



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Bernardo Mendonça Torós

**Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Região de Nova Prata,
Dianópolis - TO: Terreno Almas-Dianópolis, Faixa Brasília Setentrional.**

Rio de Janeiro

2016

Bernardo Mendonça Torós

**Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Região de Nova Prata, Dianópolis - TO:
Terreno Almas-Dianópolis, Faixa Brasília Setentrional.**

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: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

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

Coorientador: Prof. Dr. Claudio de Morisson Valeriano

Rio de Janeiro

2016

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

T686	Torós, Bernardo Mendonça. Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Região de Nova Prata, Dianópolis - TO: terreno Almas-Dianópolis, Faixa Brasília Setentrional / Bernardo Mendonça Torós. – 2016. 115f. Orientadora: Monica da Costa Pereira Lavalle Heilbron. Coorientador: Claudio de Morisson Valeriano. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. Bibliografia. 1. Mapeamento geológico – Dianópolis (TO) – Teses. 2. Geologia isotópica – Dianópolis (TO) – Teses. 3. Geoquímica – Teses. 4. Tempo geológico – Teses. I. Heilbron, Monica da Costa Pereira Lavalle. II. Valeriano, Claudio de Morisson. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título. CDU 551:528.067.4(811.7)
------	--

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

Assinatura

Data

Bernardo Mendonça Torós

**Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Região de Nova Prata, Dianópolis - TO:
Terreno Almas-Dianópolis, Faixa Brasília Setentrional.**

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: Análise de Bacias e Faixas Móveis.

Aprovada em 19 de maio de 2016.

Banca Examinadora:

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

Prof. Dr. Claudio de Morisson Valeriano (Coorientador)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Luiz Guilherme do Eirado Silva
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Elton Luiz Dantas
Instituto de Geociencias – UnB

Rio de Janeiro

2016

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a minha família e amigos, sobre tudo a minha mãe Christiane Torós e ao meu pai Alberto Torós, que não mediram esforços para que eu pudesse chegar até este momento, seu apoio constante foi de importância fundamental para que eu não desistisse sempre que um problema surgia.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de apresentar meu profundo reconhecimento a meus pais, Alberto Torós e Christiane Torós, bem como meus irmãos Cristiano Torós e Leonardo Torós, que me ajudaram a ultrapassar todos os obstáculos que apareceram em meu caminho.

A meus avós Dayse, Eurico, Isabel, Nelson e Ori; aos meus tios Claudia, Eduardo Lins, Eduardo Torós, Elizabeth Torós, Elizabeth Mendonça, Ester, Jorge, Marcos, Margareth e Patrícia; e aos meus primos Ana Luiza, Alanna, Carolina, Geórgia, Lygia, Maria Eduarda, Marcelle, Miguel, Rafael e Rafaela, não existe nada no mundo suficiente para retribuir todo amor e carinho que vocês me proporcionam. Não poderia deixar de homenagear minha prima Giovanna, que ainda nem nasceu, mas que já deixa meus dias sempre mais alegres.

Segundo gostaria de agradecer a minha orientadora Monica Heilbron, por todo o conhecimento, paciência e boa vontade durante todos esses anos de convívio, e por sempre financiar minhas apresentações em congressos e simpósios, possibilitando assim o enriquecimento do meu currículo.

Aos meus amigos Beatriz Tomaz, Leonardo Carraro, Leonardo Mathias, Manuela Carvalho, Marcela Lobato, Marcelle Jannuzzi, Paulo Soares, Rasec Almeida, Thais Monteiro e Vânia Mathias, deixo aqui toda minha gratidão, por sempre estarem presentes e por aturarem meu mau humor.

A meus colegas do trabalho e de embarque obrigado por compreenderem que não devem me pedir nada antes das dez da manhã, e também entenderem que pessoas muito inteligentes são metidas normalmente. Um especial agradecimento a melhor companheira de embarque que já tive, e que me honrou com seus conhecimentos em inglês para traduzir o abstract deste trabalho.

Sem menos importância gostaria de agradecer a UERJ por ceder suas instalações, bem como a Mineradora Rio Novo e seu gerente Ricardo Souza, que em parceria com o Grupo TEKOS, viabilizaram o campo e deram todo o apoio necessário.

A amizade? Desaparece quando o que é amado cai em desgraça ou quando o que ama se torna poderoso.

François Chateaubriand

RESUMO

TORÓS, Bernardo Mendonça. **Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Região de Nova Prata, Dianópolis - TO:** terreno Almas-Dianópolis, faixa Brasília Setentrional. 2016. 115 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

O presente estudo sintetiza os resultados do mapeamento geológico e estrutural na escala 1:25.000, bem como o resultado das análises geoquímicas e geocronológicas, na área alvo Nova Prata, localizada ao sul do município de Almas, no sudeste do estado do Tocantins. No contexto tectônico a área está inserida na porção nordeste do domínio interno da Faixa Brasília, caracterizada pelo embasamento constituído de sequências paleo a mesoproterozóicas. Foram mapeadas as Sete unidades litológicas, juntamente com a análise estrutural, tanto dos ortognaisses quanto das faixas correspondentes a sequência vulcanossedimentar. Estas apresentam paragêneses minerais diagnósticas de fácies xisto verde a epidoto-anfíbolito. Ao menos três eventos deformacionais estão presentes, sendo a foliação principal S_n/S_{n+1} , gerados pelos eventos D_n e D_{n+1} , que são representadas no clorita xisto como uma clivagem de crenulação e nos ortognaisses como uma foliação penetrativa, esta foliação principal foi dobrada num evento D_{n+2} que geraram as dobras observadas nos ortognaisses. A área foi dividida em dois domínios limitados por uma falha reversa oblíqua de movimentação sinistral e direção SW-NE. O domínio norte é caracterizado por dobras sinformais e antiformais, escamas de empurrão, e foliação N-S que sofre deflexão para NE-SW. O domínio Sul é caracterizada por foliação penetrativa (clivagem de crenulação) N-S. Os resultados da litogeoquímica mostram que as rochas são relacionadas a ambiente tectônico pré-colisional evoluído a sin-colisional, e tratam-se de toleitos de arco de ilhas e granitos de arco vulcânico. Os dados geocronológicos em U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões dos ortognaisses indicam a presença de dois pulsos magmáticos, o primeiro mais antigo de idade ca. 2,46Ga (ortognaisses da porção sul), e o segundo mais jovem com idade ca. 2,2Ga (ortognaisses da porção norte). Os dados de geoquímica isotópica em Sm-Nd, mostram que áreas fontes semelhantes, para os dois pulsos magmáticos corroborando assim que os Ortognaisses da porção Norte, mais evoluído, poderia ser resultado de um segundo pulso magmático que causou algum retrabalhamento nos Ortognaisses da porção Sul. Já os valores de ϵNd fracamente negativos a positivos, incluindo os diques dioríticos, sugerem contribuição juvenil com assimilação de crosta continental mais antiga.

Palavras-chave: U-Pb/Zircão. Sm-Nd. Paleoproterozóico. Sideriano. Faixa Brasília. Terreno Almas-Dianópolis. Tocantins.

ABSTRACT

TORÓS, Bernardo Mendonça. **Geology, Geochemistry and Geochronology of the Nova Prata region, Dianópolis- TO**: Almas-Dianópolis terrane, Setentrional Brasília belt. 2016. 115 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

The research presents new geological and structural data, in 25.000 scale, besides geochemistry and geochronology data of the Nova Prata target, located south of the Almas town, SE of Tocantins State. The region was prospect for gold, and several mines were described. In the geotectonic context is located in the NE segment of the Internal Domain of the Brasília belt, made up by Paleoproterozoic to Mesoproterozoic basement associations. In target area, seven lithological units were mapped in detail: two associations of orthogneisses, phyllonitic rocks, muscovite chlorite schists, greenschists, leucogranite and andesite-diorite bodies. The structural analysis resulted on the characterization of ductile phases including the $D_n + D_{n+1}$ main phases with the development of the main foliation and the stretching lineation, the D_{n+2} late folding, besides and brittle structures as faults and fractures. Based on geometry, two structural domains separated by an oblique NE-SW fault, with reverse and dextral components, were characterized. Two generations of quartz veins were identified, the first one parallel to the main foliation and related to the metamorphism, and the late one with irregular distribution. The southern domain is dominated by a penetrative N-S trending foliation, while the Northern domain is marked by a NE-SW foliation, discrete thrust shear zones and tight to open folds. Geochemical data suggest cordilleran arc-related to collision orogenic environments. New LA-ICPMS U-Pb data detected two magmatic pulses: the older one is represented by the southern orthogneisses with crystallization ages of ca. 2,46Ga, while the youngest one is defined by the ca. 2.2 Ga orthogneisses of the northern segment, that also display inherited zircons of the same age of the oldest group. Sm-Nd isotopic data for both the orthogneisses and diorite-andesite dykes point out the cordilleran setting, with reworking of older crustal rocks and some juvenile contribution, as suggested by weakly negative and positive ϵ_{Nd} values.

Keywords: U-Pb/Zircon. Sm-Nd. Paleoproterozoic. Siderian. Brazilian Belt. Almas-Dianópolis Terrain. Tocantins.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da Área de Estudo, em vermelho município de Dianópolis – TO.....	19
Figura 2 –	Principais províncias estruturais do Brasil. Faixas dobradas do ciclo Brasileiro e Crátons correlatos.....	22
Figura 3 –	Unidades geológicas da Província Tocantins. AC-Cráton Amazônico, SFC-Cráton do São Francisco, TBL-Lineamento Transbrasiliiano, CN Bloco Cavalcante-Natividade, PL-Lineamento dos Pirineus. Mapa geológico do Bloco Cavalcante-Natividade e áreas adjacente.....	24
Figura 4 –	Afloramento do Clorita-Sericita-Quartzo xisto muito alterado, com veios de quartzo reconhecíveis.....	31
Figura 5 –	Afloramento do clorita-sericita-quartzo xisto em uma cava de garimpo.....	32
Figura 6 –	Afloramento em corte de estrada do clorita xisto alterado.....	33
Figura 7 –	Clorita xisto muito alterado, com a coloração avermelhada.....	33
Figura 8 –	Amostras de lâmina delgada do ponto NPBR-0117 ilustrando uma textura granolepidoblastica e os minerais em lâmina desta unidade.....	34
Figura 9 –	Amostras de lâmina delgada do ponto NPBR-0244 ilustrando uma textura lepidoblastica e os minerais em lâmina desta unidade.....	35
Figura 10 –	Lâmina delgada do ponto NPBR-0020 ilustrando uma textura granoblastica e os minerais em lâmina desta unidade.....	36
Figura 11 –	Lâmina delgada do ponto NPBR-0087 ilustrando a textura granoblastica heterogranular e os minerais em lâmina desta unidade.....	36
Figura 12 –	Afloramento típico dos ortognaisses relacionados a esta unidade.....	37
Figura 13 –	Afloramento do ortognaisse da porção sul.....	38
Figura 14 –	Lâmina delgada dos pontos NPBR-0149 e NPBR-0101 ilustrando os principais minerais desta unidade.....	38
Figura 15 –	Afloramento do granitóide levemente foliado a milonítico.....	39
Figura 16 –	Lâmina delgada do ponto NPBR-0056 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade.....	39
Figura 17 –	Afloramento do (Clorita) Sericita Quartzo Xisto em drenagem.....	41
Figura 18 –	Lâmina delgada do ponto NPBR-0002 ilustrando os minerais em lâmina	

	desta unidade.....	41
Figura 19 –	Afloramento alterado do (Sericitita)-Quartzo Xisto. Ponto NPBR 0123.....	42
Figura 20 –	Lâmina delgada do ponto NPBR-0123 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade, bem como as fitas de quartzo.....	42
Figura 21 –	Bloco de um dique diorítico.....	43
Figura 22 –	Bloco de diorito/metadiorito, apresentando esfoliação esferoidal.....	44
Figura 23 –	Lâmina delgada do ponto NPBR-0029 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade.....	45
Figura 24 –	Lâmina delgada do ponto NPBR-0166 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade.....	46
Figura 25 –	Aspecto dos afloramentos em drenagem como no ponto NPBR 0243.....	47
Figura 26 –	Lâmina delgada do ponto NPBR-0216 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade.....	47
Figura 27 –	Crosta laterítica.....	48
Figura 28 –	Foliação marcante no ortognaisses da porção sul.	49
Figura 29 –	Diagrama de contorno de polos de S_n/S_{n+1}	51
Figura 30 –	Diagrama de contorno de polos da foliação S/S_{n+1}	52
Figura 31 –	Estereograma de lineação L_n	52
Figura 32 –	Cava de garimpo com foliação milonítica sub-vertical no Clorita-Xisto; Relictos de bandamento magmático no granitóide do domínio Sul.....	53
Figura 33 –	Diagrama de Contorno de Pólos de S_n/S_{n+1}	54
Figura 34 –	Diagrama de contorno de veios.....	55
Figura 35 –	Diagrama de Rosetas de Veios para as medidas concordantes a foliação S_n/S_{n+1}	55
Figura 36 –	Diagrama de rosetas de veios, para as medidas discordantes a foliação.....	56
Figura 37 –	Bloco Diagrama mostrando as principais famílias de veios segundo suas orientações.....	56
Figura 38 –	Veios <i>en échelon</i>	57
Figura 39 –	Movimentação horizontal destrai nos veios de quartzo; veio de quartzo falhado com movimentação horizontal sinistral.....	57
Figura 40 –	Diagrama de contorno de polos de fraturas e falhas.....	58
Figura 41 –	Diagrama de rosetas para fraturas e falhas.....	59
Figura 42 –	Falha normal deslocando o bandamento composicional das camadas no	

	ortognaisse do domínio Sul; veios falhados com movimentação normal e reversa formando micro-horst e graben.....	59
Figura 43 –	Falha com componente horizontal destal no ortognaisse. Notem também o bandamento composicional do gnaiss.....	60
Figura 44 –	Diagrama P-T para metabasitos.....	62
Figura 45 –	Diagrama AFM.....	64
Figura 46 –	Diagrama de Shand (1943).....	64
Figura 47 –	Diagrama de Peccerillo e Taylor (1976).....	65
Figura 48 –	Diagrama de Middlemost (1985).....	66
Figura 49 –	Diagrama de Harcker para elementos maiores.....	67
Figura 50 –	Diagrama de Harcker para elementos menores e traços.....	68
Figura 51 –	Diagrama dos elementos terras raras (ETR), normalizados em relação aos valores do condrito (Boynton, 1984).....	69
Figura 52 –	Diagrama de Mullen (1983).....	70
Figura 53 –	Diagramas de Gill (1981).....	70
Figura 54 –	Diagrama Mechede (1986).....	70
Figura 55 –	Diagrama Pearce (1984).....	71
Figura 56 –	Diagrama de Batchlor & Bowden (1985).....	72
Figura 57 –	Imagem do separador eletromagnético Frantz, no LGPA/UERJ.....	75
Figura 58 –	Montagem dos grãos de zircão do Ortognaisse Norte.....	76
Figura 59 –	Grãos de zircão do Ortognaisse Norte.....	77
Figura 60 –	Principais formas e hábitos dos zircões analisados do Ortognaisse Norte...	77
Figura 61 –	Diagrama Concórdia do Ortognaisse Norte.....	78
Figura 62 –	Discórdia mais jovem do Ortognaisse Norte.....	79
Figura 63 –	Principais idades da discórdia mais jovem dos zircões do Ortognaisse Norte.....	79
Figura 64 –	Discórdia mais antiga do Ortognaisse Norte.....	80
Figura 65 –	Principais idades da discórdia mais antiga dos zircões do Ortognaisse Norte.....	80
Figura 66 –	Diagrama da concórdia do Ortognaisse Norte e zircão e suas idades obtidas.....	81
Figura 67 –	Montagem dos grãos de zircão do Ortognaisse Sul.....	83
Figura 68 –	Grãos de zircão do Ortognaisse Sul.....	84

Figura 69 – Grãos de zircão ilustrando texturas com típico crescimento oscilatório de grãos magmáticos.....	84
Figura 70 – Diagrama concórdia para a amostra NPBR-0126 do Ortogianisse Sul.....	85
Figura 71 – Diagrama concórdia para a amostra NPBR-0126 do Ortogianisse Sul.....	86
Figura 72 – Grãos de zircões e idades obtidas do Ortogianisse Sul.....	86
Figura 73 – Zircão concordante e idade obtida.....	87
Figura 77 – Montagem dos grãos de zircões do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.....	89
Figura 75 – Grãos de zircão do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.....	90
Figura 76 – Grãos de zircão ilustrando texturas com típico crescimento oscilatório de grãos magmáticos do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.....	90
Figura 77 – Diagrama da concórdia e discórdia encontrada do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.....	91
Figura 78 – Grãos de zircões e idades obtidas do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.....	92
Figura 79 – Diagrama da concórdia e discórdia encontrada do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.....	92
Figura 80 – Zircões concordantes e idades obtidas do (clorita)-sericita-quartzo Xisto...	93
Figura 81 – Modelo evolutivo sugerido para a área de estudo.....	101

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Amostras Analisadas.....	63
Tabela 2 –	Amostras Analisadas.....	73
Tabela 3 –	Resultados U/Pb (LA-ICP-MS) da amostra NPBR-0035.....	82
Tabela 4 –	Resultados U/Pb (LA-ICP-MS) da amostra NPBR-0126.....	88
Tabela 5 –	Resultados U/Pb (LA-ICP-MS) da amostra NPBR-0241.....	94
Tabela 6 –	Resultados Sm-Nd no TIMS.....	97
Tabela 7 –	Síntese dos dados obtidos.....	102

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Ac	Actinolita
BON	Boninito
Btt	Biotita
CAB	Basalto Calci-Alcalino (<i>Calc-Alkaline Basalt</i>)
Cl	Clorita
Conc.	Concentração
CPGeo	Centro de Pesquisas Geocronológicas
Dp	Diopsídio
Ep	Epidoto
ETR ou REE	Elemento Terra Rara (<i>Rare Earth Element</i>)
Hy	Hyperstênio
IAT	Toleitos de Arco de Ilha (<i>Island Arc Tholeiite</i>)
LAGIR	Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos
LA-ICP-MS	<i>Laser Ablation -Inductively Coupled Plasma -Mass Spectrometry</i>
LGPA	Laboratório Geológico de Processamento de Amostras
MORB	Basalto de Dorsal Mesoceânica (<i>Midocean-Ridge Basalt</i>)
Nd	Nióbio
OIA	Basaltos Alcalinos de Ilhas Oceânicas (<i>Ocean-Island Alkali Basalt</i>)
OIT	Toleitos de Ilhas Oceânicas (<i>Ocean-Island Tholeiite</i>)
Op	Opaco
Opx	Ortopiroxênio
ORG	Granito Orogênico (<i>Orogenic Granites</i>)
Ox. Fe.	Óxido de Ferro
Pb	Chumbo
Pl ou Plg	Plagioclásio
Px	Piroxênio
Qtz	Quartzo
Sm	Samário
Sr ou Sc	Sericita
Syn-Colg	Granito Sin-Colisional (<i>Syn-Collisional Granite</i>)
TAD	Terreno Almas-Dianópolis
Ti	Titânita
TIMS	<i>Thermal Ionization Mass Spectrometry</i>
U	Urânio
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro
UnB	Universidade de Brasília
USP	Universidade de São Paulo
VGA	Granito de Arco Vulcânico (<i>Vulcanic Arc Granite</i>)
Zo	Zoizita
Zr	Zircão

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	17
1	OBJETIVOS E MÉTODOS	18
1.1	Objetivos	18
1.2	Localização da área e acesso	18
1.3	Metodologia de trabalho	19
2	CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL	22
2.1	Terreno Almas-Dianópolis	24
2.1.1	<u>Sequência Metavulcanosedimentar de Almas</u>	25
2.1.2	<u>Complexo Granito-Gnaissico</u>	25
2.1.3	<u>Grupo Natividade</u>	26
2.1.4	<u>Diques Básicos e Ultrabásicos Cretáceos</u>	26
2.1.5	<u>Coberturas sedimentares</u>	26
2.2	Arcabouço Estrutural	27
2.3	Metamorfismo	27
2.4	Evolução tectônica	28
3	GEOLOGIA DA REGIÃO DE NOVA PRATA	30
3.1	Unidades Litológicas	30
3.1.1	<u>Clorita Xisto</u>	31
3.1.2	<u>Ortognaisses</u>	37
3.1.3	<u>Rochas Filoníticas</u>	40
3.1.3.1	(Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto.....	40
3.1.3.2	(Sericita) Quartzo Xisto.....	41
3.1.4	<u>Diques de Rochas Dioríticas</u>	43
3.1.5	<u>Leucogranito levemente foliado a milonítico</u>	46
3.1.6	<u>Veios de Quartzo</u>	47
3.1.7	<u>Cobertura Residual Detrítica e/ou Laterítica</u>	48
3.2	Geologia Estrutural	49
3.2.1	<u>Deformação Principal no Domínio Norte</u>	50
3.2.2	<u>Deformação Principal no Domínio Sul</u>	53
3.2.3	<u>Veios</u>	54

3.2.4	<u>Falhas e Fraturas</u>	58
3.3	Metamorfismo	60
4.	GEOQUÍMICA	63
4.1	Classificação das Séries Magmáticas	63
4.2	Diagramas de Harcker	66
4.3	Elementos Terras Raras	68
4.4	Diagramas Discriminatórios para Ambientes Tectônicos	69
5	GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	73
5.1	Dados U/Pb em Zircão	73
5.1.1	<u>Preparação das Amostras</u>	73
5.1.2	<u>Resultados obtidos em U/Pb no LA-ICP-MS em zircões</u>	75
5.2	Dados Sm-Nd	95
5.2.1	<u>Preparação de Amostras e Método de Análise</u>	95
5.2.2	<u>Resultados Obtidos</u>	95
6.	SINTESE DOS RESULTADOS E CORRELAÇÕES REGIONAIS	98
6.1	Análise Estrutural e Metamórfica	98
6.2	Análise Geoquímica	99
6.3	Síntese Geocronológica	99
6.4	Correlações Regionais	101
	REFERÊNCIAS	103
	APÊNDICE A – Mapa geológico estrutural	106
	APÊNDICE B – Mapa de pontos	108
	APÊNDICE C – Tabela geoquímica	110
	ANEXO A – Fundamentos dos métodos	113

INTRODUÇÃO

Esta dissertação de mestrado em continuidade com os estudos geológicos de Torós, e Almeida, 2012, onde abordou uma área no alvo Nova Prata, da Mineradora Rio Novo, ao Sul de Almas, onde representou uma parceria acadêmica entre a UERJ e a Rio Novo Mineração Ltda.

Já pensando em estudos posteriores, durante a etapa de campo os autores supracitados, coletaram amostras para análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas. Desta forma, estes dados serão apresentados no decorrer deste trabalho.

Esta dissertação irá apresentar uma nova perspectiva para a caracterização e ambientação das unidades mapeadas, utilizando todas as análises e estudos adquiridos, onde o objetivo final será agrega-la em um contexto regional, já que esta área especificamente carece de dados e estudos geocronológicos.

1. OBJETIVOS E MÉTODOS

1.1. Objetivos

O objetivo fundamental do trabalho desta dissertação é contribuir para o entendimento da evolução geológica da área alvo, bem como sua correlação no contexto regional do Terreno Almas-Dianópolis, visando identificação e contextualização das unidades mapeadas, para que desta forma discutir os aspectos da evolução deste terreno.

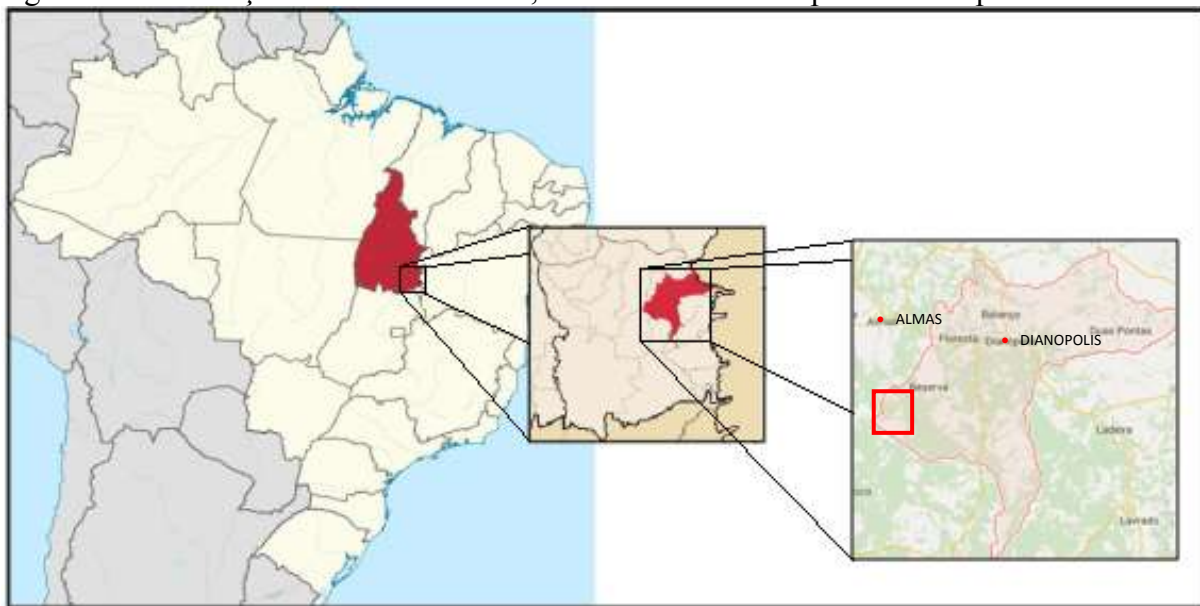
Para atingir o objetivo principal proposto os seguintes objetivos específicos de pesquisa foram desenvolvidas:

- a) Mapa Geológico integrado na escala 1:60.000;
- b) Caracterização petrográfica das unidades mapeadas;
- c) Determinação de idades U-Pb em zircões das rochas ácidas;
- d) Determinação das idades isotópicas Sm-Nd (T_{DM});
- e) Determinação das Séries Magmáticas e Ambientação Tectônica utilizando a Litogeoquímica;
- f) Determinação das principais deformações e metamorfismo da área de estudo;
- g) Tecer correlações geológicas regionais.

1.2. Localização da Área e Acesso

A região de Nova Prata localiza-se na porção SW do município de Dianópolis, próximo ao limite sul do município de Almas no Estado do Tocantins, a 276 quilômetros de Palmas (ver Figura 1). É circundada pelos municípios de Rio da Conceição a norte, Formosa do Rio Preto e Riachão das Neves (BA) a leste, Novo Jardim a Sudeste, Ponte Alta do Bom Jesus e Taipas do Tocantins a sul, Conceição do Tocantins e Almas a Sudoeste e Porto Alegre do Tocantins a Oeste.

Figura 1 - Localização da Área de Estudo, em vermelho município de Dianópolis - TO.



Fonte: GOOGLE MAPS, 2016.

O alvo Nova Prata está inserido na folha de Almas (SC-23-Y-C-V) compiladas pela SEPLAN (Secretaria de Planejamento do Estado do Tocantins), na escala 1:100.000.

A área mapeada é delimitada pelas coordenadas UTM: X: 267839, Y: 8700704; X: 272570, Y: 8700707; X: 272570, Y: 8687700; X: 262569, Y: 8687706; X:262611, Y:8697873; e X:267843, Y:869790.

Situa-se ao sul da Cidade de Almas, a uma distância de 20km em linha reta. O acesso é feito por uma estrada de terra, para sul, cuja entrada se dá a partir da TO-040, cerca de 10km a leste de Porto Alegre do Tocantins. No mapeamento, também foram utilizadas estradas de terra, trilhas de gados e picadas abertas na hora da cartografia, sendo que algumas delas não constam no mapa topográfico.

1.3. Metodologia de Trabalho

A metodologia utilizada é a usual em áreas metamórficas pré-cambrianas, e suas etapas serão descritas a seguir.

Etapa de Planejamento: Esta etapa incluiu a organização de material de pesquisa e dos itens necessários para trabalho de campo bem como para confecção do relatório técnico. As atividades foram iniciadas no início do segundo período letivo de 2011 e incluíam:

- a) Definição de áreas a serem mapeadas;
- b) Preparação do material para o mapeamento geológico;
- c) Revisão bibliográfica da geologia da área de estudo;

Etapa de campo: Com duração total de 32 dias, em janeiro de 2012, durante os quais foram coletados dados e executado o mapeamento da área específica na escala 1:25.000.

No primeiro dia de campo foi feito um reconhecimento geral da área e dos litotipos, auxiliados pelos geólogos Joanna Gomes, Ricardo Magno e Claudio Sarli, todos pertencentes a equipe da Rio Novo Mineração Ltda.

Durante esta etapa, todas à custa do trabalho de campo foram pagas pela Mineradora Rio Novo, ela também disponibilizou pessoal e todo o material necessário para se efetuar o trabalho de campo, forneceu também a presença de um geólogo de sua equipe, uma vez por semana, para auxiliar no trabalho.

Ao final de cada dia foram passados a limpo os dados para o mapa de pontos, contendo a localização dos pontos e caminho efetuado, e o mapa geológico.

No último dia foi tirado para um balanço geral, incluindo fechamento do mapa, elaboração da tabela de pontos e confecção relatório.

