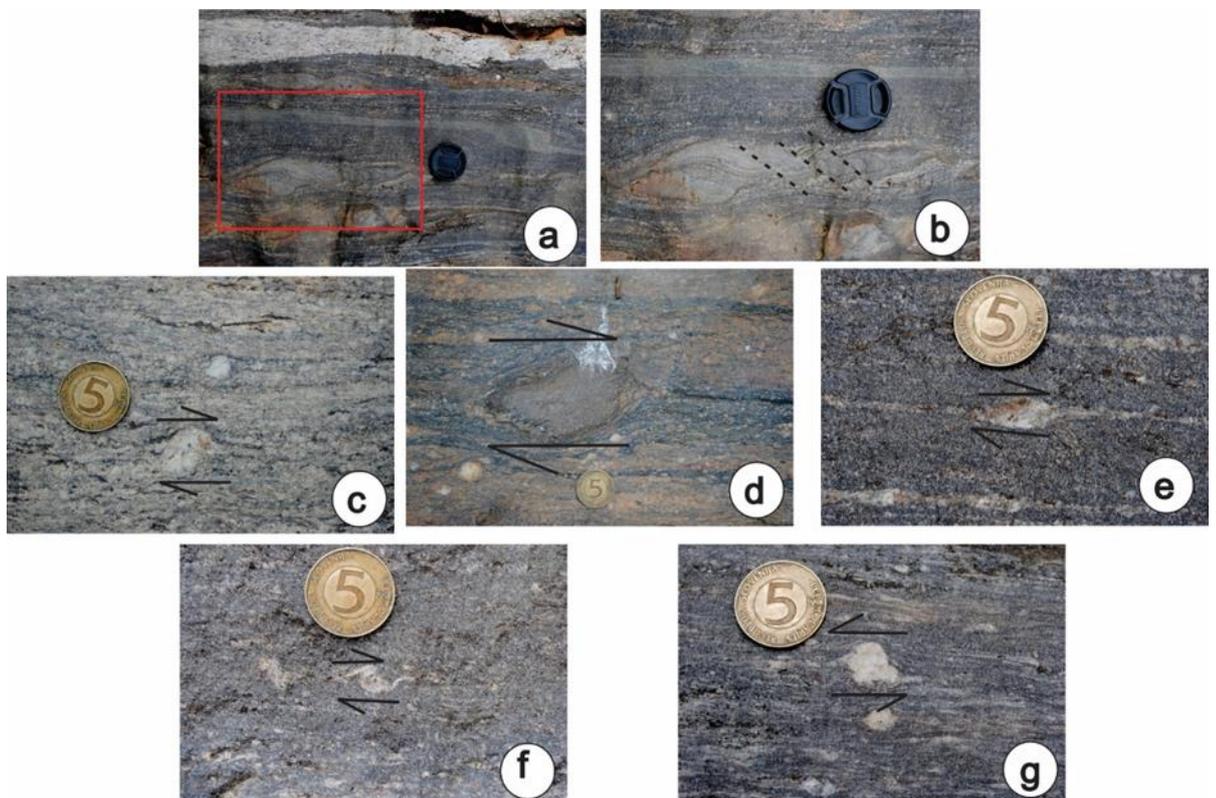
As zonas de cisalhamento da fase Dn (Anexo 1), por sua maior constância da atitude e pela maior intensidade de deformação, provavelmente representam o estágio final máximo dos esforços compressivos nesta fase deformacional. Os milonitos originados nestas zonas de cisalhamento geralmente apresentam recristalização do quartzo e do feldspato, textura de gnaiss fitado, com poucos porfiroclastos de feldspato, exceto em rochas originalmente porfiríticas, com cristais de feldspato muito maiores que a matriz. Neste caso observam-se porfiroclastos, geralmente de comprimento inferior a 1cm, com feldspato recristalizado na borda, entretanto sem formar manto muito espesso. Os demais porfiroclastos observados são de granada, piroxênios e hornblenda. Demais elementos estruturais observados nestas zonas de cisalhamento são: dobras assimétricas isoclinais sem raiz, camadas boudinadas, geralmente de anfibolitos, rochas metaultramáficas e calciossilicáticas e *Foliation Boudinage*, vista no ponto THM-163 (Figura 47 C e D).

Essas zonas tem maior representatividade em lajedos de drenagem, podendo chegar a 80 metros de espessura e colocam lado a lado as diversas unidades de mapeamento descritas no capítulo 4. Três zonas de cisalhamento principais, com strike aproximadamente N60E, foram traçadas no mapa (Anexo 1), delimitando áreas com maior concentração de rochas miloníticas, entretanto outros afloramentos com milonitos são observados na região.

A zona de cisalhamento mais ao norte separa rochas das unidades Graminha (Dios, 1995) e Biotita Gnaiss I com intercalação de quartzito e rocha calcissilicática (Anexo 1), apenas com registro de metamorfismo em facies anfibolito (cap. 6), de rochas das unidades Sillimanita-Granada-Biotita Gnaiss, Hornblenda-Biotita Gnaiss, Ortognaisse Granulítico e Metacharnoenderbito, com registro de facies granulito e anfibolito (cap. 6). A zona de cisalhamento do centro da área transpõe e desloca o contato das rochas que ocorrem na faixa granulítica. A zona de cisalhamento mais ao sul aparentemente marcaria o contato entre as diferentes rochas da faixa granulítica com o Granito Gnaiss porfirítico, entretanto observa-se diques menores deste granito gnaiss porfirítico intrudindo as rochas dentro da faixa

granulítica, além do corpo conter enclaves de quartzitos, anfibolitos, rocha calcissilicática, metacharnoenderbita e restos de granada biotita gnaiss, sugerindo que o contato original é intrusivo, anterior ao desenvolvimento da zona de cisalhamento. Entretanto, as partes menos deformadas deste granito gnaiss porfirítico apresentam foliação primária de fluxo com rumo semelhante à foliação (Sn), e as partes mais deformadas possuem a foliação (Sn), chegando até a registrar milonitos, indicando que seu alojamento seria cedo-sin ao desenvolvimento da foliação (Sn) e das zonas de cisalhamento da fase Dn.

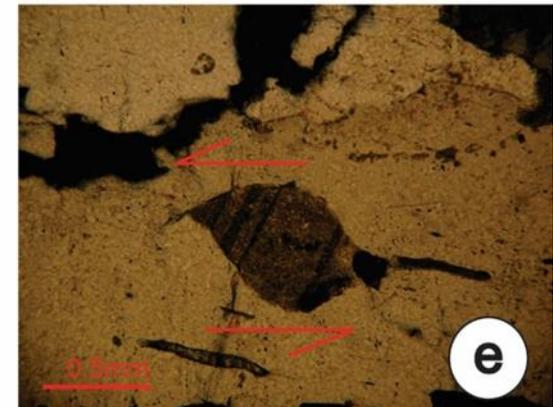
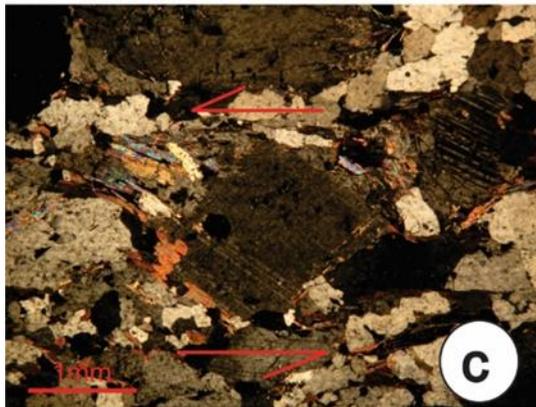
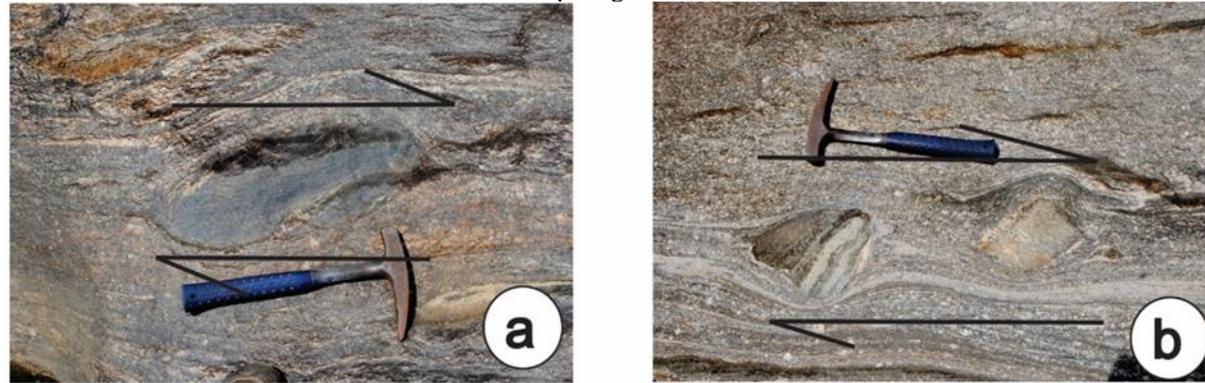
Figura 45 - Indicadores Cinemáticos observados em afloramento.



Legenda: a) e b) – Em destaque no quadrado vermelho estão falhas sintéticas que são destacadas na figura “b”, ainda é possível observar dobras assimétricas no canto direito da figura A; c) Porfiroclasto de feldspato dextral; d) Enclave de rocha básica com stair stepping dextral; e) Porfiroclasto mantelado de feldspato tipo sigma, dextral; f) Porfiroclasto tipo delta dextral; e g) Porfiroclasto mantelado de feldspato tipo delta, dextral. Todos os indicadores são em planta no ponto THM 20.

Fonte: O autor, 2016.

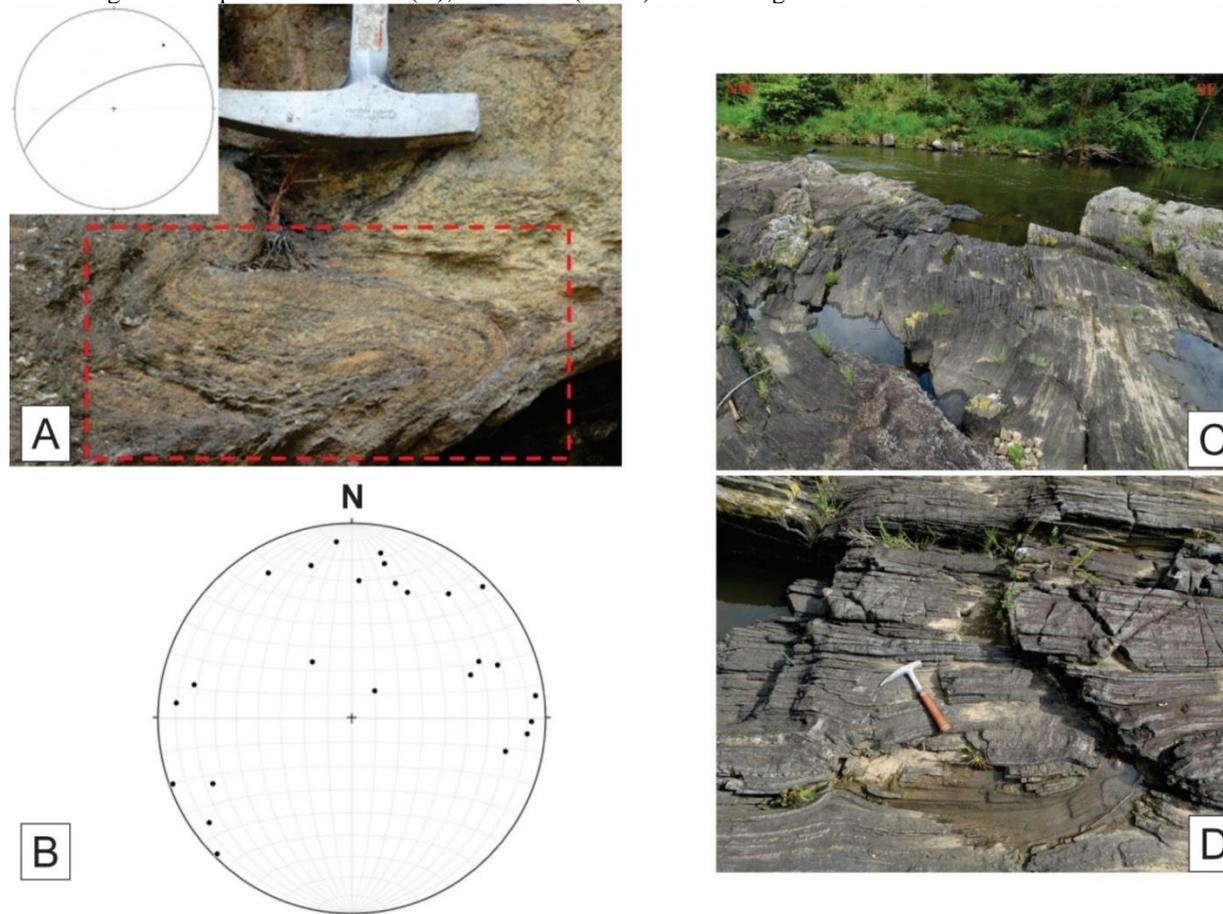
Figura 46 - Indicadores cinemáticos em afloramento e lâmina petrográfica.



Legenda: a) Enclave de rocha metabásica estirada com sentido destal; b) Dois enclaves de rocha calcissilicática, a esquerda há uma dobra em quadrante e a direita há um *stair stepping* destal; c) Porfiroclasto destal em lâmina do ponto THM 20; d) Indicador Sinistral em lâmina. THM 28; e) Indicador Sinistral em lâmina no ponto THM 20.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 47 – Fotografia dos pontos THM 132 (A), THM 163 (C e D) e o estereograma com as dobras fechadas a isoclinais da região.



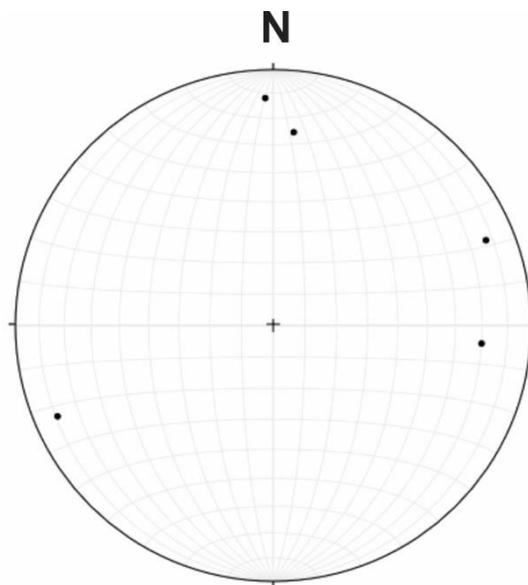
Legenda: A - Dobra fechada (dn) observada no ponto THM 132 destacada pelo retângulo vermelho. O estereograma mostra o plano axial e o eixo medidos no afloramento. B - Estereograma com todas as medidas de eixos realizadas nas dobras fechadas e isoclinais da região de estudo. Stereonet 9.8 C - Mostra o processo de boudinagem afetando o conjunto de rochas quartzíticas e calcissilicáticas e causando inflexões na foliação principal. D - Em menor escala, ainda no afloramento anterior, observamos partes não afetadas pelo processo de boudinagem e outras severamente afetadas.

Fonte: O autor, 2016.

5.1.2 Fase deformacional Dn +1

Essa fase deformacional é representada por dobras abertas de plano axial subvertical e eixo com *trends* variados para N e ENE-WSW (Figura 48), que dobram as estruturas da fase Dn. acarretando na dispersão de medidas de lineação e de foliação, entretanto muito raramente geram foliações como clivagem de crenulação bem definidas.

Figura 48 - Estereogramas com as medidas de eixo de dobras abertas (dn+1).



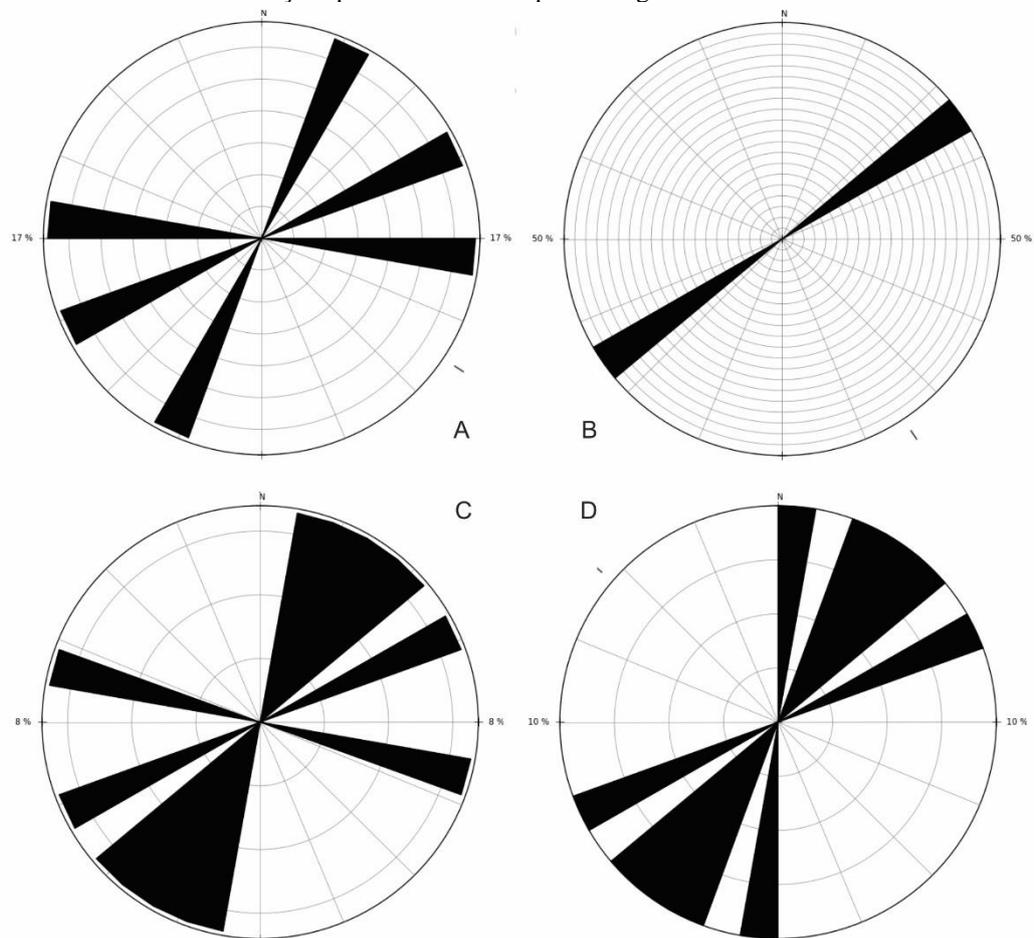
Fonte: O autor, 2016. Programa OpenStereo.

5.2 Fase de Deformação Rúptil

As estruturas rúpteis observadas são falhas e fraturas, que localmente estão preenchidas por veios de quartzo ou diques de gabro, diabásio, granitos e pegmatitos. Algumas, falhas são observadas truncando e deslocando contato entre rochas e depósitos recentes que as recobrem, indicando presença de estruturas rúpteis recentes. Assim a avaliação das estruturas rúpteis feitas a seguir será dividida de acordo com as rochas que as encaixam e as estruturas que são afetadas, sendo apresentada em ordem cronológica relativa a partir das mais antigas.

A figura 49A representa a direção em strike dos diques graníticos, eles têm direção NEE – WSW e num total de 6 medidas. A figura 49B indica a direção preferencial dos diques pegmatíticos medidos, com apenas 4 medidas foi possível definir que a direção de strike é NE-SW. A figura 49C apresenta um número de maior de medidas (12) e representa os diques de diabásio encontrados na região de estudo e apesar de apresentar o mesmo padrão de direção é possível perceber que um dos diques tem strike perpendicular a direção geral. E por fim a figura 49D é ilustra a direção NE-SW para os diques de Gabro e consequentemente mostra que essa direção é preferencial para a maioria das rochas intrusivas na região.

Figura 49 - Roseta com as direções preferencias do diques da região.



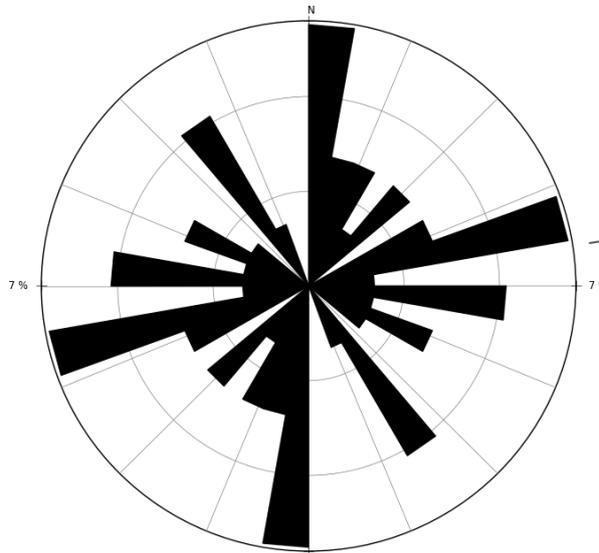
Legenda: A- Direção preferencial dos diques de Granito encontrados na região de estudo, num total de 6 medidas. B- Direção principal dos diques pegmatíticos, 2 medidas no total. C- Diques de diabásio com um total de 12 medidas. D- Diques gabróticos com um total de 10 medidas.

Fonte: O autor, 2016. Programa OpenStereo.

Essa fase deformacional representa os esforços finais impressos nas rochas estudadas. Tanto fraturas quanto falhas foram inseridas numa mesma rose a fim de definir um padrão no

strike das medidas, assim tivemos como resultado duas direções preferenciais – N-S e ENE-SSW – com porcentagem máxima de 7% de ocorrência para ambas. Para esse cálculo foram consideradas falhas normais e reversas e fraturas de alívio e normais (Figura 50).

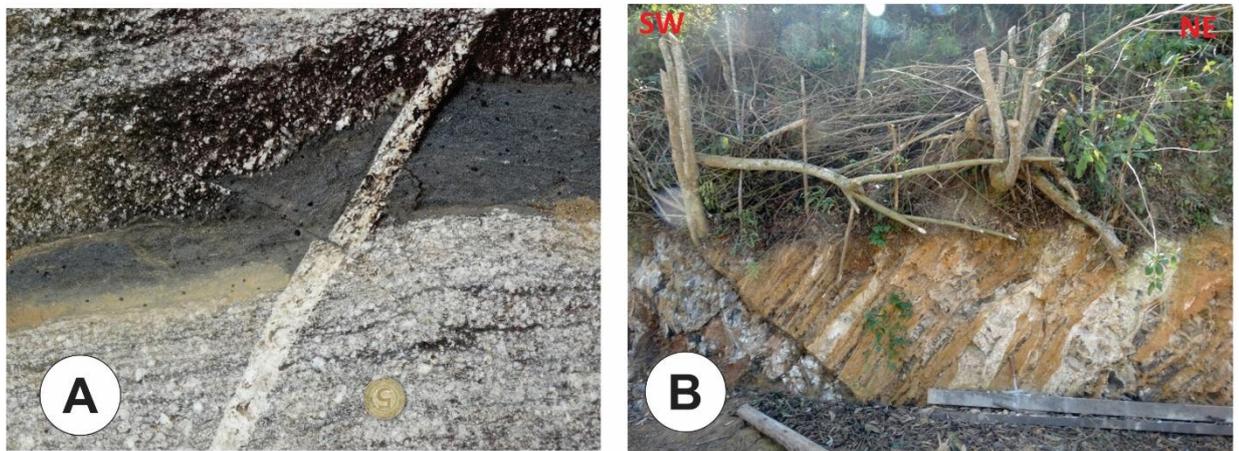
Figura 50 - Roseta com as direções principais encontradas em falhas e fraturas. OpenStereo.