Etapa Processamento dos Dados Obtidos:

- a) Separação das amostras para a confecção das lâminas delgadas, no LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras) - UERJ, total de 28 amostras;
- b) Separação das amostras para análise geoquímica (16 amostras) e isotópica (13 amostras), as amostras selecionadas foram aquelas que não apresentavam sinais de alteração. As análises geoquímicas foram realizadas nos laboratórios da ACT-LABS, no Canadá, foi utilizado o método ICP (WRA) por fusão para a análise dos elementos maiores, menores e terras raras e o método ICP-MS, para a análise dos elementos traços. Para o tratamento dos dados foi utilizado o software Excel, e para a geração dos diagramas classificatórios e de ambiente tectônico, foram utilizados os softwares GCDKIT e NEWPET. Enquanto que as análises

Isotópicas Sm-Nd foram feitas no LAGIR (Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos) - UERJ. Os dados gerados foram tratados nos softwares: NEWPET, GCDKIT e EXCEL;

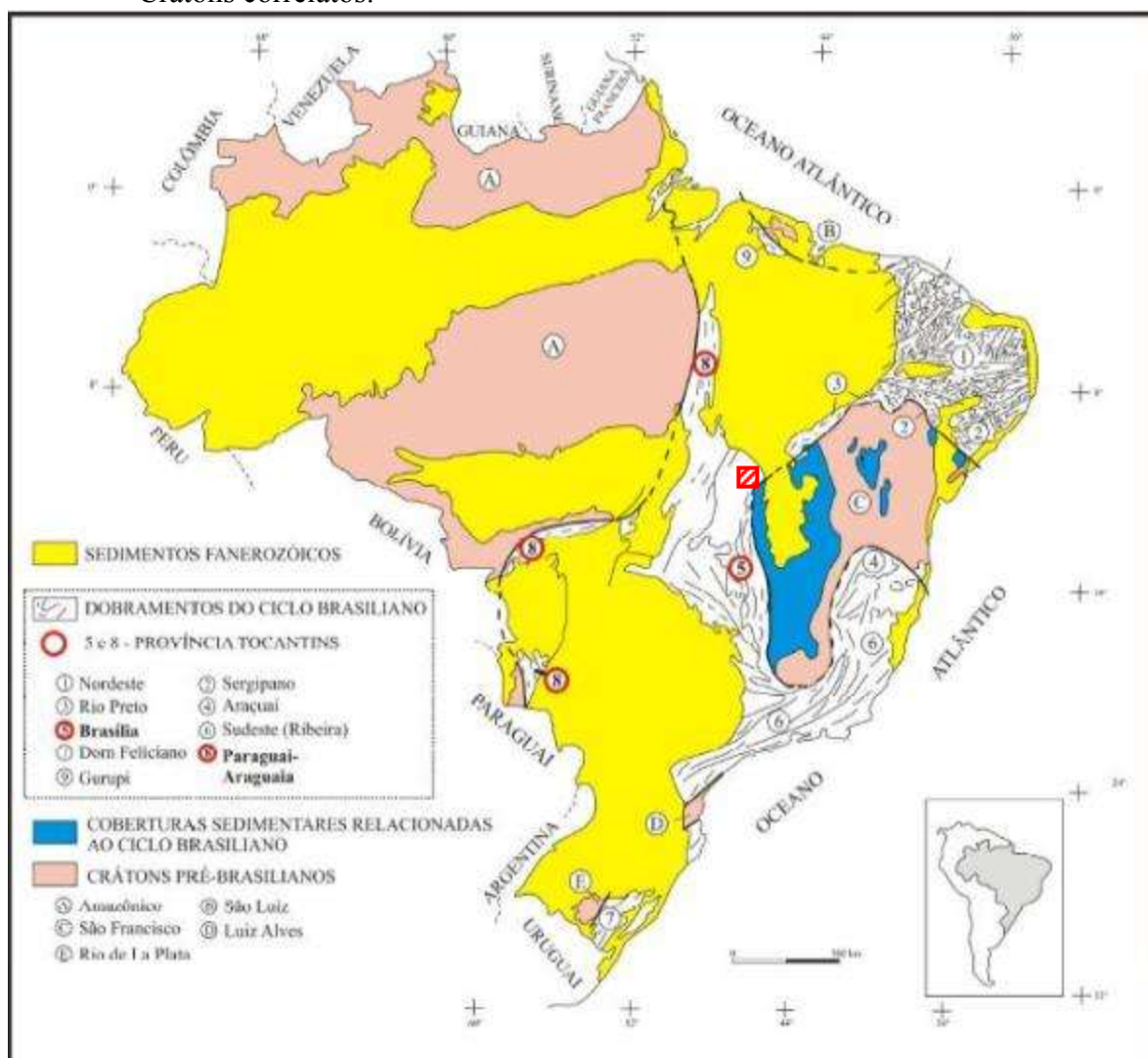
- c) Confecção dos mapas de pontos e geológico estrutural utilizando o software Arcgis 9.3;
- d) Separação e preparação das amostras para análise geocronológicas U-Pb em zircões foram feitas no LGPA - UERJ, total de 3 amostras. As análises geocronológicas em isótopos de U-Pb foram realizadas por meio do método de ablação a laser acoplado a um espectrômetro de massa (LA-ICP-MS, *Laser Ablation -Inductively Coupled Plasma -Mass Spectrometry*) no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da UnB (Universidade de Brasília). Foi feita também o imageamento dos grãos de zircões por meio do microscópico eletrônico de varredura (MEV), para a obtenção de imagens de catodo luminescência, no Instituto de Geociências - USP (Universidade de São Paulo).

A metodologia completa da preparação das amostras para análise geocronológica e geoquímica isotópica encontra-se no Capítulo 5.

2. CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

A área mapeada está inserida no contexto tectônico da Província Tocantins, unidade de primeira grandeza do arcabouço geológico brasileiro (Almeida, 1977). Esta Província ocupa a região central do Brasil e situa-se a oeste do Cráton de São Francisco e a leste do Cráton Amazônico. Esta é limitada, a sudoeste, pela Bacia do Paraná e a nordeste, pela Bacia do Parnaíba, respectivamente (ver Figura 2). Sendo assim, é considerado como sistema orogênico desenvolvido no Ciclo Brasileiro em função da colisão de três Crátons: Amazônico a noroeste, São Francisco a leste e cráton Paranapanema a sudoeste, encoberto pela Bacia do Paraná (Delgado *et al.* 2003).

Figura 2 - Principais províncias estruturais do Brasil. Faixas dobradas do ciclo Brasileiro e Crátons correlatos.



Legenda: Polígono em vermelho indicando a área de estudo.

Fonte: DARDENNE, 2000. Modificado pelo autor, 2016.

A Província Tocantins é constituída por três faixas neoproterozóicas:

- a) Faixa Brasília, localizada a oeste do Cráton de São Francisco;
- b) Faixa Araguaia - localizada a Leste do Cráton Amazônico;
- c) Faixa Paraguai - localizada a Sul do Cráton Amazônico.

Segundo Fuck *et al.* (1994), o setor central da Província Tocantins, pode ser subdividido em três unidades geotectônicas maiores: i) Arco Magmático de Goiás, de idade neoproterozóica; ii) Maciço de Goiás, um microcontinente limitado a oeste pelo arco magmático neoproterozóico e a leste por sequências vulcanossedimentares e complexos máfico-ultramáficos associados; e iii) Faixa Brasília, sub-divida em zona externa e zona interna.

A Zona Interna da Faixa Brasília caracteriza-se por mica xistos do Grupo Araxá, na maioria derivados de sedimentos turbidíticos, com rochas sedimentares químicas e rochas vulcânicas subordinadas, além de intercalações de mélanges ofiolíticas e de fragmentos do embasamento.

Já a Zona Externa é composta por unidades do embasamento, englobando terrenos granitos-gnaissicos e sequências vulcano-sedimentares de idade paleo a mesoproterozóica (grupos Arai e Natividade), além de unidades neoproterozóicas representadas pelos grupos Paranoá e Canastra. A porção leste está empurrada sobre a cobertura cratônica do Grupo Bambuí. O embasamento granito-gnaissico foi subdividido em dois setores:

- a) O setor sul com rochas granito-gnaissicas, granitos estaníferos e sequência vulcanossedimentar do Ticunzal (Danni & Fuck, 1981);
- b) E o setor norte, composto predominantemente por rochas do terreno granito-*greenstone* do Tocantins (Cruz & Kuyumjian, 1998).

A área de estudo esta inserida na Zona Externa da Faixa Brasília, no terreno Almas-Dianópolis, que integra o embasamento granito-gnaissico da Zona Externa da Faixa Brasília (ver Figura 3).

2.1.1. Sequência Metavulcanosedimentar de Almas

A sequência de Almas (Costa, 1984; apud Ferrari, 2001) é composta por unidades supracrustais do tipo *greenstone* denominadas de Grupo Riachão do Ouro. Esta unidade compreende a Formação Córrego Paiol, que ocorre em uma faixa estreita de aproximadamente 2,0 km de largura e cerca de 15 Km de comprimento, com direção NE-SW (Padilha, 1984, apud Ferrari, 2001), e a Formação Córrego do Ouro, que ocorre no topo da sequência vulcânica.

De acordo com Cruz & Kuyumjian (1993, apud Alvarez, 2006) a Formação Córrego Paiol é constituída por rochas vulcânicas máficas e restritas ocorrências de rochas vulcânicas ultramáficas. As rochas vulcânicas máficas foram divididas em um grupo dominante de metabasaltos de alto-Fe e um outro grupo constituído por basaltos de alto-Mg. De acordo com Silva *et al.* (1990, apud Ferrari, 2001) as rochas metabásicas foram afetadas por zonas de cisalhamento, e transformadas predominantemente em xistos compostos por anfibólio, clorita, sericita, carbonato e quartzo. As rochas ultramáficas ocorrem como lentes com textura milonítica, principalmente na porção oeste da Faixa Dianópolis e são representadas por xistos ultramáficos e hornblenditos associados a zonas de cisalhamento transcorrentes, de direção NE-SW (Ferrari & Choudhuri, 1999).

Cruz & Kuyumjian (1993, apud Alvarez, 2006) descreveram que a Formação Córrego do Ouro como sendo uma sequência de filitos sericiticos com intercalações de formações feríferas bandadas, quartzitos, quartzitos hematíticos, metacherts, conglomerados e rochas metavulcânicas félsicas. Ferrari (2001) acredita que tais unidades ocorrem no topo da sequência vulcânica, numa faixa contínua de direção NNE-SSW.

As rochas da sequência metavulcanosedimentar são encontradas em contato tectônico com os granito-gnaisses da Associação TTG (Ferrari, 2001).

2.1.2. Complexo Granito-Gnaissico

Cruz (1993, apud Alvarez, 2006) descrevem os complexos granito-gnáissicos sendo constituído por plútons de granitóides isotrópicos a fracamente foliados, agrupados em duas suítes: a) Suíte 1, compreendendo tonalito, trondhjemitos, granodiorito, quartzo-monzodiorito e quartzo-diorito ricos em anfibólio; e b) Suíte 2, compreendendo tonalito, trondhjemitos, granodiorito e monzogranito, sendo a biotita o principal mineral máfico. Nos granitóides da suíte 2 foi possível observar xenólitos dos anfibólio granitóides da suíte 1. Na descrição de

Ferrari (2001), estes corpos granitóides são elipsoidais, contornados por faixas da sequência metavulcanossedimentar. Além dos granitoides constituintes das Suítes 1 e 2, foi descrito Complexo Ribeirão das Areias (CRA) representando um conjunto de rochas mais antigo (Cruz, 1993, apud Alvarez, 2006).

2.1.3. Grupo Natividade

Dardene & Saboia (2007), descreve o Grupo Natividade como uma sucessão de rochas carbonáticas (dolomitos e calcários), intimamente associados às rochas siliciclasticas, sugerindo assim uma forte influência marinha durante sua sedimentação, caracterizando assim uma plataforma mista silico-carbonática, representando a fase de expansão marinha pós-*rifte*. Ainda segundo estes autores, o Grupo Natividade se diferencia do Grupo Arai, por não apresentar facies sedimentares típicas da fase *rifte*, como conglomerados polimiticos característicos de leques aluviais e rios entrelaçados. Por não apresentar intercalações vulcânicas e piroclásticas na base e em sua porção inferior, dificulta a datação da idade de sedimentação deste Grupo.

2.1.4. Diques Básicos e Ultrabásicos Cretáceos

Os diques de rochas básicas e ultrabásicas são constituídos predominantemente por diabásio, e subordinadamente por Gabros, gabros noritos e noritos, abundantes na associação TTG e nas faixas da sequência metavulcanossedimentar (Ferrari, 2001). Tais rochas apresentam esfoliação esferoidal e não são observadas evidências de deformação e metamorfismo nas mesmas. Para este autor, tais diques estão relacionados ao período Cretáceo, o que é evidenciado pela ausência de metamorfismo nas rochas e pela correlação com outros enxames de diques de rochas básicas que ocorrem pelo país.

2.1.5. Coberturas Sedimentares

Segundo Correia Filho & Sá (1980, apud Ferrari, 2001), as coberturas sedimentares da região são de idade cretácea e estão representadas por sedimentos bacinais da formação Urucua, observados na região de Pindorama. Os sedimentos são terrígenos, arenosos, e podem ocorrer associados a lentes métricas de conglomerados basais.

2.2. Arcabouço Estrutural

De acordo com estudos obtidos de Costa *et al.* (1976, apud Alvarez 2006) as faixas da sequência metavulcanossedimentar são lineares, com direção N-S, e ramificações para NE e NW. Sua relação estrutural com os complexos granítico-gnaissicos indica que estas faixas contornam os plútons, caracterizando contatos curvos gerando junções tríplices em forma de 'Y'. Kuyumjian e Araujo Filho (2005) sugeriram que a origem dessas junções tríplices é resultante da forma inicial dos domos, alojados como corpos elípticos alongados com áreas aproximadamente iguais, formando zonas de cisalhamento inter-dômicas, que ocorreriam com ângulos de 50° e 60°.

Na análise de Cruz & Kuyumjian (1999), as estruturas mais antigas foram geradas no evento D_n , e são caracterizado por uma xistosidade subvertical com feições locais de cisalhamento, como observado nas faixas da sequência metavulcanossedimentar. Esta xistosidade tende ser paralela ao contato entre as faixas "greenstone" e os complexos granito-gnaissicos, Apófises de granitoides destes complexos são intrusivas ao longo dos planos de xistosidade S_n . Estruturas mais jovens incluem zonas de cisalhamento direcionais D_{n+1} com movimentação destral com direção principal N20°-30°E, e direções subordinadas entre N0°-10°E e N10°-20°W. De acordo com Borges *et al.* (1991) e Cruz (1993) (apud Alvarez, 2006), essas estruturas estão relacionadas a evolução do Terreno Almas-Dianópolis (TAD).

Estruturas regionais de caráter rúptil são observadas a sul de Conceição do Tocantins, onde o sistema de falhamentos Arraias-Campos Belos justapõe rochas granito-gnáissicas sobre o Grupo Arai, através de falhas inversas sinistrais de direção NW (Fonseca, 1996 apud Cruz & Kuyumjian, 1999), fornecendo mais evidências para a possível presença de estruturas brasileiras a sul do TAD (Cruz & Kuyumjian, 1999).

2.3. Metamorfismo

Cruz & Kuyumjian (1999) reconheceram dois eventos metamórficos principais na área do TAD: O primeiro (M1) estaria relacionado ao evento D_n , e é restrito a sequência metavulcanossedimentar, enquanto que o segundo (M2) estaria relacionado ao evento D_{n+1} , afetando todas as rochas do TAD, incluindo o complexo granito-gnáissico.

Para estes autores, a principal paragênese metamórfica regional dos metabasaltos seria associadas ao primeiro evento metamórfico, constituída por anfibólio+plagioclásio $\pm$ Clorita $\pm$ Epidoto, representando paragêneses que variam da fácies xisto verde a anfibolito. Próximo as zonas de cisalhamento D_{n+1} , o plagioclásio altera para albita, mica branca e epidoto, e a paragênese M2 resultante é composta por anfibólio+albita+epidoto $\pm$ mica-branca $\pm$ Clorita. A paragênese M2 pode ser observada tanto nas sequências metavulcanossedimentare e como no complexo granito-gnáissico.

Ainda segundo estes autores, a composição do anfibólio das paragêneses M1 varia de actinolita férrica a hornblenda tschermakítica, e plagioclásio com composições de albita a andesina. Cálculos de P/T foram efetuados utilizando o banco de dados termodinâmicos THERMOCALC (version 2.0, Powell & Holland 1998) e forneceram temperaturas de 576 ± 46 e $632 \pm 60^\circ\text{C}$ e pressões de $3,9 \pm 2$ e $4,4 \pm 2,3$ Kbar, respectivamente.

Já os cálculos efetuados na paragênese M2 forneceram um resultado mais restrito de temperatura e pressão: 485 ± 18 e $539 \pm 65^\circ\text{C}$ e $4,0 \pm 2$ e $4,4 \pm 0,5$ Kbars, respectivamente, indicando condições metamórficas de fácies epidoto-anfibolito (Cruz & Kuyumjian, 1998).

A presença de apófises de granitoides ao longo dos planos S_n sugere que as variações laterais de fácies durante o M1 e o regime metamórfico de alta razão T/P possam ser consequência da intrusão dos corpos granitoides, durante o evento D_n (Cruz & Kuyumjian, 1998).

2.4. Evolução Tectônica

Segundo Cruz (1993, apud Alvarez, 2006), a intrusão dos granitoides na Formação Córrego Paiol ocorreu entre ca. 2,45 e 2,20 Ga, sendo esta considerada a idade mínima da sequência metavulcanossedimentar do TAD. Cruz & Kuyumjian (1999) propõe a seguinte evolução geotectônica para a área:

- a) Deposição da sequência metavulcanossedimentar, inicialmente com derrames basálticos da Formação Córrego Paiol seguidos da formação Córrego do Ouro;
- b) Verticalização dos estratos sedimentares e contatos geológicos, e geração de dobras apertadas verticais e da xistosidade S_n durante o evento D_n , juntamente com o primeiro evento metamórfico.

- c) Intrusão do complexo granito-gnáissico, que ocorreu sincrônica ou tardiamente em relação ao evento D_n ,
- d) Desenvolvimento das zonas de cisalhamento D_{n+1} , juntamente com o segundo evento metamórfico.

Devido as poucas datações geocronológicas e geoquímica isotópica das rochas na região do Terreno Almas-Dianópolis, a compreensão da evolução tectônica da região torna-se complicada, desta forma este trabalho vem para integrar mais dados, para ajudar a compreender melhor como ocorreu a evolução tectônica desta região.

3. GEOLOGIA DA REGIÃO DE NOVA PRATA

Neste capítulo serão apresentados os resultados do mapeamento geológico de detalhe na escala 1:25.000, porém o mapa geológico foi integrado na escala 1:60.000. Este mapeamento como dito anteriormente, foi feito em parceria com a Mineradora Rio Novo e a UERJ. Este mapeamento ocorreu na região de Nova Prata situada ao sul da Cidade de Almas, a uma distância de 20km em linha reta.

Foram encontradas 7 unidades litológicas, que serão descritas a seguir, estas também forneceram dados metamórfico e estruturais, também descritos neste capítulo. O mapeamento gerou um mapa geológico-estrutural que se encontra em anexo, na escala 1:60.000.

3.1. Unidades Litológicas

Na área mapeada foram identificadas sete unidades litológicas, na escala do mapeamento: Clorita Xisto, Diques de rochas dioríticas, (Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto (Filonito), Leucogranito levemente foliado a milonítico, Ortognaisses, (Sericita)-Quartzo-Xisto (Filonito) e Cobertura residual (Laterita).

Durante os trabalhos de campo, o maior problema encontrado foi a escassez de afloramentos das rochas máficas. Dentre estes, os sericita-clorita xistos são rochas muito friáveis e de fácil intemperismo. Além disto por conter muito ferro na composição de seus minerais, geram espessas camadas de laterita que cobrem superficialmente por longas esta unidade litológica. Desta forma, não foram encontrados muitos afloramentos frescos, dificultando o estudo com maior detalhe desta rocha. Entretanto, para fins de reconhecimento, foi utilizado afloramentos de rochas metabásicas na mina do Córrego Paiol situada ao norte do alvo mapeado.

Com base em critérios estruturais a área foi dividida em dois domínios, um ao norte o outro ao sul, o domínio norte apresentou duas direções de foliação: N-S e NE-SW, enquanto que o domínio sul a foliação apresenta-se apenas com direção N-S. Posteriormente verificou-se que a composição dos ortognaisses dos dois domínios também apresentavam diferenças geocronológicas, sendo que isto será detalhado melhor no capítulo 5.

3.1.1. Clorita Xisto

Essa unidade se distribui por cerca de 15% da área mapeada e se dispõe nos dois domínios estruturais em questão. Na porção norte da área ocorre sob a forma de uma faixa de direção norte-sul sofrendo uma deflexão para nordeste-sudoeste, rumo à porção oeste da área. Na porção sul ela ocorre como uma faixa alongada de direção predominantemente norte sul (vide mapa em anexo).

Solos residuais vermelho-arroxeados, que são bastante representativos na área, são gerados pela alteração intempérica dessa rocha e contatos entre solos dessa unidade com aqueles provenientes dos granitóides adjacentes podem ser facilmente reconhecidas (ver Figura 4).

Figura 4 - Afloramento do Clorita-Sericita-Quartzo xisto muito alterado, com veios de quartzo reconhecíveis.



Legenda: Lapiseira indicando o Norte.

Fonte: O autor, 2016.

Sua relação com as unidades adjacentes é representada por formas lenticulares isoladas dentro dos corpos granitoides e por faixas alongadas em contato com os sericita quartzo xistos (vide mapa em anexo).

Os afloramentos ocorrem predominantemente em depressões nas estradas, cavas de garimpo e ravinas/voçorocas (ver Figura 5 e 6). Na maioria das vezes tais afloramentos são limitados devido às coberturas detríticas e aluvionares, estas bem representativas na área.

Quando fresca, a rocha possui cor verde escura e granulometria fina, cor de alteração caracteristicamente vermelho-arroxeadada devido à alteração da clorita e liberação do ferro (ver Figura 7), e o seu protólito é um metabasito. Ao microscópio apresentou textura granolepidoblástica, inequigranular, possui uma xistosidade penetrativa dada pela orientação principal de todos os seus minerais constituintes, composta principalmente por clorita (31%), sericita (22%), quartzo (45%) e sulfetos (2%), (ver Figura 8). Na lâmina NPBR-0244 (ver Figura 9) foram observados texturas miloníticas, e os veios milimétricos exibem texturas poligonais indicando recristalização, mostrando assim que esta sofreu um forte evento deformacional.

Estes filitos/xistos quando frescos o único mineral identificável é a clorita, quando alterada pode-se observar um mineral de alteração esbranquiçado, possivelmente caulinita, sugerindo a presença de plagioclásio.

Figura 5 - Afloramento do clorita-sericita-quartzo xisto em uma cava de garimpo.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 6 - Afloramento em corte de estrada do clorita xisto alterado..



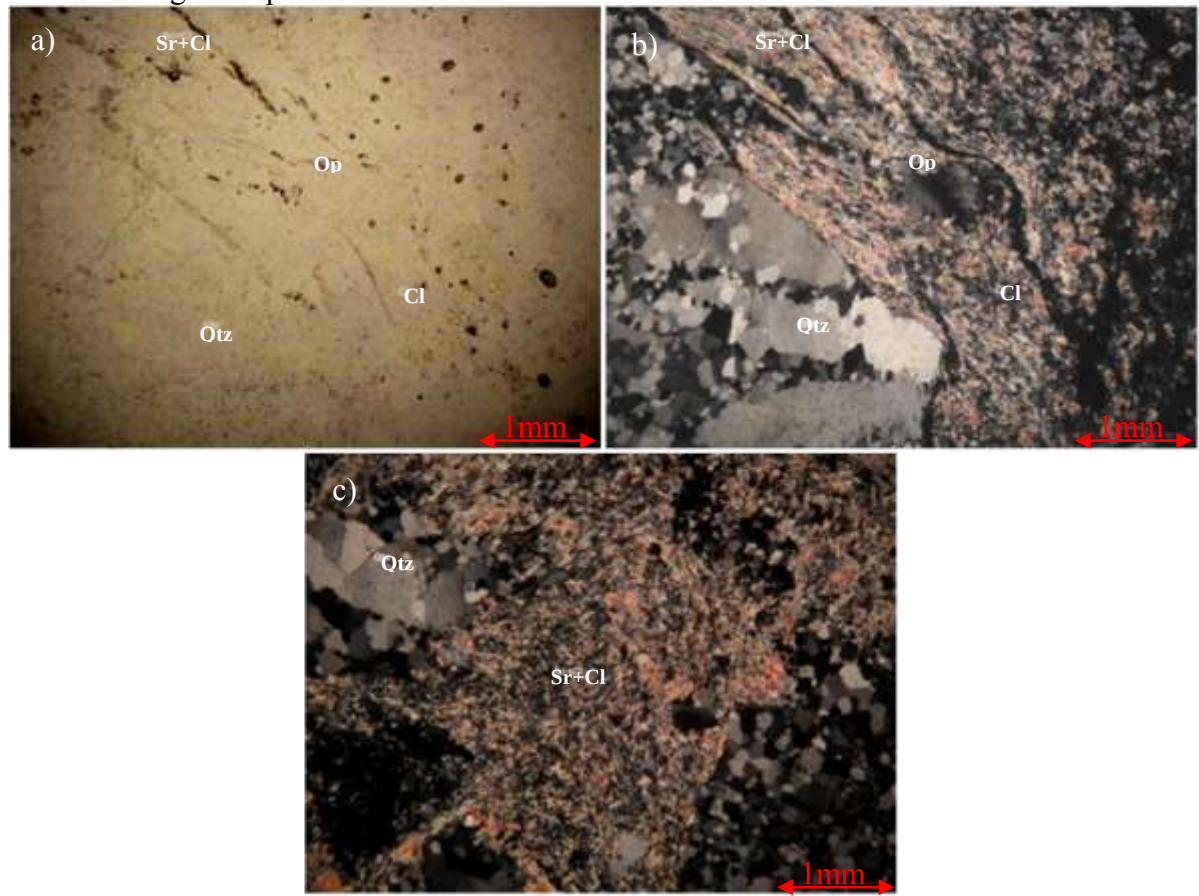
Legenda: Facão indicando o norte.
Fonte: O autor, 2016.

Figura 7 - Clorita xisto muito alterado, com a coloração avermelhada.



Fonte: O autor, 2016.

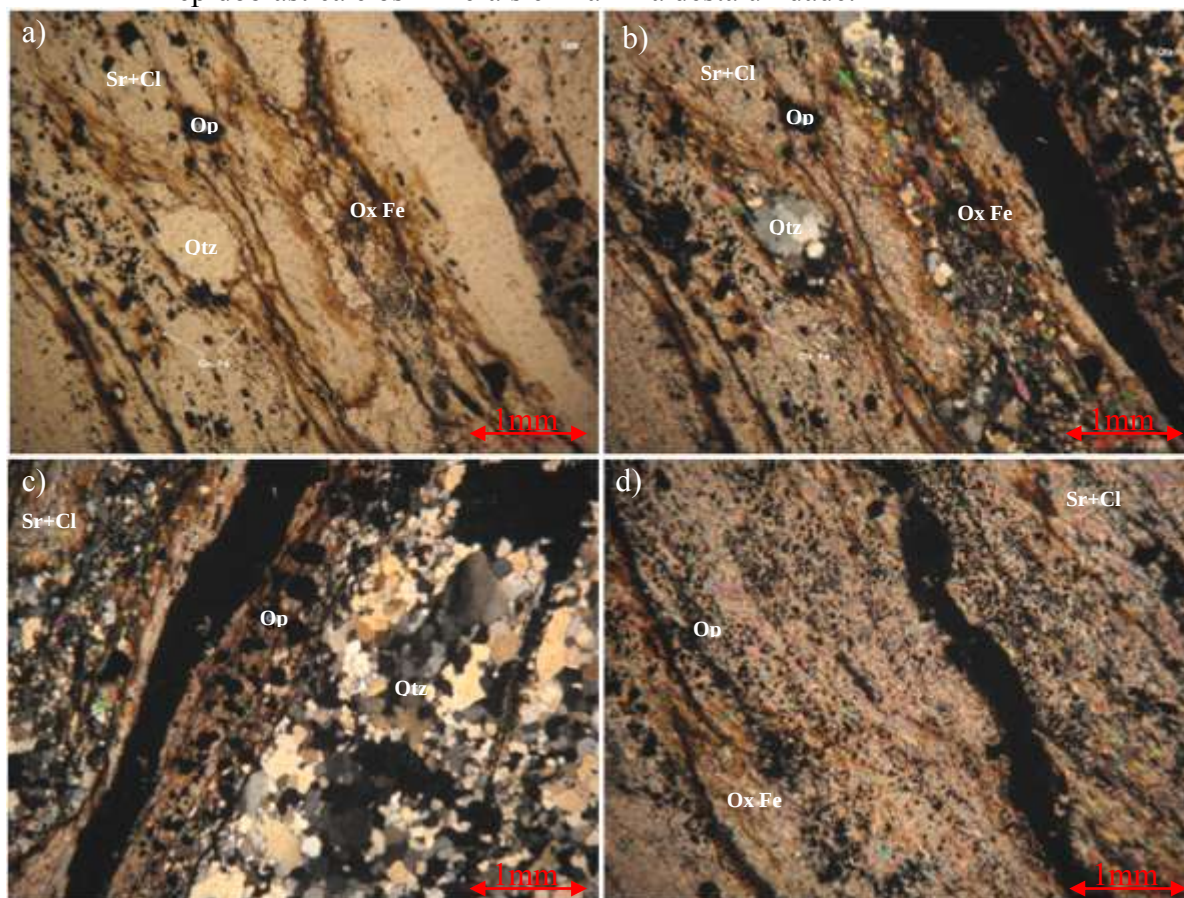
Figura 8 - Amostras de lâmina delgada do ponto NPBR-0117 ilustrando uma textura granolepidoblastica e os minerais em lâmina desta unidade.



Nota: Observar na imagem b) e c) a presença de quartzo recristalizado e porfiroclastos na forma de sigmoides envoltos por uma matriz de sericita e clorita. A presença de óxido de ferro sugere a percolação de fluidos pelas microfraturas. a) nicois paralelos; b) e c) nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 9 - Amostras de lâmina delgada do ponto NPBR-0244 ilustrando uma textura lepidoblastica e os minerais em lâmina desta unidade.



Nota: Observar na imagem b) sigmóides de quartzo recristalizado e na imagem c) a presença do veio de quartzo muito recristalizado com uma textura milonítica. A presença de óxido de ferro sugere a percolação de fluidos pelas microfraturas. a) nicois paralelos; b), c) e d) nicois cruzados.

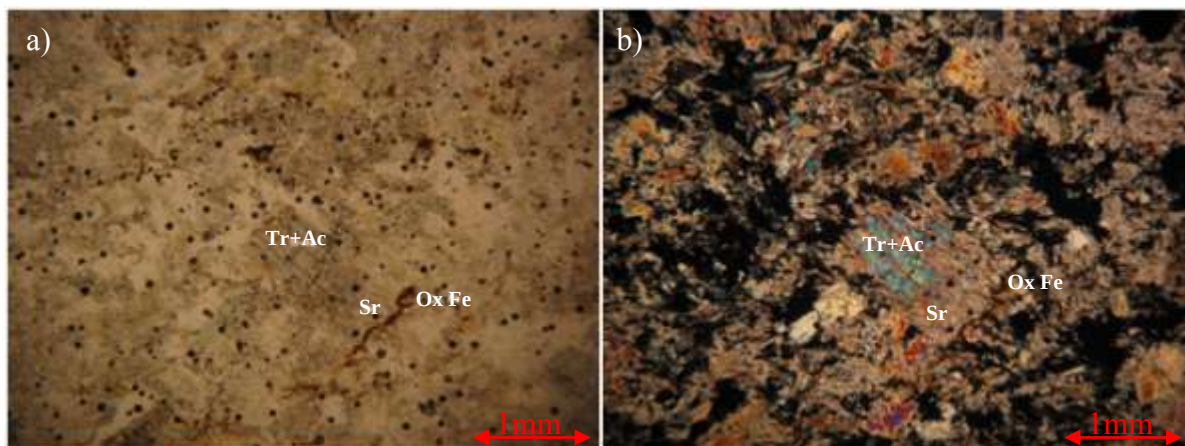
Fonte: O autor, 2016.

Na porção nordeste da área, foi reconhecido um bloco de uma rocha esverdeada sedosa, muito intemperizada, diferente do clorita xisto acima referido. Esta rocha a princípio foi caracterizada como uma rocha ultramáfica devido ao mineral sedoso, que em campo foi descrito como talco. Contudo tanto na descrição petrográfica nos dados químicos, esta rocha foi caracterizada como um gabro diorito (ver Figura 10). Em lâmina apresentou granulometria fina a média, sem orientação dos grãos e textura granoblastica, os minerais observados foram: clorita (30%), sericita (28%), plagioclásio (13%), tremolita-actinolita (8%), hornblenda (9%), diopsídio (8%) e quartzo (4%).

Na mesma porção da área acima referida, foi observado um xisto mais esverdeado, alterado, em contato com o clorita-xisto, esta rocha foi classificada como um epidoto-tremolita-actinolita xisto. E em lâmina delgada apresentou granulometria média, inequigranular, com porfiroblastos de quartzo, textura granoblastica heterogranular. uma foliação penetrativa, composta por tremolita-actinolita (30%), zoisita+epidoto (24%),

plagioclásio (16%), quartzo (8%), diopsídio (8%), clorita (7%), titanita (5%), opacos (2%) e zircão (<1%). Veios de quartzo foram notadas também na lâmina (ver Figura 11).

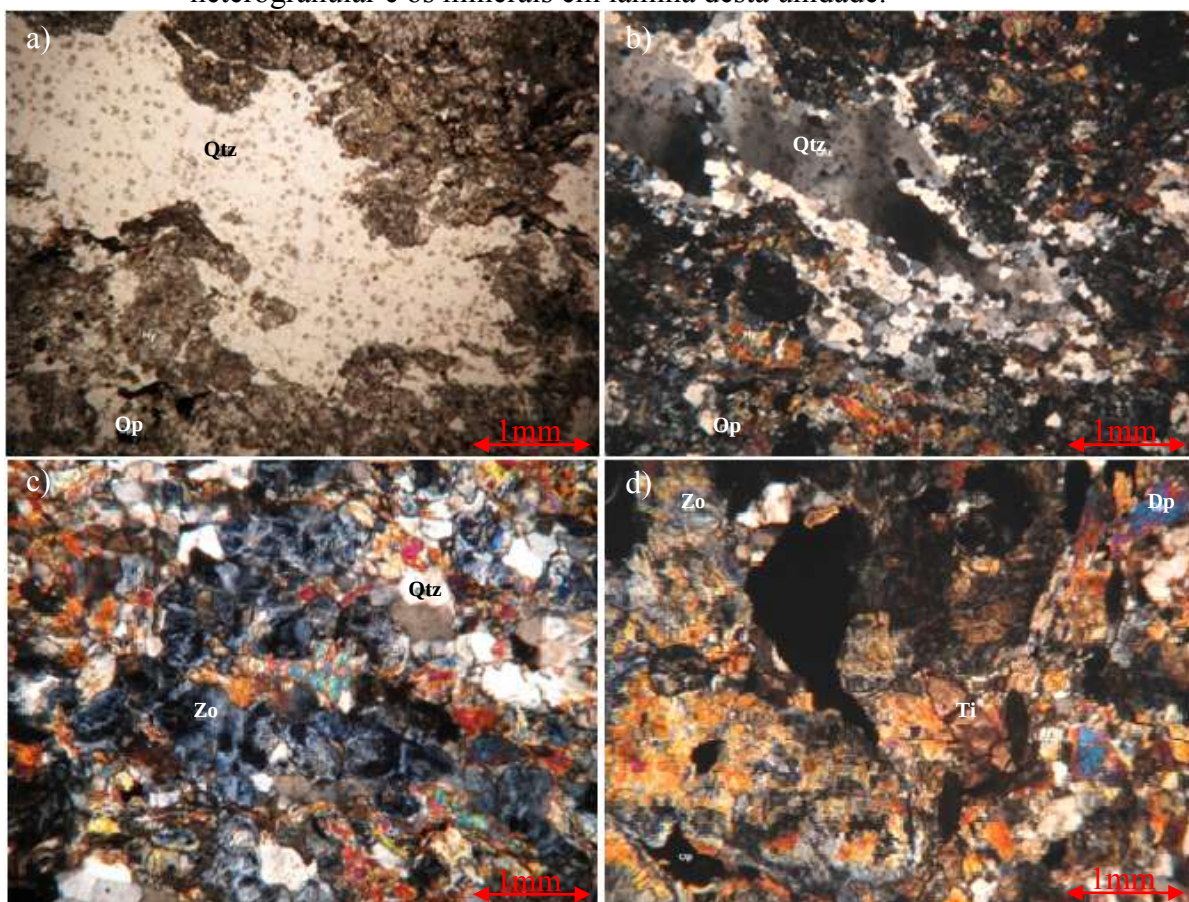
Figura 10 - Lâmina delgada do ponto NPBR-0020 ilustrando uma textura granoblastica e os minerais em lâmina desta unidade.



Legenda: a) nicois paralelos; b) nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 11 - Lâmina delgada do ponto NPBR-0087 ilustrando a textura granoblastica heterogranular e os minerais em lâmina desta unidade.



Nota: Observar que os os cristais apresentam-se com formato anédricos ou poligonais. Na imagem b) é possível notar que os cristais de quartzo sofreram recristalização e apresentam extinção ondulante.

Legenda: a) nicois paralelos; b), c) e d) nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

3.1.2. Ortognaisses

Esta unidade é a unidade de maior expressão na área mapeada, constituindo cerca de 45% do total. Tal complexo engloba duas unidades de ortognaisses, aflorantes respectivamente nas porções norte e sul da área (vide mapa em anexo). Os afloramentos ocorrem principalmente sob a forma de grandes lajedos em terrenos planos (ver Figura 12) e em drenagens. Tais afloramentos encontram-se em geral muito fraturados, com veio de quartzo associados.

Figura 12 - Afloramento típico dos ortognaisses relacionados a esta unidade.



Legenda: Corpo de granitóide foliado. Ponto NPBR 0097. Visada para N-NW.
Fonte: O autor, 2016.

Essa unidade é representada por rochas graníticas a granodioríticas predominantemente, com variedades tonalíticas. Os ortognaisses da porção sul apresentam texturas com bandamento composicional enquanto que os ortognaisses da porção norte são uma variação mais foliada.

A variedade com bandamento composicional magmático (ortogneisse sul) possui cor cinza azulada e granulometria média a grossa (ver Figura 13 e 14), em lâmina apresenta textura granonematoblástica, constituída por quartzo (35%), plagioclásio (25%), K-feldspato (15%), piroxênio (2%), biotita (8%) e clorita (15%), além de minerais acessórios como: titanita, zircão e epidoto.

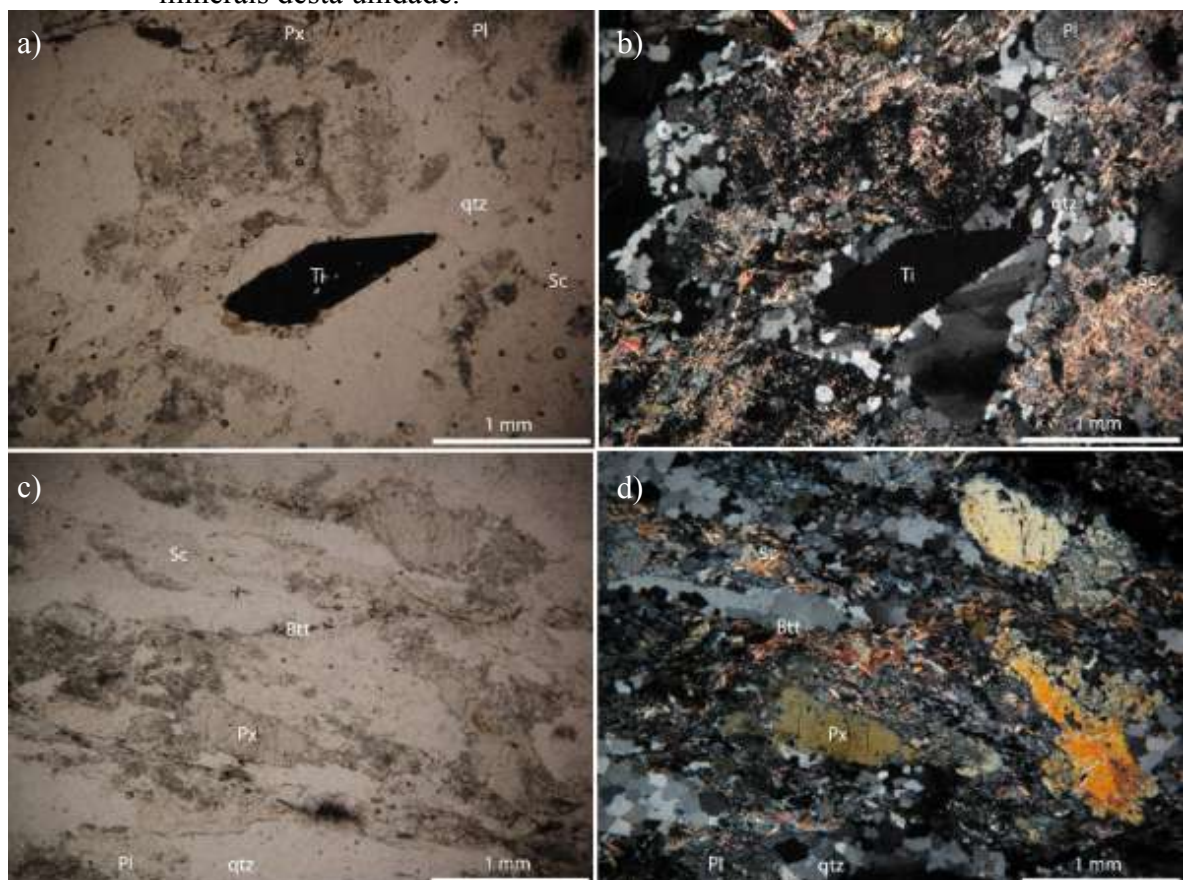
Figura 13 - Afloramento do ortogneisse da porção sul.



Nota: Observar bandamento composicional magmático caracterizado por bandas quartzo-feldspáticas alternadas com lentes mais escuras ricas biotita talvez refletindo bandamento ígneo primário.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 14 - Lâmina delgada dos pontos NPBR-0149 e NPBR-0101 ilustrando os principais minerais desta unidade.



Nota: Observar uma leve orientação dos grãos de quartzo e biotita nas imagens c) e d). Nas imagens b) e d) é possível observar a extinção ondulante nos grãos de quartzo recrystalizado. a) e c) nicois paralelos; b) e d) nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

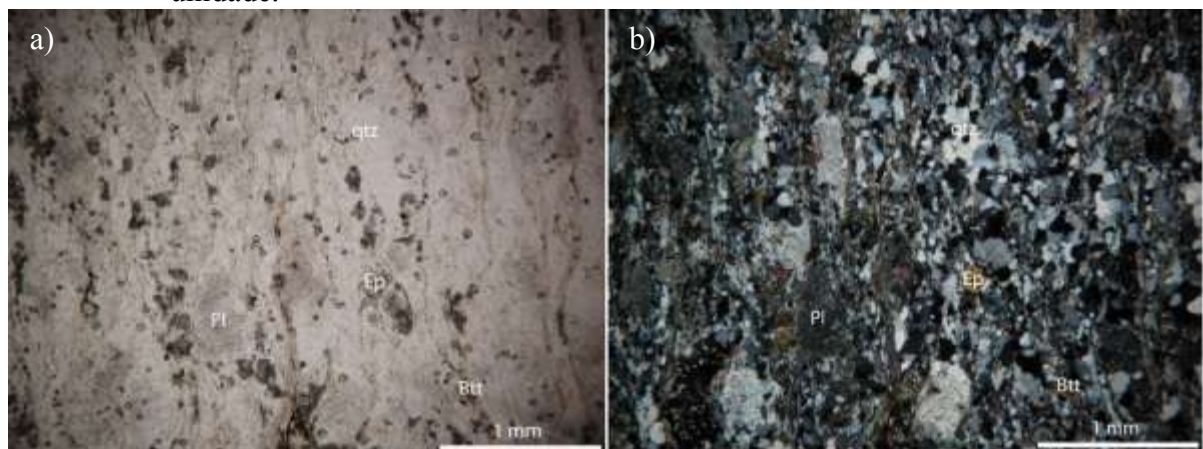
Os ortognaisses da porção norte, com foliação mais penetrativa, possuem granulometria fina a média, textura granolepidoblástica e são compostos por quartzo (43%), feldspatos (plagioclásio (23%) e K-feldspato (18%)), biotita (10%), clorita (3%) e epidoto (3%). Possui bandas mais biotíticas/cloríticas intercaladas com bandas mais quartzosas (ver Figura 15 e 16).

Figura 15 - Afloramento do granitóide levemente foliado a milonítico.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 16 - Lâmina delgada do ponto NPBR-0056 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade.



Nota: Observar a forte orientação da biotita que ocorre bordejando os grãos de quartzo recristalizado e com extinção ondulante. a) nicois paralelos; b) nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

A relação de contato com as rochas desta unidade com as demais ocorre de forma tectônica, representada por empurrões na porção norte do mapa, onde esta unidade apresenta-se estratigraficamente acima do Clorita Xisto.

3.1.3. Rochas Filoníticas

3.1.3.1 (Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto

Esta unidade constitui cerca de 10% da área total e ocorre sob a forma de uma faixa alongada de direção predominantemente N-S, com deflexão para NE-SW na porção centro oeste da área mapeada (vide mapa em anexo). Esta unidade se encontra num alto grau de alteração, associado a solos residuais com uma coloração bege amarelada, com presença de sericita e quartzo, os melhores afloramentos são encontrados em drenagens, ravinas e antigas cavas de garimpo (ver Figura 17). As amostras de rocha sã coletadas foram encontradas em rejeitos de cavas fundas de garimpos abandonados.

Como no Clorita-Xisto, suas relações de contato com rochas adjacentes são de difícil mapeamento, devido a dificuldade de se encontrar afloramentos em boas condições, contudo por esta rocha apresentar um solo residual muito característico. Em muitos casos as relações de contato foram inferidas a partir da mudança brusca da composição do solo, já que a principal rocha que esta faz contato é o Clorita Xisto que apresenta um solo extremamente característico de coloração arroxeada.

Quando menos frescas, possui coloração cinza azulada, com granulometria média a grossa, cor de alteração caracteristicamente ocre amarelada, foi entendido que o protólito desta rocha seriam os ortognaisses da porção sul. A rocha em lâmina apresenta textura granolepidoblástica, é composta por quartzo (38%), sericita (8%), plagioclásio (20%) e K-feldspato (10%), além de carbonato (calcita e\ou ankerita (4%)) e clorita (15%). Possui xistosidade bem marcada, podendo apresentar variações para texturas protomiloníticas (ver Figura 18).

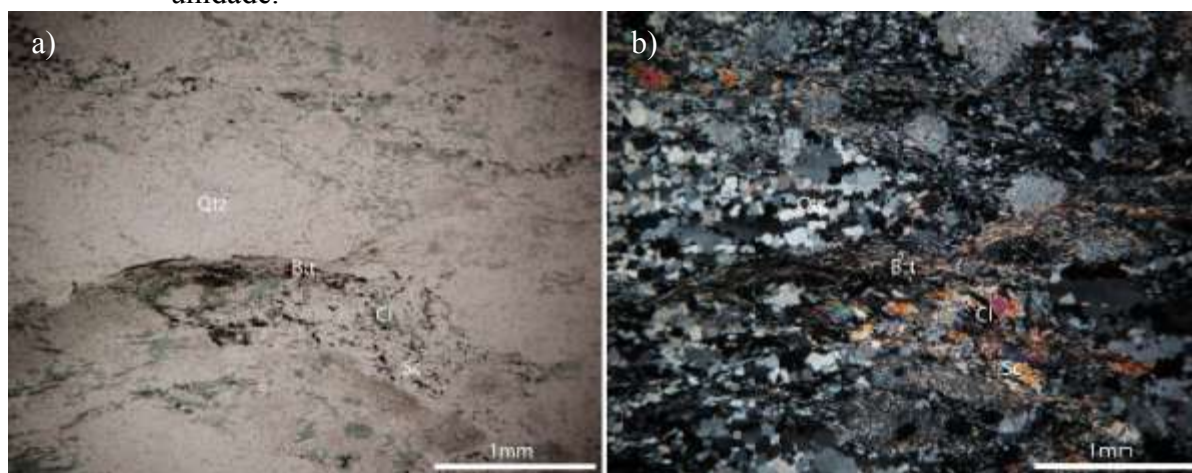
Figura 17 - Afloramento do (Clorita) Sericita Quartzo Xisto em drenagem.



Nota: Observar cor de alteração intensamente amarelada.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 18 - Lâmina delgada do ponto NPBR-0002 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade.



Nota: Observar que a biotita ocorre bordejando os grãos de quartzo, e a mesma alterando-se para clorita. Os grãos de quartzo na imagem b) apresenta extinção ondulante. a) nicois paralelos; b) nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

3.1.3.2 (Sericitita) Quartzo Xisto

Esta unidade ocorre sob a forma de uma lente de direção aproximada N/S, dentro do ortogneisse da porção sul, com 30 metros de extensão, constituindo um morrote. Os

afloramentos relativos a esta unidade ocorrem em depressões ao longo da estrada e em pequenas drenagens (ver Figura 19).

Compreende uma rocha extremamente friável, de granulometria fina a média, composta predominantemente por cristais de quartzo (90%) intensamente recristalizado em lâmina delgada e por sericita, que ocorre como fitas entre os cristais de quartzo (ver Figura 20).

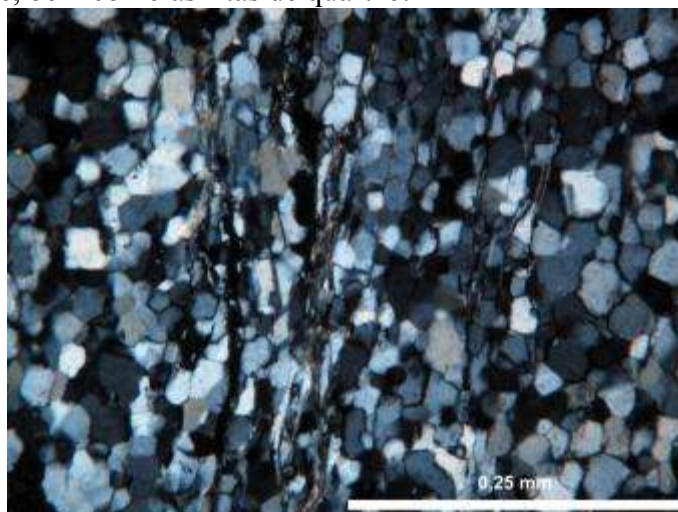
Figura 19 - Afloramento alterado do (Sericita)-Quartzo Xisto. Ponto NPBR 0123.



Legenda: Cabo do martelo apontando para norte.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 20 - Lâmina delgada do ponto NPBR-0123 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade, bem como as fitas de quartzo.



Legenda: Com nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

3.1.4. Diques de Rochas Dioríticas

Essa unidade é representada por dioritos, que se apresentam na forma de diques com algumas dezenas de metros de largura, nos dois domínios estruturais da área mapeada, todos com direção N-S (vide mapa em anexo). Sua relação de contato com as unidades adjacentes é brusco. Muitas vezes os contatos não são observados e estas rochas ocorrem como blocos alinhados com direção N-S (ver Figura 21). Na maioria das vezes os afloramentos são limitados devido às coberturas detríticas e aluvionares que são bastante representativas na área.

Figura 21 - Bloco de um dique diorítico.



Legenda: Martelo indicando o Norte.

Fonte: O autor, 2016.

Geralmente apresenta uma grande resistência ao ser quebrado, desta forma a priori foi considerada como uma rocha sã. Em amostra de mão a rocha possui cor verde escura e granulometria média a grossa. Em todos os pontos desta unidades os afloramentos apresentavam esfoliação esferoidal e uma capa de alteração de coloração ocre (ver Figura 22).

Em lâmina delgada observou-se uma textura ígnea panidiomórfica e cristais euédricos, é composta principalmente por quartzo (9%), plagioclásio (20%), hornblenda (10%), clorita (11%), clinopiroxênio (diopsídio - 14%), tremolita-actinolita (6%), ortopiroxênio (hiperstênio - 9%), sericita (4%) em algumas lâminas biotita (2%), mimerckita (3%) e zoisita (2%), além

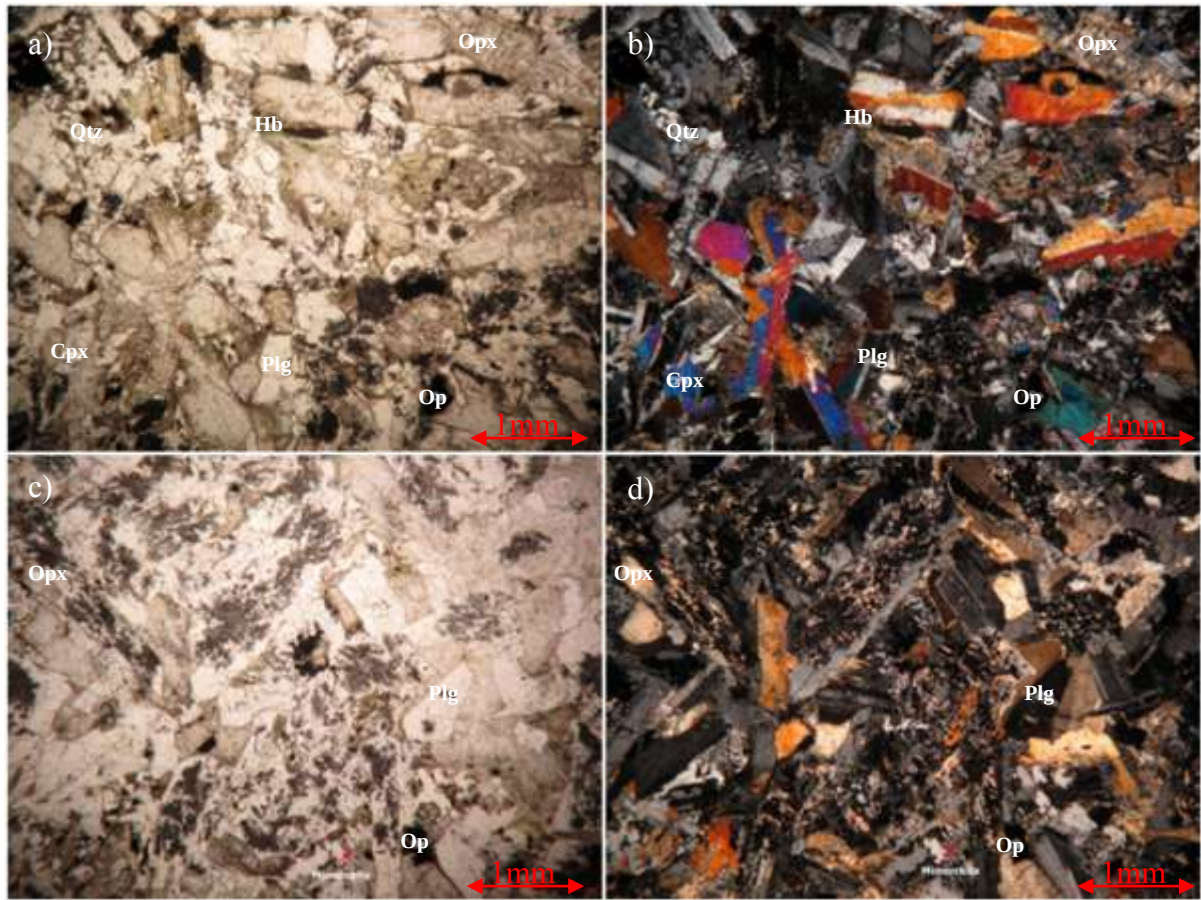
dos minerais acessórios como titanita (<1%), zircão (2%), epidoto (3%) e sulfetos (5%) (ver Figura 23 e 24). Contudo na análise microscópica, observamos muitos minerais de alteração e alguns metamórficos, dentre eles tremolita-actinolita e zoisita, contudo não apresenta nenhuma deformação.

Figura 22 - Bloco de diorito/metadiorito, apresentando esfoliação esferoidal.



Fonte: O autor, 2016.

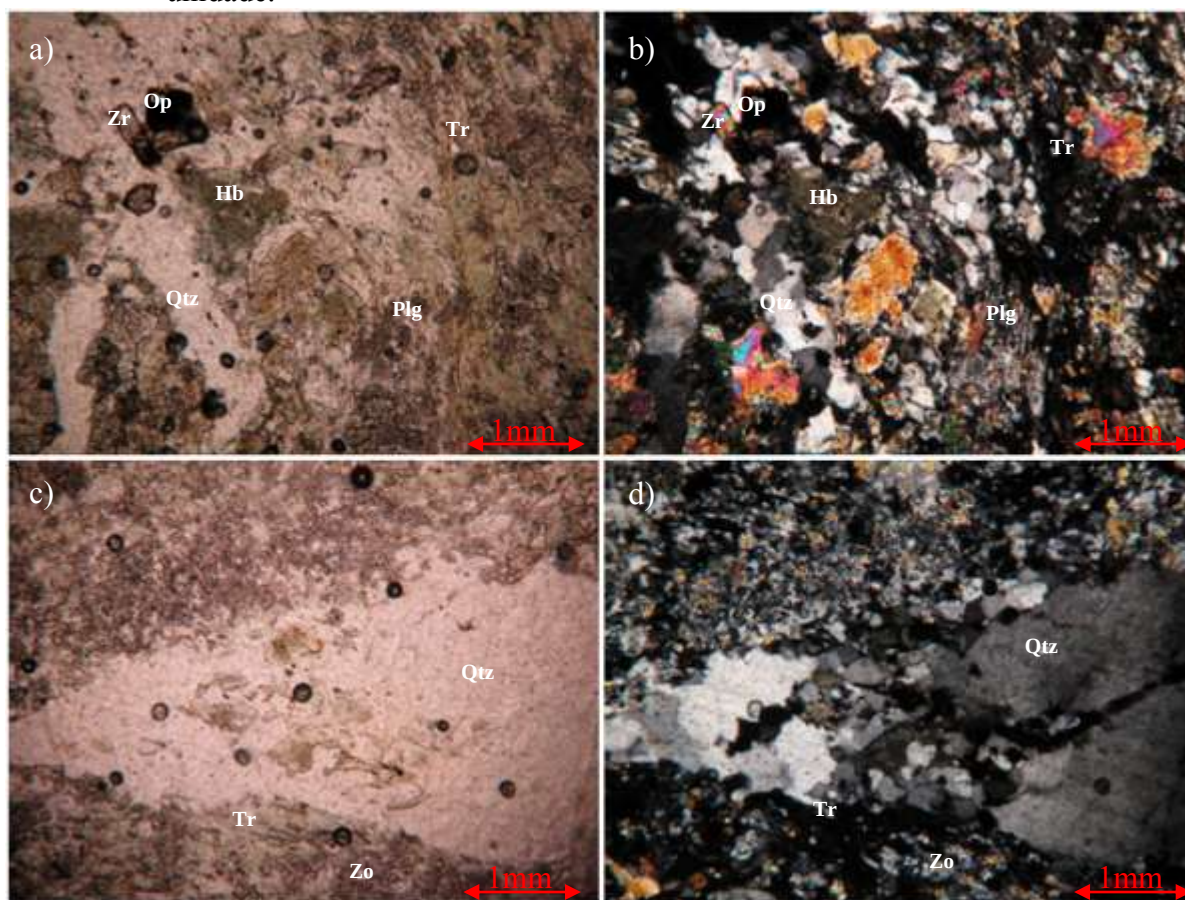
Figura 23 - Lâmina delgada do ponto NPBR-0029 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade.