Fonte: O autor, 2016. Programa OpenStereo.

Associando as falhas normais e reversas com as medidas de estrias que foram observadas em campo, pôde-se notar um padrão muito disperso nas medidas, não apresentando um plano ou direção preferencial em escala de afloramento. As figuras 51A e 51B são de afloramentos vistos em campo, para, apenas, servirem de exemplo ao trabalho

Figura 51 - Fotografias dos pontos THM 28 e THM 129 com destaque para os diques.



Legenda: A - Fotografia do ponto THM 28, mostrando a intrusão de um dique pegmatítico no Granada Biotita Gnaiss cortando a foliação e que, posteriormente, foi afetado perpendicularmente por

uma falha. B - Fotografia do ponto THM 129, onde há intercalação entre rochas quartzíticas e anfibolíticas sendo intrudidas por um dique de diabásio a esquerda.

Fonte: O autor, 2016.

6 METAMORFISMO

As rochas da área estudada apresentam registro metamórfico variando de facies granulito a facies xisto verde, e podem ser agrupadas em 4 grupos, conforme tabela abaixo.

Tabela 1: Grupos metamórficos da região de estudo.

Grupo	Características	Unidades
A	Rochas com evidência de metamorfismo em facies Granulito e retrometamorfismo em facies Anfibolito a Xisto Verde	Metacharnoenderbita Ortogramulito Gnaiss (Opx-Sil)-Grt-Bt gnaiss
B	Rochas com evidência de metamorfismo em facies Anfibolito.	Biotita gnaiss Hornblenda-Biotita gnaiss Gnaiss granítico porfirítico
C	Rochas com possíveis evidências de metamorfismo em facies Xisto Verde	Metagabro
D	Rochas sem registro metamórfico	Granito Rosado Granito Cinza com magnetita Diabásio

Fonte: O autor, 2016.

Cada litotipo estudado apresenta paragêneses metamórficas de acordo com a composição do seu protólito, sendo os mais propícios para o estudo metamórfico aqueles com protólito de rochas pelíticas e básicas. Entretanto também sendo observadas paragêneses metamórficas de facies diferentes em rochas ácidas a intermediárias.

A seguir serão descritas as paragêneses metamórficas de cada litotipo estudado, separados pelos grupos discriminados na tabela 1.

6.1 Grupo Metamórfico A

As rochas da Unidade Metacharnoenderbítica apresentam composição variando entre charnockito e enderbitos, e possuem registro de diferentes facies metamórficas. A cristalização da rocha se deu em facies granulito, uma vez que foi possível observar em lâmina a presença de hiperstênio ígneo (Figura 90). Posteriormente há um evento metamórfico que funde essa rocha e gera as rochas da unidade Ortogranulito Gnaiss. Entretanto a presença do ortopiroxênio metamórfico em amostras pouco deformadas pôde ser observada. A paragênese $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qtz}$ é indicativa de facies Granulito (Yardley, 1994) e pode ser confirmada ao observar-se nos gráficos abaixo a relação entre eles. Um segundo evento metamórfico é observado a partir da desestabilização dos grãos de ortopiroxênio e substituição parcial por hornblenda e biotita, formando a paragênese $\text{Hbl} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, indicativa de facies anfibolito (Yardley, 1994). A hornblenda e a biotita são os minerais que definem a foliação destas rochas, sugerindo que esta paragênese é contemporânea ao auge da deformação.

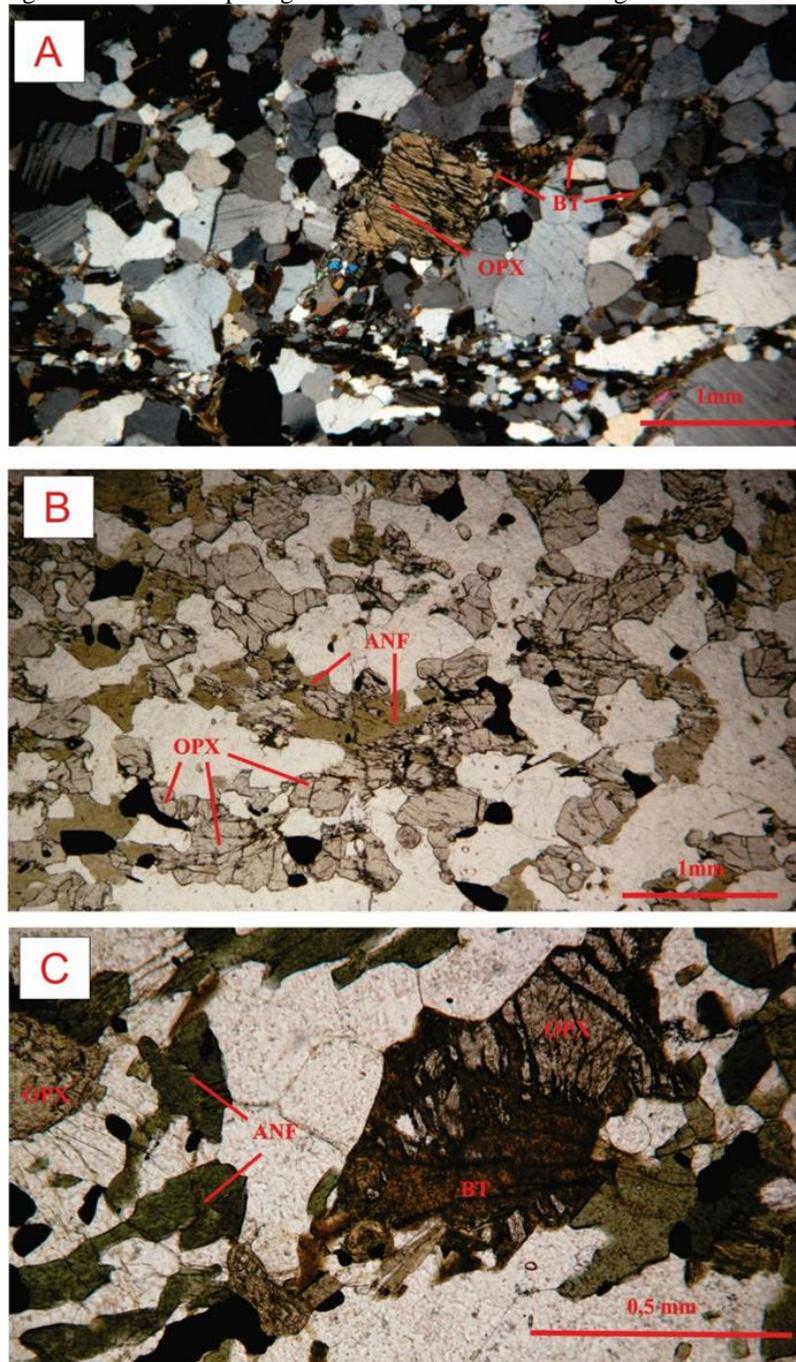
As rochas da Unidade Ortogranulito Gnaiss apresentam contato gradacional com as rochas da Unidade Metacharnoenderbítica. Estes gnaisses apresentam a paragênese mais antiga composta por $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, seguida por $\text{Hbl} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz}$, com a hornblenda e a biotita substituindo os piroxênios, e por fim clorita substituindo a biotita, indicando condições de metamorfismo variando de um auge em facies Granulito com retrometamorfismo progressivo em facies Anfibolito a Xisto Verde (Yardley, 1994) (Figuras 52A, 52B, 52C)

Já na Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss apresenta paragênese $\text{Opx} + \text{Grt} + \text{Sil} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qtz}$ indicativa de auge metamórfico em facies granulito com temperatura superior a 880°C corroborada com o aparecimento do ortopiroxênio, possivelmente na associação $\text{Bt} + \text{Grt} + \text{Qtz} = \text{Opx} + \text{Al}_2\text{O}_5 + \text{Kfs} + \text{fusão}$ (Spear *et al.*, 1999) e pressão balizada entre 8 kbar e 14 kbar como limite superior definido pela sillimanita (Figuras 53A, 53B). Posteriormente ocorreu a hidratação da rocha, resultando no aparecimento de muscovita e da substituição quase que total do ortopiroxênio para biotita e é mostrado pela paragênese $\text{Bt} + \text{Sil} + \text{Grt} + \text{Ms} + \text{Qtz}$, a presença de Sillimanita + granada, como dito anteriormente, balizam a pressão a qual a rocha foi imposta.

Anfibolitos encontrados como lentes na Unidade Sillimanita Granada Biotita e enclaves na unidade Ortogranulito Gnaiss apresentam paragênese $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl}$ mais antiga, com piroxênios substituídos por hornblenda e biotita, formando uma paragênese mais

nova com Hbl + Bt + Pl. A paragênese mais antiga indica metamorfismo em condições de facies granulito com temperatura superior a 680°C (Yardley, 1994), enquanto a mais nova condições de facies anfibolito com temperatura superior a 500°C até 680°C (Yardley, 1994).

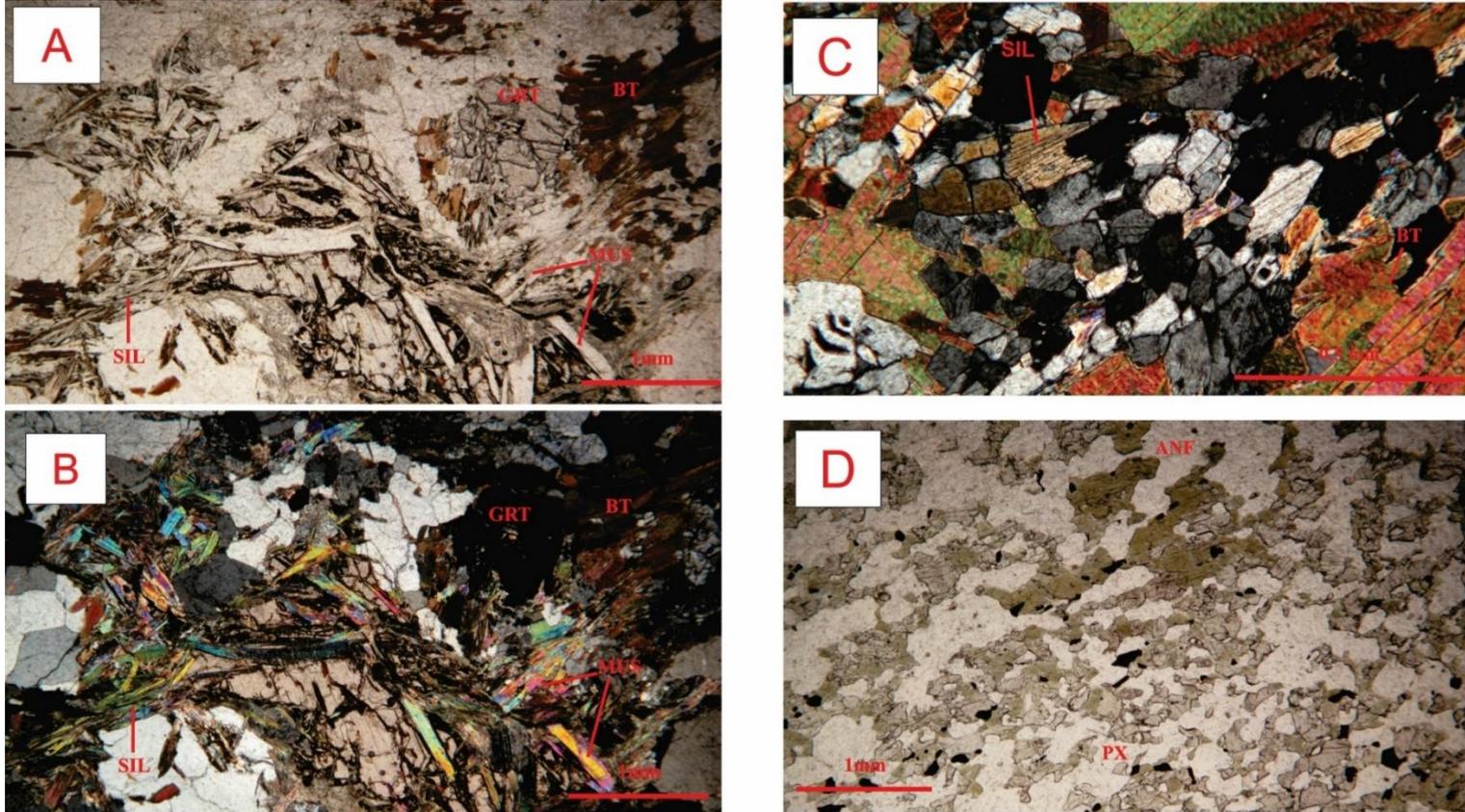
Figura 52 - Lâminas petrográficas de amostras em facies granulito.



Legenda: A – Lâmina THM 38 com cristal de OPX no centro, objetiva de 2,5x. B – Lâmina THM 198 com cristais de ortopiroxênio sofrendo alteração para anfibólio, objetiva 2,5x; C - Cristais de ortopiroxênio sofrendo alteração tanto para biotita quanto para anfibólio. THM 137, objetiva 10x. OPX – ortopiroxênio, ANF – anfibólio, BT – biotita

Fonte: O autor, 2016.

Figura 53 - Fotomicrografias das amostras da Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss.



Legenda: A e B indicam a paragénese encontrada em facies anfibolito na lâmina THM 4 (Granada Biotita Gnaiss). Nicóis paralelos e cruzados e objetiva 2,5x. C - Grão de sillimanita indicados na amostra THM 4. Nicóis cruzados e objetiva 10X. D - Cristais de PX sofrendo alteração para ANF, THM 35B, nicóis cruzados e objetiva de 2,5x. OPX – ortopiroxênio, ANF – anfibólio, BT – biotita, PX – piroxênio, SIL – sillimanita, GRT – granada, BT – biotita, MUS – muscovita

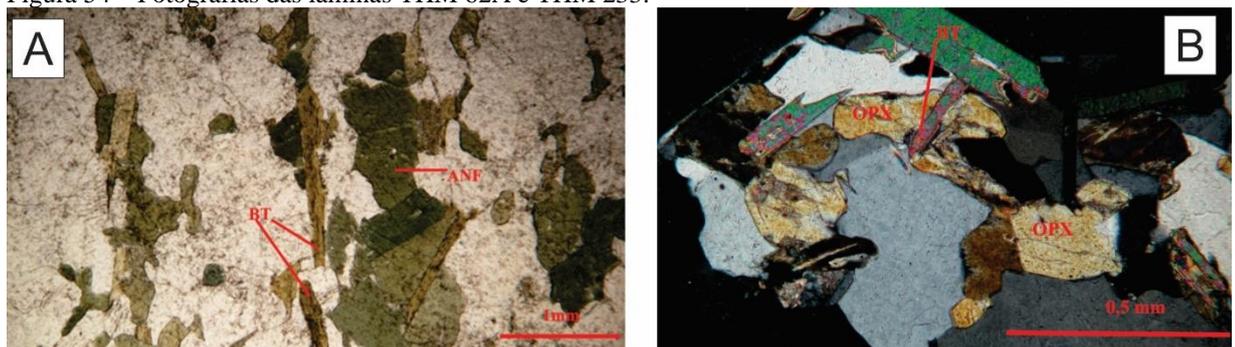
Fonte: O autor, 2016.

6.2 Grupo Metamórfico B

As rochas da unidade do Biotita Gnaiss têm paragênese composta por $Bt + Pl \pm Kfs + Qtz$ (Figura 54) e, destacamos também, uma segunda litologia presente nessa unidade – Sillimanita-Biotita-Gnaiss – tendo paragênese composta por $Al_2O_3 + Bt + Pl \pm Kfs + Qtz$, definindo como facies anfibolito com temperatura entre 600°C e 650°C e pressão entre 2 e 4 Kbar (Luth, Jahns & Boettcher, 1964; Thompson, 1982; Richardson *et al.*, 1969 e; Spear *et al.*, 1999). Essa paragênese corresponde ao auge da deformação da região que é marcada principalmente pelo alinhamento dos grãos de biotita formando a foliação Sn. Localmente puderam ser observados grãos de ortopiroxênio e hornblenda, nesse caso o primeiro mineral indica uma possível passagem pela facies granulito, enquanto que o segundo mineral mostra que a rocha teve os elementos químicos necessários para a formação do anfibólio uma vez que estava em seu campo de equilíbrio.

O Granito Gnaiss Porfírico tem paragênese composta por $Bt + Pl + Kfs + Qtz$ e é considerado sin-deformacional devido a sua posição geográfica e por ter contato marcado por extensa zona de cisalhamento (Anexo 1). Apesar de ser uma rocha granítica, o fato de ter essa deformação bem marcada nos permite considerar que, se ocorreu em algum momento metamorfismo nessa rocha, ele tem as mesmas características da unidade acima.

Figura 54 – Fotografias das lâminas THM 62A e THM 233.



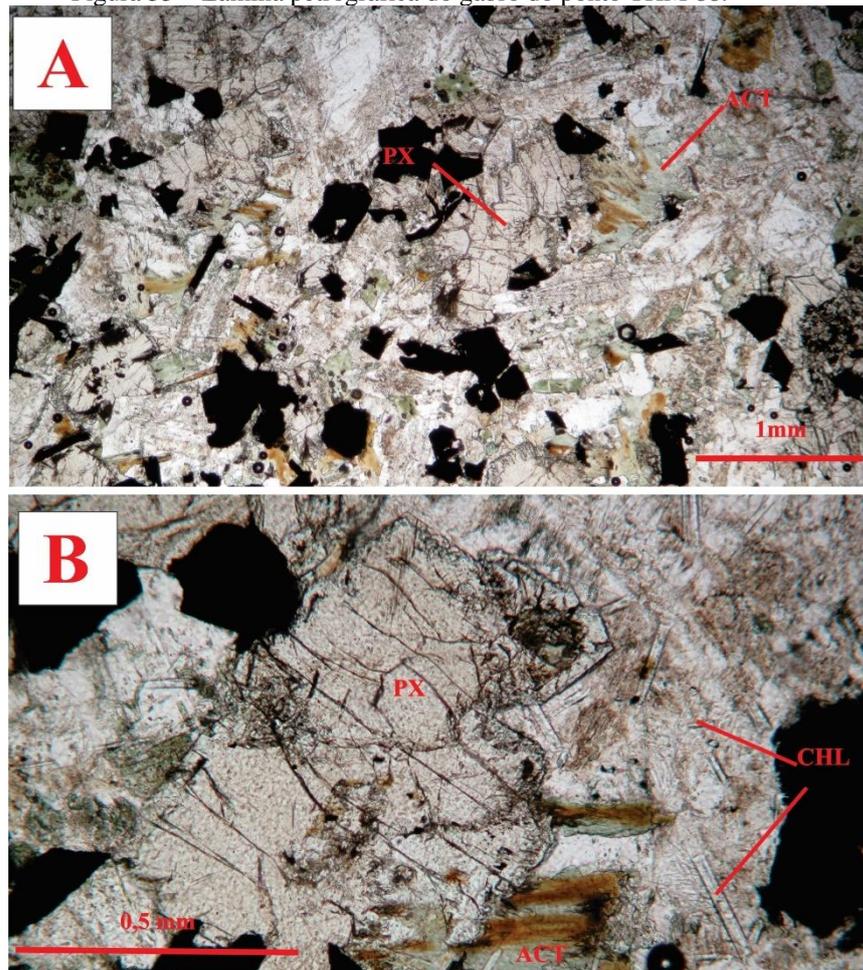
Legenda: A - Alinhamento dos grãos de biotita e anfibólio marcam a foliação principal na unidade do Biotita Gnaiss. THM 62A. Nicóis cruzados e objetiva 2,5x. B - Grãos de ortopiroxênio associados com Biotita na lâmina do ponto THM 233 (Biotita Gnaiss), mostrando que a rocha teve uma passagem pela facies granulito. Nicóis cruzados e objetiva de 10x.

Fonte: O autor, 2016.

6.3 Grupo Metamórfico C

O seguinte grupo é representado pelos Ortopiroxênios Gabros e Olivina Gabros estudados na região. Como dito no capítulo 4, eles têm em sua composição mineralógica a seguinte associação $Cpx + Opx + Pl$ e $Cpx + Opx + Oli + Pl$ e foi possível observar em ambos os casos uma possível alteração dos grãos de piroxênio para Clorita, indicando o metamorfismo em facies Xisto Verde, além disso, Biotita e Actinolita puderam ser observadas substituindo igualmente os mesmos minerais, o que indica que a rocha teve um metamorfismo que gradou de facies Xisto Verde até Anfibolito Inferior (Yardley, 1994). Entretanto esses minerais podem ter sido gerados através de um simples desequilíbrio na rocha e com isso não seriam considerados metamórficos.

Figura 55 – Lâmina petrográfica do gabro do ponto THM 88.



Legenda: A – Piroxênio sofrendo metamorfismo para actinolita. B – Piroxênio sofrendo alteração para actinolita e ripas de clorita próximas. THM 88C (Gabbro), nicóis paralelos e objetiva 2,5X (A) e 10X (B).

Fonte: O autor, 2016.

7 ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA

O presente capítulo visa a apresentação e interpretação dos dados obtidos através de análises geocronológicas U-Pb e Lu-Hf em zircão realizada no equipamento LA-ICP-MS – Multilab – UERJ.

A análise de espectrometria de massa de plasma induzido (ICP-MS) tem sido uma ferramenta analítica para as Geociências desde a década de 80. A implementação do *Laser Ablation* (LA) foi um importante passo baseado no impacto das técnicas de microscopia eletrônica e da espectrometria de massa por ionização termal (Geraldles, 2010).

A técnica do ICP-MS-LA engloba a volatilização da amostra ou parte dela por um feixe de laser, posteriormente segue-se uma ionização por um plasma de Argônio (Ar) e a medida das razões isotópicas por um espectrômetro de massa acoplado.

Neste trabalho foi utilizado o LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – Espectrometria de Massa com Nebulização Laser por Plasma Indutivamente Acoplado) modelo New Finningan NEPTUNE MC-ICP-MS acoplado com um sistema de Ablação a Laser.

Como dito no capítulo de preparação de amostras, todos os disparos de laser foram feitos em grãos de zircão, estes foram escolhidos de forma aleatória, evitando a priorização de alguma família de zircão ao se utilizar parâmetros como forma, tamanho e padrão dos mesmos.

A utilização do Zircão se dá por ele ser um mineral acessório comum nas rochas estudadas e que preserva uma complexa história de crescimento, englobando núcleos herdados e crescimentos metamórficos, permitindo assim, distinguirmos diversos processos evolutivos geológicos (Bertotti, 2013).

7.1 Resultados das Análises Geocronológicas U-Pb

Foram coletadas nove amostras com aproximadamente vinte quilos cada, e destas, seis foram selecionadas (Tabela 2) e preparadas de acordo com os procedimentos explicados no capítulo de metodologia.

Tabela 2: Amostras datadas pelo método U-Pb.

Amostra	Coordenada UTM (E-W)	Coordenada UTM (N-S)	Litotipo	Unidade	Métodos utilizados
THM 18	583151	7474145	Quartzito com Fsp	Sill-Grt-Bt Gnaiss	U-Pb
THM 40	598644	7477652	Opx-Grt-Bt Gnaiss	Sill-Grt-Bt Gnaiss	U-Pb
THM 97 Q	599413	7476589	Quartzito com magnetita	Sill-Grt-Bt Gnaiss	U-Pb e Lu-Hf
THM 112	581157	7470282	Granito gnaiss Porfírico	Granito Gnaiss Porfírico	U-Pb
THM 181 Q	587972	7480944	Quartzito	Biotita Gnaiss I	U-Pb
THM 181 BQ	587972	7480944	Metaultramáfica	Biotita Gnaiss I	U-Pb e Lu-Hf

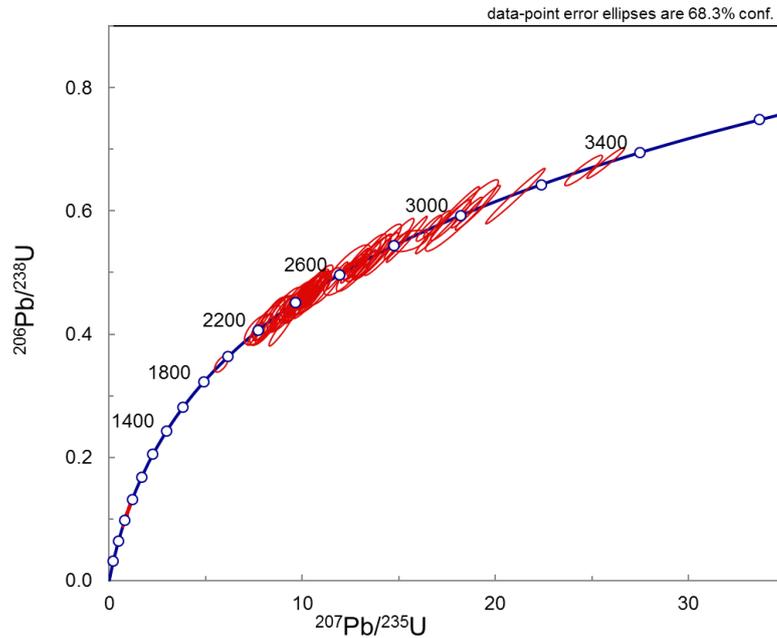
Fonte: O autor, 2016.

7.1.1 THM 18 - Quartzito

Para a seguinte amostra foram feitas 135 análises em 109 zircões, sendo 83 grãos de zircão com análises apenas no núcleo e 26 em núcleo e borda. Após as correções e descartes necessários, 112 análises foram consideradas concordantes e utilizadas para a interpretação das idades de área fonte e metamorfismo.

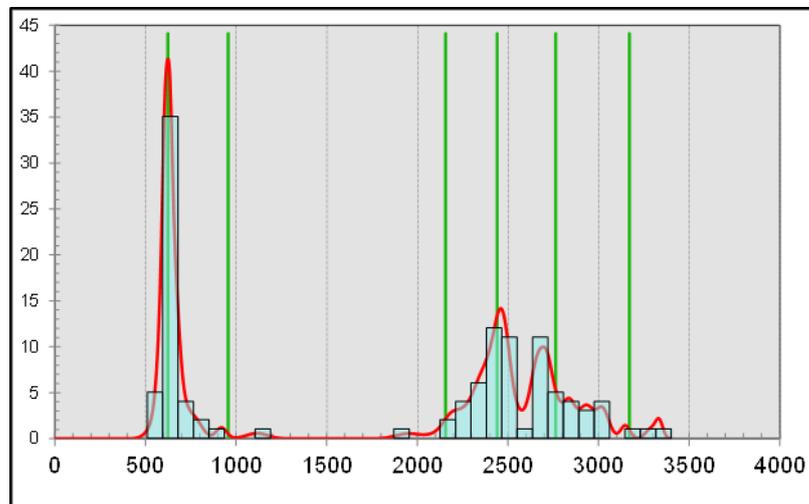
As figuras 56 (diagrama concórdia) e 57 (histograma) mostram a distribuição ao longo do tempo de todas as análises concordantes. Nestas figuras pode-se perceber 2 conjuntos principais de idades: a) Arqueano / Paleoproterozóico; b) Neoproterozóico.

Figura 56 - Gráfico All Zircons da amostra THM 18 com todos os dados concordantes



Fonte: O autor, 2016

Figura 57 - Histogramas com todas as análises concordantes mostrando predominância de dados de idade Neoproterozóica.



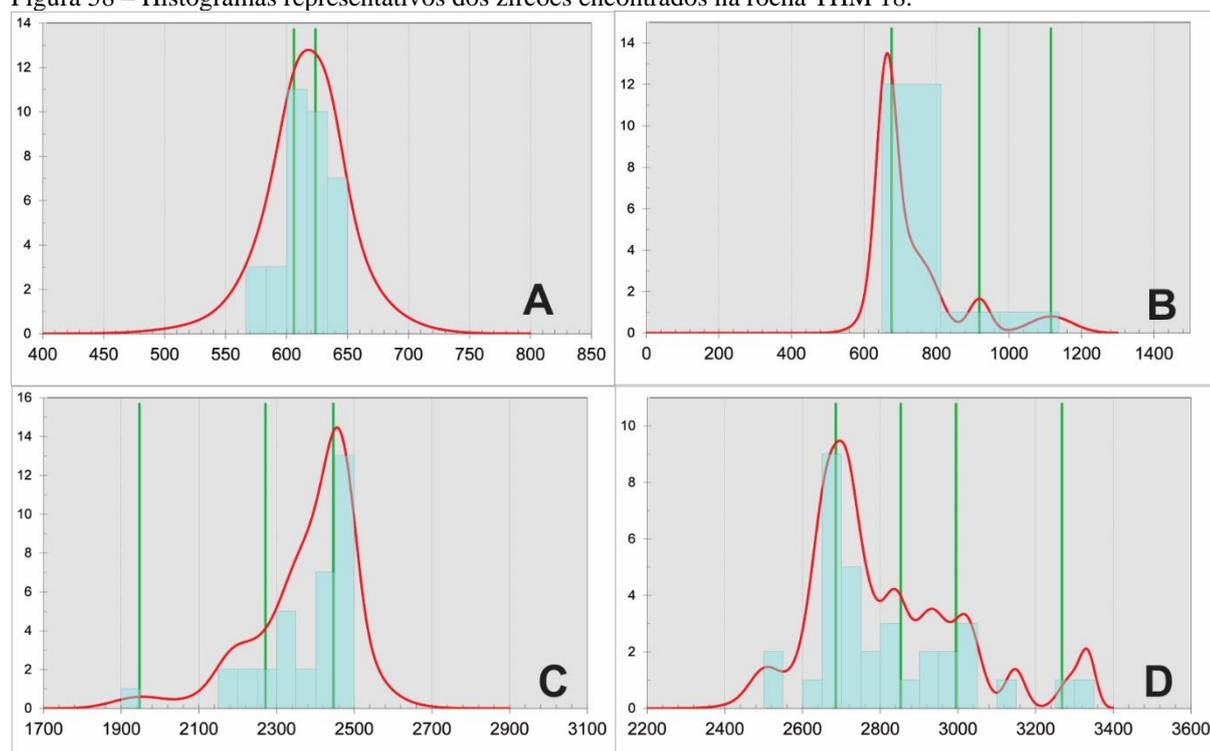
Fonte: O autor, 2016.

Os histogramas abaixo (Figura 102) apresentam de maneira detalhada a distribuição de idades encontradas. As imagens 58A e 58B, representam os grãos de zircão de idade neoproterozóica a exceção de 1 grãos de idade mesoproterozóica, com um total de 48 análises com idades variando desde 571 a 780 Ma. A imagem 58C apresenta o conjunto de zircões de idade paleoproterozóica representados por 34 análises e de idades variando desde 1946 a 2492 Ma com pico máximo em 2446 ± 20 Ma. Por fim a imagem 58D possui os dados relativos aos

grãos de zircão de idade arqueana, estes foram analisados em 33 grãos e possuem idade variando desde 2501 a 3335 Ma com pico máximo de 2685 ± 18 Ma

O núcleo do zircão ígneo mais novo apresenta idade de 701 Ma, o qual seria o limite superior da sedimentação do protólito deste quartzito.

Figura 58 – Histogramas representativos dos zircões encontrados na rocha THM 18.

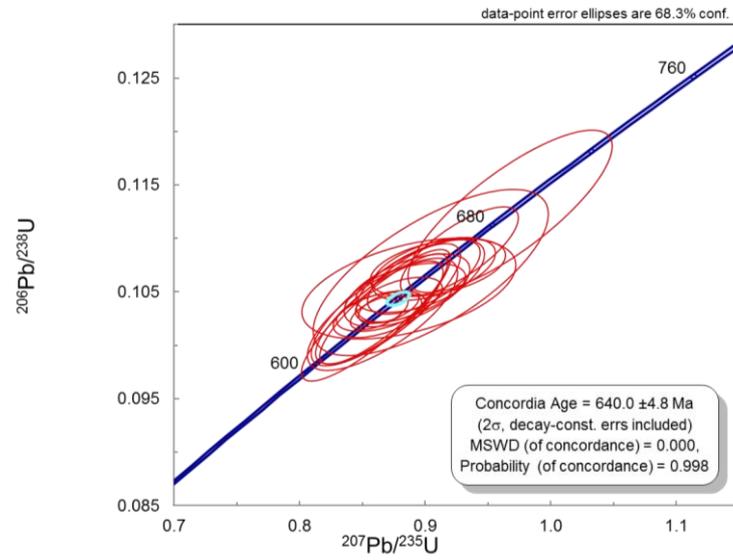


Legenda: A e B- Histograma representando zircões de idade Neoproterozóica. C- Histograma representando zircões de idade Paleoproterozóica. D- Histograma com zircões de idade Arqueana. Histogramas com Quantidade de análises X Idade.

Fonte: O autor, 2016

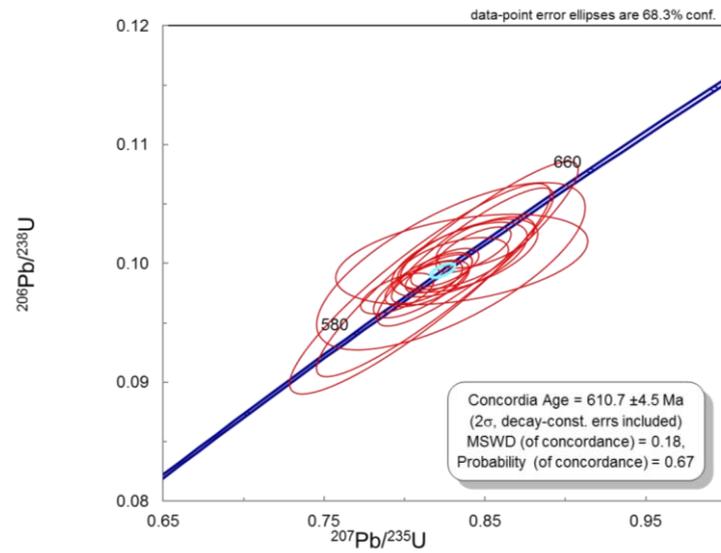
A respeito do metamorfismo podemos dizer que através da análise de 19 grãos de zircão, podendo ser a borda ou grãos totalmente metamórficos, teve seu primeiro pico metamórfico há cerca de 640 ± 4.8 Ma (Figura 59), essa idade é comumente encontrada em regiões a norte da área de estudo associada a litologias encontradas na Faixa Brasília (Trouw *et al.* 2013). Em 610.7 ± 4.5 Ma há um segundo registro metamórfico marcados na história evolutiva de 16 grãos (Figura 60). Por fim o terceiro evento metamórfico de idade $581,9 \pm 9,8$ Ma representa possivelmente o metamorfismo encontrado em rochas da Faixa Ribeira (Figura 61).

Figura 59 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 640 ± 4.8 Ma.



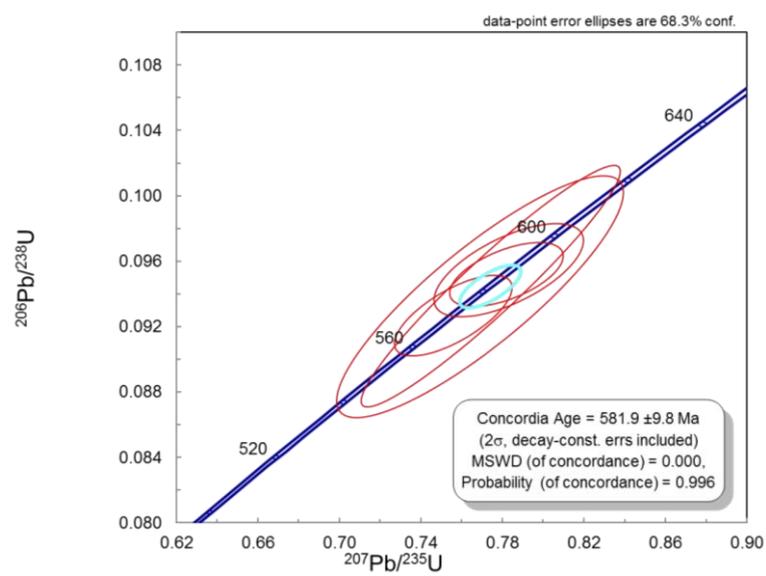
Fonte: O autor, 2016.

Figura 60 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 610.7 ± 4.5 Ma.



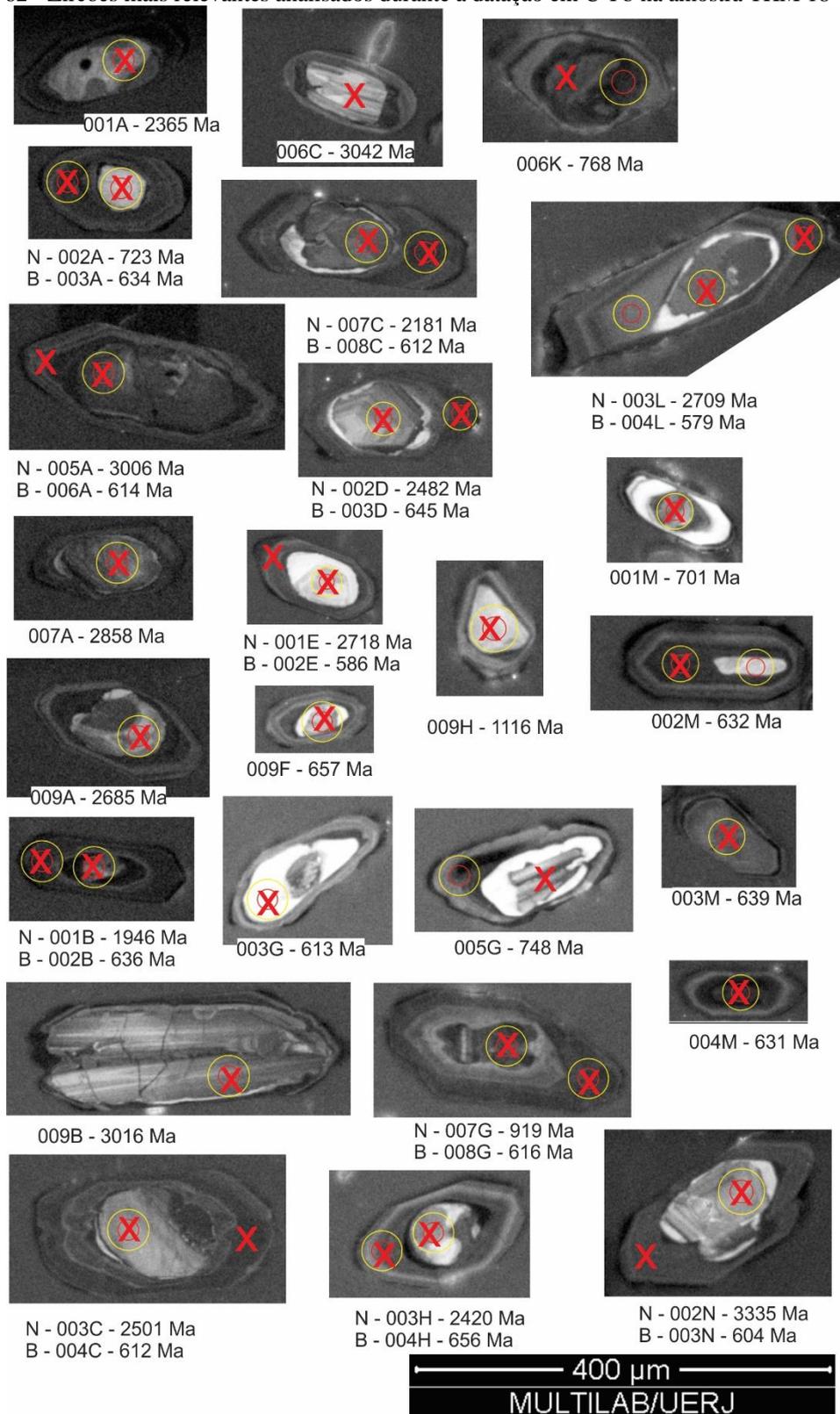
Fonte: O autor, 2016.

Figura 61 - Gráfico representando a idade concordante calculada em $581,9 \pm 9,8$ Ma.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 62 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 18



Legenda: O "X" em vermelho indica o local onde foi feita a ablasão. N – Núcleo; B – Borda; Ma – Milhões de anos.

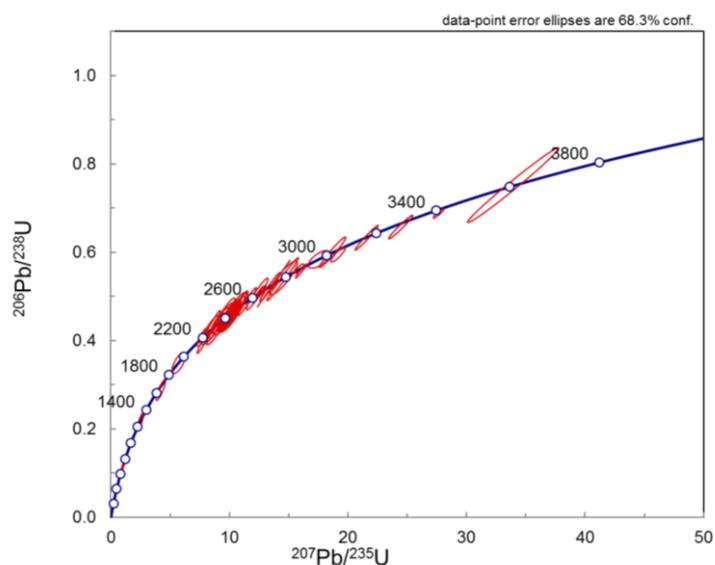
Fonte: O autor, 2016.

7.1.2 TMH 40 Granada-Biotita Gnaiss

Para a próxima amostra foram feitas 162 análises, onde estão inclusos 23 pares (borda e núcleo). Desse total, após os descartes e correções necessárias, restaram 96 análises concordantes, com 75 apenas no núcleo e 21 registrando a borda metamórfica.

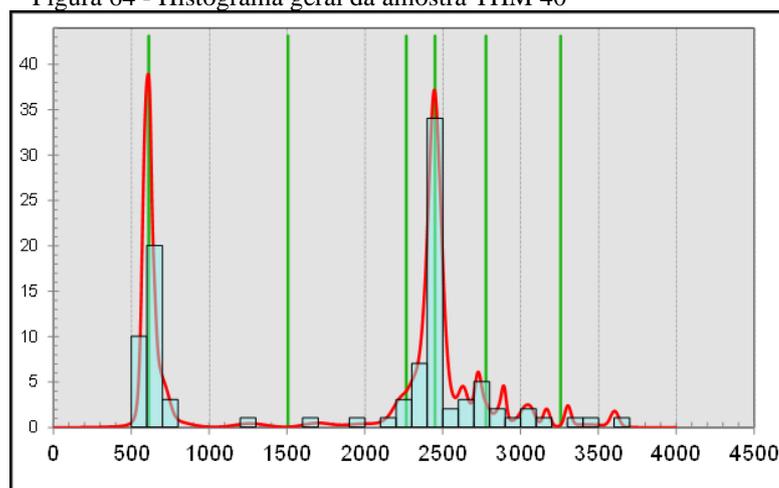
As figuras abaixo apresentam o diagrama concórdia (Figura 63) e histograma geral (Figura 64). Nestes podemos perceber que há um conjunto de dados neoproterozóico, com pico máximo de 20 grãos em 612 Ma e outro paleoproterozóico Inferior / arqueano com pico máximo em 2450 Ma.

Figura 63 - Gráfico All Zircons da amostra THM 40 com todos os dados concordantes



Fonte: O autor, 2016.

Figura 64 - Histograma geral da amostra THM 40



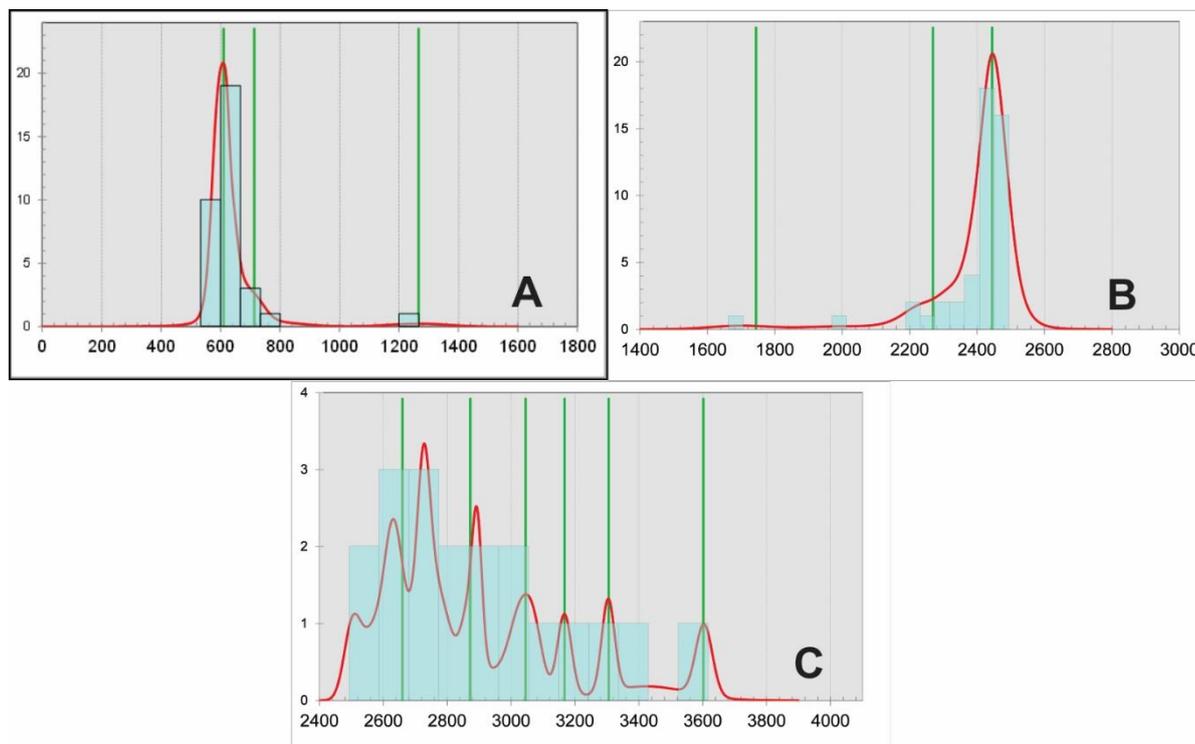
Legenda: Dois picos destacados, o primeiro de idade Neoproterozóica e o segundo de idade Paleoproterozóica.