Nota: Observar que os cristais de plagioclásio e epidoto são alongados. a) e c) nicois paralelos; b) e d) nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 24 - Lâmina delgada do ponto NPBR-0166 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade.



Legenda: Nas imagens b) e d) é possível notar os grãos de quartzo cataclásados e com extinção ondulante. a) e c) nicois paralelos; b) e d) nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

3.1.5. Leucogranito levemente foliado a milonítico

Esta unidade constitui cerca de 5% da área mapeada e ocorre sob a forma de uma faixa alongada de direção N-S ao longo de toda a região. Os afloramentos ocorrem principalmente em depressões na estrada e ao longo de drenagens (ver Figura 2525). Os afloramentos desta unidade encontram-se muito alterados apresentando uma coloração amarelo esverdeado e com minerais secundários provenientes da alteração do feldspato (caulim).

São granitóides de cor cinza esverdeado, com granulometria média a grossa, inequigranular, que apresentam foliação bem marcada. Em lâmina foi observado que possui textura granonematoblástica e é constituído mineralogicamente por cristais subedrais a anedrais de plagioclásio (25%), k-feldspato (15%), cristais euedrais a subedrais de quartzo (45%), que possui extinção ondulante, além de sericita (5%) e biotita (5%) (ver Figura 26).

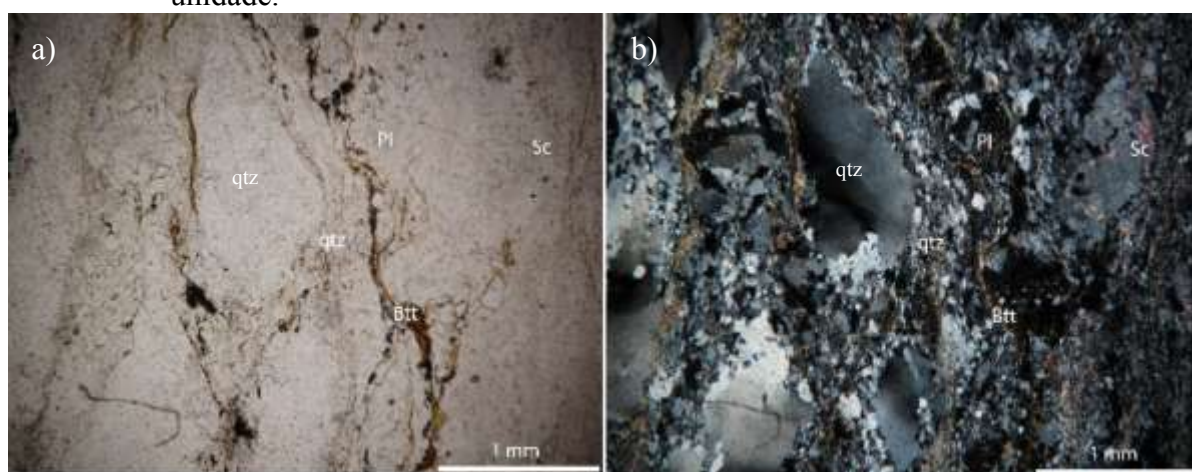
Figura 25 - Aspecto dos afloramentos em drenagem como no ponto NPBR 0243.



Legenda: Visada para Norte.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 26 - Lâmina delgada do ponto NPBR-0216 ilustrando os minerais em lâmina desta unidade.



Nota: Observar na imagem: b) a extinção ondulante nos porfiroclastos de quartzo, estes bordejados por biotita. a) nicois paralelos; b) nicois cruzados.

Fonte: O autor, 2016.

3.1.6. Veios de Quartzo

Esta unidade se apresenta preenchendo falhas e fraturas em todas as unidades mapeadas, em campo foi possível diferenciar ao menos duas famílias de veios, sendo a primeira composta essencialmente por quartzo, com pouca ou nenhuma deformação e coloração branco leitosa, enquanto que a segunda apresentavam-se muito deformados e

cisalhados e coloração fume, esta segunda é também composta predominantemente por quartzo, porém nesta família existe a ocorrência de ouro livre.

3.1.7. Cobertura Residual Detrítica e/ou Laterítica

Esta unidade cobre praticamente toda a área de afloramento do Clorita Xisto e sobre os ortognaisses da porção norte, conforme discutido anteriormente, com cerca de 45% da área total mapeada. Sua espessura média é de 20 m, contudo se estima que possa chegar a espessuras maiores. Foram observados seixos angulosos de quartzo e xisto, no interior da matriz ferruginosa (ver Figura 27).

Figura 27 - Crosta laterítica.



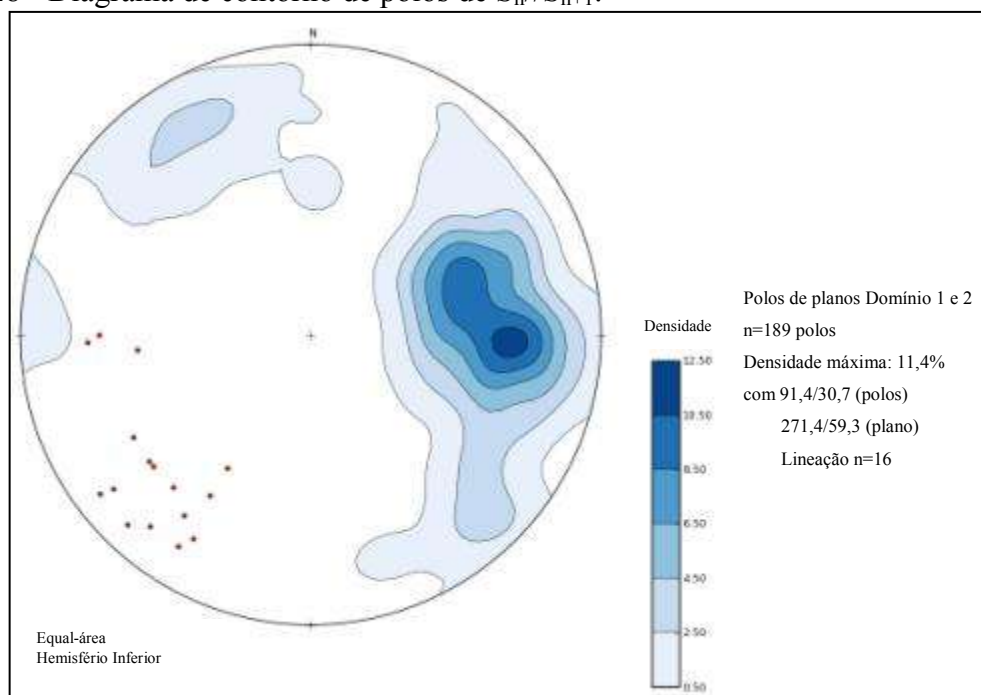
Legenda: Martelo indicando o norte.
Fonte: O autor, 2016.

3.2. Geologia Estrutural

A principal estrutura observada na área de estudo é uma foliação penetrativa regional S_n , que nos xistos, está materializada por uma clivagem de crenulação $S_n//S_{n+1}$. Já nos ortognaisses, a foliação é representada por uma xistosidade grossa, dada pelo paralelismo dos minerais máficos, quartzo e feldspato, gerando em alguns afloramentos um bandamento gnáissico.

A foliação principal ($S_n//S_{n+1}$) em toda a área possui direção preferencial N-S com mergulhos para W (ver Figura 28). Essa foliação foi gerada pela deformação principal D_n+D_{n+1} , contemporânea ao metamorfismo regional das rochas encontradas na área. Uma importante lineação de estiramento *down dip* à fortemente oblíqua, também foi observada em associação à foliação principal.

Figura 28 - Diagrama de contorno de polos de $S_n//S_{n+1}$.



Legenda: Diagrama contendo todas as medidas de foliação obtidas na área, juntamente com as medidas de lineação.

Fonte: O autor, 2016.

Muitos dos veios de quartzo observados encontravam-se muito cisalhados e com o aspecto fumê, indicando que sofreram os efeitos da deformação D_n+D_{n+1} . desta forma foi considerado que os veios são pré-ou sin-deformação principal.

Posteriormente a deformação principal, foi detectado em mapa um dobramento em escala regional que foi considerado como um evento D_{n+2} , que está redobrando a foliação $S_n//S_{n+1}$.

Além da deformação dúctil acima descrita também foi notada uma deformação rúptil na área que possivelmente foi o ultimo evento deformacional que o alvo sofreu, pois falham os veios e a foliação principal da área.

Permanece em aberto a caracterização da tectônica rúptil relacionada às intrusões de diques básicos, com direção N-S, e de alguns veios não deformados, contudo foram observados em lâmina minerais metamórficos de facies xisto verde a epidoto-anfíbolito, sugerindo posicionamento temporal entre D_{n+1} e D_{n+2} .

Com base na deformação tardi D_{n+1} a D_{n+2} , a área foi dividida em dois domínios estruturais, baseado na falha de empurrão com direção NE-SW que foi traçada na porção central do mapa: o Domínio Norte possui foliação com *strike* N-S a NE-SW, e o Domínio Sul com foliação de *strike* somente N-S. Os dois domínios apresentam lineações de estiramento *down dip* a fortemente oblíqua (alto *rake*).

3.2.1. Deformação Principal no Domínio Norte

Este domínio é caracterizado por rochas com foliação $S_n//S_{n+1}$ bem marcada, (ver Figura 29), e presença de lineação de estiramento ou mineral.

Neste domínio a foliação está dobrada em dobras abertas regionais D_{n+2} (vide mapa em anexo) dobrando a foliação principal que possui duas direções preferenciais de mergulho, uma para W com mergulho entre 65 e 80 graus e outra para NW com mergulho entre 70 e 80 graus. Medidas com direção para SE também foram observadas.

Observando o mapa geológico-estrutural, esta mudança na direção do mergulho das camadas é facilmente notada, onde as camadas com *strike* NE, sofrem uma deflexão ficando com *strike* praticamente N-S. Esta deflexão é bem exemplificado nos granitóides deste domínio (vide mapa em anexo).

As lineações de estiramento mineral L_{n+1} observadas neste domínio são *down dip* a oblíquas, com altos valores de *plunge* para SW, indicando provavelmente uma tectônica de empurrões oblíquos, com componente horizontal destrai.

A partir dos contatos litológicos observados em campo, das foliações medidas, dos estereogramas interpretados a seguir, foram mapeadas dobras antiformais e sinformais (vide mapa em anexo).

Como dito anteriormente a foliação deste domínio possui duas direções preferenciais, com mergulho para W e para NW, e com atitude dos máximos em 274/59 e 338/68, como observado no diagrama de contorno (ver Figura 30). Medidas para SW e SE também foram observadas. Outra conclusão tirada é que estes dois pólos máximos geram uma guirlanda que ao traçarmos o plano π , sobre esta guirlanda, obteremos o eixo β , com medida 221/45, representando a deformação D_{n+2} , e que se refere ao eixo das dobras observadas em mapa.

No estereograma de lineações (ver Figura 31) é notado que a maioria das medidas se concentra no quadrante SW e algumas para W. Estes dados mostram que as medidas de lineação são fortemente obliquas ou *down dip*, respectivamente, mostrando que a área sofreu uma tectônica transpressiva durante os eventos orogênicos.

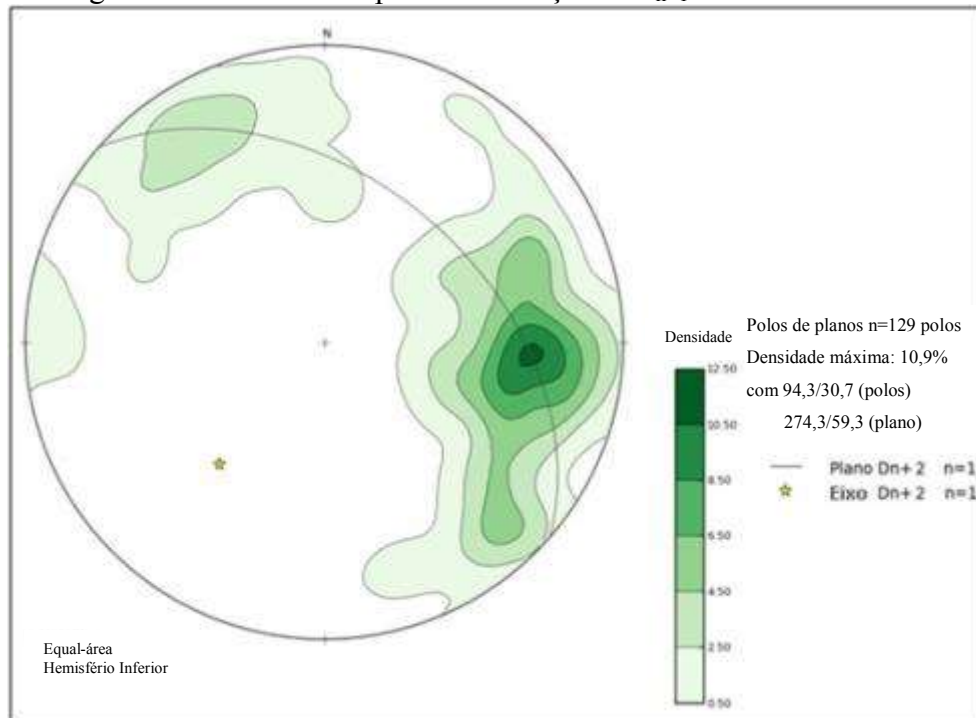
Figura 29 - Foliação marcante no ortognaisses da porção sul.



Legenda: Lapiseira indicando o norte.

Fonte: O autor, 2016.

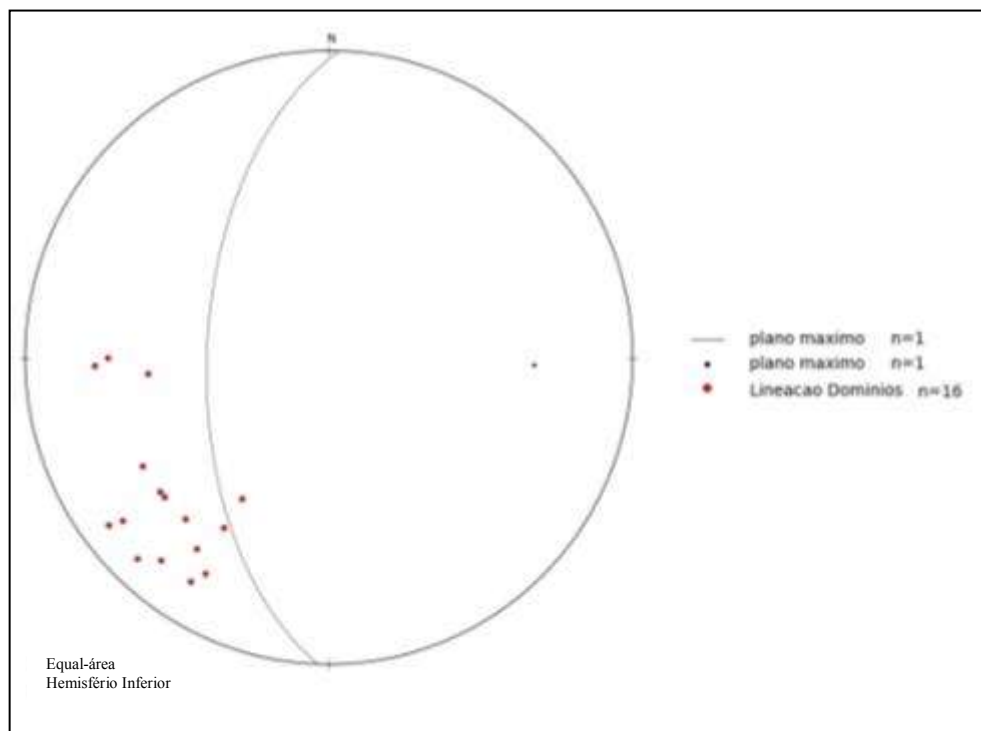
Figura 30 - Diagrama de contorno de polos da foliação S/S_{n+1} .



Legenda: Diagrama mostrando duas áreas de concentração de pólos da foliação. A linha traçada representa o plano π e a estrela representa o eixo β (D_{n+2}), 291/45.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 31 - Estereograma de lineação L_n .



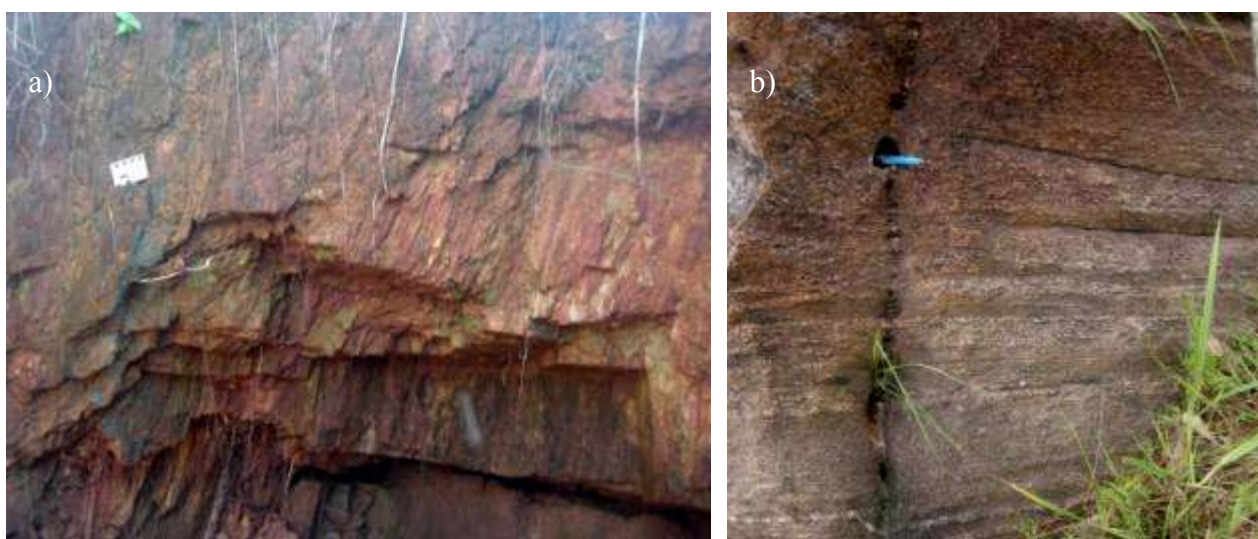
Legenda: O Estereograma mostra que a concentração das medidas de lineação é no quadrante SW. O plano traçado representa o plano máximo obtido no diagrama de contorno, mostrando que o caráter down dip é fortemente oblíquo.

Fonte: O autor, 2016.

3.2.2. Deformação Principal no Domínio Sul

Neste domínio, foram observadas no clorita xistos uma foliação milonítica marcante e nos ortognaisses foi notado relictos de bandamento magmático (ver Figura 32 - a e b), lineação de estiramento mineral, falhas, fraturas e veios intrudindo a rocha também são observadas neste domínio.

Figura 32 - a) Cava de garimpo com foliação milonítica sub-vertical no Clorita-Xisto; b) Relictos de bandamento magmático no granitóide do domínio Sul.



Legenda: Cartão e lapiseira indicando o norte.

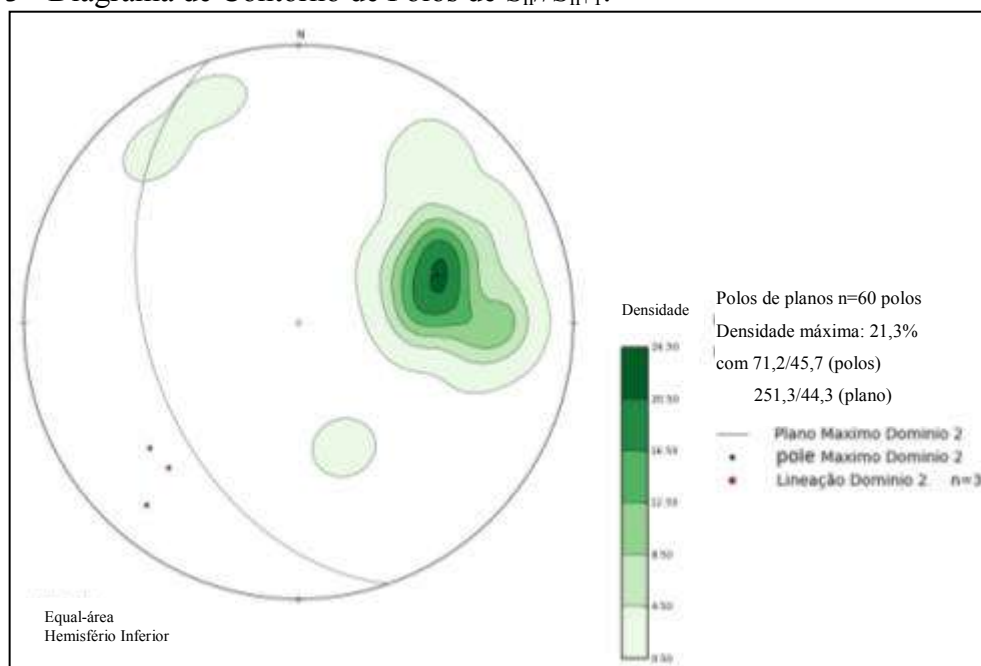
Fonte: O autor, 2016.

A foliação principal possui direção preferencial N-S e NW-SE com mergulhos entre 45 e 60 graus para W/SW, como é possível ser observado no mapa geológico-estrutural (vide mapa em anexo).

Como no domínio Norte, as poucas medidas de lineação de estiramento mineral observadas na área são down dip com plunge para SW, ou obliquas de alto rake.

A atitude da foliação no estereograma (ver Figura 33) indicam máximo em 251/44. Na mesma Figura, ao traçarmos o plano máximo observa-se que a lineação é praticamente down dip a fracamente oblíqua.

Figura 33 - Diagrama de Contorno de Pólos de S_n/S_{n+1} .



Legenda: Diagrama mostrando uma área de concentração de pólos de foliação para ENE. A linha representa o plano máximo.

Fonte: O autor, 2016.

3.2.3. Veios

Como exposto anteriormente muito dos afloramentos encontram-se extremamente fraturados e intrudidos por veios quartzo com ocorrência de ouro, mostrando que a tectônica rúptil teve um papel importante na mineralização da área.

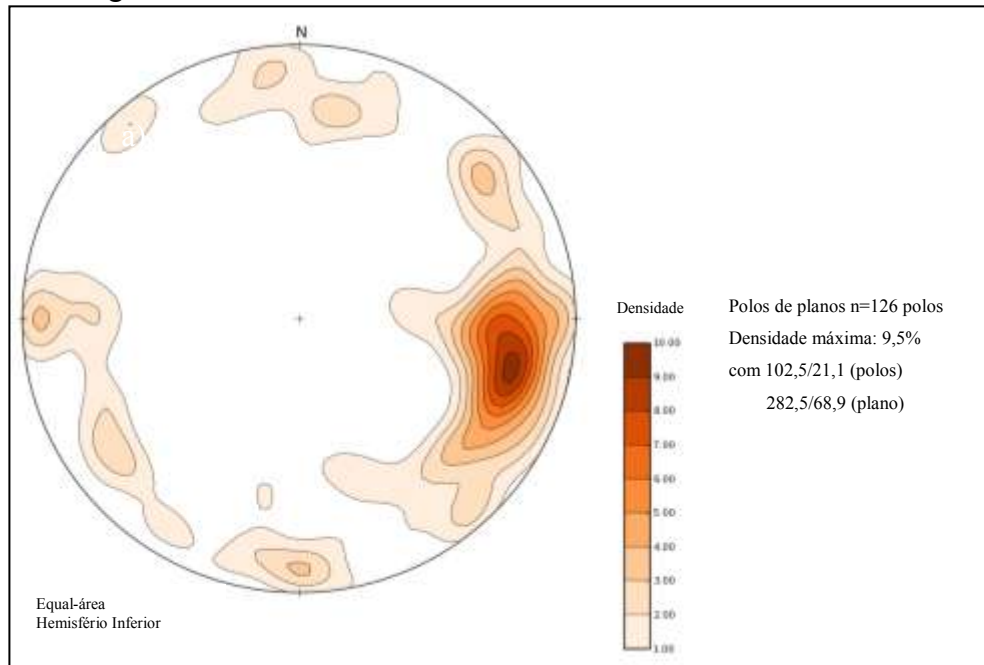
Contudo, foram distinguidos em campo veios muito deformados, de outros sem nenhuma deformação, onde se concluiu que houve pelo menos dois eventos distintos de geração de veios. Com base nas informações acima, foi considerado que houve uma fase pré a $\sin-D_{n+1}$ que gerou os veios mineralizados em ouro e um evento pós- D_{n+1} , que foi associado ao falhamento e fraturamento observado na área.

Em muitos afloramentos, foram observadas intrusões de veios pré ou $\sin$ (muito deformados) e pós-deformação D_{n+1} (sem nenhuma deformação aparente). Esses veios possuem diversas direções, como é notado no diagrama de contorno (ver Figura 34), porem predominando a família N-S.

Ao separarmos as medidas concordantes das discordantes a foliação principal S_n/S_{n+1} , é notada que existe um maior numero de medidas concordantes com a foliação S_n , com direção N-S, do que medidas discordantes da foliação principal (ver Figura 35 e 36). Na

Figura 37, foi montado um bloco diagrama com as diversas famílias dos veios, desta forma sendo mais bem exemplificado o que é observado nos estereogramas.

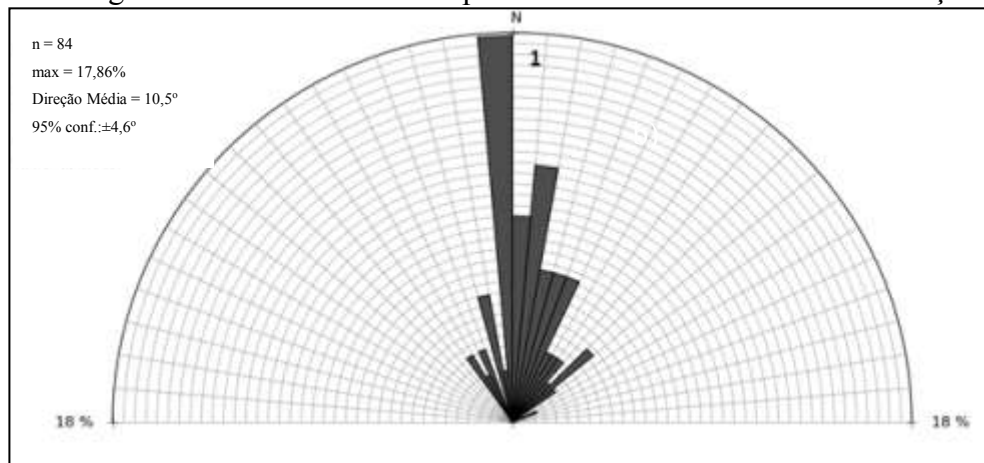
Figura 34 - Diagrama de contorno de veios.



Nota: É possível notar certa dispersão na orientação dos veios. Contudo prevalecendo as medidas de strike N-S. Se faz notar também o paralelismo da maioria dos veios com a foliação principal S_n (total de 126 medidas).

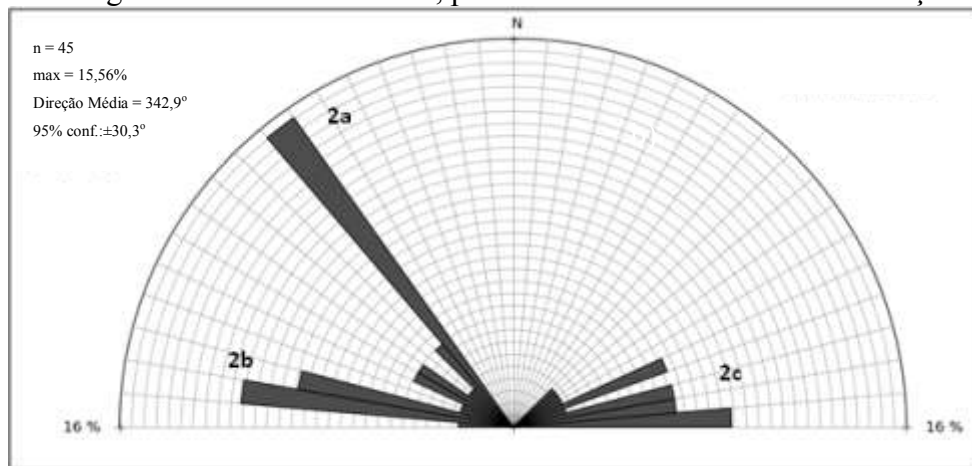
Fonte: O autor, 2016.

Figura 35 - Diagrama de Rosetas de Veios para as medidas concordantes a foliação S_n/S_{n+1} .