Fonte: O autor, 2016.

Os três histogramas seguintes (Figura 65), representam o desmembramento do histograma anterior, detalhando assim a idades encontradas. A imagem 65A tem predominância dos grãos de zircão de idade neoproterozóica, num conjunto total de 34 análises de idade variando desde 577 até 785 Ma, com apenas 1 grão de idade mesoproterozóica (1266), esse conjunto apresenta pico máximo em 610 Ma. A imagem 65B apresenta o grupo de zircões de idade paleoproterozóica, num universo de 47 análises com idade variando desde 1697 até 2492 Ma, o pico máximo está em 2444 Ma. Por fim a imagem 65C apresenta os grãos de zircão arqueanos, para isso foram feitas 19 análises que apresentaram uma variedade grande de idade, desde 2503 até 3604 Ma, e o pico máximo ficou entre 2660 e 2872 Ma.

O zircão ígneo mais novo apresenta idade de 703 Ma, o qual seria o limite superior da sedimentação do protólito deste Granada-Biotita Gnaiss. Entretanto os grãos (2J, 9P e 2Q) apresentaram idades 598 Ma, 604 Ma e 648 Ma, respectivamente, em análises realizadas nos núcleos dos grãos e com razões Th/U relativamente altas, acima de 0.30, podendo representar apenas grãos metamórficos ou grãos assimilados pela rocha posteriormente.

Figura 65 – Histogramas separados por idade da amostra THM 40.

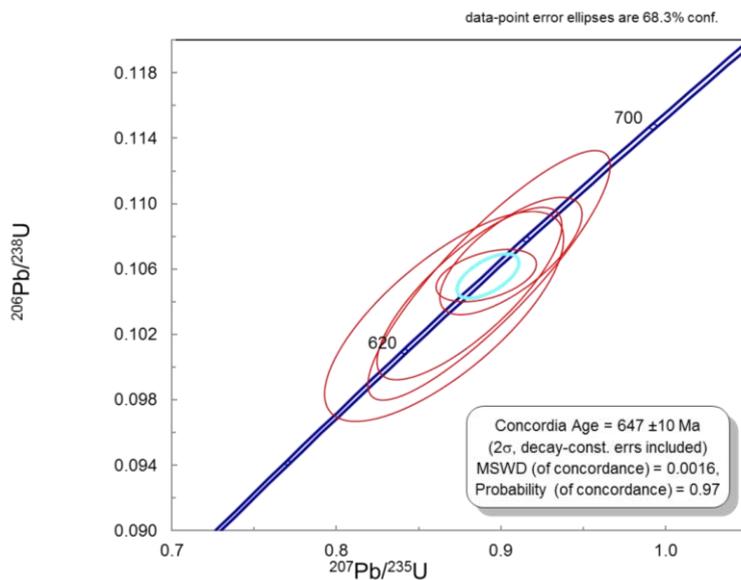


Legenda: A- Histograma representando zircões de idade Neoproterozóica. B- Histograma representando zircões de idade Paleoproterozóica. C- Histograma com zircões de idade Arqueana.
Histogramas com Quantidade de análises X Idade.

Fonte: O autor, 2016.

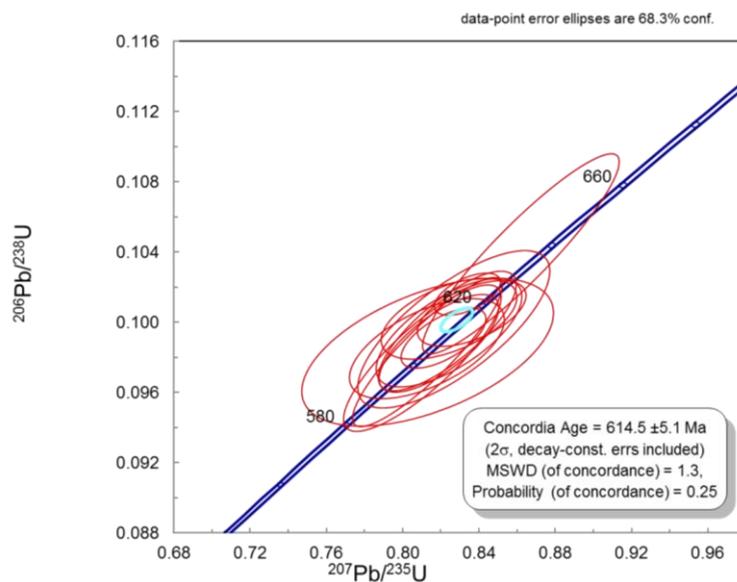
As idades de metamorfismo encontradas nessas rochas são muito semelhantes às aquelas encontradas na amostra THM 18. A primeira idade aferida com o estudo de 5 grãos de zircão ou bordas metamórficas é de 647 ± 10 Ma. A segunda idade, baseada em 13 análises, é de 614.5 ± 5.1 Ma. E, por fim, a última idade encontrada a partir de 10 análises é de 587.1 ± 6.3 Ma. Novamente essas idades são concordantes tanto com a história evolutiva da Faixa Brasília Sul quanto com a história da Faixa Ribeira.

Figura 66 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 647 ± 10 Ma.



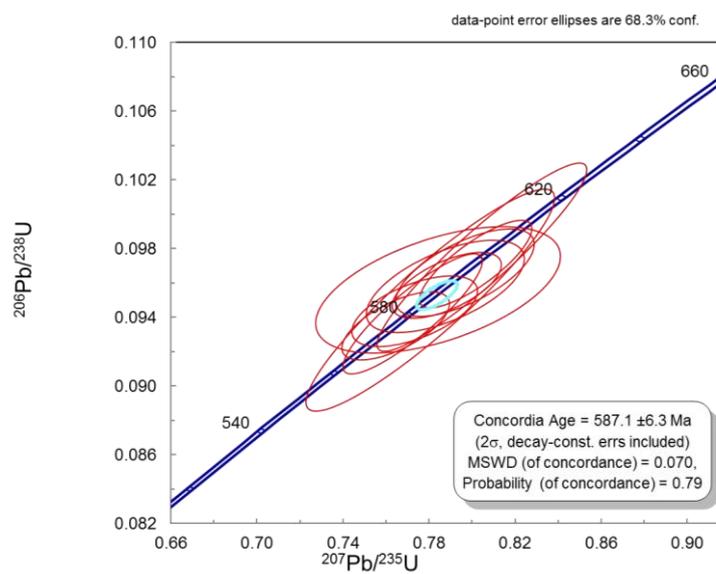
Fonte: O autor, 2016.

Figura 67 - Gráfico representando a idade concordante calculada em $614,5 \pm 5.1$ Ma.



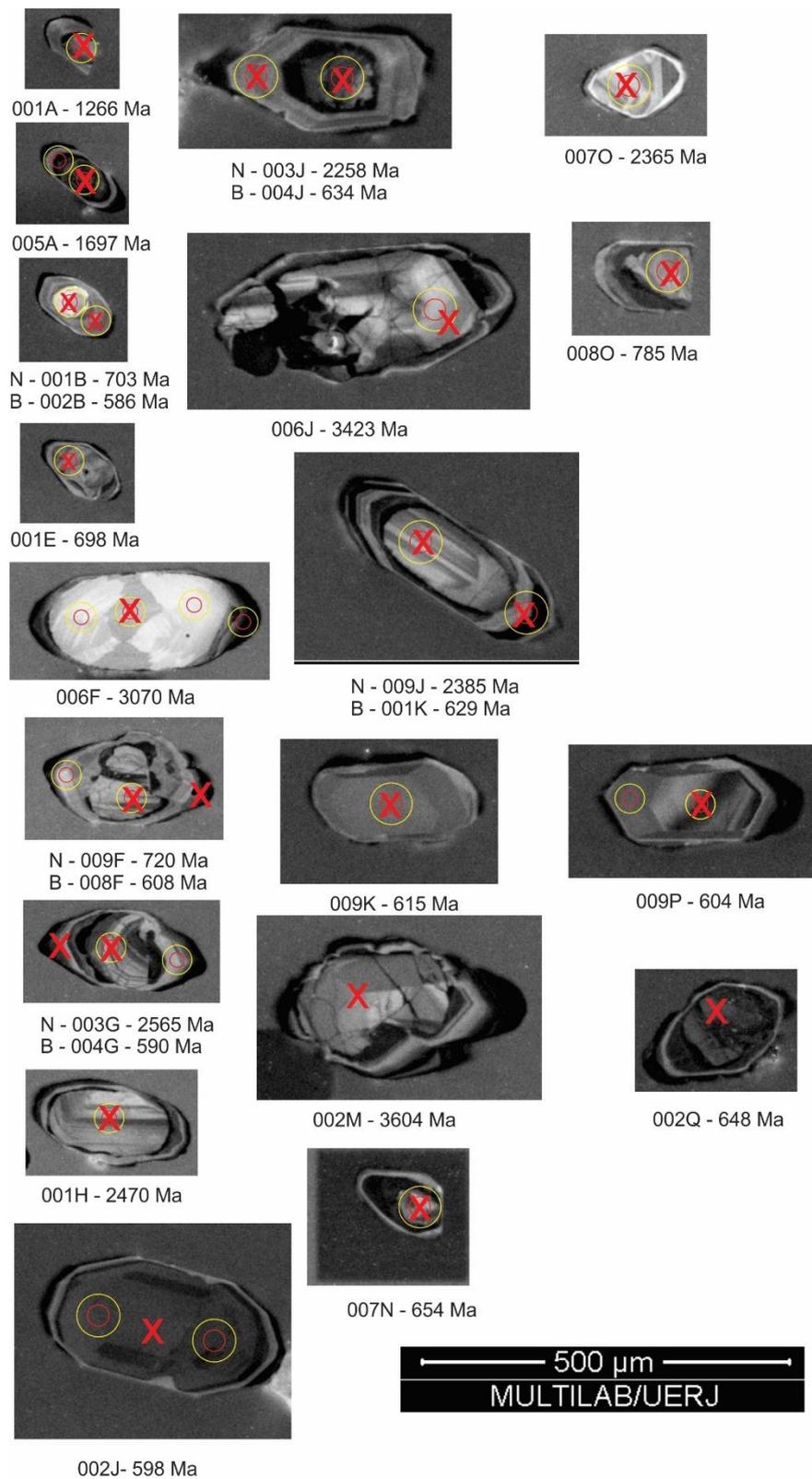
Fonte: O autor, 2016.

Figura 68 - Gráfico representando a idade concordante calculada em $587,1 \pm 6,3$ Ma.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 69 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 40.



Legenda: O "X" em vermelho indica o local onde foi feita a ablasão. N – Núcleo; B – Borda; Ma – Milhões de anos.

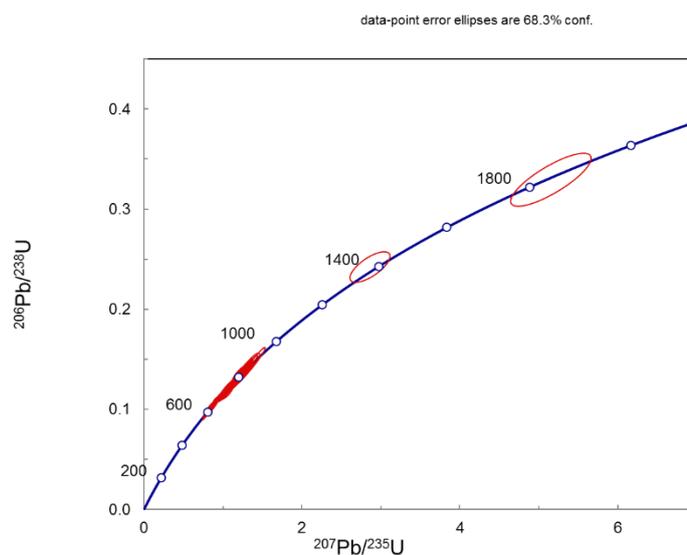
Fonte: O autor, 2016.

7.1.3 THM 97Q - Quartzito

A seguinte amostra foi datada através de 105 análises, das quais 9 foram descartadas, resultando num total de 96 dentre as quais 73 foram feitas nos núcleos dos grãos de zircão e 23 nas bordas.

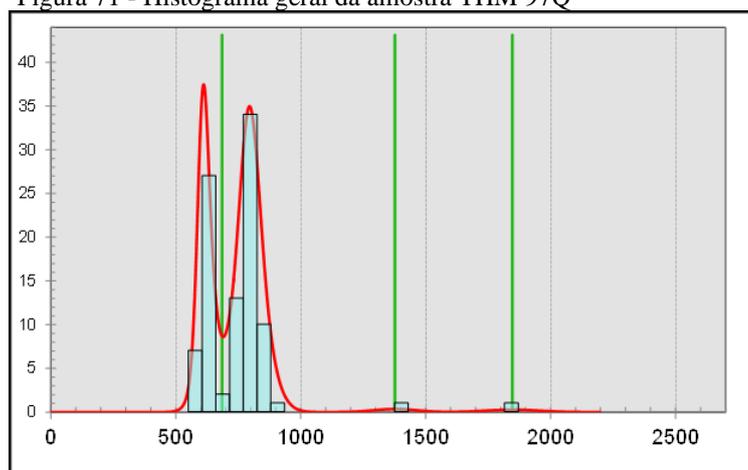
Tanto o diagrama All Zircons quanto o histograma geral, mostram que há uma distribuição de idades neoproterozóica concordantes entre 597 e 885 Ma, com 2 zircões mais antigos, 1 com idade mesoproterozóica (1377 Ma) e outro com idade paleoproterozóica (1847 Ma)

Figura 70 - Gráfico All Zircons da amostra THM 97Q com todos os dados concordantes.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 71 - Histograma geral da amostra THM 97Q

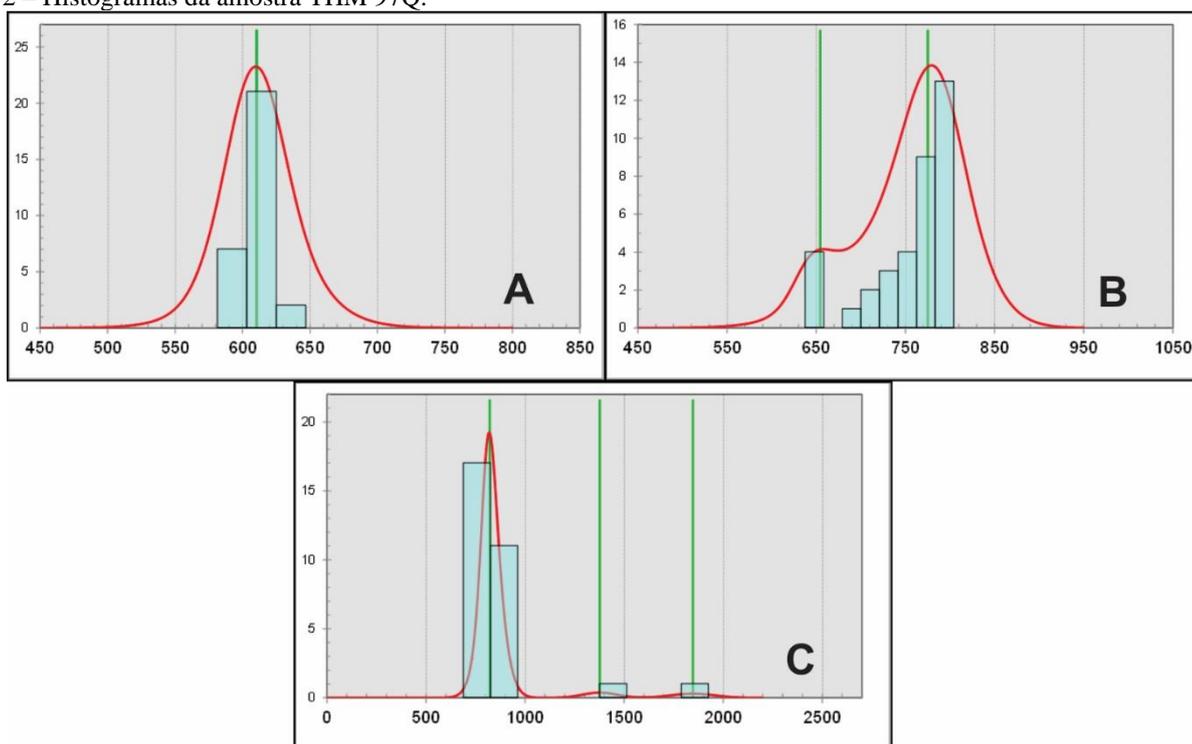


Legenda: Dois picos destacados, porém ambos de idade Neoproterozóica.
 Fonte: O autor, 2016.

As três figuras a seguir representam os zircões separados por idade. A figura 72A foi feita através da análise de 30 dados e tem idade Edicariana entre 597 e 636 Ma com pico máximo em 610 Ma. A figura 72B também expressa grãos de zircão de idade neoproterozóica realizada com auxílio de 36 análises, porém com uma variação maior de idade desde 641 até 798 Ma e pico máximo em 775 Ma. E a figura 72C continua representando zircões de idade neoproterozóica mais antiga que 800 Ma em 28 análises e os dois grãos de idade mesoproterozóica e paleoproterozóica, o pico máximo é de 821 Ma.

O zircão ígneo mais novo apresenta idade de 713 Ma, o qual seria o limite superior da sedimentação do protólito deste Quartzito.

Figura 72 – Histogramas da amostra THM 97Q.

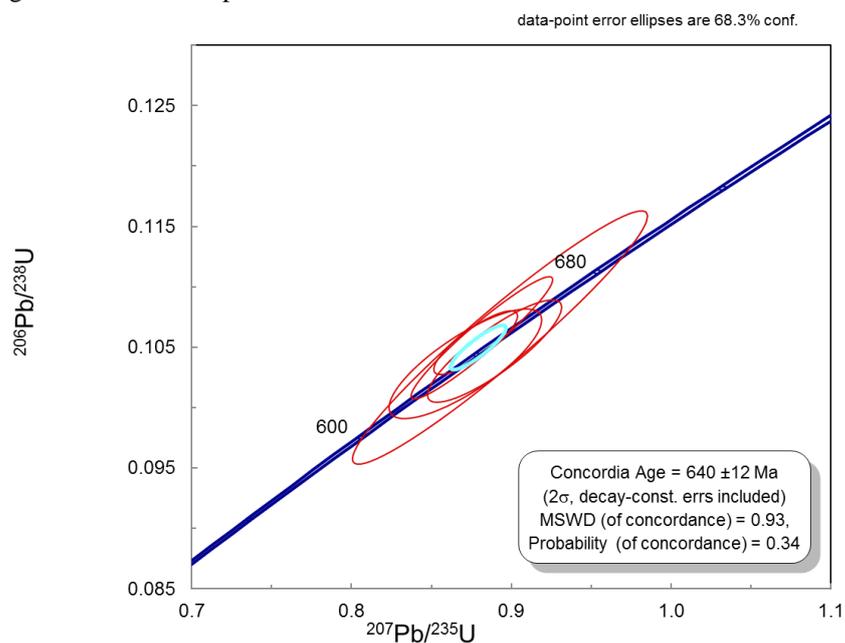


Legenda: A- Histograma representando zircões de idade Neoproterozóica/Edicariana. B- Histograma representando zircões de idade Neoproterozóica. C- Histograma com zircões de idade Neoproterozóica e 1 grão de idade Mesoproterozóica e 1 grão de idade Paleoproterozóica. Histogramas com Quantidade de análises X Idade.

Fonte: O autor, 2016.

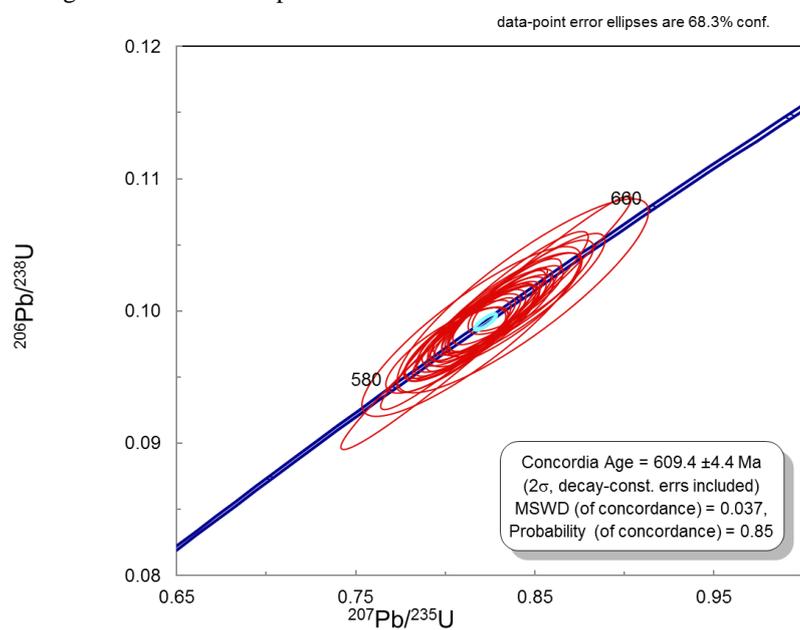
Com o estudo das bordas e grãos metamórficos (34 análises) foi possível definir duas idades concordantes. A primeira representada na figura 73 tem idade concordante em 640 ± 12 Ma e foi definida com o auxílio de cinco grãos de zircão. A segunda idade metamórfica concordante (Figura 74) foi realizada através de 28 análises a idade encontrada foi de 609.4 ± 4.4 Ma.

Figura 73 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 640 ± 12 Ma.