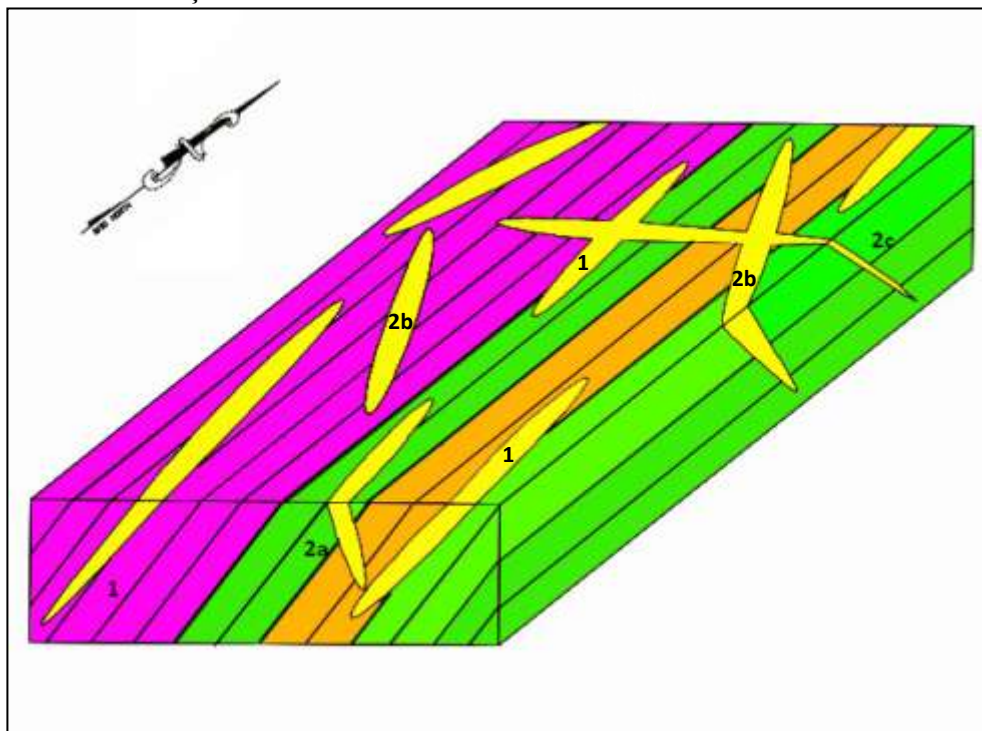
Fonte: O autor, 2016.

Figura 36 - Diagrama de rosetas de veios, para as medidas discordantes a foliação.



Nota: Numeração mostrando as principais famílias.
Fonte: O autor, 2016.

Figura 37 - Bloco Diagrama mostrando as principais famílias de veios segundo suas orientações.



Nota: As cores são representativas das principais unidades.
Fonte: O autor, 2016.

Veios *en échelon* foram observado também em diversos pontos deste domínio com atitude medida de 242/70 (ver Figura 39) este tipo de estrutural é um ótimo indicador para se entender a deformação ocorrida na área.

Estes veios em alguns casos encontram-se falhados, com componente de movimentação horizontal destrai, como no exemplo Figura 39a com orientação 178/75 na

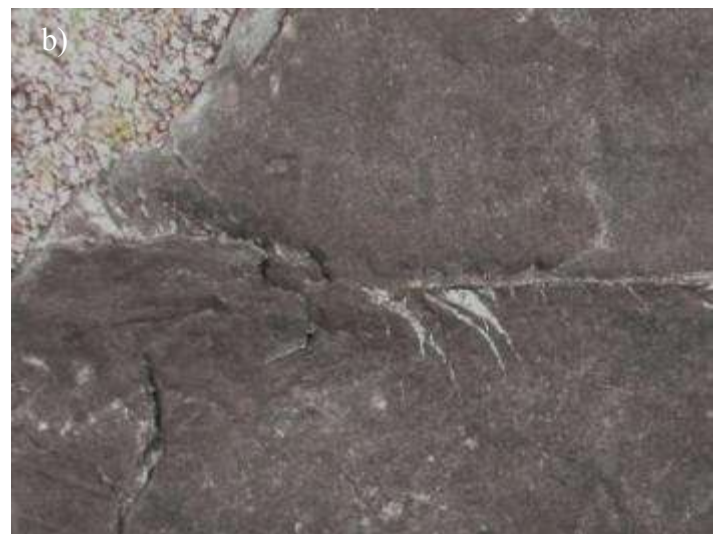
maioria das vezes, e em algumas ocorrências com movimentação sinistral com medida 088/80 (ver Figura 39b), estas falhas com caráter rúptil a dúctil-rúptil.

Figura 38 - Veios *en échelon* .



Legenda: Seta verde indicando σ_1 e vermelho σ_3 , lapiseira indicando o norte.
Fonte: O autor, 2016.

Figura 39 - a) Movimentação horizontal destal nos veios de quartzo; b) Veio de quartzo falhado com movimentação horizontal sinistral.



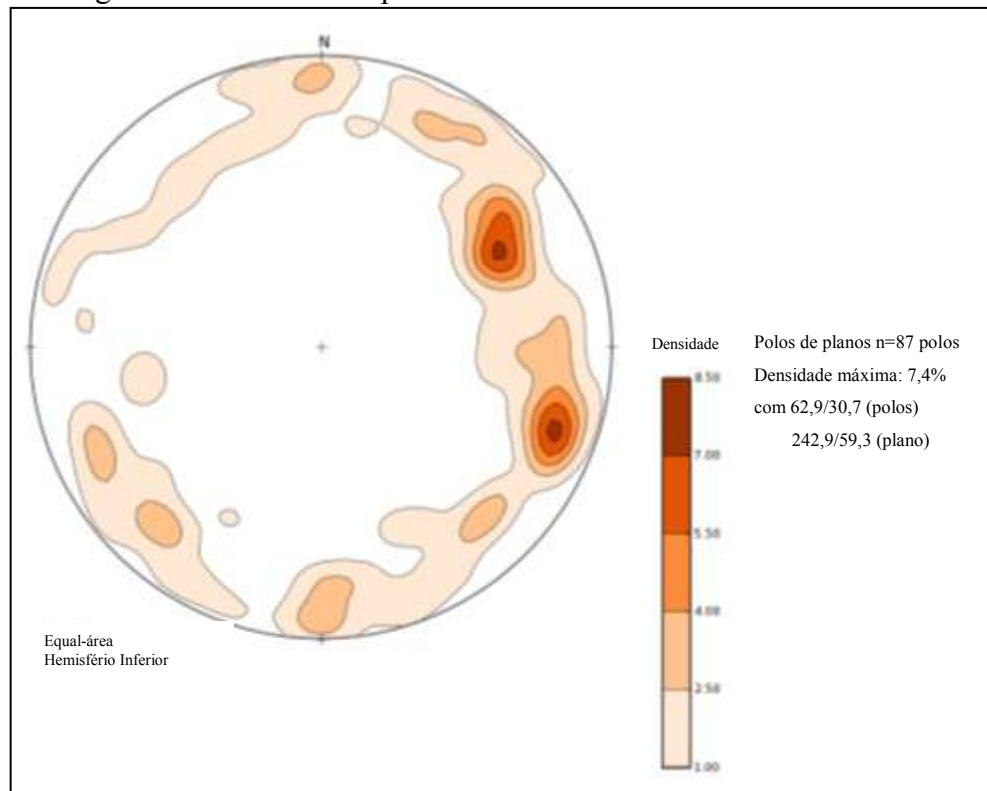
Legenda: Lapiseira indicando o norte (Ponto 41 e 35).
Fonte: O autor, 2016.

3.2.4. Falhas e Fraturas

Muitos afloramentos encontram-se intensamente fraturados e falhados. Estas estruturas rúpteis possuem diversas orientações, como é possível notar no estereograma de contorno e no diagrama de rosetas (ver Figura 40 e 41). No diagrama de rosetas é possível distinguir três famílias principais das fraturas: NNE-SSW; NW-SE; e E-W.

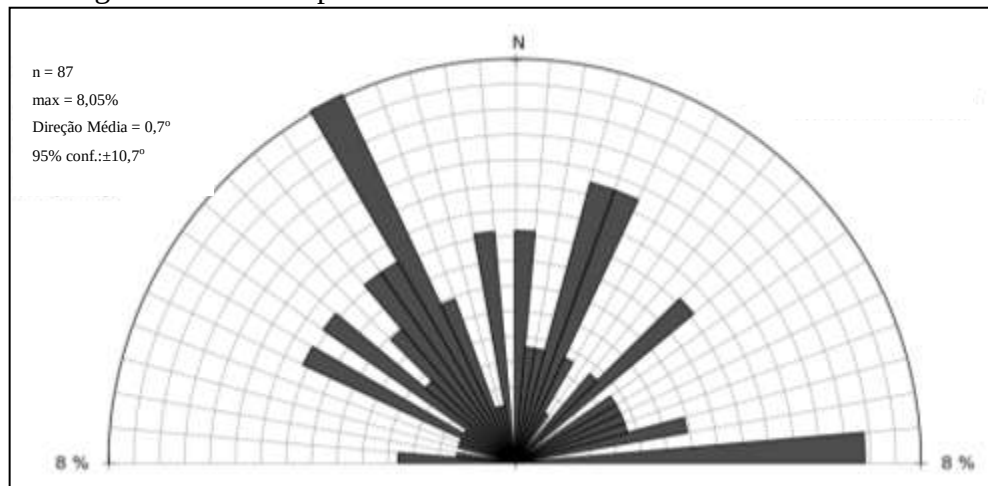
Em um único ponto (NPBR-0035) foi obtida uma medida de estria (157/58), na parede de uma falha com direção 98/80 e com componente de movimentação vertical normal, esta observação foi tirada a partir dos ressaltos da estria na parede da falha, e componente horizontal sinistral.

Figura 40 - Diagrama de contorno de polos de fraturas e falhas.



Fonte: O autor, 2016.

Figura 41 - Diagrama de rosetas para fraturas e falhas.



Fonte: O autor, 2016.

Nos pontos NPBR-0095 e NPBR-0175 (vide mapa de pontos em anexo), foram observadas falhas com componentes de movimentação normal e/ou reversa, formando *Horsts* e *Grabens*, com medidas 291/78 e 320/70 (ver Figura 42 - a e b), porém prevalecendo a componente normal. Falhas com componente horizontal também foram observadas, tanto com movimentação dextral quanto sinistral, contudo prevalecendo a primeira (ver Figura 43).

Figura 42 - a) Falha normal deslocando o bandamento composicional das camadas no ortognaisse do domínio Sul; b) Veios falhados com movimentação normal e reversa formando micro-horst e graben.



Legenda: Lapiseira indicando o norte.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 43 - Falha com componente horizontal destal no ortognaisse. Notem também o bandamento composicional do gnaisse.



Legenda: Lapiseira indicando o norte.

Fonte: O autor, 2016.

Ao juntarmos todas as informações coletadas em campo: veios *en échelon*, as falhas observadas, a interpretação dos estereogramas de veios, fraturas e diagrama de rosetas, é possível concluir que a área sofreu uma importante tectônica rúptil sin ou tardi- D_{n+2} .

Esta tectônica rúptil, possivelmente gerou a falha rúptil de direção SW-NE, mencionada no início deste capítulo. Ela possui alguns indícios de ser reversa e com alguma movimentação sinistral, e foi traçada indiretamente (vide mapa em anexo), utilizando a interpretação de sinal analítico da magnetometria, servindo desta forma para solucionar alguns dos contatos observados na porção norte e sul da área.

3.3. Metamorfismo

Segundo Cruz & Kuyumjian (1998), o Terreno Almas-Dianópolis (TAD) registra dois eventos metamórficos: a) M1, restrito às rochas vulcanossedimentares de fácies anfibolito a xisto verde, a com paragênese anfibólio+plagioclásio $\pm$ clorita $\pm$ epidoto nos metabasaltos; e b) M2 em fácies xisto verde e presente em todas as unidades do TAD, com a paragênese anfibólio+albita+epidoto $\pm$ mica branca $\pm$ clorita.

Nas amostras coletadas e analisadas petrograficamente, foram observadas paragêneses diagnósticas de fácies xisto-verde a epidoto-anfibolito, se aproximando desta forma com as

paragêneses descritas por Cruz & Kuyumjian (1998). Além disso, um aumento da intensidade do metamorfismo foi constatado, sendo de menor intensidade na porção W da área e aumentando para as porções E/NE.

A paragênese metamórfica presente nos metabasitos (clorita xisto) foi clorita+mica branca (sericita). Como o clorita xisto é uma rocha muito fina e deformada, não foi possível distinguir outros minerais diagnósticos, desta forma a paragênese encontrada não é diagnóstica do metamorfismo que esta rocha sofreu, apenas mostrando que a rocha registra condições de metamorfismo superior a facies xisto verde.

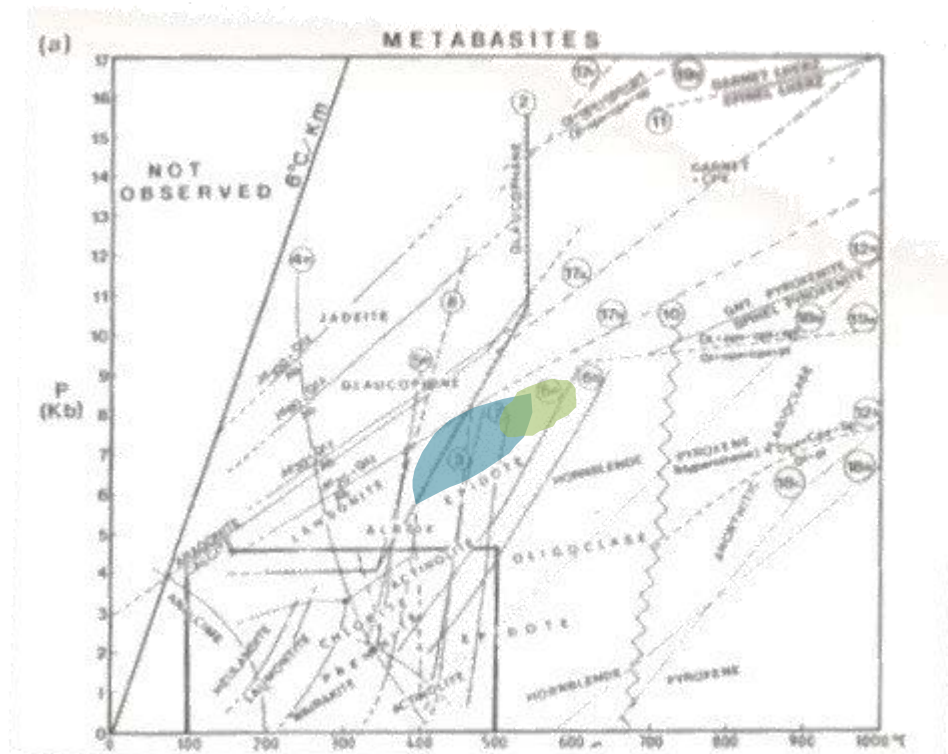
Já nos diques dioríticos, foram descritos também minerais metamórficos que indicam paragêneses de facies epidoto-anfibolito com a paragênese: tremolita-actinolita+hornblenda+plagioclásio+clorita±epidoto. Em uma amostra (NPBR-0007) a paragênese plagioclásio+hornblenda+quartzo +epidoto, é diagnóstica de facies anfibolito inferior.

No ponto NPBR-0087 (vide mapa de pontos em anexo) foi observada uma paragênese diagnóstica também de facies epidoto-anfibolito, composta por tremolita-actinolita+zoisita+epidoto+plagioclásio+clorita.

Ao se plotar as duas primeiras paragêneses no gráfico de metabasitos, nota-se que a T e P que estas duas rochas sofreram são compatíveis de fácies xisto verde a epidoto-anfibolito (ver Figura 44).

Comparando então com a proposição de Cruz e Kuyumjian (1998), a área teria sofrido apenas o metamorfismo do segundo evento (M2), ou possivelmente o evento M1 estaria mascarado pelo evento M2. Entretanto é importante ressaltar que as rochas metabásicas mapeadas estão muito alteradas o que dificultaria esta observação.

Figura 44 - Diagrama P-T para metabasitos



Nota: Em azul metadioritos; em verde anfibolito, baseados nas paragéneses das rochas básicas (clorita-xisto) e diques dioríticos.

Fonte: O autor, 2016.

4. GEOQUÍMICA

Neste capítulo serão apresentados os dados litogeoquímicos, baseados em elementos maiores, menores e traços, incluindo Elementos Terras-Raras (ETR), que foram obtidos para as rochas intermediárias a ácidas encontradas na área mapeada. Os clorita xistos foram descartados, pois se encontravam bastante alteradas em todos os pontos feitos, com exceção de do epidoto-tremolita-actinolita xisto (Boninito).

A Tabela 1 apresenta as amostras analisadas e seus litotipos.

Tabela 1 -Amostras Analisadas

Amostra	Litotipo	Coordenadas X/Y
NPBR-0002	(Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto	269354/8696771
NPBR-0123	(Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto	268049/8689704
NPBR-0246	(Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto	269332/8688952
NPBR-0102	Sericita-Quartzo Xisto	264547/8688622
NPBR-0020	Talco Xisto	270642/8698555
NPBR-0007	Dique Dioríticos	271356/8700364
NPBR-0029	Dique Dioríticos	268225/8699004
NPBR-0166	Dique Dioríticos	262708/8692637
NPBR-0187	Dique Dioríticos	268834/8692572
NPBR-0035	Ortognaisse Norte	266583/8697187
NPBR-0036	Ortognaisse Norte	266573/8697077
NPBR-0076	Ortognaisse Norte	268942/8701070
NPBR-0094B	Ortognaisse Sul	266807/8689660
NPBR-0095	Ortognaisse Sul	266281/8689562
NPBR-0096A	Ortognaisse Sul	265827/8689367
NPBR-0097	Ortognaisse Sul	265574/8689262

Fonte: O autor, 2016.

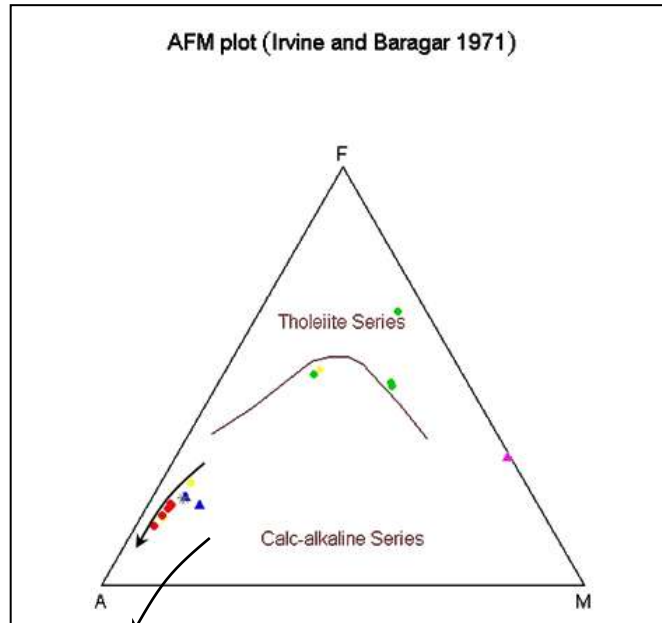
4.1. Classificação das Séries Magmáticas

Segundo o diagrama ternário AFM, propostos por Irvine e Baragar (1971), podemos observar que os ortognaisses definem um trend de enriquecimento em alcalis e pertencem a séries calcio-alcálinas e o outro grupo dos diques dioríticos caem no campo da série toleítica (ver Figura 45).

De acordo com os parâmetros de Shand (1943), também é possível realizar esta separação, sendo que os diques de composição diorítica são metaluminosos, com índices entre 0,6 e 0,8 da razão A/CNK enquanto os ortognaisses são fracamente peraluminosos, com índices entre 1,0 e 1,2 da razão A/CNK (ver Figura 46).

Pelos parâmetros de Peccerillo e Taylor (1976), muitas das análises dos diques dioríticos caem no campo da série toleítica de baixo K, enquanto que os ortognaisses, todos definem uma série calcio-alcalina (ver Figura 47).

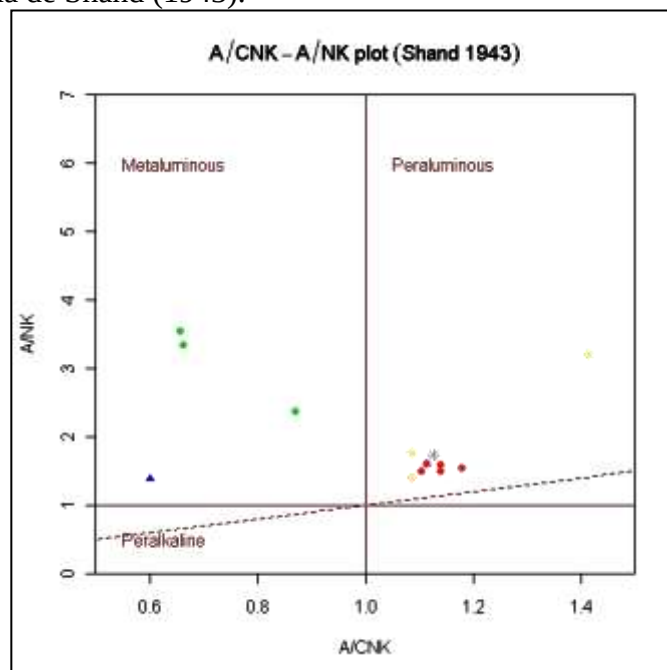
Figura 45 - Diagrama AFM.



Legenda: Círculos Vermelhos (Ortognaisse Sul), Círculos Verdes (Diques Dioríticos), Triângulos Azuis (Sericita Xisto), Círculos Amarelos (Ortognaisse Norte), Asterisco Cinza (Filonito) e Triângulo Rosa (Talco Xisto).

Fonte: O autor, 2016.

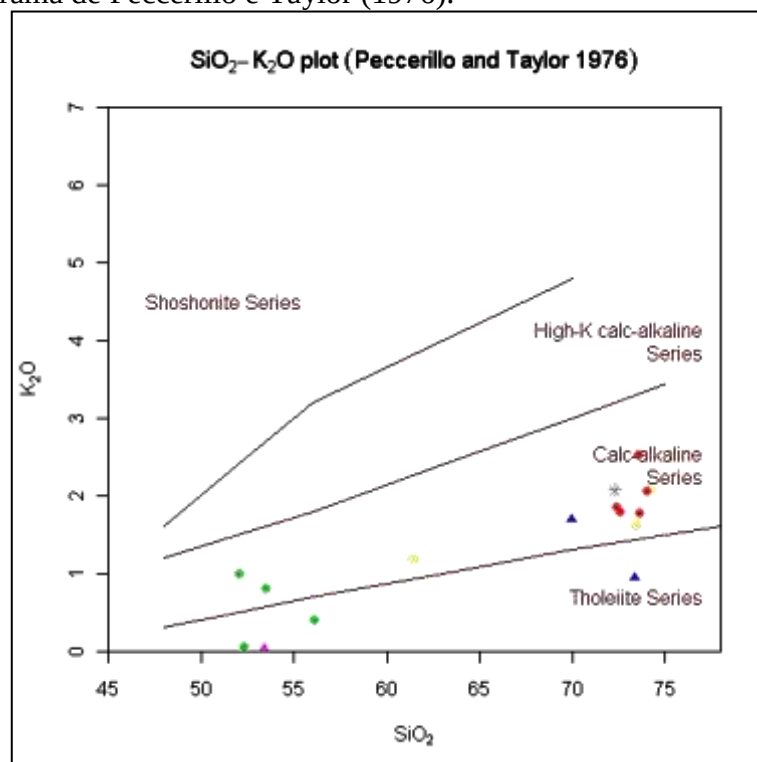
Figura 46 - Diagrama de Shand (1943).



Legenda: Círculos Vermelhos (Ortognaisse Sul), Círculos Verdes (Diques Dioríticos), Triângulos Azuis (Sericita Xisto), Círculos Amarelos (Ortognaisse Norte), Asterisco Cinza (Filonito) e Triângulo Rosa (Talco Xisto).

Fonte: O autor, 2016.

Figura 47 - Diagrama de Peccerillo e Taylor (1976).

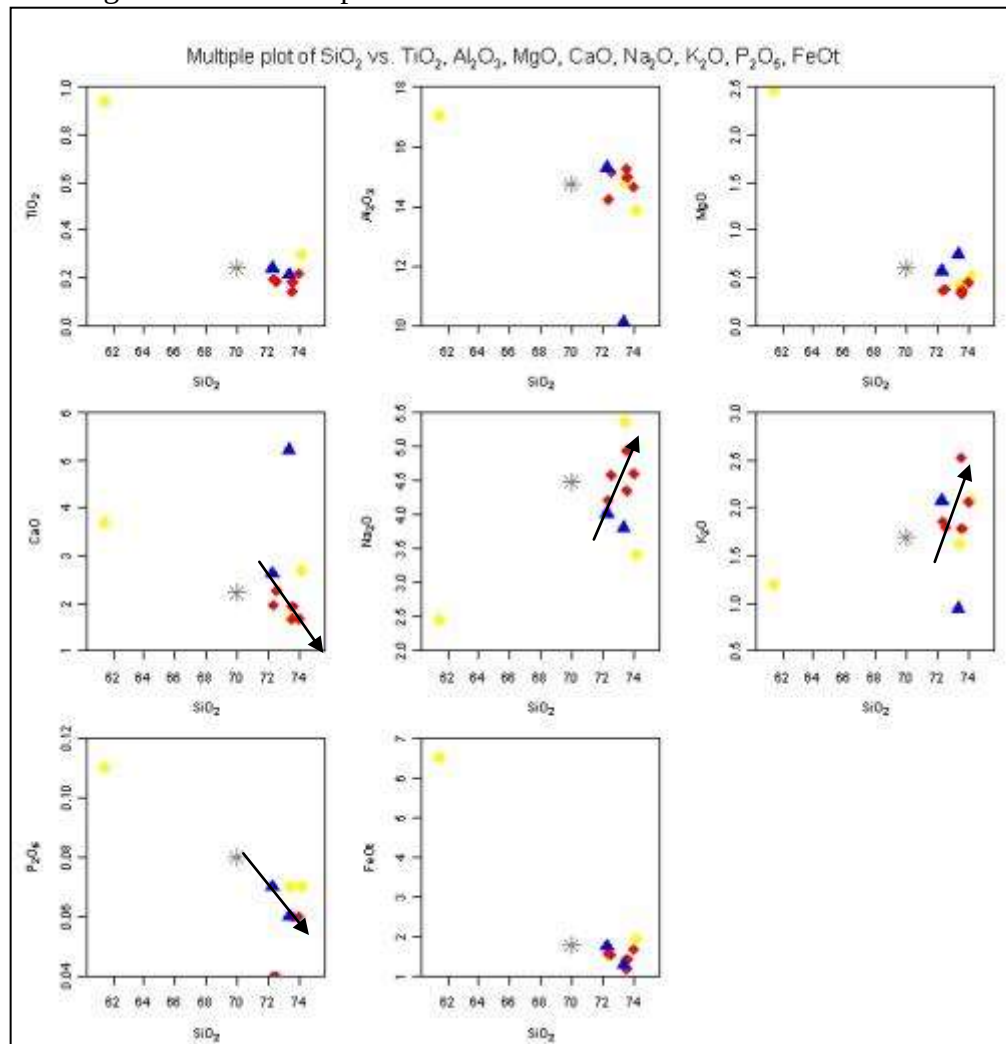


Legenda: Círculos Vermelhos (Ortognaisse Sul), Círculos Verdes (Diques Dioríticos), Triângulos Azuis (Sericita Xisto), Círculos Amarelos (Ortognaisse Norte), Asterisco Cinza (Filonito) e Triângulo Rosa (Talco Xisto).

Fonte: O autor, 2016.

Para a classificação geoquímica do tipo de rocha, foi utilizado o diagrama Middlemost (1985) para rochas plutônicas, que projetam as amostras dos diques estudados no campo dos dioritos gabróicos, e os ortognaisses, bem como os sericita xistos plotam no campos dos granitos (ver Figura 48).

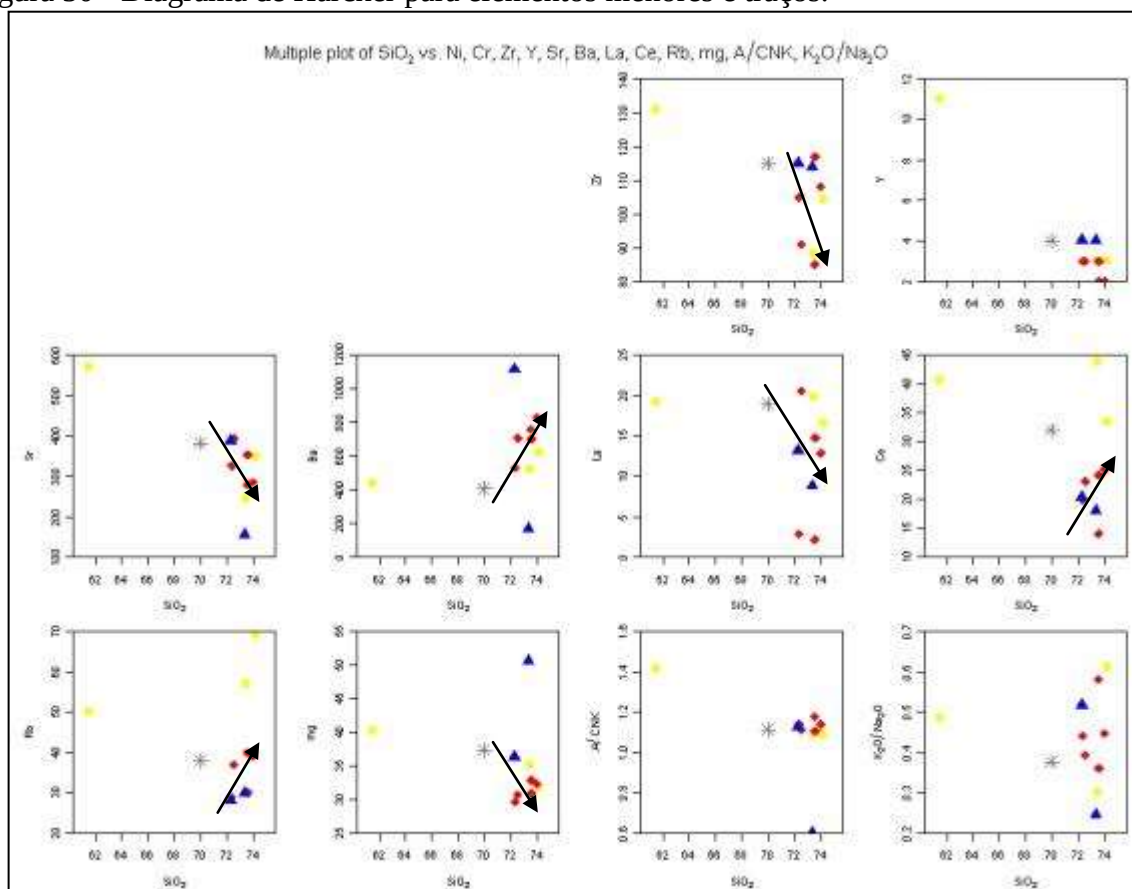
Figura 49 - Diagrama de Harcker para elementos maiores.