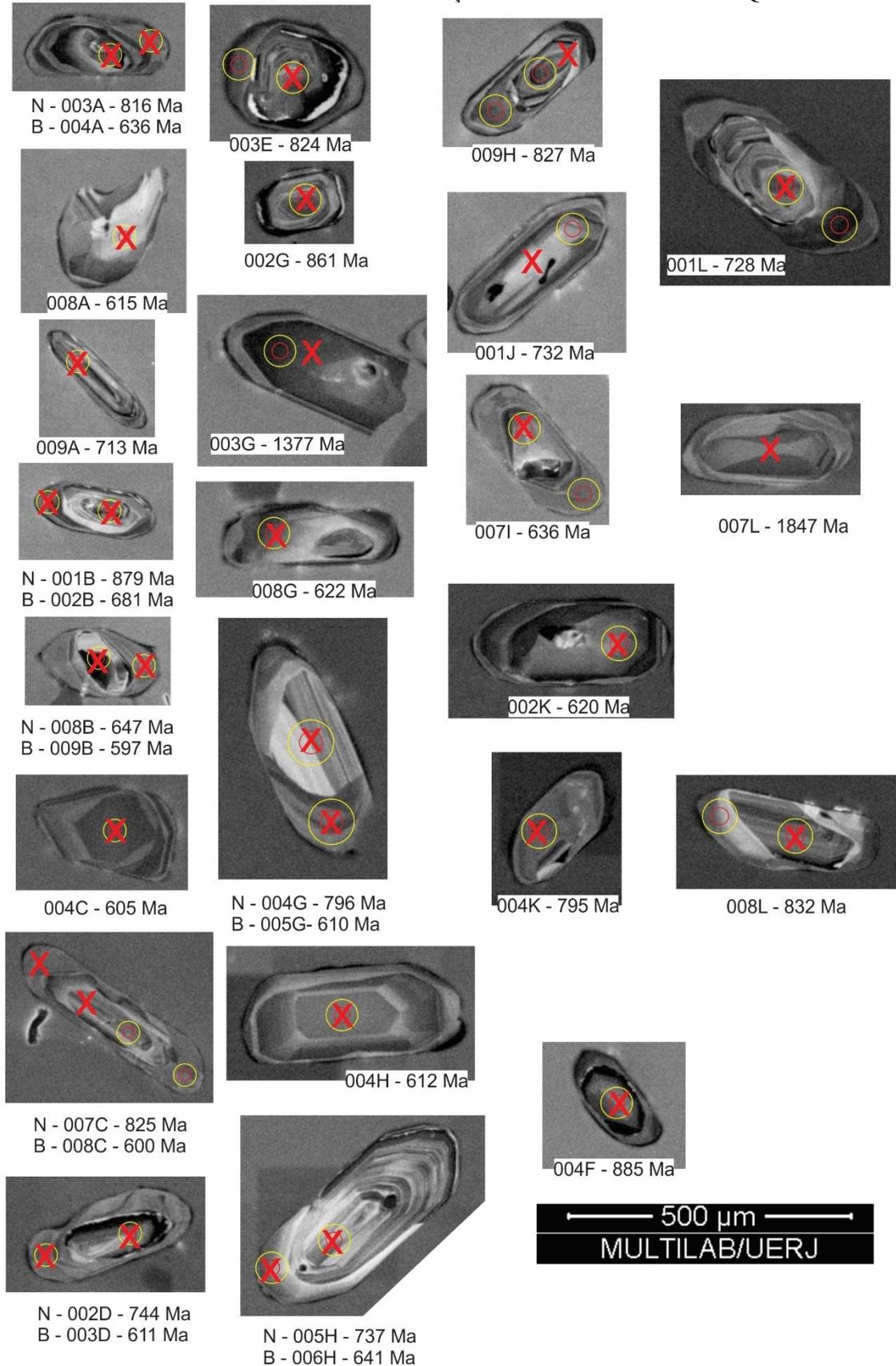
Fonte: O autor, 2016.

Figura 74 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 609 ± 4.4 Ma.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 75 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 97Q.



Legenda: O "X" em vermelho indica o local onde foi feita a ablação. N – Núcleo; B – Borda; Ma – Milhões de anos.

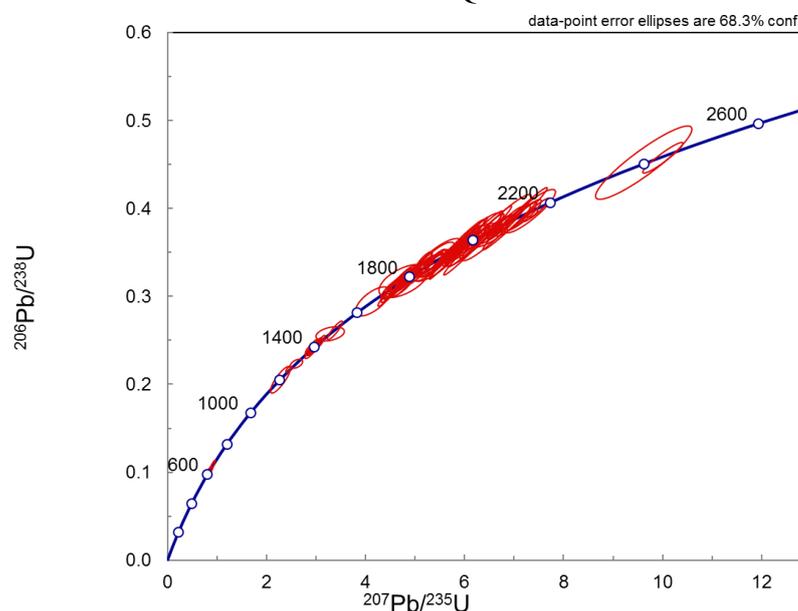
Fonte: O autor, 2016.

7.1.4 THM 181Q Quartzito

Realizada com o estudo de 106 análises de um total de 126 onde 103 foram realizadas no núcleo e apenas 3 nas bordas metamórficas.

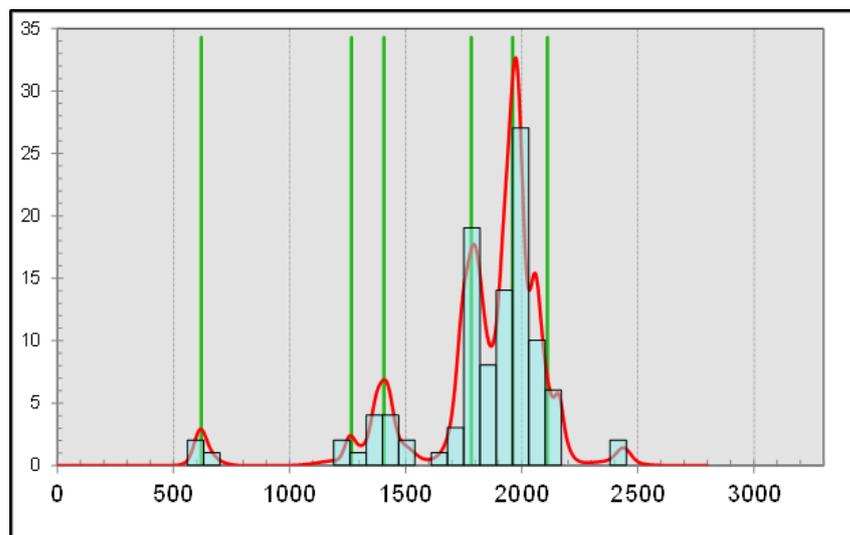
Esse quartzito apresentou 3 conjuntos gerais de idades concordantes. A primeira foi neoproterozóica (614 a 645 Ma), seguida de um conjunto mesoproterozóico (1206 a 1502 Ma) e por fim um conjunto de dados paleoproterozóico de idade variando entre 1663 até 2439 Ma.

Figura 76 - Gráfico All Zircons da amostra THM 181Q com todos os dados concordantes.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 77 - Histograma geral da amostra THM 181Q

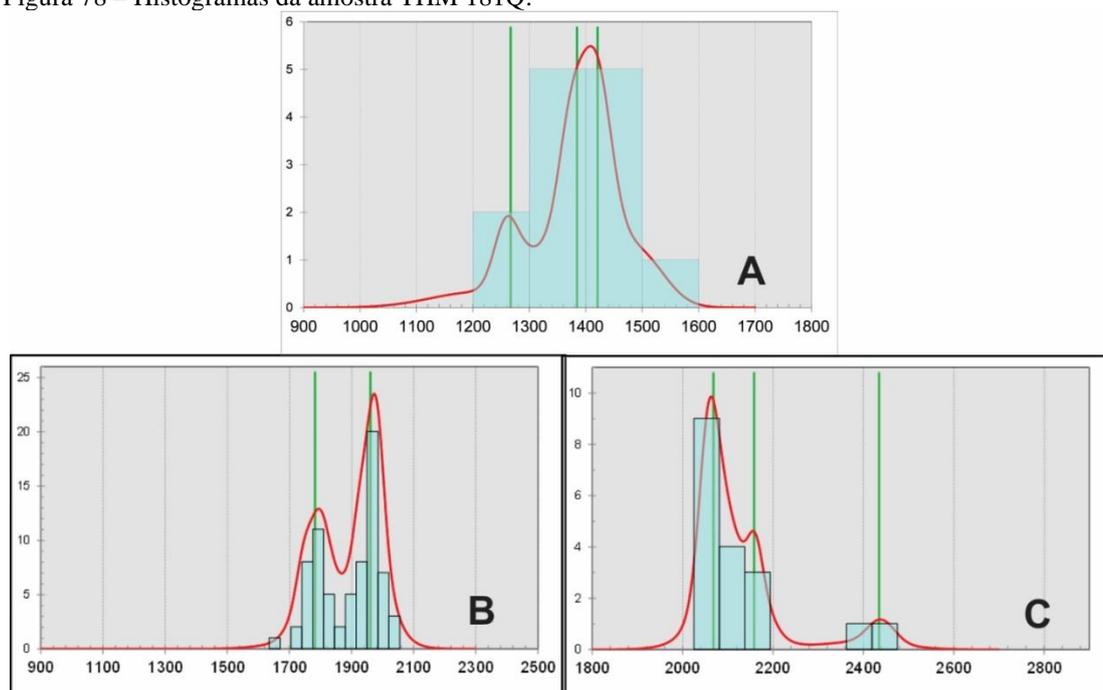


Fonte: O autor, 2016.

Os histogramas abaixo representam os grãos de zircão de idade mesoproterozóica e paleoproterozóica. A figura 78A tem, num total de 13 análises, idades variando entre 1206 e 1506 Ma e pico máximo entre 1384 e 1421 Ma. A figura 78B possui 72 análises com idades variando entre 1663 e 2027 Ma e pico máximo em 1960 Ma, essa grande quantidade de zircões concentrados nesse intervalo de idade mostra que o maior aporte sedimentar veio de rochas com essa idade. Finalizando a figura 78C também apresenta zircões paleoproterozóicos, porém de idade mais antiga, entre 2052 e 2439 Ma e pico máximo em 2068 Ma, para isso foram utilizadas 18 análises.

O zircão mais novo apresenta idade de 1206 Ma, o qual seria o limite superior da sedimentação do protólito deste Quartzito.

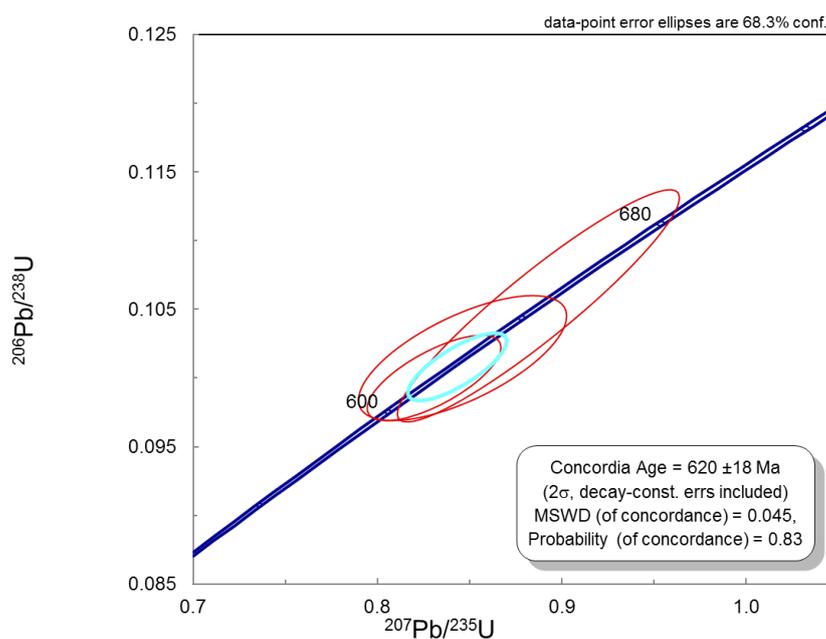
Figura 78 – Histogramas da amostra THM 181Q.



Legenda: A- Histograma representando zircões de idade mesoproterozóica. B- Histograma representando zircões de idade paleoproterozóica superior. C- Histograma com zircões de idade paleoproterozóica inferior. Histogramas com Quantidade de análises X Idade.

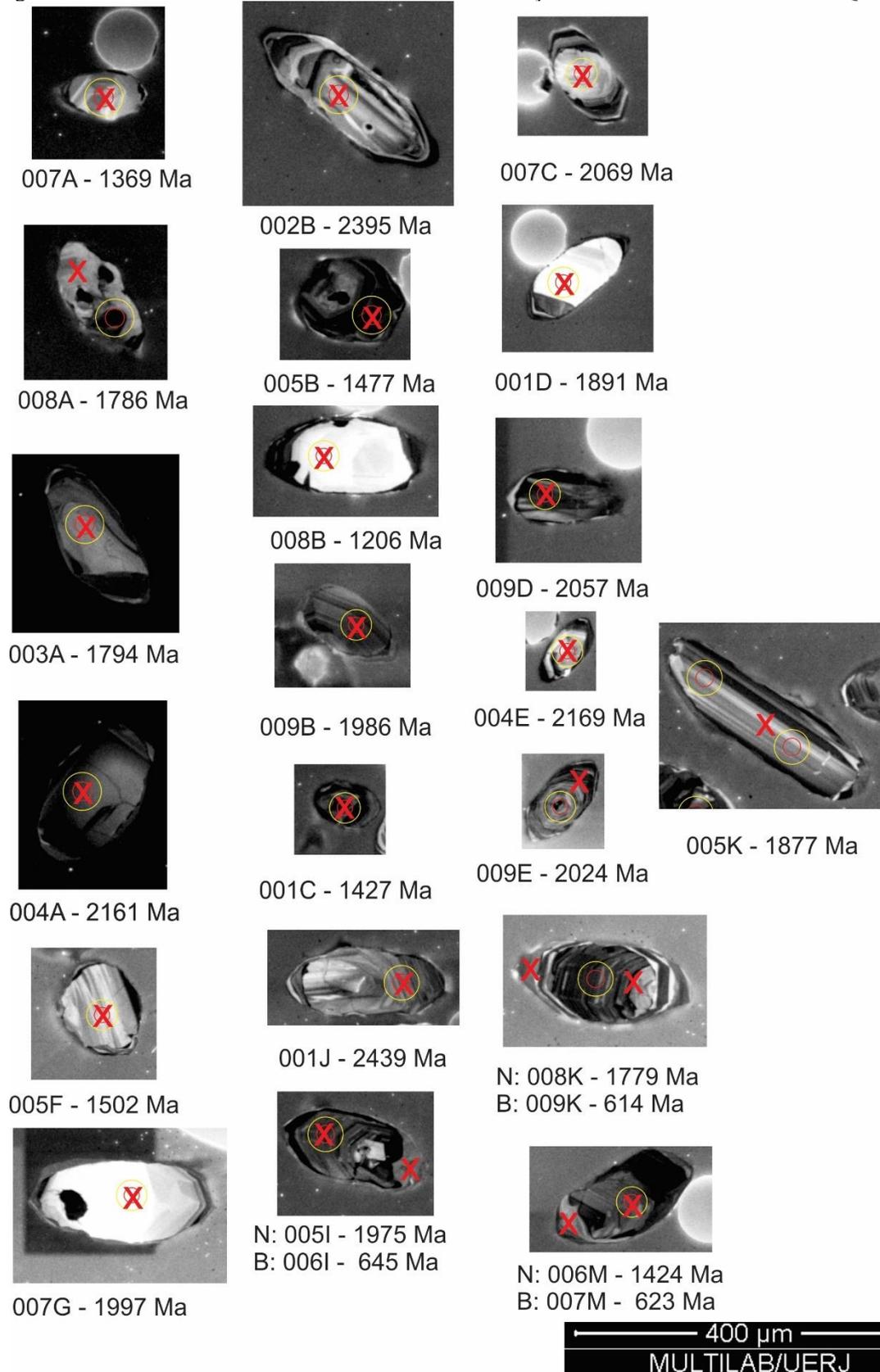
Fonte: O autor, 2016.

Com apenas 3 bordas metamórficas foi possível analisar uma idade concordante em 620 ± 18 Ma, representado na figura abaixo.

Figura 79 - Gráfico representando a idade concordante calculada em 620 ± 18 Ma.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 80 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 181Q.



Legenda: O "X" em vermelho indica o local onde foi feita a ablação. N – Núcleo; B – Borda; Ma – Milhões de anos.

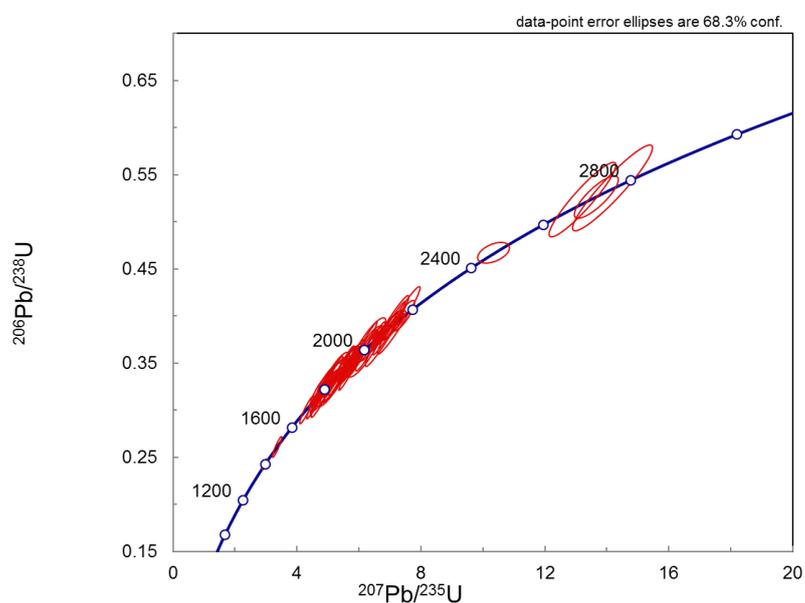
Fonte: O autor, 2016.

7.1.5 THM 181BQ – Metaultramáfica

Para essa amostra foram datados 71 núcleos de zircões detríticos. Após o descarte dos dados discordantes e correções necessárias, restaram 65 análises.

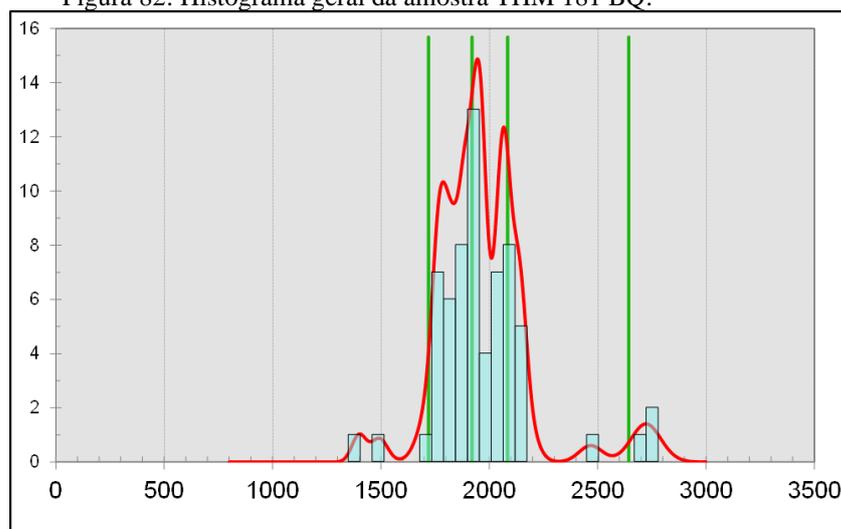
O gráfico das idades concordantes e o histograma geral com todos os zircões indicam que há um grande conjunto de dados de idade paleoproterozóica (1720 a 2085 Ma) e dados formando pequenos conjuntos de idade mesoproterozóica (2 grãos) e arqueana (3 grãos).

Figura 81 - Gráfico All Zircons da amostra THM 181BQ com todos os dados concordantes.



Fonte: O autor, 2016.

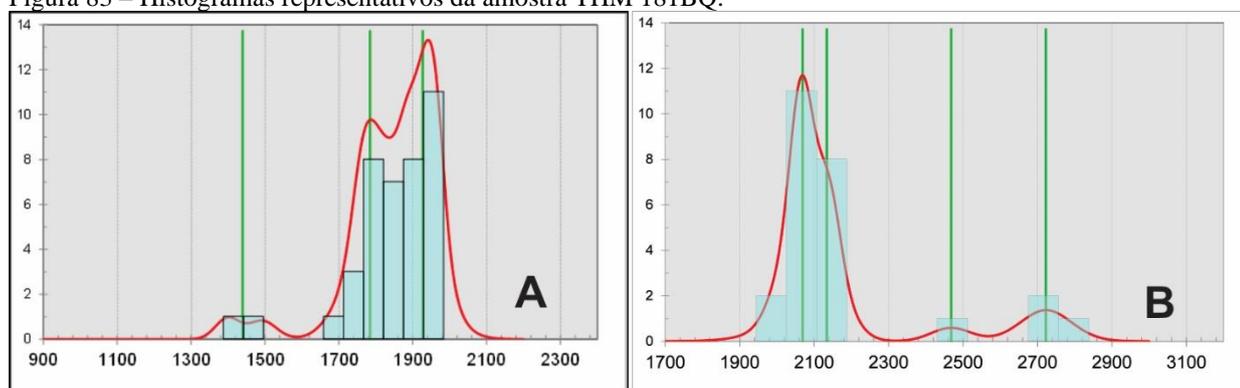
Figura 82: Histograma geral da amostra THM 181 BQ.



Fonte: O autor, 2016.

Os histogramas abaixo apresentam a divisão dos zircões em duas maneiras, a figura 83A agrupa 2 zircões de idade mesoproterozóica (1399 e 1493 Ma) e 38 zircões de idade paleoproterozóica (1698 até 1972 Ma) com pico máximo entre 1785 e 1927 Ma. Já a figura 83B reúne 22 zircões de idade paleoproterozóica (2009 até 2468 Ma) 3 zircões arqueanos (2683, 2727 e 2759 Ma) e apresenta pico máximo em 2069 Ma.

Figura 83 – Histogramas representativos da amostra THM 181BQ.

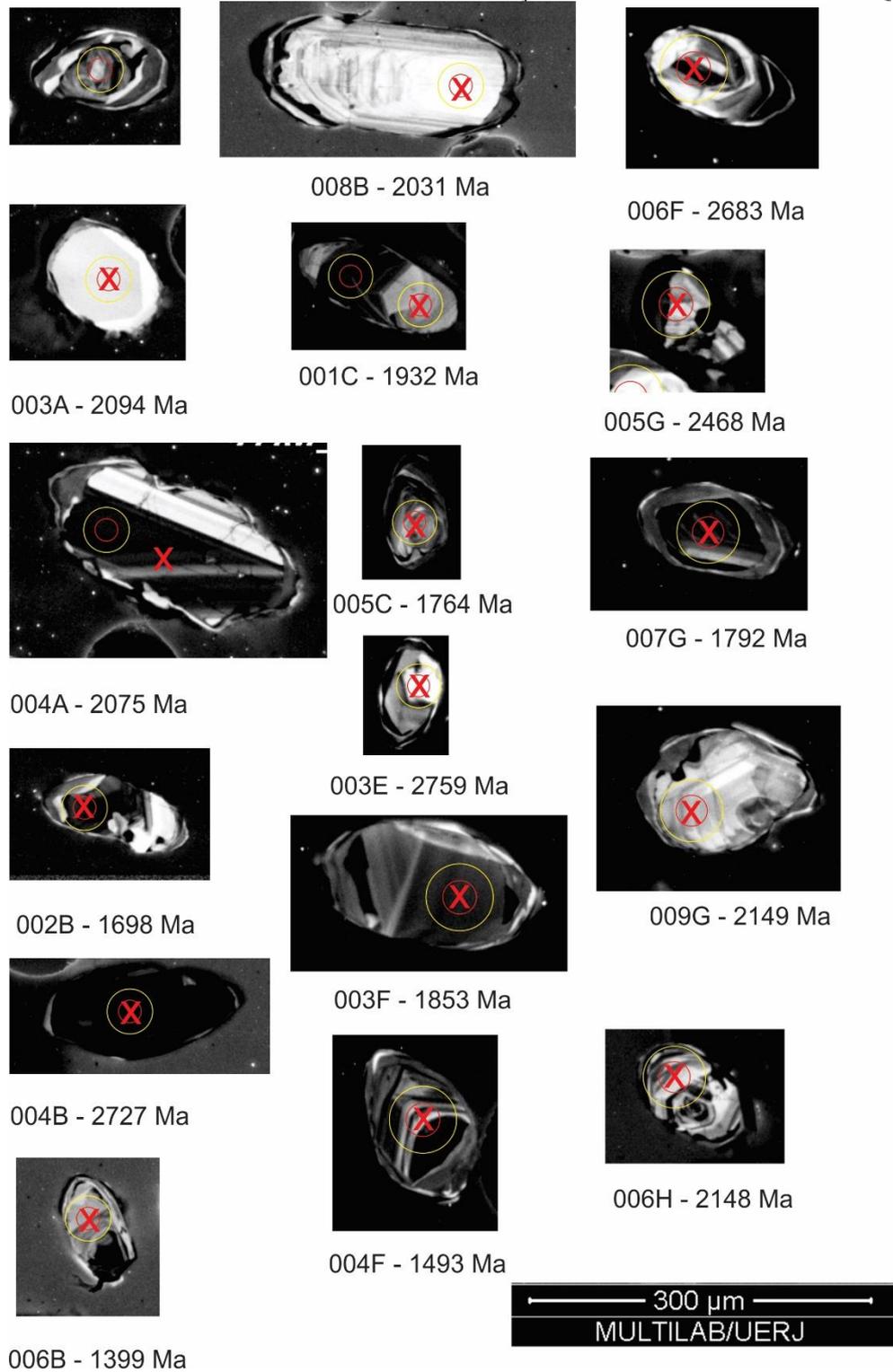


Legenda: A- Histograma com dois grãos de idade Mesoproterozóica e grande predomínio de zircões de idade Paleoproterozóica até 1972 Ma. B- Predomínio de zircões de idade Paleoproterozóica e três grãos de idade Arqueana.

Fonte: O autor, 2016.

O zircão mais novo apresenta idade de 1399 Ma, o qual seria o limite superior da sedimentação do protólito desta rocha.

Figura 84 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 181BQ

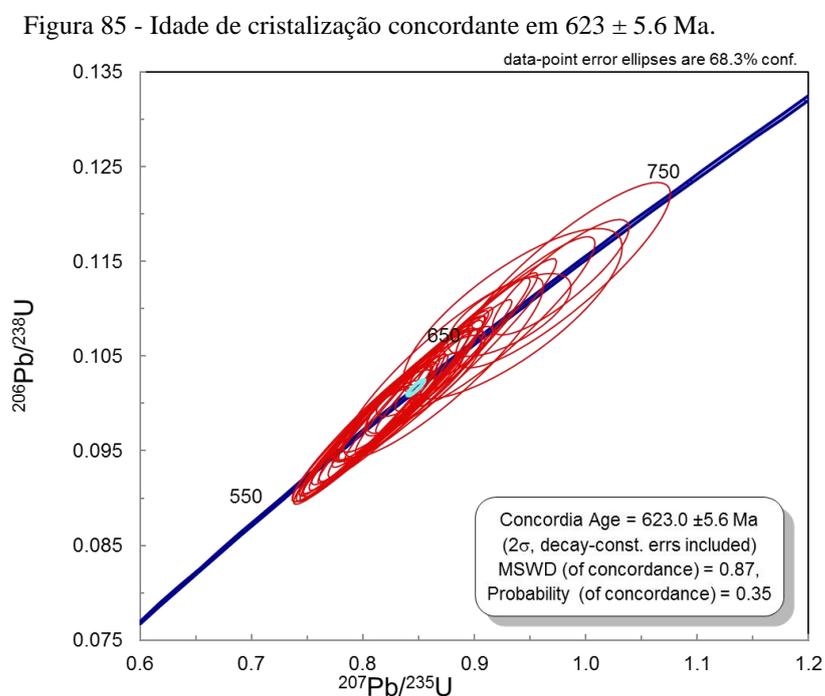


Legenda: O "X" em vermelho indica o local onde foi feita a ablasão. Ma – Milhões de anos.

7.1.6 THM 112 – Granito Gnaiss Porfirítico

A amostra a seguir é o Granito Gnaiss porfirítico sin-deformacional. Para sua datação foram realizadas 35 análises, destas apenas uma foi descartada, assim foi possível trabalhar com 34 dados concordantes.

A partir destes dados foi gerado o gráfico All Zircons e conseqüentemente foi possível a determinação de uma idade concordante de cristalização em 623 ± 5.6 Ma, valor muito próximo as idades encontradas nos zircões metamórficos das amostras anteriores.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 86 - Zircões mais relevantes analisados durante a datação em U-Pb na amostra THM 112.



Legenda: O "X" em vermelho indica o local onde foi feita a ablasão. Ma – Milhões de anos.
Fonte: O autor, 2016.

7.2 Resultados das Análises Geocronológicas Lu-Hf

Para a aplicação deste método na presente dissertação, foram selecionados 30 e 40 grãos de zircão das amostras THM 181 BQ e 97 Q respectivamente, sendo esses grãos os que tiveram análises 100% concordantes, não necessitando de correções, durante a análise U-Pb.

A importância da análise Lu-Hf quando combinada com o método U-Pb é a possibilidade de caracterizar isotopicamente a fonte magmática que gerou esses zircões (MATTEINI, M *et al.* 2010).

Geoquimicamente o comportamento do Lu e do Hf durante a evolução do sistema crosta/manto é bem diferente. Hf é mais incompatível que o Lu, logo, durante o processo de fusão parcial do manto para a geração de crosta juvenil no Arqueano, permitiu a formação de crosta mais enriquecida em Hf, deixando o manto enriquecido em Lu (MATTEINI, M *et al.* 2010).

A aplicação da metodologia Lu – Hf tem como objetivo principal estabelecer um indicador petrogenético de ϵ_{Hf} . Este parâmetro consiste na comparação da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ da amostra estudada correspondente a época de sua formação ou de seu valor atual, relacionado ao reservatório condritico uniforme padrão (CHUR), auxiliando na identificação das fontes de magmas, processos de formação de rochas e mineralizações.

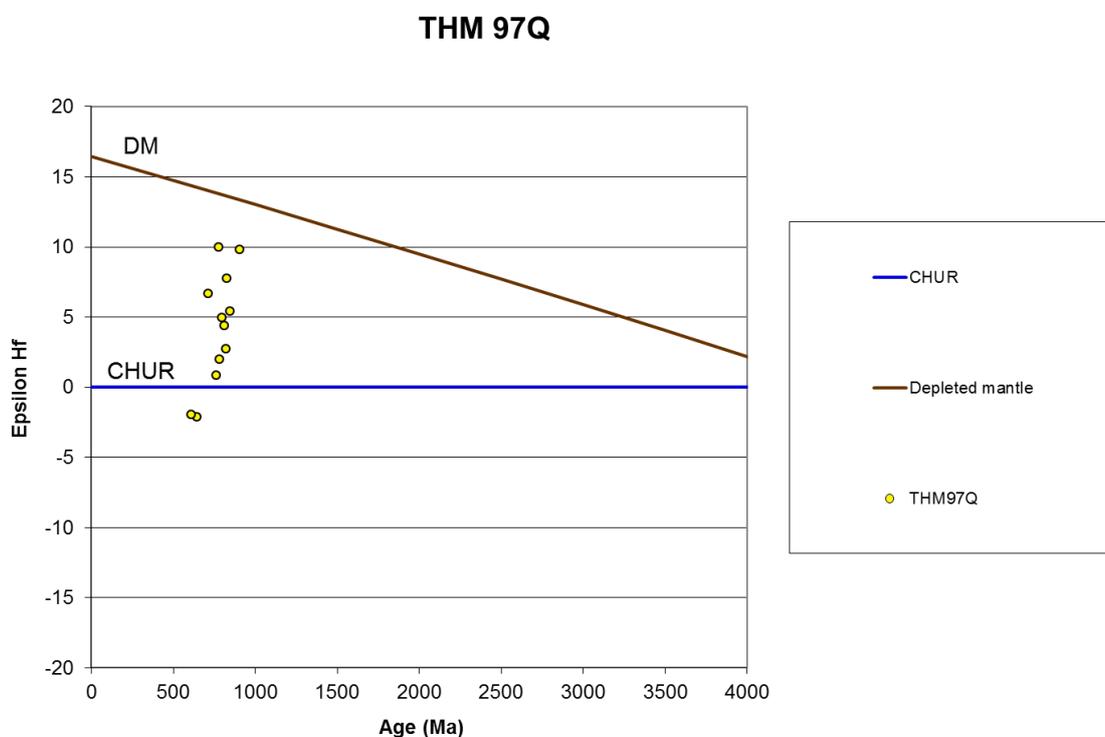
O estudo do ϵ_{Hf} nos permite definir se a rocha é de origem mantélica ou crustal. Nas rochas de origem mantélica o valor encontrado para a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ é mais elevado que o condrito sendo considerado positivo, já nos magmas de origem crustal o valor da razão é menor que o do condrito, ou seja, negativo. Conclui-se também que além dos valores positivos indicarem uma fonte de origem mantélica, quanto maior for este valor positivo mais empobrecido geoquimicamente em Hf será este manto do qual o material foi derivado (Bertotti, 2013).

A idade modelo (TDm) obtida por esse método, é calculada a partir da composição isotópica inicial de Hf do grão de zircão estudado, usando a média da razão Lu/Hf. A composição inicial de Hf representa o valor da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ calculada no momento da cristalização do grão, para isso é utilizada a idade U-Pb obtida previamente para o mesmo grão. Portanto é de extrema importância que as medidas para o método Lu-Hf sejam realizadas no mesmo *spot* onde foram realizados os tiros do U-Pb (MATTEINI, M *et al.* 2010).

7.2.1 THM 97Q - Quartzito

A amostra THM 97Q apresenta uma fonte sedimentar mista, ou seja, recebeu zircões de origem mantélica ou juvenil em sua maioria e alguns grãos de origem crustal onde o ϵ_{Hf} é negativo. Há de se notar também que esses grãos apresentam um padrão de enriquecimento em ϵ_{Hf} , mas que não ultrapassa a reta DM. A idade desses grãos varia entre 600 Ma e 1000 Ma.

Figura 87 - Gráfico Epsilon Hf vs Idade mostrando que há um predomínio de zircões com épsilon Hf positivo



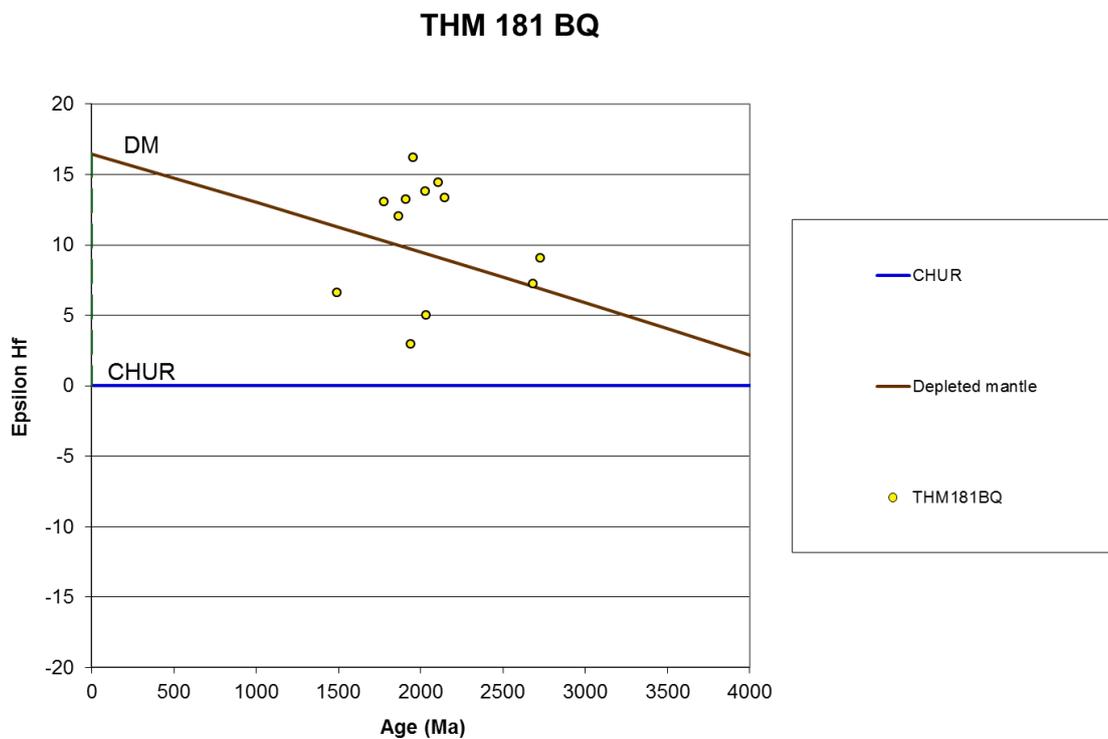
Fonte: O autor, 2016.

7.2.2 THM 181BQ – Metaultramáfica.

O gráfico apresentado na figura abaixo, mostra a posição dos zircões analisados, tendo o CHUR como marco 0. Vemos que a fonte dos grãos da amostra 181 BQ apresenta idade variando entre 1,5 Ga e 2,75 Ga, onde todos os grãos têm valores de ϵ_{Hf} positivos, indicando que essa fonte era de origem mantélica ou juvenil. Além disso, nota-se que a maioria dos

grãos apresenta valores ϵ_{Hf} de acima da reta DM (Manto Depletado), indicando que o manto de onde foram gerados esses zircões era empobrecido em Hf.

Figura 88 - Gráfico Epsilon Hf vs Idade da amostra THM 181 BQ.



Nota: Percebe-se que todos os zircões possuem ϵ_{Hf} positivo e que a maioria se encontra acima do reta DM (Manto Depletado).

Fonte: O autor, 2016.

8 DISCUSSÕES

As unidades de mapeamento definidas nestes trabalho são correlacionadas aos principais trabalhos na região, Riofinex (1980) e Dios (1995), além de trabalho regional de Heilbron et al (2007) conforme a descrição abaixo e a tabela 11:

- a) A unidade Metacharnoenderbítica, na qual foram descritos dois litotipos: metacharnoenderbito, de idade Arqueana (André, 2014), e gnaïsse granulítico gnáïssico de idade paleoproterozóica (André, 2014), este último considerado, neste trabalho, como produto da fusão parcial do Metacharnoenderbito, corresponde à unidade Ponte de Zinco (Dios, 1995), interpretada como complexo Juiz de Fora (Heilbron *et al*, 2007);
- b) A unidade Sillimanita-Granada-Biotita Gnaïsse, com os metassedimentos aluminosos localizados em mapa ao redor das rochas da unidade anterior, corresponde à unidade Água Fria de Dios (1995) e a unidade São Roque do Projeto Rio Claro (1977);
- c) A unidade do Biotita Gnaïsse I corresponde à unidade Metassedimentar Lídice (Dios, 1995) e às unidades Quartzitos carbonáticos Lídice, Gnaïsse Passa Dezoito e Quartzitos carbonáticos Passa Dezoito do Projeto Rio Claro (1977);
- d) A unidade Hornblenda-Biotita Gnaïsse, provavelmente foi cartografada no Projeto Rio Claro (1977) como unidade Lorena e São Roque e por Dios (1995) como unidade Metassedimentar Lídice e, principalmente, Macundú;
- e) A unidade do Granito Gnaïsse Porfirítico engloba dois litotipos principais, Granito Gnaïsse Porfirítico e Granito Porfirítico. Estas correspondem às unidades Macundú e Serra do Piloto de Dios (1995), respectivamente e a unidade Lorena do Projeto Rio Claro (1977) corresponde somente ao Granito Gnaïsse Porfirítico;
- f) Unidade Graminha continua correspondendo à unidade Graminha descrita por Dios (1995), correlacionada à unidade Gnaïsse Pedra Branca do Projeto Rio Claro (1977);
- g) A Unidade Biotita gnaïsse II não possui correspondência com as unidades de Dios (1995) e RioFinex (1980);

- h) Os Granitos encontrados na região são correspondentes ao Granito Favela (Pires *et al*, 1982);
- i) Os diques de Diabásio estão associados ao Enxame de Diques da Serra do Mar (Valente, 1997), relacionados à quebra do paleocontinente Gondwana e abertura do oceano Atlântico, no limite Jurássico / Cretáceo;
- j) Os corpos de Gabro ainda tem correlação indefinida, pois parecem ser mais antigos que o Enxame de Diques da Serra do Mar (Valente, 1997), devido a relação de intrusão de diabásio no gabro e evidências de metamorfismo, talvez sendo correlacionáveis ao Metagabro da Tijuca (Palermo & Pires 1984).

Tabela 3 - Correlação entre unidades de mapeamento da presente dissertação com os trabalhos do Projeto Rio Claro (1977) e Dios (1995).

Projeto Rio Claro (1977)	Dios (1995)	Hoffmann (2016)
-	Unidade Metaintrusiva Serra do Piloto	Unidade Granito Gnaiss Porfirítico e Unidade Hornblenda Biotita Gnaiss
Unidade Lorena	Unidade Migmatítica Macundu	
		Unidade Granulítica Ponte de Zinco
Unidade Valadão	Unidade Metassedimentar Água Fria	Unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss
Unidade São Roque		
Unidade Quartzitos Cabornáticos Lídice	Unidade Metassedimentar Lídice	Unidade Biotita Gnaiss I
Unidade Gnaiss Passa Dezoito		
Unidade Quartzitos Cabornáticos Passa Dezoito		Unidade Hornblenda Biotita Gnaiss
Unidade Gnaiss Pedra Branca	Unidade Graminha	Unidade Graminha
-	-	Unidade Biotita Gnaiss II

Fonte: Projeto Rio Claro, 1977; Dios, 1995; e o autor, 2016.

Segundo dados de André (2014) as rochas mais antigas da região são o Metacharnóenderbita, de idade arqueana (2,65 Ga), e o gnaiss granulítico, cujo protólito teria cristalizado no paleoproterozóico (2,13 Ga), aqui interpretado como produto da fusão parcial do Metacharnóenderbita, evidenciado pelo contato transicional entre os dois litotipos e a presença de lentes do Metacharnóenderbita no gnaiss granulítico.

Os gnaisses da Unidade Graminha ainda têm posição geocronológica incerta, com frações de zircão apresentando idades neoproterozóicas interpretadas por Machado *et al* (1996) como cristalização (589Ma) e metamorfismo (532Ma). Entretanto este gnaisse registra a foliação principal (Sn) da área e leucossoma dobrado com plano axial paralelo a Sn. Desta forma a idade de cristalização de seu protólito tem que ser mais antigo que o desenvolvimento de Sn, e a migmatização poderia estar relacionada ao primeiro evento metamórfico (M1) da área.

Os protólitos do Quartzito (THM-181-Q) e da rocha metaultramáfica (THM-181-BQ), intercalados em camadas centimétricas a métricas, junto com rocha calcissilicática, conjunto que ocorre intercalado com biotita-gnaisses da unidade Biotita-Gnaiss I, que ocorrem na porção norte da área mapeada, teriam sido depositados no Mesoproterozóico, com idade máxima de deposição em 1206 Ma, com base no grão de zircão detrítico mais novo encontrado nas amostras analisadas. Os grãos de zircão da rocha metaultramáfica apresentam valores de ϵ_{Hf} positivo, indicando que estes grãos de zircão seriam provenientes de rochas formadas a partir de magma com derivação mantélica, com subordinada contribuição de rochas de derivação crustal, indicada pelos poucos grãos de zircão com valores de ϵ_{Hf} negativo.

Os protólitos do Sillimanita-Granada-Biotita gnaiss e dos litotipos associados, teriam sido depositados no Neoproterozóico, tendo 703 Ma como idade máxima de deposição, com base no grão de zircão detrítico mais novo encontrado nas amostras analisadas (THM-40, THM-18 e THM-97). As amostras do Sillimanita-Granada-Biotita gnaiss (THM-40) e do Quartzito feldspático (THM-18) apresentam grãos de zircão detríticos de idades Arqueana, Paleoproterozóica e, subordinadamente, Mesoproterozóica. O Magnetita-quartzito (THM-97) apresenta grãos de zircão detríticos de idades concentradas entre 713 e 885 Ma, e dois grãos mais antigos com idade de 1377 Ma e 1847 Ma. Os grãos de zircão desta amostra possuem valores de ϵ_{Hf} predominantemente positivos, com valores levemente negativos subordinados, indicando que estes zircões seriam provenientes, principalmente, de rocha formada a partir magma com derivação mantélica. Considerando que não se conhecem rochas com estas características composicionais e geocronológicas na região, uma hipótese de fonte para estes zircões seriam as rochas metabásicas intercaladas nestes Magnetita-quartzitos, as quais ainda não foram datadas.

O Hornblenda-Biotita gnaiss, cujo protólito é aqui interpretado como de origem ígnea, ainda não tem idade definida, entretanto nos trabalhos de campo foram observadas

intercalações de Sillimanita-Granada-Biotita gnaissé, abrindo duas hipóteses: a) o Hornblenda-Biotita gnaissé teria cristalização contemporânea à formação do protólito do Sillimanita-Granada-Biotita gnaissé; b) o Hornblenda-Biotita gnaissé seria mais novo, intrudindo o Sillimanita-Granada-Biotita gnaissé.

O Biotita gnaissé migmatítico que ocorre na porção sul da área (pertencente a unidade Biotita Gnaissé II) também não tem idade definida, podendo ser correlato a unidade Biotita Gnaissé I do norte da área, entretanto sem a ocorrência do conjunto de intercalações quartzito + rocha calcissilicática + rocha metaultramáfica.