Legenda: Círculos Vermelhos (Ortognaisse Sul), Triângulos Azuis (Sericita Xisto), Círculos Amarelos (Ortognaisse Norte) e Asterisco Cinza (Filonito).

Fonte: O autor, 2016.

Figura 50 - Diagrama de Harcker para elementos menores e traços.



Legenda: Círculos Vermelhos (Ortognaisse Sul), Triângulos Azuis (Sericita Xisto), Círculos Amarelos (Ortognaisse Norte) e Asterisco Cinza (Filonito).

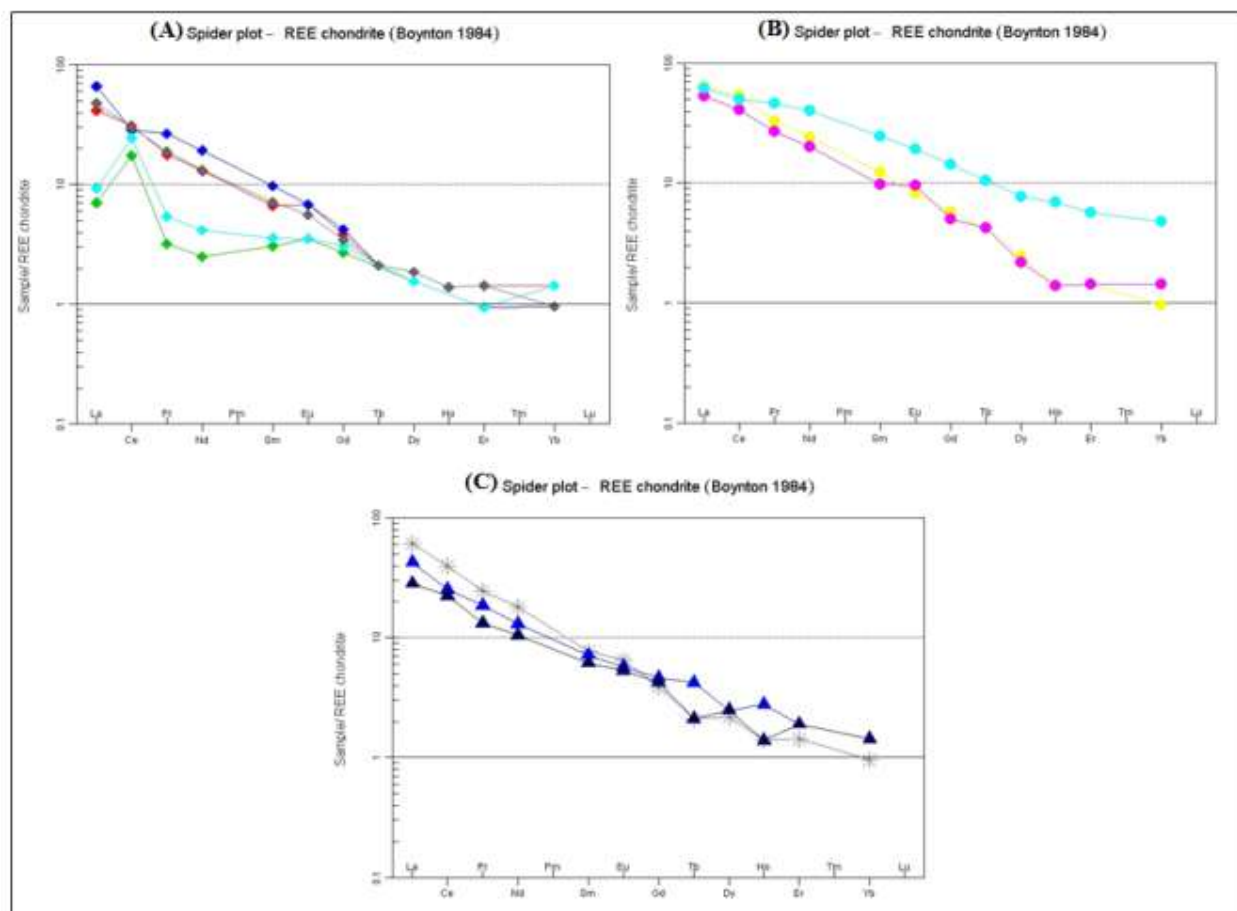
Fonte: O autor, 2016.

4.3. Elementos Terras Raras

No diagrama de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados para condrito (Boynnton, 1984), as rochas ácidas foram divididas em três gráficos (Ortognaisse Norte, Ortognaisse Sul e (Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto). Todos os três grupos mostram enriquecimento nos elementos terras raras leves, entre 10 e 100 vezes o condrito, e padrões menos fracionados de elementos terras raras pesados, entre 1 e 10 vezes o condrito, mostrando assim que são muito fracionados (ver Figura 51).

Um grande anomalia positiva de Ce e anomalias negativas para os elementos Pr, Nd e Sm, foram observadas em duas amostras do Ortognaisse Sul, sugerindo remobilização deste elementos, possivelmente por alteração surpegênica.

Figura 51 - Diagrama dos elementos terras raras (ETR), normalizados em relação aos valores do condrito (Boynton, 1984).



Legenda: (A) Ortognaisse Sul; (B) Ortognaisse Norte; (C) (Clorita)-Sericita-Quartzito Xisto.
Fonte: O autor, 2016.

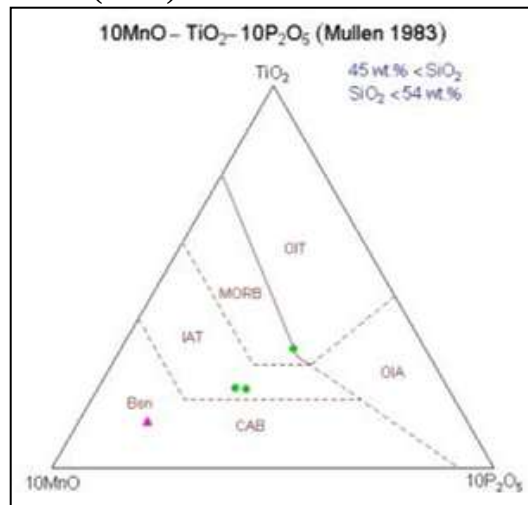
4.4. Diagramas Discriminatórios para Ambientes Tectônicos

A seguir serão mostrados diversos diagramas discriminantes para ambientação tectônica baseados em elementos traços, separando os diques dioríticos dos ortognaisses.

Os elementos traços analisados para diques dioríticos foram inseridos no diagramas Mullen (1983), aportando no campo dos toleitos de arco de ilha e basaltos cálcio-alcálico, enquanto que uma amostra, o talco xisto, aporta no campo dos boninitos (ver Figura 52).

Já os diagramas Nb x La e Th x La de Gill (1981), mostram que os diques dioríticos são do tipo andesitos orogênicos (ver Figura 53 - a e b), também corroborado pelo diagrama de Meshede (1986), praticamente todas as amostras aporta no campo C, que são toleitos de arco (ver Figura 54).

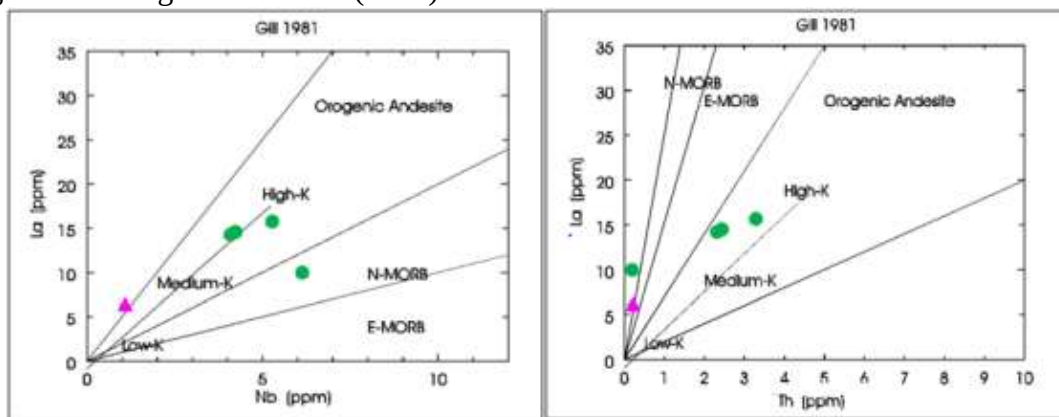
Figura 52 - Diagrama de Mullen (1983).



Legenda: CAB (Basalto Cálcio-Alcalino) e IAT (Toleito de Arco de Ilha). Círculos verdes (Diques Dioríticos) e Triângulo Rosa (Talco Xisto).

Fonte: O autor, 2016.

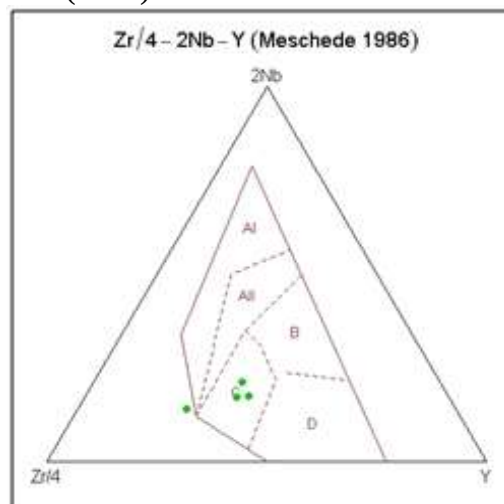
Figura 53 - Diagramas de Gill (1981).



Legenda: a) Nb x La; b) Th x La. Círculos verdes (Diques Dioríticos) e Triângulo Rosa (Talco Xisto).

Fonte: O autor, 2016.

Figura 54 - Diagrama Mechede (1986).

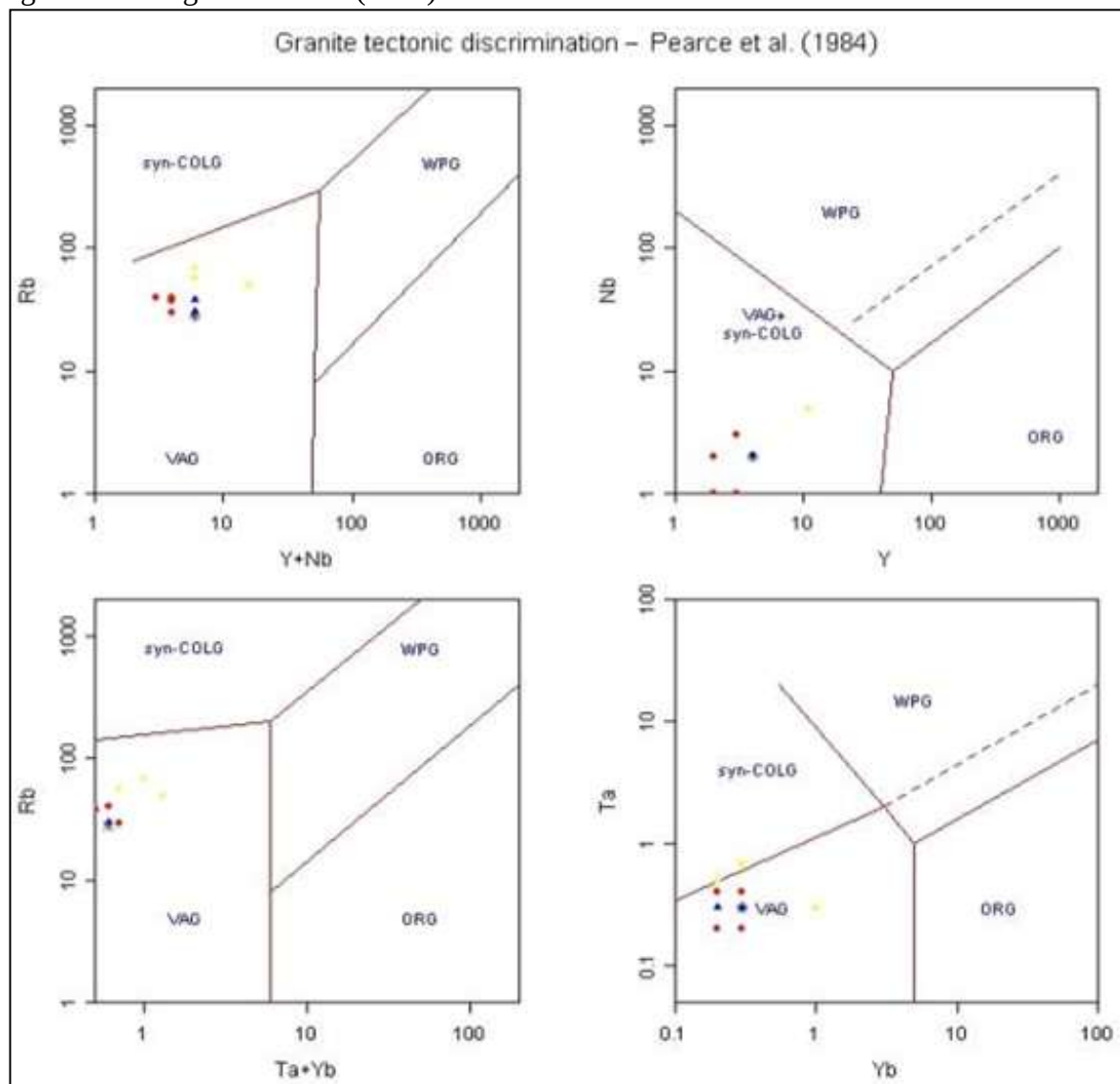


Legenda: C (Basalto de Arco Vulcânico). Círculos verdes (Diques Dioríticos).

Fonte: O autor, 2016.

Para discutir sobre a ambientação tectônica dos ortognaisses, foram utilizados com os elementos traços analisados os diagramas de Pearce (1984), onde se pode notar que as amostras plotam nos campos de granitos de arco vulcânico (ver Figura 55).

Figura 55 - Diagrama Pearce (1984).



Legenda: Círculos Vermelhos (Ortognaisse Sul), Triângulos Azuis (Sericita Xisto), Círculos Amarelos (Ortognaisse Norte) e Asterisco Cinza (Filonito).

Fonte: O autor, 2016.

Para a discriminação de ambientes tectônicos também foi utilizado o diagrama R1 -R2 de Batchelor e Bowden (1985), onde é possível notar que as amostras caem principalmente no campo pré-colisional evoluído a sin-colisional (ver Figura 56).

5. GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Neste capítulo serão apresentados os dados geocronológicos e isotópicos obtidos. Foram selecionadas amostras dos ortognaisses, dos (clorita)-sericita-quartzo xistos e dos diques dioríticos, segundo a Tabela 2 que contem todas as amostras analisadas e o método utilizado para sua análise. Foram utilizados os métodos U/Pb em Zircão utilizando o LA-ICP-MS e Sm/Nd utilizando o TIMS.

Tabela 2 - Amostras Analisadas

Amostra	Litotipo	Coordenadas X/Y	U/Pb LA-ICP-MS	Sm/Nd TIMS
NPBR-0002	(Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto	269354/8696771	-	X
NPBR-0123	(Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto	268049/8689704	-	X
NPBR-0241	(Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto	269504/8692629	X	-
NPBR-0246	(Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto	269332/8688952	-	X
NPBR-0102	Sericita-Quartzo Xisto	264547/8688622	-	X
NPBR-0020	Bonito	270642/8698555	-	X
NPBR-0007	Dique Dioríticos	271356/8700364	-	X
NPBR-0029	Dique Dioríticos	268225/8699004	-	X
NPBR-0166	Dique Dioríticos	262708/8692637	-	X
NPBR-0187	Dique Dioríticos	268834/8692572	-	X
NPBR-0035	Ortognaisse Norte	266583/8697187	X	X
NPBR-0036	Ortognaisse Norte	266573/8697077	-	X
NPBR-0076	Ortognaisse Norte	268942/8701070	-	X
NPBR-0126	Ortognaisse Sul	265919/8691362	X	-
NPBR-0094B	Ortognaisse Sul	266807/8689660	-	X
NPBR-0095	Ortognaisse Sul	266281/8689562	-	X
NPBR-0096A	Ortognaisse Sul	265827/8689367	-	X
NPBR-0097	Ortognaisse Sul	265574/8689262	-	X

Fonte: O autor, 2016.

5.1. Dados U/Pb em Zircão

5.1.1. Preparação das Amostras

As amostras foram processadas no LGPA/FGEL/UERJ, seguindo um controle de qualidade e a rotina utilizada por este laboratório, sendo que suas etapas estão descritas abaixo:

- 1) Durante a etapa de campo foram coletadas cerca de 30Kg de cada amostra;

- 2) No laboratório de processamento de amostras para a desagregação dos grãos foram utilizados dois equipamentos, o britador de mandíbulas e o moinho de disco, ambos utilizam a energia mecânica para desagregar a rocha, o primeiro equipamento reduz a amostra a uma fração granulométrica de areia grossa e o segundo para uma fração de areia muito fina a silte;
- 3) Após a desagregação dos minerais a amostra, seguiu-se o processo de separação mineral utilizando o processo gravimétrico, que consiste no bateamento da amostra. Neste procedimento os minerais leves tendem a ser expulsos da bateia e os minerais pesados a se concentrarem no fundo da bateia.
- 4) Com os minerais pesados separados, a amostra foi passada no bromofórmio (líquido com densidade de 2,89g/cm³) para a retirada dos minerais leves restantes, e em seguida levada para o ímã de mão onde será retirada a magnetita e possíveis fragmentos de limalha de ferro dos equipamentos anteriores. A amostra é processada no separador eletromagnético *Frantz* (ver Figura 57) que tem como objetivo individualizar os grãos de acordo com sua susceptibilidade magnética. No laboratório, este processo consiste em duas etapas abaixo discriminadas:
 - a) *Frantz* Inicial - é realizado com a canaleta inclinada em 10° e aumentando a amperagem progressivamente para valores de 0,2A; 0,5A; 0,75A; 1,0A e 1,5A. Os grãos não atraíveis nesta última amperagem são encaminhados para a segunda etapa deste processo;
 - b) *Frantz* Final - é realizado com a amperagem fixa em 1,5A, e variando a inclinação da canaleta em 5°; 3°; 1°; 0°; -1/2°. Os grãos não atraídos nesta última inclinação, tendem a fornecer análises mais concordantes.

Figura 57 - Imagem do separador eletromagnético Frantz, no LGPA/UERJ.



Fonte: O autor, 2016.

- 5) As frações finais do Frantz foram levadas para o processo de seleção individual dos grãos de zircão utilizando uma lupa binocular. Foram considerados para a seleção o tamanho, forma, cor, limpidez, presença de inclusões, núcleo e/ou bordas de sobrecrecimento mineral. A montagem foi feita utilizando fita dupla face onde os grãos são colocados em fileiras, separadas por frações. Após a amostra é encaminhada novamente ao LGPA, para o processo de adição de resina, utilizando um molde já padronizado. Com a resina já seca, ela é lixada com uma lixa de 600 *mesh*, para a retirada de qualquer resíduo da fita e para finalizar ela é polida com pasta de diamante. Em seguida ela é encaminhada para o LA-ICP-MS, para a obtenção das idades.
- 6) Após o polimento, as montagens dos grãos foram encaminhadas para obtenção de imagens de catodo-luminescência, no CPGeo/USP.
- 7) Finalmente os dados isotópicos foram obtidos no LA-ICP-MS do Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília, o fundamento deste método encontra-se no Anexo III.

5.1.2. Resultados obtidos em U/Pb no LA-ICP-MS em zircões

Nos itens a seguir serão descritas as amostras e os resultados das análises realizadas para o método U-Pb, em cristais de zircão, após os cálculos e correção dos erros, os resultados obtidos serão apresentados em diagramas concórdia.

Amostra NPBR-0035: Ortognaisse da porção Norte

Ao todo foram separados 134 grãos de zircão de todas as frações finais, sendo que alguns destes grãos foram perdidos durante o processo de polimento. A montagem foi feita de acordo com os procedimentos descritos no item 5.1.1. De forma geral, os grãos são muito pequenos de 0,2mm, e apresentam uma coloração vermelho amarronzada (ver Figura 58 e 59).

A maioria dos grãos possui habito prismático [2:1] e [3:1], alguns apresentam núcleos mais escuros e bordas de sobre crescimento. Nas imagens de catodo-luminescência feitas no MEV (ver Figura 60) são exemplificados as principais formas e hábitos dos grãos de zircão encontrados.

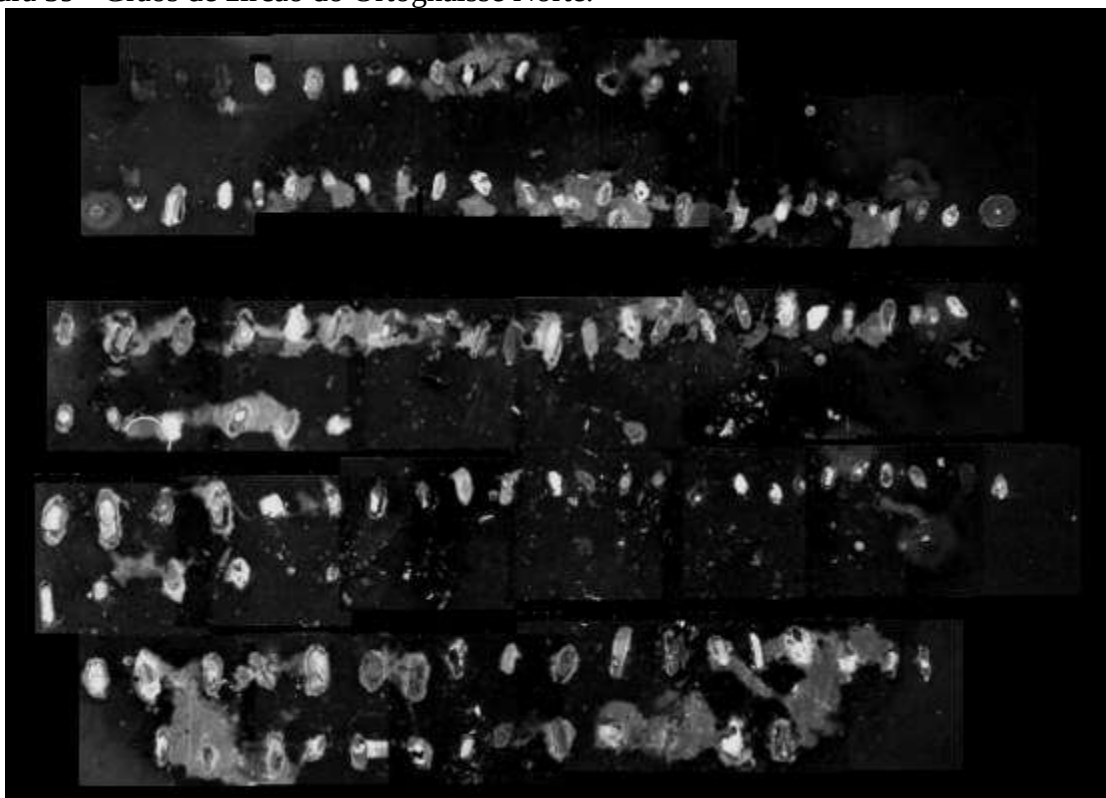
Figura 58 - Montagem dos grãos de zircão do Ortognaisse Norte.



Legenda: Imagem da lupa binocular.

Fonte: O autor, 2016.

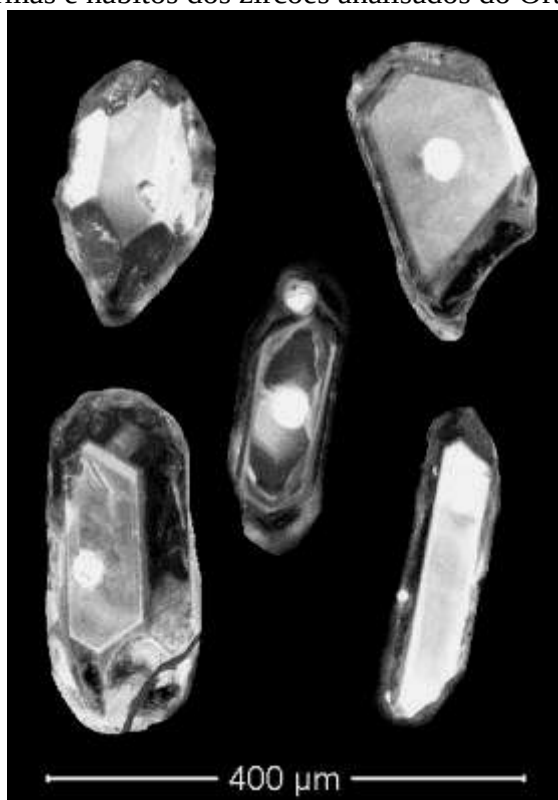
Figura 59 - Grãos de zircão do Ortognaisse Norte.



Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 60 - Principais formas e hábitos dos zircões analisados do Ortognaisse Norte.



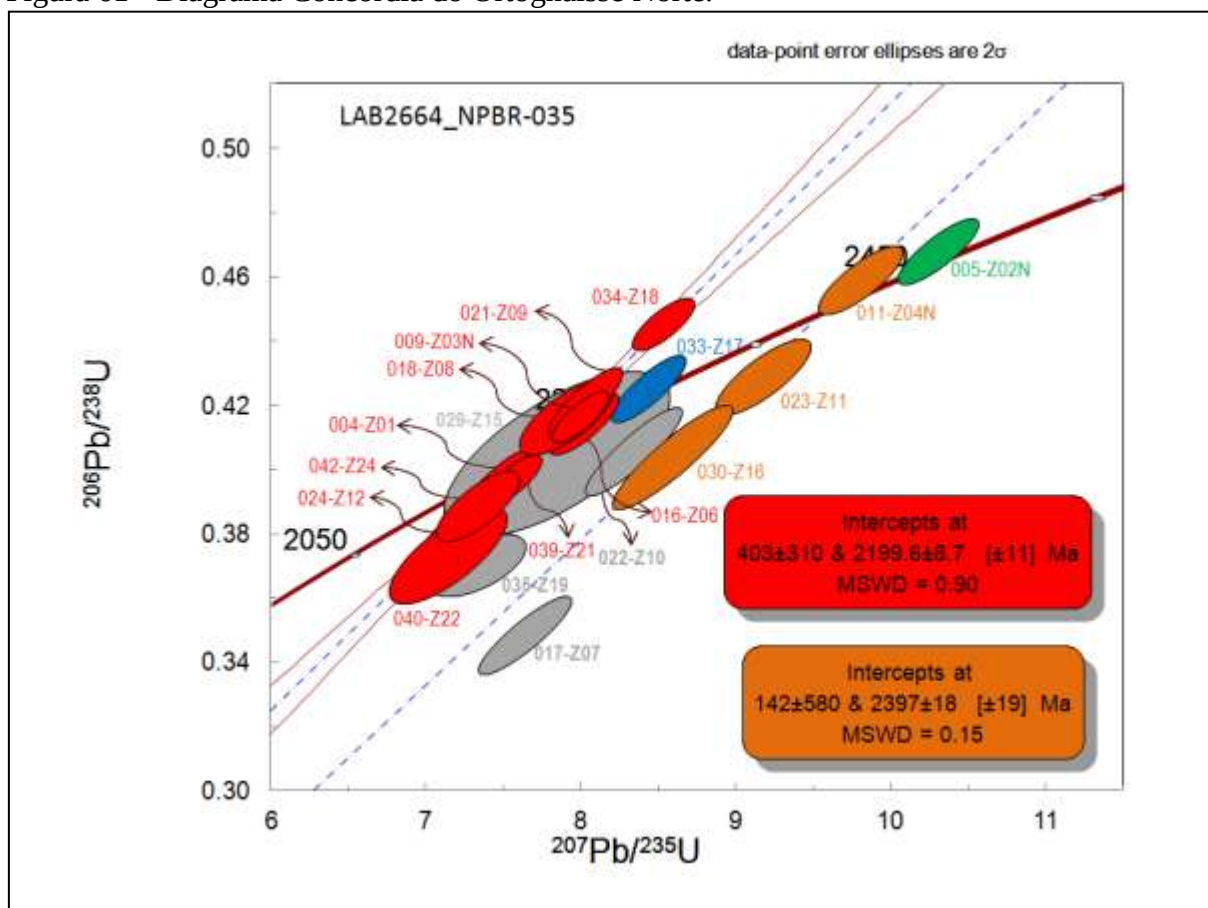
Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.

Fonte: O autor, 2016.

Ao todo foram analisados 24 grãos, incluindo bordas e núcleos, a Tabela 3 apresenta os dados obtidos, preliminarmente quatro grãos foram descartados, devido ao grau de confiabilidade ser muito baixo. Com os grãos restantes foi construído o diagrama concórdia (ver Figura 61). Analisando este diagrama, as idades obtidas concentram-se no Paleoproterozóico, entre o Riáciano e o Sideriano (2,05 a 2,5 Ga).

Os quatro grãos descartados para o cálculo da discórdia, foi devido ao seu grande erro analítico (029-Z15) ou por apresentarem alto grau de discordância (grãos 017-Z07, 022-Z10 e 035-Z19).

Figura 61 - Diagrama Concórdia do Ortognaisse Norte.



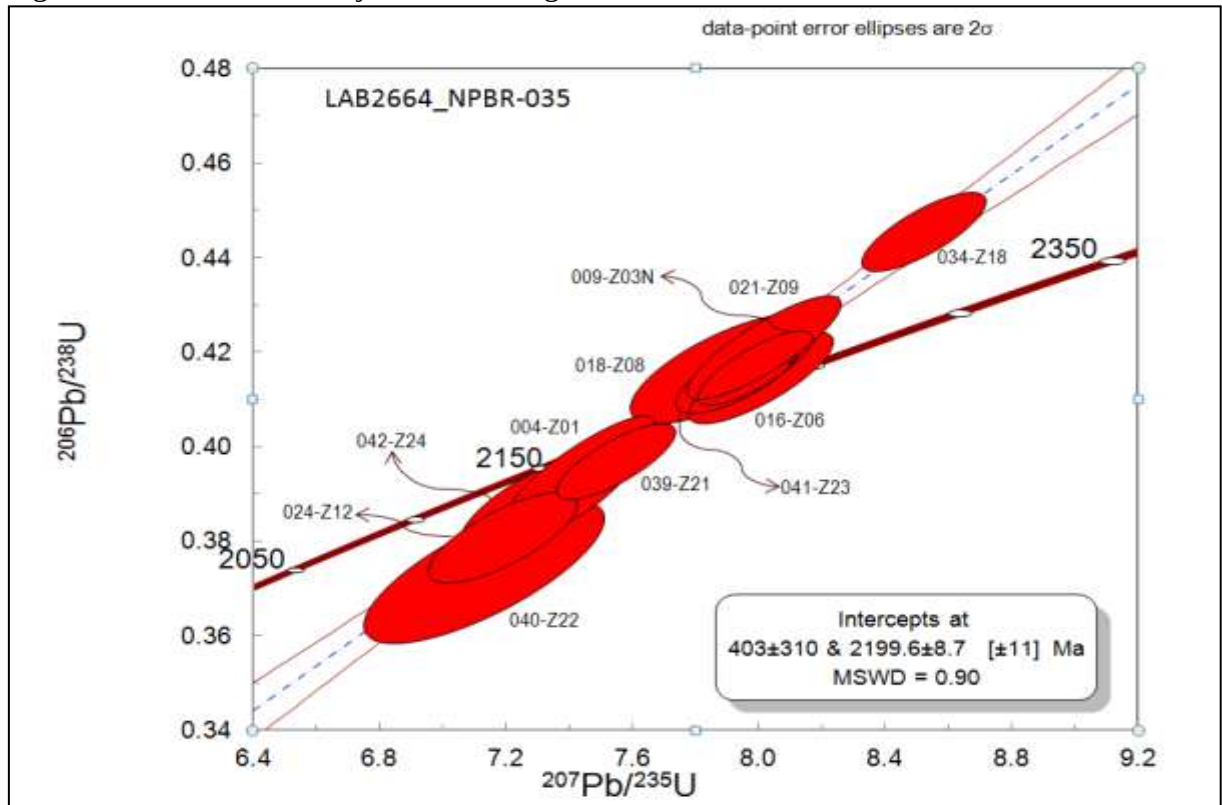
Legenda: Em cinza indicando os grãos descartados.

Fonte: O autor, 2016.

Desta forma foram calculados neste diagrama duas discórdias, uma formada por onze grãos, sendo estes homogêneos, de idade mais jovem e que foi interpretada como a idade de cristalização do corpo (2.199,6Ma ±8,7Ma) e intercepto inferior próximo de zero, (ver Figura 62 e 63). A uma segunda discórdia com idade mais antiga (2.397Ma ±19Ma) e intercepto

inferior próximo a 440Ma, formada por três grãos com núcleos mais escuros (ver Figura 64 e 65), considerando como a herança Sideriana do ortogneisse.

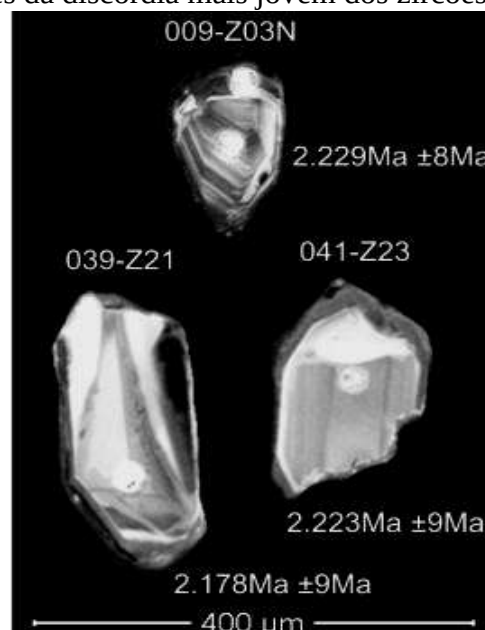
Figura 62 - Discórdia mais jovem do Ortogneisse Norte.



Nota: Discórdia constituída com grãos homogêneos, com texturas magmáticas bem preservadas.

Fonte: O autor, 2016.

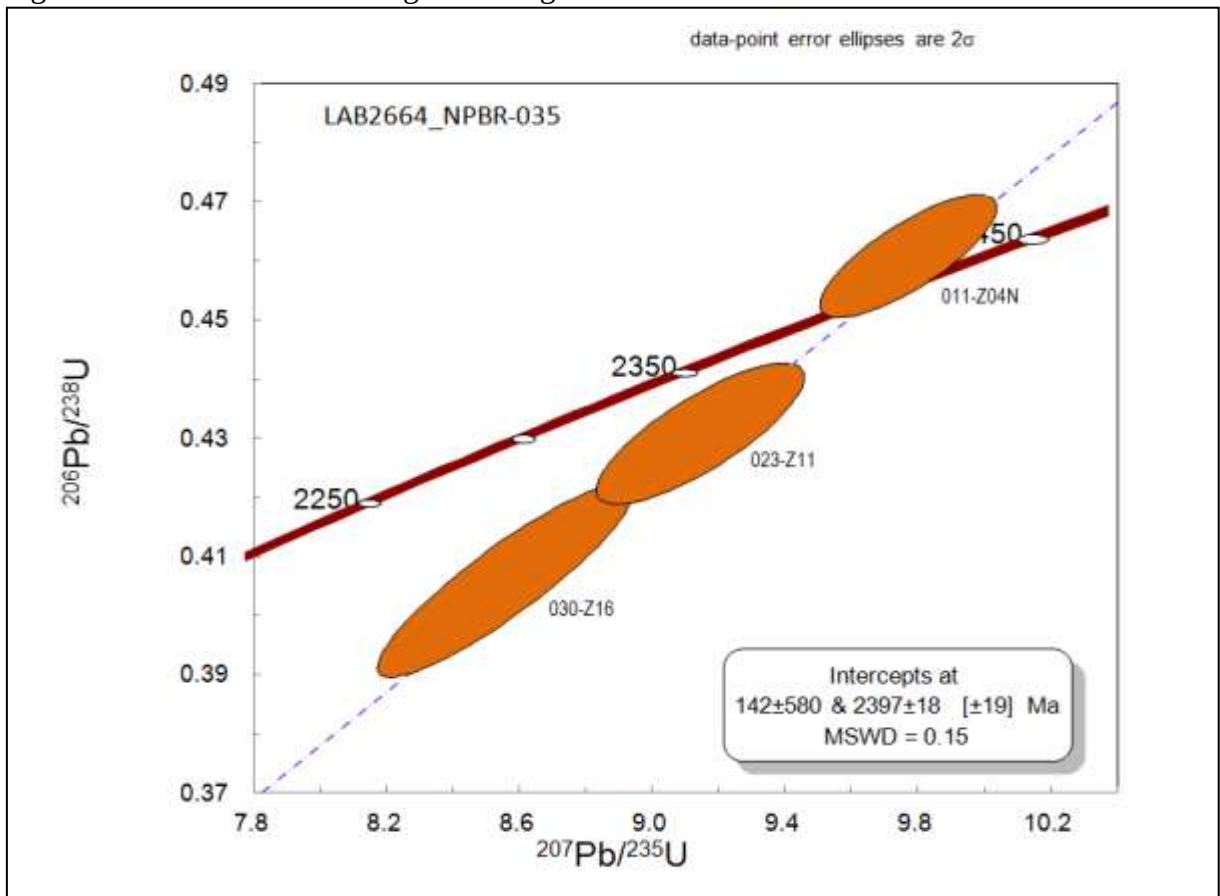
Figura 63 - Principais idades da discórdia mais jovem dos zircões do Ortogneisse Norte.



Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 64 - Discórdia mais antiga do Ortognaise Norte.



Nota: Discórdia constituída com grãos com núcleos mais escuros.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 65 - Principais idades da discórdia mais antiga dos zircões do Ortognaise Norte.

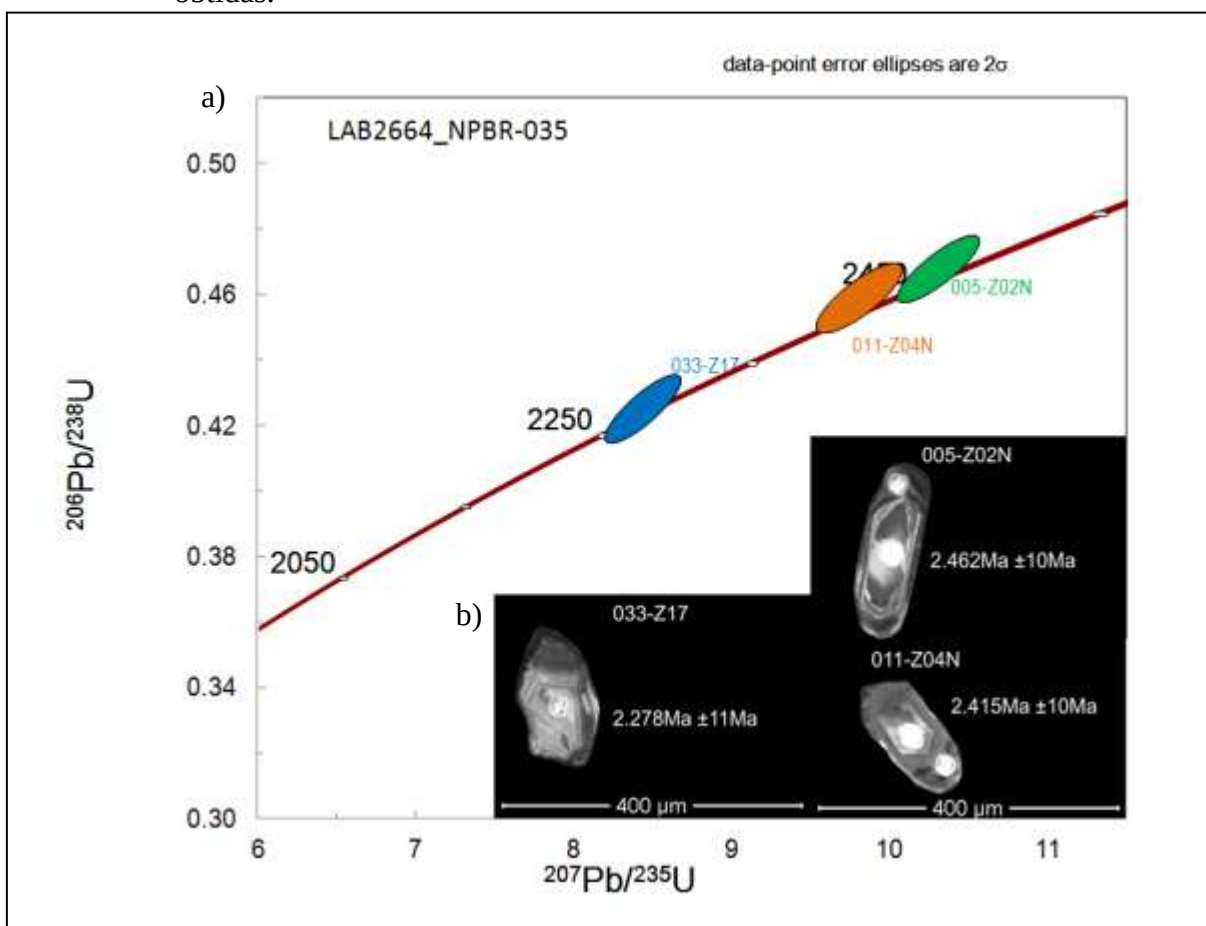


Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.

Fonte: O autor, 2016.

Alem disso três grãos: forneceram idades concordantes, sendo interpretadas também como zircões herdados (grãos 011-Z04N e 005-Z02N) e o grão 033-Z17, interpretado como idade de cristalização do Ortognaisse Norte. Vale ressaltar que neste caso, todas essas três análises foram feitas em grãos com núcleos bem evidentes (ver Figura 66).

Figura 66 - a) Diagrama da concórdia do Ortognaisse Norte e b) zircão e suas idades obtidas.



Legenda: a) Diagrama com os grãos concordantes e b) Imagens de catodo-luminescência no MEV.
Fonte: O autor, 2016.

Tabela 3 - Resultados U/Pb (LA-ICP-MS) da amostra NPBR-0035.

NPBR-0035																
Grãos	Razões Isotópicas									Idades (Ma)						
	Fração	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)	Conc (%)
004-Z01	0.456	0.364	3251	0.14	0.60	7.44	1.25	0.40	1.09	2178	10	2166	11	2152	20	99
005-Z02N	0.015	0.190	96015	0.16	0.54	10.30	1.04	0.47	0.89	2449	9	2462	10	2478	18	101
006-Z02B	5.531	0.746	322.7	0.15	1.73	1.69	5.77	0.08	5.50	2328	29	1006	36	513	27	22
009-Z03N	0.004	0.377	348648	0.14	0.66	7.93	1.02	0.42	0.78	2207	11	2223	9	2240	15	102
011-Z04N	0.021	0.181	68288	0.15	0.63	9.79	1.13	0.46	0.93	2397	11	2415	10	2438	19	102
012-Z04B	3.650	0.258	501.3	0.12	2.80	0.68	12.54	0.04	12.22	1995	49	525	50	253	30	13
016-Z06	0.090	0.384	16281	0.14	0.69	8.00	1.17	0.42	0.94	2226	12	2232	11	2238	18	101
017-Z07	0.833	0.330	1834	0.16	0.75	7.63	1.60	0.35	1.42	2440	13	2189	14	1931	24	79
018-Z08	0.023	0.289	63745	0.14	1.07	7.89	1.57	0.42	1.15	2194	19	2219	14	2246	22	102
021-Z09	0.024	0.346	60185	0.14	0.65	8.01	1.25	0.42	1.06	2201	11	2233	11	2267	20	103
022-Z10	0.189	0.156	7822	0.15	0.68	8.33	1.54	0.41	1.38	2332	12	2268	14	2198	26	94
023-Z11	0.019	0.196	78228	0.15	0.81	9.16	1.39	0.43	1.13	2399	14	2354	13	2304	22	96
024-Z12	0.254	0.204	5895	0.14	0.87	7.19	1.35	0.38	1.02	2186	15	2135	12	2082	18	95
028-Z14	1.677	0.226	923	0.14	3.01	6.48	6.23	0.32	5.45	2283	51	2043	53	1814	86	79
029-Z15	0.084	0.246	17496	0.14	2.78	7.84	3.80	0.41	2.60	2229	48	2212	34	2195	48	98
030-Z16	0.070	0.130	21217	0.15	0.79	8.58	1.83	0.40	1.65	2388	13	2294	17	2190	31	92
033-Z17	0.040	0.403	36177	0.14	0.61	8.43	1.17	0.43	1.00	2271	11	2278	11	2286	19	101
034-Z18	0.005	0.198	269122	0.14	0.57	8.52	0.95	0.45	0.76	2210	10	2288	9	2377	15	108
035-Z19	0.117	0.439	12926	0.14	1.39	7.32	1.76	0.37	1.07	2265	24	2151	16	2034	19	90
036-Z20	0.146	0.314	10147	0.16	7.42	8.87	9.15	0.40	5.36	2481	125	2325	84	2152	98	87
039-Z21	0.039	0.396	38281	0.14	0.61	7.54	1.03	0.40	0.82	2198	11	2178	9	2157	15	98
040-Z22	0.032	0.274	47208	0.14	1.43	7.13	2.18	0.37	1.65	2205	25	2128	19	2048	29	93
041-Z23	0.010	0.056	151751	0.14	0.53	7.99	0.94	0.42	0.77	2213	9	2229	8	2248	15	102
042-Z24	0.062	0.214	24084	0.14	0.97	7.32	1.51	0.39	1.16	2183	17	2152	13	2119	21	97

Nota: Todas as análises foram feitas em grãos de zircão dos ortognaisses da porção Norte. Cada cor na tabela representa as cores observadas nos diagramas exemplificados acima.

Fonte: O autor, 2016.

Amostra NPBR-0126: Ortognaisse da porção Sul

Ao todo foram separados 161 grãos de zircão de todas as frações finais, sendo que também alguns destes grãos foram perdidos durante o processo de polimento. A montagem foi feita de acordo com o procedimento para amostras anterior, os grãos são muito pequenos e apresentam uma coloração vermelho amarronzada (ver Figura 67 e 68).

A maioria dos grãos de zircão possui habito prismático [2:1] e [3:1], com cor avermelhada, a maior parte dos grãos apresentam claro zoneamento composicional oscilatório, típico de zircões magmáticos. Na Figura 69, feitas utilizando catodoluminescência no MEV, são exemplificadas separadamente as principais texturas internas dos grãos de zircão encontrados.

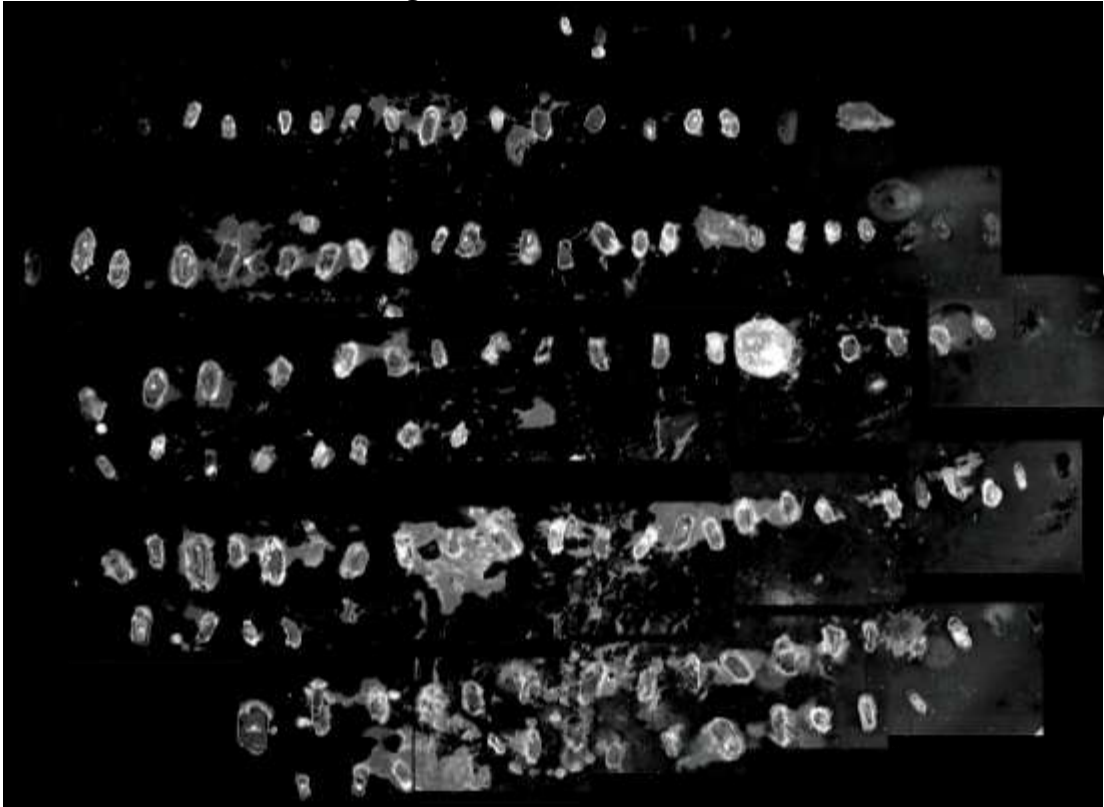
Figura 67 - Montagem dos grãos de zircão do Ortognaisse Sul.



Legenda: Imagem da lupa binocular.

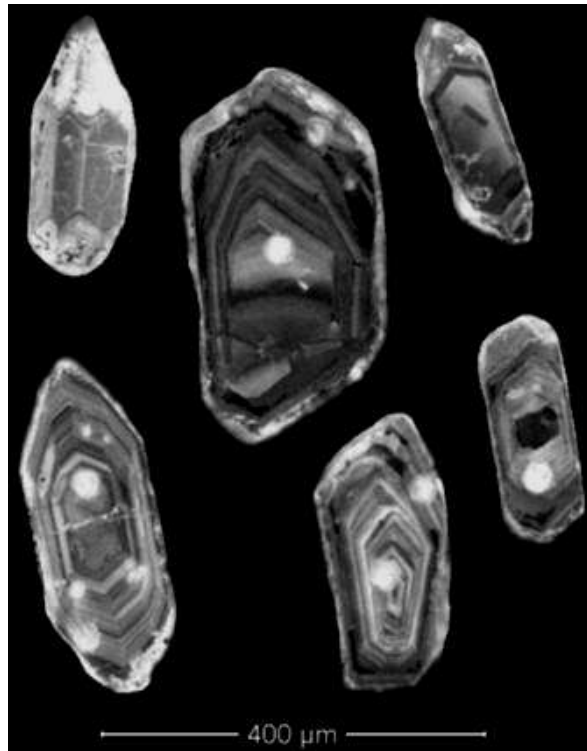
Fonte: O autor, 2016.

Figura 68 - Grãos de zircão do Ortognaisse Sul.



Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.
Fonte: O autor, 2016.

Figura 69 - Grãos de zircão ilustrando texturas com típico crescimento oscilatório de grãos magmáticos.



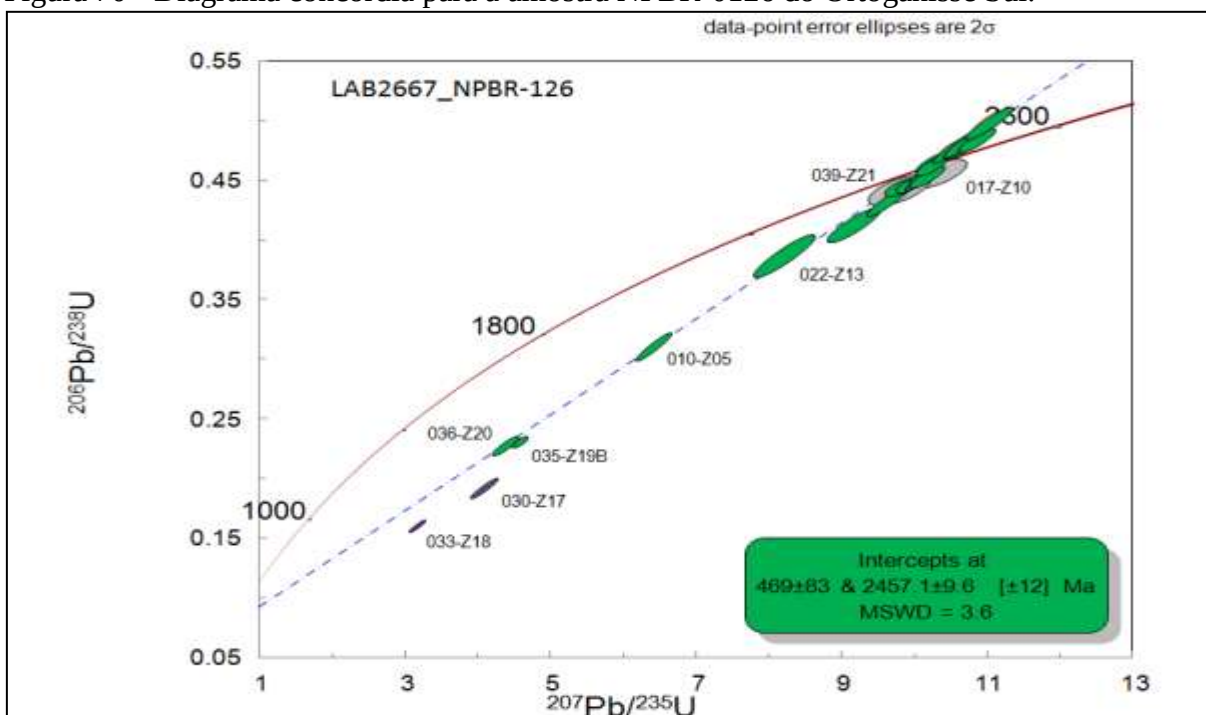
Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.
Fonte: O autor, 2016.

A maior parte dos grãos como exposto anteriormente, apresenta claro zoneamento composicional oscilatório, típico de zircões magmáticos, nesta amostra não foram encontrados núcleos magmáticos ou sinais de sobrecrecimento, indicando que estes grãos não sofreram algum evento metamórfico de altas temperaturas, corroborando assim que o metamorfismo que atuou na área não atingiu a temperatura necessária para causar sobrecrecimentos ou outras texturas típicas de metamorfismo em zircões (2,3 a 2,5Ga).

Ao todo foram analisados 24 grãos, incluindo porções mais centrais e bordas. A Tabela 4 apresenta os dados obtidos. Preliminarmente dois grãos foram descartados devido ao seu erro ser muito alto, com os 22 grãos restantes foi construído um diagrama concórdia (ver Figura 70 e 71). Analisando o diagrama construído, os grãos analisados concentram-se principalmente no início do Paleoproterozóico (ver Figura 72).

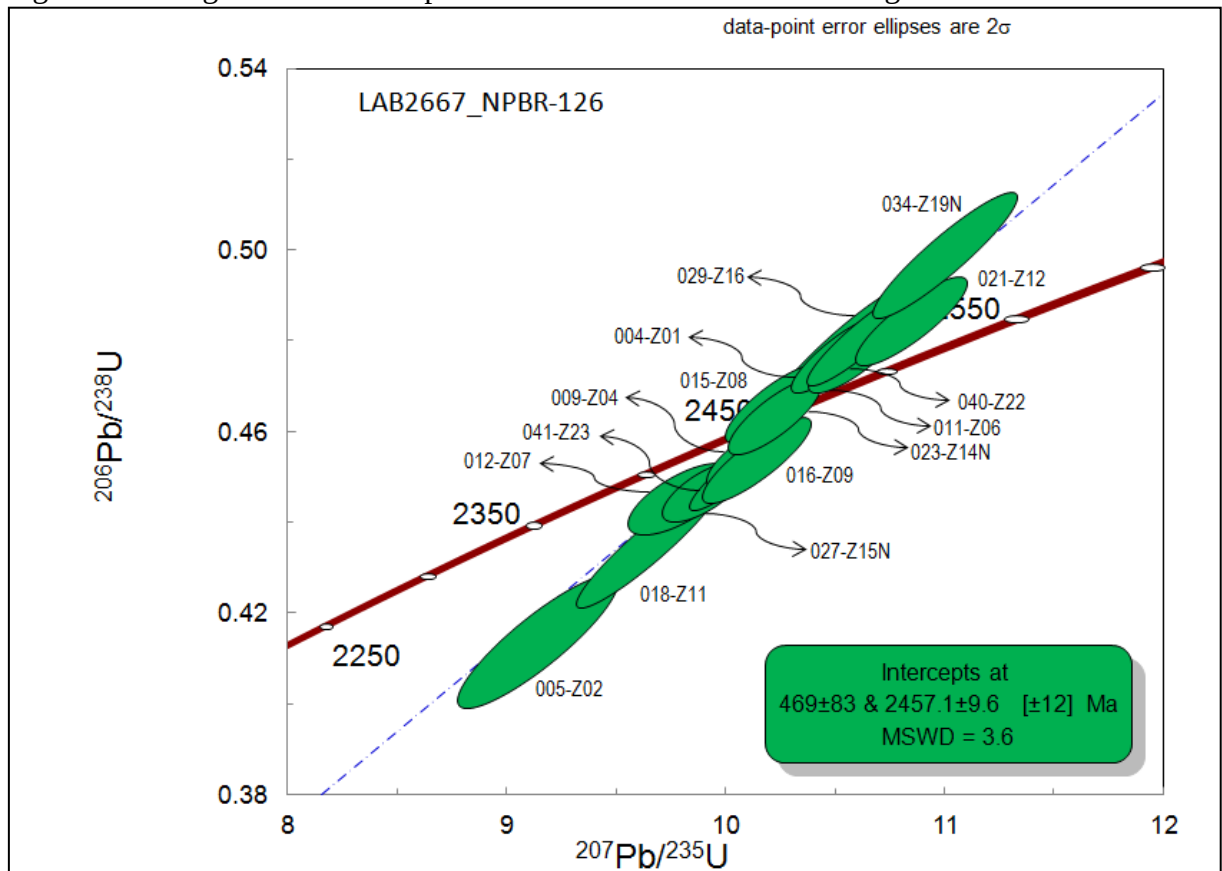
Para o cálculo da discórdia, quatro grãos foram descartados devido aos seus elevados erros analíticos (017-Z10 e 039-Z21) ou por elevado graus de discordância do restante dos grãos analisados (030-Z17 e 033-Z18). O resultado obtido gerou uma discórdia com idade de intercepto superior em $2.457 \pm 9.6\text{Ma}$, interpretada como a idade de cristalização da rocha, e intercepto inferior em $469 \pm 83\text{Ma}$, indicando perda de chumbo para um evento metamórfico de baixa intensidade, provavelmente relacionado ao evento Brasileiro. Sendo o grão 023-Z14N situado sobre a concórdia, com *ca.* $2.455 \pm 8\text{Ma}$ (ver Figura 73).