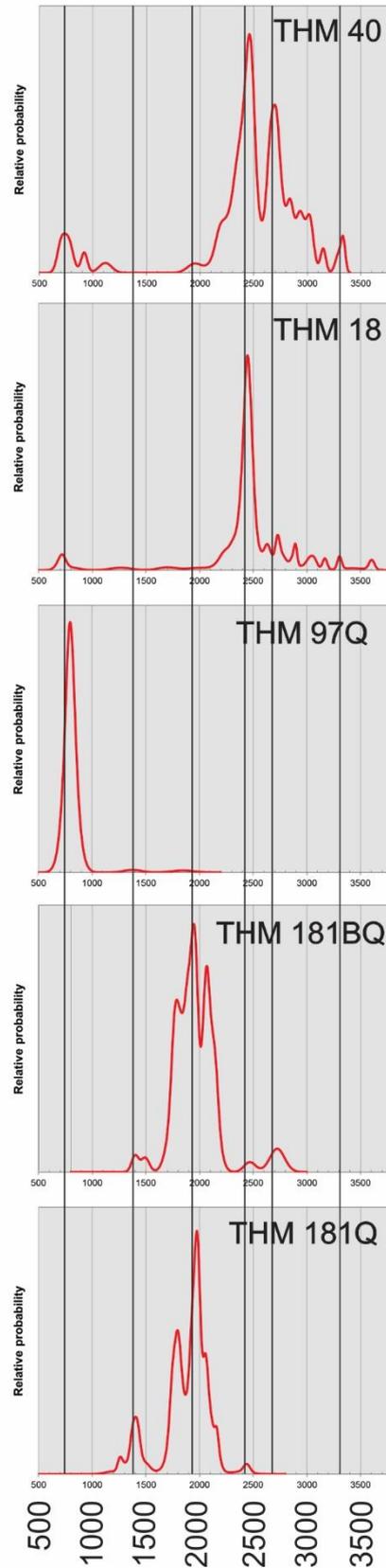
As idades de rochas da área fonte das amostras analisadas do quartzito (THM-181-Q) e rocha metaultramáfica (THM-181-BQ), intercalados na unidade Biotita Gnaissé I do norte da área, apresentam populações no mesoproterozóico, no paleoproterozóico, com pico no orosiriano (1,8 a 2,05Ga) e no arqueano, subordinada. A amostra do Magnetita-quartzito (THM-97-Q) apresenta uma concentração superior a 95% no Neoproterozóico (Toniano 0,7-1,0Ga) e quantidade subordinada no mesoproterozóico e paleoproterozóico. Já as amostras do (Opx) Sil-Grt-Bt gnaissé (THM-40) e Quartzito feldspático (THM-18) da unidade (Opx) Sil-Grt-Bt gnaissé apresentam populações subordinadas de grãos de zircão no neoproterozóico (toniano) e mesoproterozóico, população no paleoproterozóico com pico no sideriano (2,3-2,5Ga) e no arqueano (figura 89 e tabela 4). Ao observar as principais populações de zircão detrítico de cada amostra observam-se idades de áreas fontes diferentes, que poderiam sugerir terrenos diferentes separados pela zona de cisalhamento mais ao norte da área mapeada (Anexo 1). Entretanto na figura 90 e tabela 4 observa-se que as amostras das duas áreas apresentam diferenças nas maiores concentrações, mas que ambas possuem zircões nos mesmos intervalos de idades, com exceção da amostra THM 97Q que não possui zircões de idade arqueana. Sugerindo, assim, a possibilidade de pertencerem ao mesmo terreno tectônico, com exposição de rochas do Paleoproterozóico superior e Mesoproterozóico predominando durante a sedimentação dos protólitos das rochas da unidade Biotita Gnaissé I no norte da área e exposição de rochas do Arqueano, Paleoproterozóico inferior e Neoproterozóico predominando durante a deposição das rochas da unidade (Opx) Sil-Grt-Bt gnaissé da partes central da área.

Tabela 4- Distribuição dos grãos de zircão detrítico das rochas paraderivadas analisadas nesta dissertação, ao longo das eras / períodos geológicos, com maiores concentrações em negrito.

Era	Período	AMOSTRAS				
		181 Q	181 BQ	97 Q	40	18
Neoproterozóico	Toniano 0.72-1.0 Ga	-	-	59	4	5
Mesoproterozóico	Esteniano 1,0-1,2 Ga	-	-	-	-	1
	Ectasiano 1.2-1.4 Ga	7	1	1	1	-
	Calimiano 1.4-1.6 Ga	6	1	-	-	-
Paleoproterozóico	Estateriano 1.6-1.8 Ga	20	10	-	1	-
	Orosiriano 1.8-2.05 Ga	52	34	1	1	1
	Riaciano 2.05-2.3 Ga	16	15	-	4	6
	Sideriano 2.3-2.5 Ga	2	1	-	40	27
Arqueano	Neoarqueano 2.5-2.8 Ga	-	3	-	10	19
	Mesoarqueano 2.8-3.2 Ga	-	-	-	6	12
	Paleoarqueano 3.2-3.6 Ga	-	-	-	3	2

Fonte: O autor, 2016.

Figura 89 – Gráficos comparativos com as idades dos zircões detríticos dos metassedimentos.



Notas: Gráficos de Probabilidade Relativa gerado com o Isoplot utilizando a função “probability density plot”.

O Granito Gnaissé Porfirítico, intrusivo em todas as unidades acima mencionadas, possui idade de cristalização de $623 \pm 5,6$ Ma, sendo considerado cedo a sin-colisional, devido a sua forma alongada paralelamente ao *strike* da foliação principal e com registro desta foliação (Sn).

Estruturalmente a interpretação final difere bastante do modelo proposto para a região. Dios (1995) e Heilbron *et al* (2000, 2003, 2007 e 2013) consideram a que as unidades e complexos litológicos estão em contato a partir de empurrões tectônicos. Dios (1995) considera que a unidade descrita como Ponte de Zinco está sotoposta aos metassedimentos sob a forma de lasca tectônica, Heilbron *et al* (2007) corrobora com esta interpretação, incorporando essa unidade ao Complexo Juiz de Fora.

Ao menos duas zonas de cisalhamento podem ser traçadas ao longo de toda área mapeada, e entre elas as rochas estão estruturadas em um grande sinformal revirado, com sinformais e antiformais de menor escala. Apesar da deformação pode-se observar que o contato entre a unidade Sillimanita-Granada-Biotita gnaissé e a unidade Metacharnoenderbítica/Ortognaisse granulítica é uma discordância litológica e que a unidade Granito Gnaissé porfirítica é intrusiva nos demais gnaisses e rochas intercaladas. As zonas de cisalhamento mapeadas truncam e deslocam os contatos litológicos ao invés de separar todas as rochas em domínios distintos. A foliação principal apresenta mergulho intermediário a íngreme, frequentemente para NW, e subordinadamente para SE e SW, com lineação de estiramento / mineral de caimento suave a intermediário para NE e indicadores cinemáticos mostrando movimento oblíquo de topo para NE. A unidade Granito Gnaissé porfirítica apresenta apenas uma foliação metamórfica com atitude semelhante à foliação principal das demais rochas.

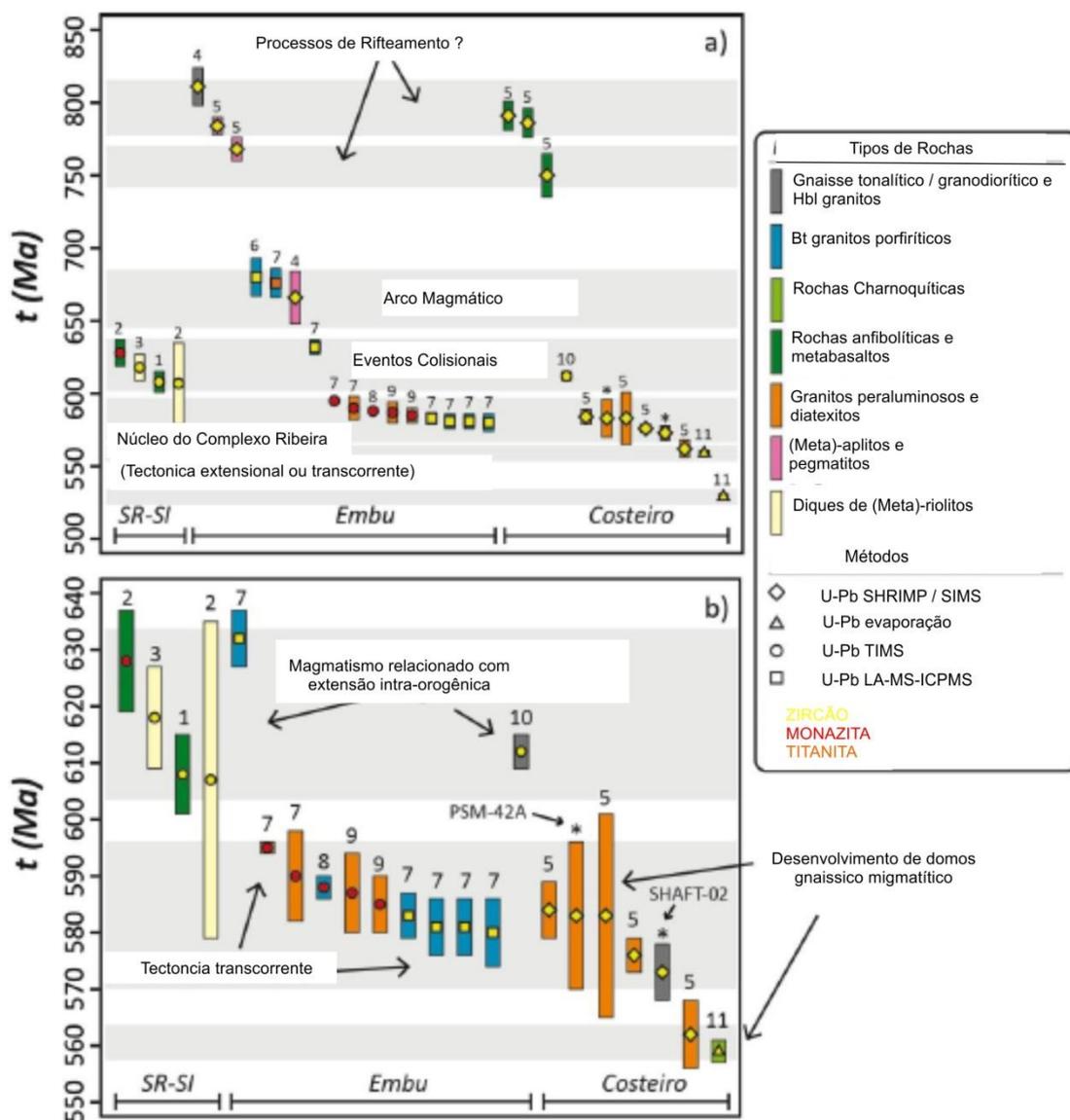
Quanto ao metamorfismo, as rochas estudadas foram subdivididas em 4 grupos: a) o primeiro grupo, com ocorrência na parte central da área, apresenta metamorfismo em facies granulito e retrometamorfismo em facies anfíbolito evoluindo até facies xisto verde e é representado pelas cores lilás e vermelho no mapa metamórfico em anexo 4; b) o segundo grupo, com ocorrência nas porções norte e sul da área, tem evidências de metamorfismo em facies anfíbolito e retrometamorfismo em facies xisto verde, sendo representado pela cor azul no mapa metamórfico (Anexo 4); c) o terceiro grupo, representado apenas pelos gabros, tem evidências de metamorfismo em facies xisto verde; d) o último grupo, corpos de granitos e diques de diabásio, não apresentam registro metamórfico. O metamorfismo em facies granulito considerado M_{n-1} , corresponde ao evento M_0 de Dios (1995), enquanto o metamorfismo em facies anfíbolito (M_n) corresponde ao M_1 de Dios (1995), sendo este

contemporâneo ao desenvolvimento da foliação principal registrada nos gnaisses e rochas associadas. Estes dois eventos registrados nas rochas estudadas apresentam paragêneses metamórficas que indicam pressões intermediárias no campo das facies granulito e anfibolito.

Com base nos dados geocronológicos foram identificados três conjuntos de idades em bordas metamórficas nos grãos de zircão. O conjunto mais antigo apresenta idades próximas a 650 e 640 Ma e segundo conjunto idades entre 620 e 610 Ma, este considerado como a etapa equivalente a facies anfibolito, visto que é próximo a idade de cristalização do Granito Gnaiss porfirítico. Ainda há um terceiro conjunto de idades entre 587 e 581 Ma, em quantidade subordinada. Estas idades de metamorfismo já haviam sido observadas por André (2014) em amostras do Metacharnoenderbit, do ortognaisse granulítico e do (Opx)-Sil-Grt-Bt gnaiss, porém com poucos dados visto que sua tese focava mais na cristalização das rochas ortoderivadas. Meira (2014) também já havia registrado a presença destas idades de metamorfismo para área aproximadamente 180 km a oeste-sudoeste da área desta dissertação (Figura 90). O intervalo de idades metamórficas mais antigas é semelhante ao metamorfismo associado ao desenvolvimento do arco magmático na Nappe Socorro-Guaxupé e o intervalo entre 620-610 Ma é semelhante ao metamorfismo colisional registrado nas rochas metamórficas da Nappe Socorro-Guaxupé e nas nappes sotopostas com rochas da Megassequência Andrelândia. Estes dois eventos metamórficos são relacionados a evolução do extremo sul da Faixa Brasília. O intervalo mais novo de idades metamórficas acima indicados é semelhante ao intervalo do primeiro metamorfismo do segmento central da Faixa Ribeira.

Posterior à fase de deformação dúctil que gerou a foliação principal e as zonas de cisalhamento, teriam ocorrido ao menos três eventos extensionais com ascensão de magma: a) o mais antigo seria contemporâneo as etapas finais de metamorfismo, em facies xisto verde, quando teria ocorrido ascensão de magma básico que gerou os diques de gabro; b) o segundo teria ocorrido no cambriano / ordoviciano, com ascensão de magma ácido que teria formado os corpos sub-horizontais de granito, próximo a 482 Ma, idade do Granito Favela (Pires *et al*, 1982); c) o terceiro durante o jurássico / cretáceo, associado a quebra do Gondwana e abertura do oceano Atlântico, com ascensão de magma básico que gerou os diques de diabásio.

Figura 90 - Diagrama tempo-espço compilado por Meira (2014) para granitóides da Faixa Ribeira Central.



CONCLUSÕES

O protólito do metacharnoenderbita teria cristalizado no neoarqueano, intrudindo uma crosta meso a paleoarqueana, ainda não observada na região, e durante o paleoproterozóico teria sofrido fusão parcial formando o protólito do ortognaisse granulítico. Durante o final do paleoproterozóico e Mesoproterozóico teria ocorrido formação de rochas ígneas, com predomínio de rochas de derivação mantélica, ainda não identificadas, as quais foram as principais rochas erodidas na área fonte dos protólitos das rochas da unidade Biotita Gnaiss I. Segundo Dutra (2013) estas rochas teriam se formado em uma bacia marinha com sedimentação inicialmente em ambiente profundo e posteriormente em ambiente raso de baixa energia e associado com fontes exalativas hidrotermais subaquáticas, ambiente este no teriam sido geradas as mineralizações de pirita, esfalerita e galena existentes nas rochas desta unidade. Durante o Neoproterozóico, mais precisamente no período Toniano teria iniciado processo de rifteamento, com atividade magmática básica, gerando uma bacia na qual teriam ocorrido a sedimentação dos protólitos das rochas da unidade Sillimanita Granada Biotita Gnaiss, com quartzitos e magnetita-quartzitos e formações ferríferas. Esta bacia teve um período de evolução curta, sendo afetada por evolução de um arco magmático e fechamento a partir de aproximadamente 620 Ma. Estes período, relacionados a processo de rifteamento e evolução de arco magmático também são descritos por Meira (2014) para área a oeste da área desta dissertação.

Ao associarmos todas as informações da área mapeada referentes à Geologia Estrutural, Metamorfismo, Magmatismo e a idades obtidas através das análises Geocronológicas, é possível ver diversas semelhanças com a história evolutiva da Faixa Brasília Sul, principalmente: a) indicadores cinemáticos mostrando movimento de topo para NE, ao longo de planos foliação principal com mergulho intermediário para NW e lineação com caimento suave a intermediário para NE; b) a deformação principal associada ao metamorfismo em facies anfíbolito no período entre 610 e 620 Ma; c) idades de metamorfismo mais antigas entre 650 e 640 Ma, que na região da Nappe Socorro-Guaxupé são interpretadas como metamorfismo pré-colisional associado a evolução de arco magmático; d) intrusão do Granito Gnaiss porfirítico cedo a sin – colisional, em 623 Ma, orientado na direção NE-SW e com registro de uma única foliação, semelhante a foliação principal das rochas encaixantes. Estes dados corroboram a interpretação de Trouw et al (2013) para a Zona de Interferência entre as faixas Brasília e Ribeira (Figura. 27), na qual o limite sul da Nappe Socorro, associada a evolução da Faixa Brasília é traçada mais ao sul e

leste em relação a modelos anteriores, passando pela região estudada, entretanto com a faixa de rochas granulíticas ainda posicionadas como correlatas ao Domínio Juiz de Fora de Heilbron *et al* (2004). Considerando a sedimentação das rochas da unidade (Opx) Sil-Grt-Bt gnaiss no Criogeniano associado a rochas ígneas básicas, o metamorfismo em facies granulito seguido de facies anfíbolito, ambos de pressão intermediária, e a presença de magmatismo pré a cedo sin – colisional intrudindo todas as rochas de idades arqueana a neoproterozóica, interpreta-se aqui que esta região estaria inserida no domínio da Nappe Socorro, segundo Trouw *et al* (2013), sendo o limite desta unidade tectônica mais ao sul da área estudada.

Posteriormente teriam ocorrido ao menos três momentos com atividade magmática: a) possível magmatismo básico gerando os diques gabróticos no limite do neoproterozóico / cambriano, sendo contemporâneo ao final do retrometamorfismo, em facies xisto verde, que afetou as rochas acima descritas; b) magmatismo ácido próximo ao limite cambriano / ordoviciano gerando corpos intrusivos graníticos sub-horizontais correlatos ao Granito Favela (482 Ma); c) magmatismo básico gerando diques de diabásio associado a regime extensional próximo ao limite jurássico / cretáceo.

TRABALHOS FUTUROS SUGERIDOS

- a) Expansão da área de estudo para NE e SW, até o litoral do Estado de São Paulo;
- b) Detalhamento das regiões onde afloram os quartzitos com magnetita a fim de saber sua origem e possivelmente se, são BIFs metamorfisados;
- c) Delimitação de todos os corpos graníticos, juntamente com o estudo geocronológico e geoquímico;
- d) Estudo geoquímico e geocronológico das rochas gabróicas.
- e) Estudo Geocronológico da Unidade Graminha
- f) Estudo Geocronológico da unidade Hornblenda Biotita Gnaiss para saber se é ou não de origem ígnea.

REFERÊNCIAS

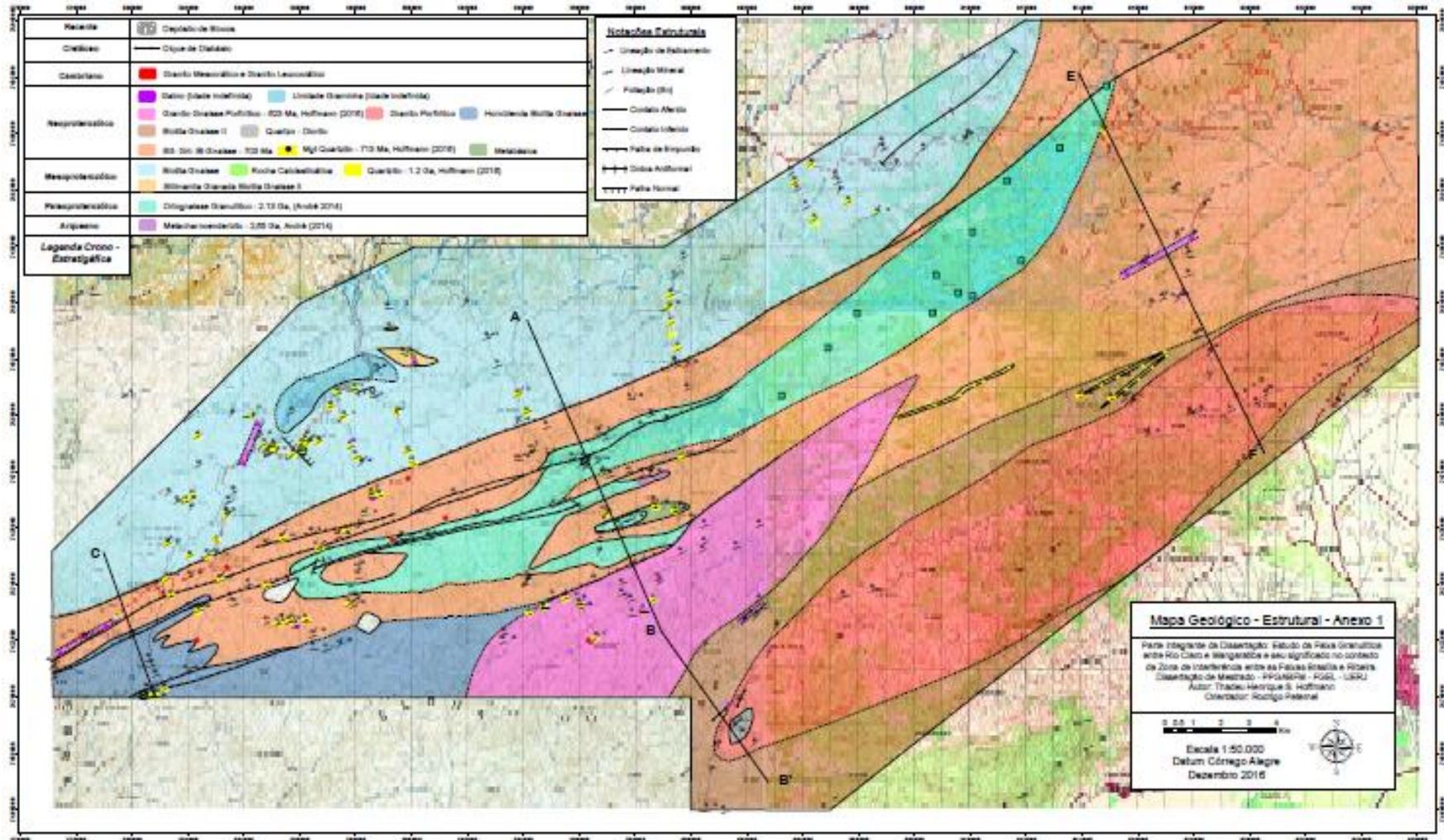
- ALMEIDA, J.C.H. Zonas de Cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. UNESP, Rio Claro (SP) 2000. Tese de doutoramento. 190p.
- ANDRÉ, J.L.F. Comparação entre o Complexo Juiz de Fora e a Unidade Granulítica Ponte de Zinco: geocronologia-Pb em zircão (LA-ICPMS), geoquímica isotópica e composição das fontes geradoras. FGEL/UERJ. Tese de doutoramento. 214p. 2014.
- BERTOTTI, A.L., CHEMALE JR, F., KAWASHITA, K., 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências – Instituto de Geociências, UFRGS* 40 (2), 117 – 127. 2013.
- BISTRICHI, C.A., CARNEIRO, C.D.R., DANTAS, A.S.L., PONÇANO, W.L., CAMPANHA, G.A.C., NAGATA, N., ALMEIDA, M.A., STEIN, D.P., MELO, M.S., CREMONINI, A.C., 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000. *Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT)*, nota explicativa.
- CAMPANHA, G.A.C e ENS, H.H., 1996. Estruturação geológica da região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP. *Boletim IG - Instituto de Geociências USP* 27, 41– 49.
- CAMPOS NETO, M.C., 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America*, 335–368.
- CAMPOS NETO, M.C. e FIGUEIREDO, M.C.H., 1995. *The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences* 8, 143–162.
- CRUZ, V.M.A. Metalogenia em terrenos de alto grau metamórfico: as mineralizações tungstaníferas da área de Cacaria/Monumento - RJ. 96 f. 2015. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.
- DIAS NETO, C.M., 2001. Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- DIOS, F. R. B. Geologia, petrologia e litogeoquímica dos terrenos de alto grau da porção norte da Folha Mangaratiba, RJ - 1:50.000. UFRJ. Dissertação de Mestrado. 119p, 1995.
- DUTRA, A. C. D. Metalogenia em Terrenos de Alto Grau: As mineralizações sulfetadas de Rio Claro, RJ. FGEL/UERJ. Dissertação de Mestrado. 126p, 2013

- FERNANDES, J. A., 1991. O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: Contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. Dissertação de Mestrado, inédita. Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- GERALDES, M. C.. Introdução à Geocronologia. 1. ed. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. v. 1100. 146p
- HEILBRON, M. et al. Geologia e recursos minerais da folha Santo Antônio de Pádua SF. 26-X-D-VI, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000; organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012. 144p. ; Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CD-ROM, textos e mapas.
- HEILBRON et al. Geologia e recursos minerais da folha Volta Redonda SF.23-Z-A-V estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000; organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2007. 140 p.; Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CDROM, textos e mapas.
- HEILBRON, M. Evolução Tectono-Metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (Mg) -Barra do Pirai (RJ), Setor Central da Faixa Ribeira. BOLETIM IG-USP, SERIE CIENTIFICA, v. 25, p. 128-130, 1994.
- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W., VALERIANO, C.M., MILANI, E., ALMEIDA, J.C.H. & TUPINAMBÁ, M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak, W.U. & Talwani, M. (Eds), Atlantic rifts and continental margins. Washington, Am. Geoph. Union, Geoph. Monogr. Ser. 115; 1-32.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida / organizado por Virginio Mantesso-Neto et al., São Paulo, Beca, 2004, 647p.
- HEILBRON, M. ; TUPINAMBÁ, M. ; VALERIANO, C.M. ; ARMSTRONG, R. ; SIVA, L.G.E ; MELO, R. S. ; SIMONETTI, A. ; MACHADO, N. The serra da bolívia complex: the record of a new neoproterozoic arc-related unit at ribeira belt. Precambrian Research, v. 50, p. 1-35, 2013.
- LUTH, W. D.; JAHNS, R.H & TUTTLE, O. F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. Journal of Geophysical Research, 69, 656-773.
- MACHADO, N., VALLADARES, C., HEILBRON, M. & VALERIANO, C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. Precambrian Research, v. 79, p.347-361

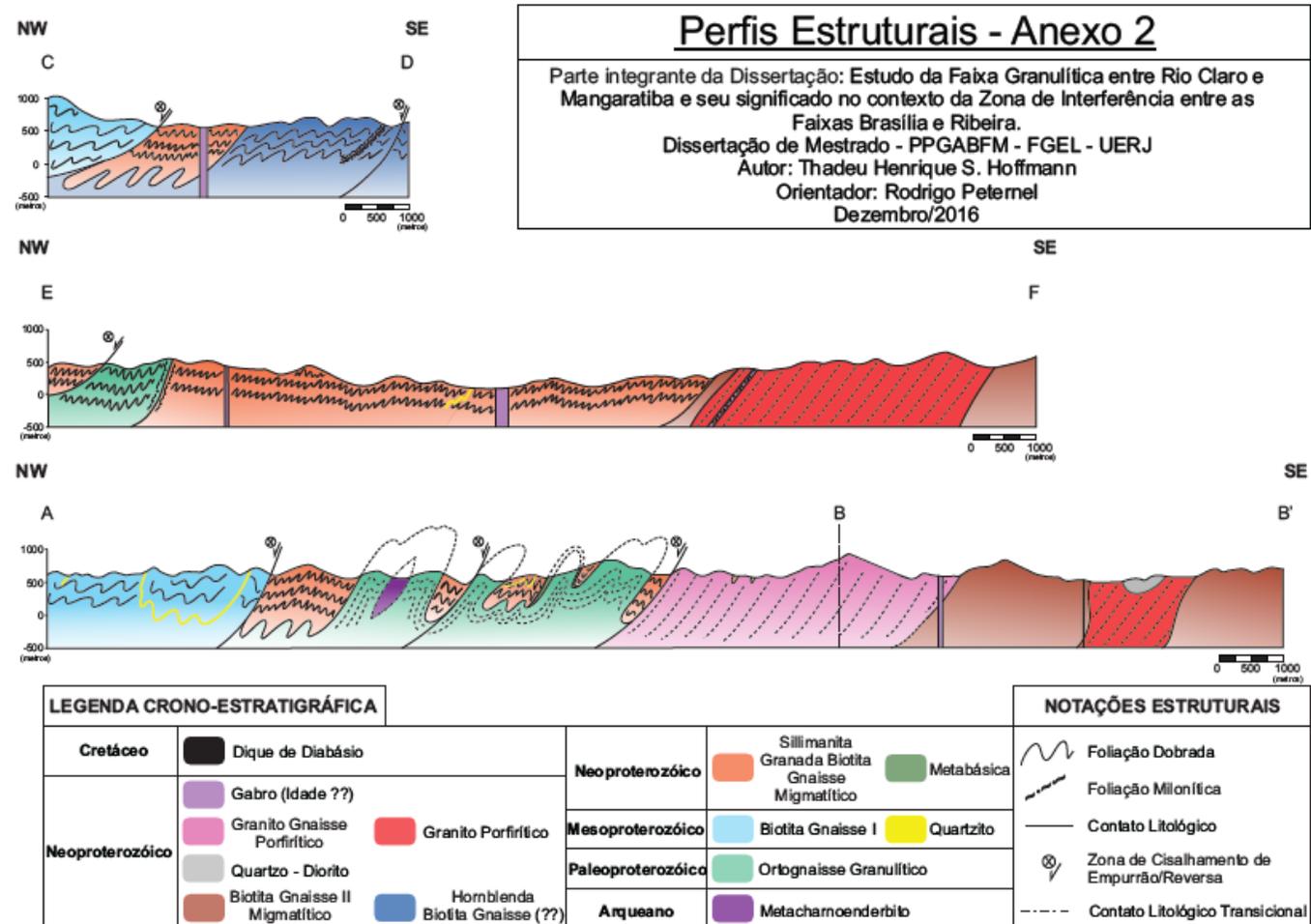
- MACLUF, S. e SCHORSCHER, J.H.D., 2001. Petrogênese das rochas charnockíticas e aplitos intrusivos do Complexo Charnockítico de Ubatuba, SP. *In: Simpósio de Geologia do Sudeste 7*, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos, 46.
- MASSIMO MATTEINI, ELTON L. DANTAS, MARCIO M. PIMENTEL and BERNHARD BÜHN Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 82 (2). P. 479-491. 2010
- MEIRA, V. T. Evolução Tectono-Metamórfica Neoproterozóica dos Complexos Embu e Costeiro no contexto de formação do Gondwana Ocidental (leste do Estado de São Paulo). USP, São Paulo. Tese de Doutorado, 2014.
- NEUMANN, R., 1993. Contribuição à petrologia das rochas charnockíticas de Ubatuba, leste do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- PACIULLO, F. V. P. ; RIBEIRO, André ; TROUW, Rudolph Aj . Geologia da Folha Andrelândia 1: 100.000. *In: Pedrosa Soares, A. C.; Noce, C.M.; Trouw, R.A.J.; Heilbron, M.. (Org.). GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO SUDESTE MINEIRO, Projeto Sul de Minas- Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. 1ed.Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG, 2003, v. I, p. 84-119.*
- PALERMO, N. & PIRES, F.R.M. 1984. Metagabro da Tijuca: forma do corpo e relações de contato com o Granito Favela. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. p. 138.*
- PIRES, F.R.M.; VALENÇA, J.G.; RIBEIRO, A. 1982. Multistage Generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v.54, n.3, p. 563-574.*
- PROJETO CARTA GEOLÓGICA (DRM-RJ): Folhas Piraí, Itaguaí/Marambaia (GEOSOL – 1983); Folhas Mangaratiba e Volta Redonda (CPRM – 1983).
- PROJETO RIO CLARO - RIOFINEX DO BRASIL GEOLOGIA E PESQUISAS LTDA. Relatório Final. 76p, 1977.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M.C & BELL, P. M., 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point. *American Journal of Science, v.267: 259-272*
- RICCOMINI, C. ; PELOGGIA, A ; SALONI, J ; KOHNKE, M ; FIGUEIRA, R . Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences, Inglaterra, v. 2, p. 191-197, 1989.*

- SCHMITT, R.S., TROUW, R. A. J., VAN SCHMUS, W. R., PIMENTEL, M. M., 2004. Late amalgamation in central part of the West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE of Brazil). *Precambrian Res.* 113, 29-61.
- SIBUYA, E. . Acoplamento laser-espectrômetro de massa de dupla focalização com fonte de plasma induzindo (LA – HR – ICPMS): Estudos fundamentais e análises quantitativas em amostras sólidas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares. São Paulo, 1999.
- SPEAR, F.S.; KOHN, M.J. & CHENEY, J.T., 1999. PT paths from anatetic pelites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, p.17 – 32
- THOMPSON, A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* v.282, 1567-1595.
- TROUW, R.A.J. ; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A.; HEILBRON, M ; VINAGRE, R.; DUFFLES, P.; TROUW, C.C. FONTAINHA, M.; KUSSAMA, H.H. . A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 48, p. 43-57, 2013.
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO-SILVA, L.G.E.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.C.; LUDKA, I., 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos* 15, 67–79.
- TUPINAMBÁ, M. ; HEILBRON, M. ; VALERIANO, C.M. ; PORTO JR, R. ; de Dios, F b ; MACHADO, N. ; SILVA, L.G.E ; de Almeida, J.C.H. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, v. 1, p. 12-20, 2012.
- TUPINAMBÁ, M. et al. Geologia e recursos minerais da folha Nova Friburgo SF.23-Z-B-II, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000; organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012. 136 p. ; Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CD-ROM, textos e mapas.
- VALENTE, S.C. 1997. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Tese de Doutorado, The Queen's University of Belfast, inédita, 366p.
- YARDLEY, B.W.D., 1994. Introdução à Petrologia Metamórfica. Traduzido por Reinhardt A. Fuck, Brasília, Ed. Universitária de Brasília, 340p.

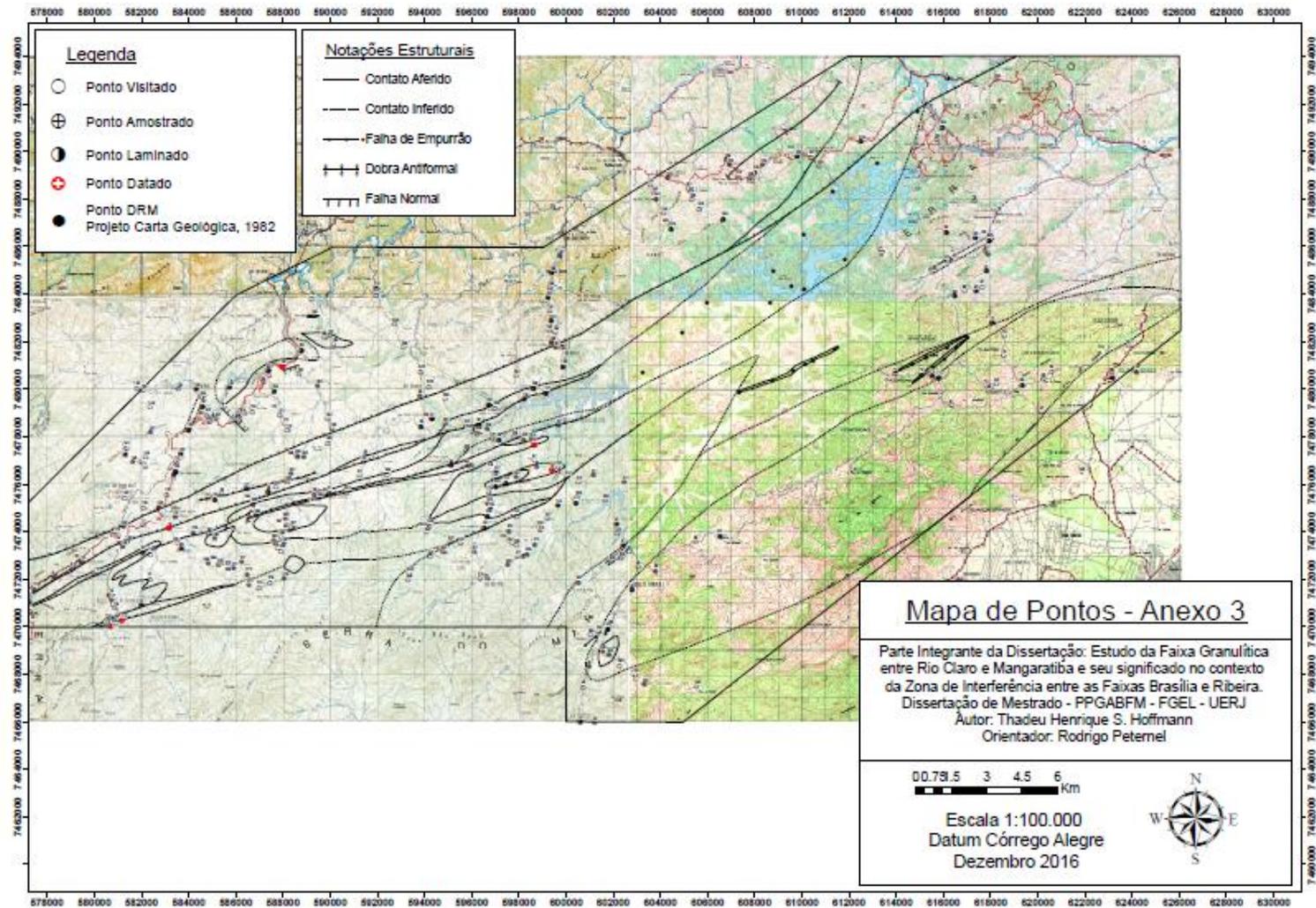
APÊNDICE A - Mapa Geológico-Estrutural (escala 1:50.000)



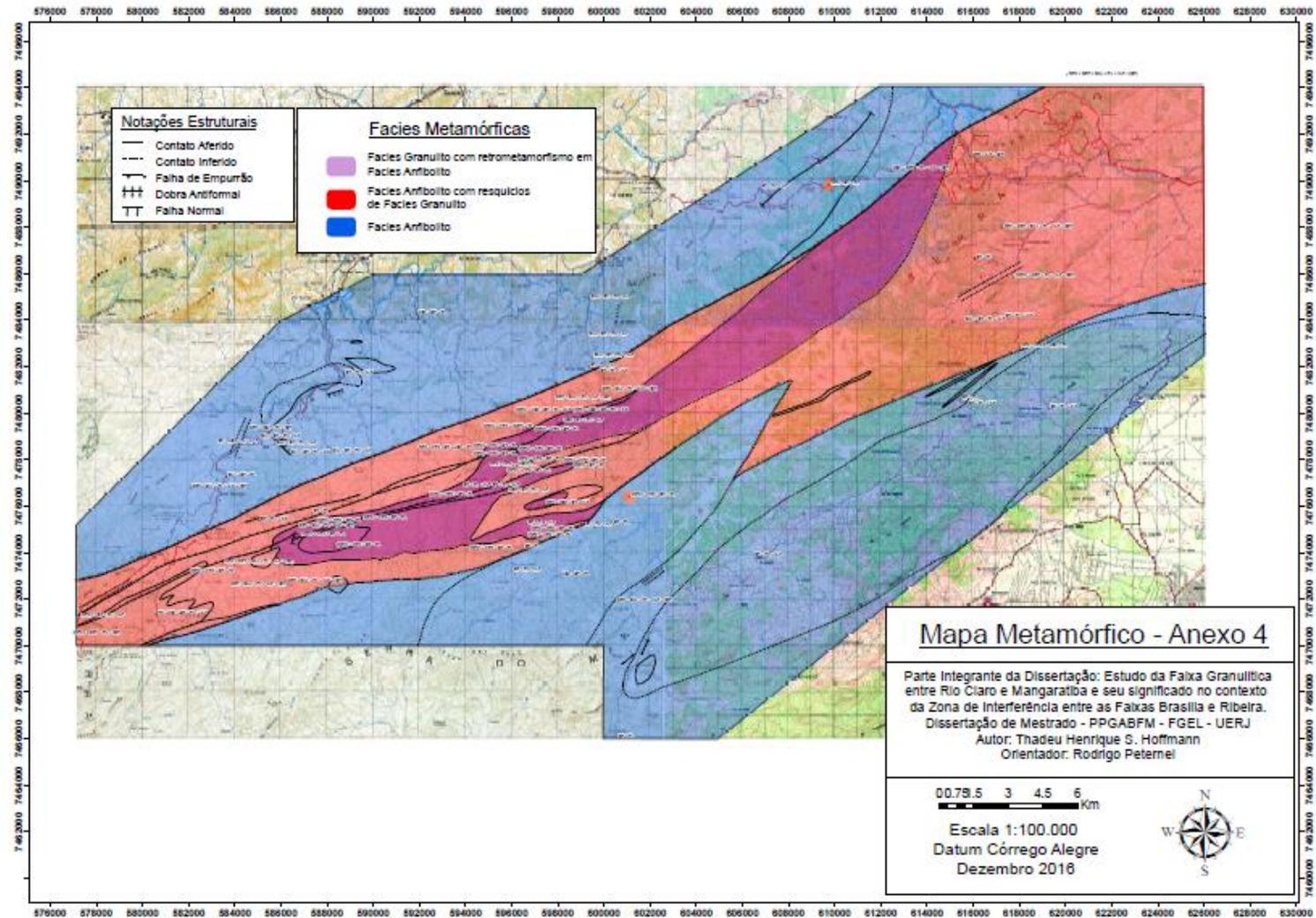
APÊNDICE B - Seção Geológica (escala 1:50.000)



APÊNDICE C – Mapa de Pontos (escala 1:100.000)



APÊNDICE D – Mapa Metamórfico (escala 1:100.000)

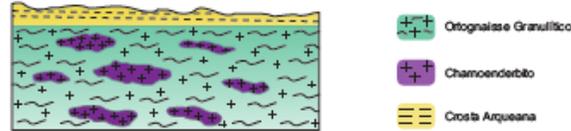


APÊNDICE E – Modelo de Evolução Geotectônica

1- 2,65 Ga, André (2014). Cristalização do protólito do Metachamoenderbitó.

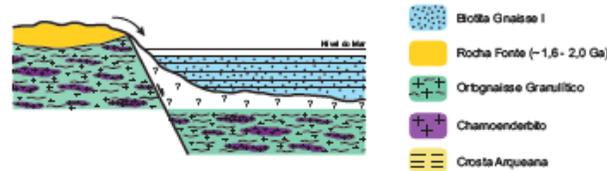


2- 2,13 Ga, André (2014). Evento Colisional? Fusão parcial do Chamoenderbitó e geração do protólito do Ortognaise granulítico.



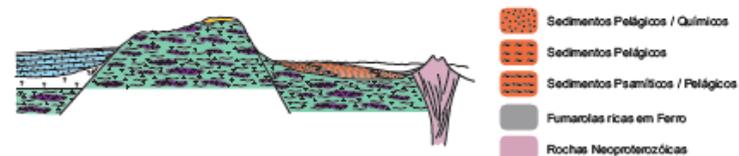
3- 2,0 a 1,2 Ga. Cristalização de rochas ígneas na área fonte, porém não identificadas. Possivelmente rochas de derivação mantélica, dHf positivo.

4- 1,2 Ga a + 650 Ma. Sedimentação do protólito das rochas da área fonte da Unidade Biotita Gnaíse I.



5- 900 Ma a 720 Ma. Cristalização de rochas ígneas na área fonte, tanto de proveniência mantélica quanto crustal. dHf em geral positivo.

6- 720 Ma a 650 Ma. Sedimentação dos protólitos das rochas inseridas na Unidade Sillimanita-Granada-Biotita Gnaíse.



7- 650 Ma a 625 Ma. Primeiro evento metamórfico associado a, provavelmente, intrusão de de rochas de arco magmático.



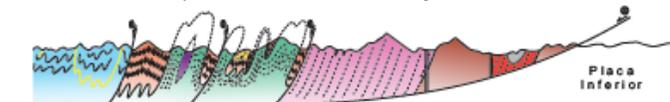
8- 625 Ma a 615 Ma. Colisão entre as paleoplaças Parapanema e São-Franciscana, magmatismo cado a sin – colisional, segundo evento metamórfico e criação de zonas de cisalhamento com movimento oblíquo com topo para NE.

9- 595 Ma a 575 Ma. Terceiro evento metamórfico associado a evolução da Faixa Ribeira sem granitogênese na área mapeada.

10- Idade Indefinida. Intrusão de diques gabríticos sub-verticais com direção ENE – WSW, NNE – SSW e NW – SE.

11- 500 – 480 Ma. Intrusão de corpos graníticos sub-horizontais.

12- 130 Ma. Intrusão de diques de diabásio sub-verticais com direção ENE – WSW.



LEGENDA CRONO-ESTRATIGRÁFICA

Cratônico	Diq. de Diabásio	Neoproterozóico	Sillimanita Granada Biotita Gnaíse Migmatítico	Metabéico
	Gabro (Mide ??)	Granito Porfítico	Biotita Gnaíse I	Quartzito
Neoproterozóico	Quartzito - Dórtico	Granito Porfítico	Ortognaise Granulítico	
	Biotita Gnaíse I Migmatítico		Arqueano	Metachamoenderbitó
Foliação Dobrada		Contato Litológico		Zona de Cisalhamento de Empurto/Reversa

Modelo Evolutivo - Anexo 5

Parte integrante da Dissertação: Estudo da Faixa Granulítica entre Rio Claro e Mangaratiba e seu significado no contexto da Zona de Interferência entre as Faixas Brasília e Ribeira.
Dissertação de Mestrado - PPGABFM - FGEL - UERJ
Autor: Thadeu Henrique S. Hoffmann
Orientador: Rodrigo Peternel
Dezembro/2016