Figura 70 - Diagrama concórdia para a amostra NPBR-0126 do Ortoganisse Sul.



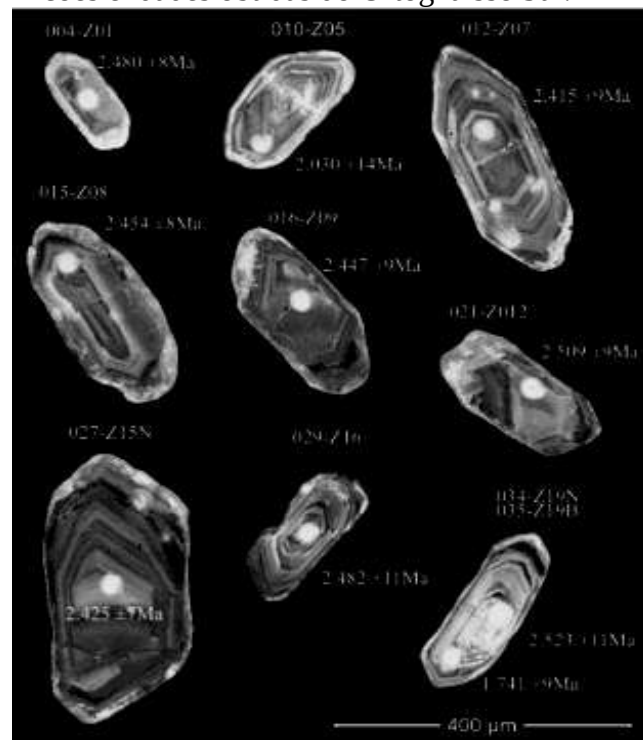
Legenda: Tonalidades em cinza são resultados dos grãos excluídos do cálculo, pelos critérios discutidos no texto.
Fonte: O autor, 2016.

Figura 71 - Diagrama concórdia para a amostra NPBR-0126 do Ortoganisse Sul.



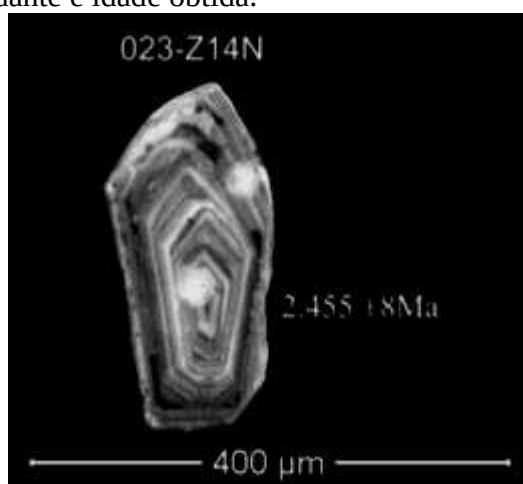
Legenda: Zoom da Figura 71.
 Fonte: O autor, 2016.

Figura 72 - Grãos de zircões e idades obtidas do Ortognaisse Sul.



Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.
 Fonte: O autor, 2016.

Figura 73 - Zircão concordante e idade obtida.



Legenda: Idade obtida coincidente com o intercepto superior da discórdia calculada. Imagem de catodoluminescência no MEV.

Fonte: O autor, 2016.

Tabela 4 - Resultados U/Pb (LA-ICP-MS) da amostra NPBR-0126.

NPBR-0126																
Grãos	Razões Isotópicas									Idades (Ma)						
	Fração	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)	Conc (%)
004-Z01	0.002	0.20	676962	0.16	0.38	10.50	0.81	0.48	0.71	2451	6	2480	8	2516	15	101
005-Z02	0.331	0.29	4428	0.16	0.77	9.14	1.64	0.41	1.44	2455	13	2352	15	2234	27	95
009-Z04	0.009	0.14	153878	0.16	0.50	10.11	0.82	0.46	0.65	2466	8	2445	8	2419	13	99
010-Z05	0.012	0.27	134635	0.15	0.53	6.38	1.60	0.31	1.51	2327	9	2030	14	1752	23	86
011-Z06	0.008	0.18	177239	0.16	0.44	10.59	0.82	0.48	0.70	2465	7	2487	8	2515	14	101
012-Z07	0.009	0.28	157677	0.16	0.68	9.79	0.99	0.45	0.72	2448	12	2415	9	2376	14	98
015-Z08	0.006	0.18	222795	0.16	0.48	10.21	0.91	0.47	0.77	2442	8	2454	8	2469	16	101
016-Z09	0.015	0.13	96680	0.16	0.49	10.14	0.99	0.45	0.86	2475	8	2447	9	2414	17	99
017-Z10	0.018	0.16	81207	0.16	1.11	10.31	1.55	0.46	1.08	2493	19	2463	14	2426	22	99
018-Z11	0.011	0.20	137288	0.16	0.48	9.64	1.39	0.44	1.30	2461	8	2401	13	2331	25	97
021-Z12	0.005	0.16	274733	0.16	0.47	10.84	0.96	0.48	0.84	2478	8	2509	9	2548	18	102
022-Z13	0.000	0.16	4746707	0.15	0.84	8.19	2.10	0.39	1.92	2381	14	2253	19	2114	35	94
023-Z14N	0.003	0.28	431494	0.16	0.47	10.22	0.87	0.46	0.73	2453	8	2455	8	2457	15	100
024-Z14B	4.109	0.03	384	0.12	2.31	4.75	2.52	0.29	1.00	1942	41	1777	21	1639	14	92
027-Z15N	0.007	0.18	194658	0.16	0.52	9.89	0.80	0.45	0.60	2460	9	2425	7	2383	12	98
029-Z16	0.007	0.22	196201	0.16	0.39	10.52	1.22	0.48	1.15	2447	7	2482	11	2524	24	102
030-Z17	1.012	0.38	1659	0.15	0.66	4.06	1.92	0.19	1.80	2373	11	1647	15	1140	19	69
033-Z18	0.882	0.20	1940	0.14	0.51	3.14	1.37	0.16	1.27	2237	9	1443	10	967	11	67
034-Z19N	0.065	0.37	21437	0.16	0.46	10.99	1.23	0.50	1.14	2452	8	2523	11	2611	25	103
035-Z19B	0.981	0.18	1675	0.14	0.64	4.55	1.05	0.23	0.84	2256	11	1741	9	1345	10	77
036-Z20	0.434	0.16	3794	0.14	0.75	4.37	1.66	0.23	1.48	2206	13	1706	14	1329	18	78
039-Z21	0.014	0.14	100732	0.16	1.32	9.76	1.75	0.44	1.15	2452	22	2412	16	2366	23	98
040-Z22	0.013	0.15	110263	0.16	0.38	10.62	0.98	0.48	0.90	2457	6	2491	9	2533	19	102
041-Z23	0.006	0.19	246188	0.16	0.32	10.02	0.79	0.45	0.72	2468	5	2437	7	2400	14	98

Nota: Todas as análises foram feitas em grãos de zircão dos ortognaisses da porção Sul. Cada cor na tabela representa as cores observadas nos diagramas exemplificados acima.

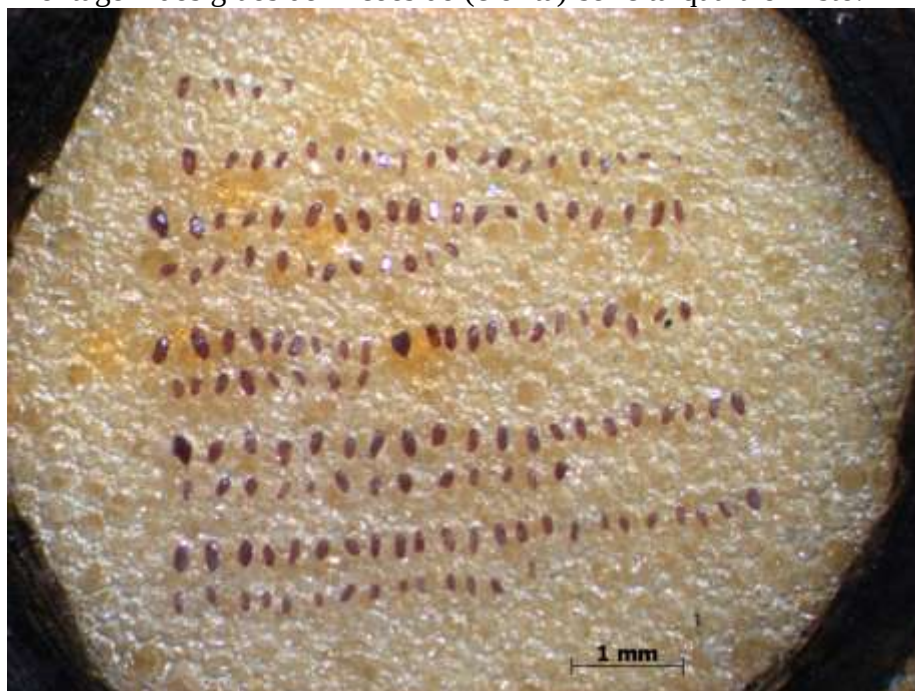
Fonte: O autor, 2016.

Amostra NPBR-0241: (Clorita)-Sercita-Quartzo-Xisto (Filonito)

Ao todo foram separados 157 grãos de zircão de todas as frações finais, e novamente poucos destes foram perdidos durante o processo de polimento. A montagem foi feita de acordo com o mesmo procedimento descrito anteriormente. Os grãos são muito pequenos, menores que 0,2mm, e apresentam cores avermelhadas (ver Figura 74 e 75).

Apresentam claro zoneamento oscilatório interpretado como magmático. Na Figura 76, de catodo luminescência feitas no MEV, são exemplificados separadamente as principais formas e hábitos dos grãos de zircão encontrados. A maioria dos grãos possui habito prismático [2:1] e [3:1].

Figura 74 - Montagem dos grãos de zircões do (clorita)-sercita-quartzo Xisto.



Legenda: Imagem da lupa binocular.

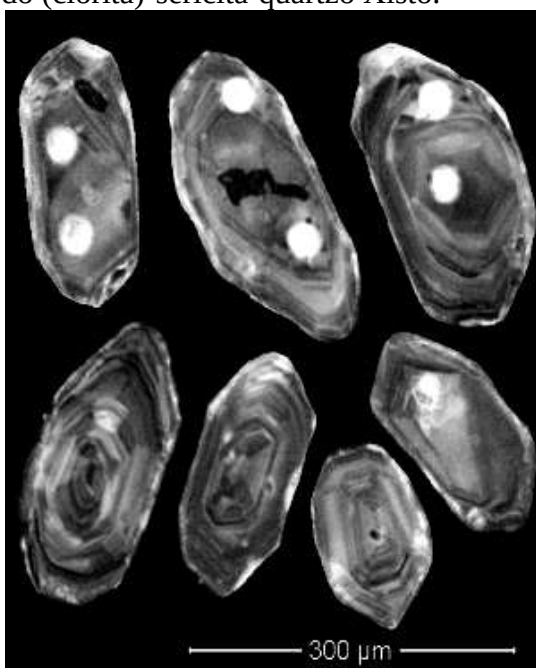
Fonte: O autor, 2016.

Figura 75 - Grãos de zircão do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.



Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.
Fonte: O autor, 2016.

Figura 76 - Grãos de zircão ilustrando texturas com típico crescimento oscilatório de grãos magmáticos do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.



Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.
Fonte: O autor, 2016.

Como na amostra NPBR-0126, os grãos de zircão analisados apresentam zoneamento oscilatório típico de origem magmático. Também não há indícios de sobrecrecimento metamórfico com texturas mais complexas, indicando assim o metamorfismo observado na área, não atingiu a temperatura necessária para causar o metamorfismo.

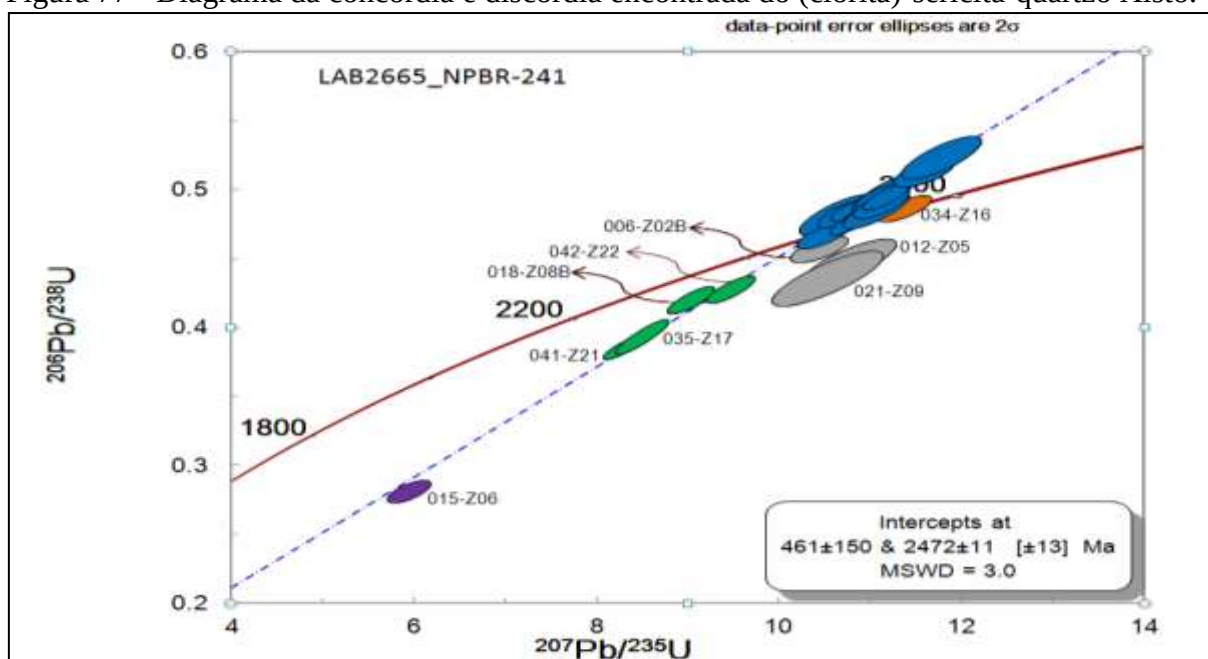
Ao todo foram analisados 24 grãos, sendo os resultados apresentados na Tabela 5. Preliminarmente foram descartados dois grãos, por seu erro ser muito alto, com os 22 grãos restantes foi construído um diagrama concórdia (ver Figura 77 e 78).

Para o cálculo da discórdia, três grãos foram descartados devido ao seu grande erro e por se apresentarem discordantes do restante dos grãos analisados (006-Z02B, 012-Z05 e 021-Z09), o grão concordante 034-Z16 também não foi utilizado.

A discórdia obtida gerou uma idade de intercepto superior em 2.472 ± 11 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito do filonito, e o intercepto inferior em 461 ± 150 Ma, indicando perda de chumbo para um evento metamórfico de baixa intensidade, provavelmente o Brasileiro, como observado nas duas análises dos Ortognaisses Sul e Norte (NPBR-0035 e NPBR-0126).

Analisando o diagrama construído, os grãos analisados concentram-se principalmente no início do Sideriano (ver Figura 79), sendo os grãos 009-Z03N e 034-Z16 concordantes, o primeiro situa-se no intercepto superior da discórdia com *ca.* 2.478 ± 10 Ma e o segundo 2.555 ± 10 Ma (ver Figura 80).

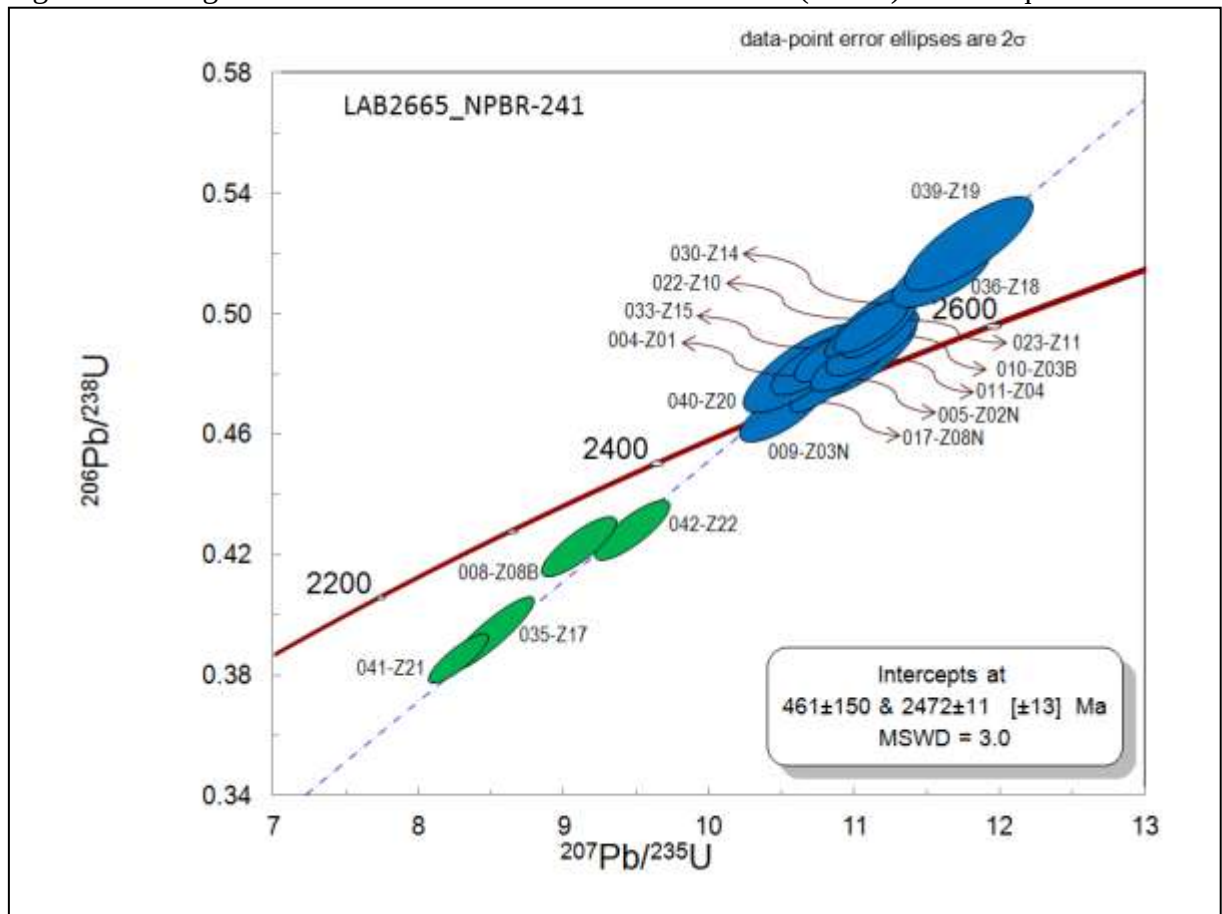
Figura 77 - Diagrama da concórdia e discórdia encontrada do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.



Legenda: Em cinza indicando os grãos descartados.

Fonte: O autor, 2016.

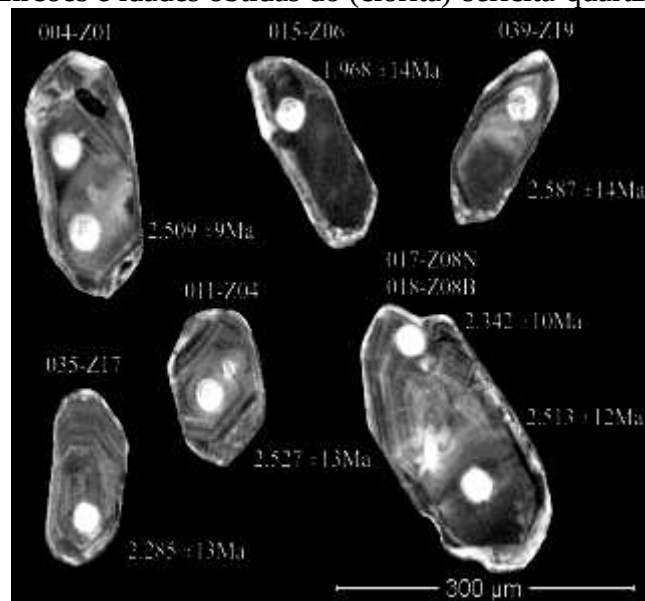
Figura 78 - Diagrama da concórdia e discórdia encontrada do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.



Legenda: Zoom da Figura 77.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 79 - Grãos de zircões e idades obtidas do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.



Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.

Fonte: O autor, 2016.

Figura 80 - Zircões concordantes e idades obtidas do (clorita)-sericita-quartzo Xisto.



Legenda: Imagem de catodo-luminescência no MEV.

Fonte: O autor, 2016.

Tabela 5 - Resultados U/Pb (LA-ICP-MS) da amostra NPBR-0241.

NPBR-0241																
Grãos	Razões Isotópicas									Idades (Ma)						
	Fração	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁵ U	1s(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁵ U	1s(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s(Ma)	Conc (%)
004-Z01	0.005	0.15	288049	0.16	0.64	10.83	0.98	0.49	0.74	2470	11	2509	9	2557	16	102
005-Z02N	0.007	0.21	203845	0.16	0.66	10.96	1.04	0.48	0.80	2499	11	2520	10	2547	17	101
006-Z02B	1.668	0.20	849	0.17	0.89	10.44	1.23	0.46	0.85	2510	15	2475	11	2432	17	98
009-Z03N	0.019	0.20	75528	0.16	0.73	10.48	1.12	0.47	0.85	2481	12	2478	10	2474	17	100
010-Z03B	0.022	0.20	63833	0.16	0.74	11.11	1.17	0.49	0.91	2498	13	2533	11	2576	19	102
011-Z04	0.044	0.14	31576	0.16	0.80	11.05	1.35	0.49	1.10	2507	13	2527	13	2553	23	101
012-Z05	0.271	0.13	5287	0.17	1.14	10.77	1.92	0.45	1.55	2597	19	2504	18	2389	31	95
015-Z06	1.386	0.05	1148	0.15	1.14	5.95	1.61	0.28	1.13	2377	19	1968	14	1603	16	81
016-Z07	36.772	0.10	28	0.37	1.87	27.83	4.25	0.54	3.82	3806	28	3413	41	2785	86	82
017-Z08N	0.023	0.13	61387	0.16	0.57	10.88	1.27	0.48	1.13	2496	10	2513	12	2534	24	101
018-Z08B	0.339	0.19	4309	0.16	0.64	9.03	1.15	0.42	0.96	2408	11	2342	10	2266	18	97
021-Z09	2.818	0.15	508	0.17	1.45	10.53	2.36	0.44	1.87	2604	24	2483	22	2337	36	94
022-Z10	0.009	0.19	149493	0.16	0.49	11.09	1.11	0.50	1.00	2469	8	2531	10	2609	22	103
023-Z11	0.021	0.17	66437	0.16	0.51	11.15	0.94	0.50	0.79	2489	9	2536	9	2596	17	102
027-Z12B	2.160	0.19	666	0.16	19.60	9.75	26.55	0.43	17.91	2485	297	2412	219	2327	341	96
030-Z14	0.013	0.20	104195	0.16	0.57	11.10	0.93	0.50	0.73	2477	10	2531	9	2599	16	103
033-Z15	0.012	0.20	119431	0.16	0.69	10.70	1.06	0.48	0.81	2460	12	2497	10	2543	17	102
034-Z16	0.545	0.21	2558	0.17	0.67	11.38	1.04	0.49	0.79	2552	11	2555	10	2559	17	100
035-Z17	0.027	0.23	54204	0.16	0.61	8.49	1.43	0.39	1.29	2414	10	2285	13	2143	24	94
036-Z18	0.020	0.20	67696	0.16	0.85	11.58	1.18	0.51	0.82	2493	14	2571	11	2671	18	104
039-Z19	0.018	0.23	76474	0.16	0.91	11.77	1.51	0.52	1.21	2486	15	2587	14	2717	27	105
040-Z20	0.089	0.13	15725	0.16	0.97	10.63	1.58	0.48	1.25	2452	16	2491	15	2539	26	102
041-Z21	0.040	0.24	37327	0.16	0.51	8.27	1.01	0.39	0.87	2404	9	2261	9	2106	16	93
042-Z22	0.013	0.24	110484	0.16	0.62	9.46	1.13	0.43	0.94	2455	10	2383	10	2301	18	97

Nota: Todas as análises foram feitas em grãos de zircão do Filonito. Cada cor na tabela representa as cores observadas nos diagramas exemplificados acima.

Fonte: O autor, 2016.

5.2. Dados Sm-Nd

5.2.1. Preparação de Amostras e Método de Análise

As amostras selecionadas para a análise Sm-Nd foram aquelas que não apresentavam sinais de alteração. A seguir estas amostras foram cortadas, e uma pequena fração foi britada com marreta e bigorna, o pó gerado então foi quarteado duas vezes, e depois foi pulverizado em um moinho de bola da marca SPEX, no LGPA/FGEL/UERJ. O material obtido foi encaminhado para o LAGIR/FGEL/UERJ, onde foi seguida a seguinte rotina de processamento da amostra:

- 1) São pesadas cerca de 50mg da amostra pulverizada;
- 2) A amostra pesada é misturada a uma solução traçadora de *spike* misto ^{150}Nd - ^{149}Sm e dissolvidos em cápsulas Savillex® e bombas por sucessivos ataques ácidos de HF e HNO_3 em conjunto com temperaturas e pressões específicas;
- 3) Os elementos de Sm, Nd e Sr são separados por meio de colunas de trocas catiônicas de teflon com resina LN-Spec. A coluna primária separa o Sr e os elementos terras raras (ETRs). A coluna secundária separa o Nd e o Sm;
- 4) Os elementos de Sr, Sm e Nd separados são depositados e evaporados com ácido fosfórico em filamentos de rênio previamente devolatilizado, com arranjo duplo. Em seguida a amostra é encaminhada para o TIMS em modo multicoletor usando copos Faraday e contadores de íons (SEM e MIC). O fundamento deste método encontra-se no Anexo III.

5.2.2. Resultados Obtidos

Ao todo para a análise do Sm-Nd foram coletadas 13 amostras, e para o cálculo do ϵ_{Nd} foram utilizadas as idades obtidas na análise de U-Pb em Zircões, mostradas no item 5.1, porém para os Diques Dioríticos foi utilizada a maior idade encontrada, já que as mesmas não apresentaram zircões para serem analisadas, sendo as amostras:

- 3 amostras do Ortognaisse Norte e *ca.* 2.2Ga;
- 3 amostras do Ortognaisse Sul e *ca.* 2.4Ga;
- 3 amostras do (Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto (Filonito) e *ca.* 2.2Ga e 2.4Ga;
- 4 amostras dos Diques Dioríticos e *ca.* 2.4Ga.

Os resultados encontram-se na Tabela 6.

As amostras de ortogneisse da porção norte, apresentam concentração de Sm, que varia de 1,8 a 4,7 ppm e a concentração de Nd está contida no intervalo de 10,6 a 23,4 ppm. apresentou idade modelo variando entre 2,34 a 2,46 Ga e os valores de ϵ_{Nd} são fracamente negativos, com valores entre -0,5 a -2,9, indicando alguma contaminação crustal, como indicado pelos zircões herdados encontrados.

As amostras do Ortogneisse Sul apresentou concentração de Sm que varia de 1,3 a 1,7 ppm e a concentração de Nd está contida no intervalo de 7,3 a 11,1 ppm. Idade modelo variando de 2,41 a 2,53 Ga e os valores de ϵ_{Nd} , apresentam valores entre 0,5 a -1,4.

Já o (Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto, a concentração de Sm, varia de 1,1 a 2,5 ppm e a concentração de Nd está contida no intervalo de 5,0 a 17,0 ppm. Apresenta idade modelo variando de 2,33 a 2,58 Ga. Para o calculo do ϵ_{Nd} , foram utilizadas duas idades (2,2 Ga e 2,4Ga), isto porque a amostra NPBR-0002 apresentou T_{DM} inferior ao encontrado nas duas outras amostras desta unidade, os valores medidos variam de -0,8 a -1,6.

Os diques dioríticos com concentração de Sm, de 2,8 a 4,3 ppm e a concentração de Nd está contida no intervalo de 12,0 a 17,2 ppm. Apresentaram T_{DM} variando de 2,42 a 2,67 Ga e os valores de ϵ_{Nd} , apresentam valores entre 0,5 a -2,5.

Os valores de ϵ_{Nd} fracamente negativo a positivos indicam que o magma gerador destas rochas tem contribuição juvenil, com assimilação de materiais crustais.

A similaridade da assinatura destes grupos de rochas de Nd isotópico nas amostras do Ortogneisse da porção Sul, (Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto, juntamente com o Ortogneisse da porção Norte, sugerem fontes magmáticas semelhantes. Esta observação é corroborada pela heranca de 2,4 encontrada nas análises U/Pb de zircões das amostras do ortogneisse mais jovem de 2,2Ga.

Tabela 6 - Resultados Sm-Nd no TIMS.

Amostras	Unidades	Sm ppm	Nd ppm	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (m)	Erro (2s)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (m)	($\pm 2s$)	Idade U-Pb	Sm/Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (i)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (i,CHUR)	$\epsilon\text{Nd}(i)$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	T(CHUR)	T(DM)
NPBR-0007	Diques Dioríticos	4.3	17.2	0.511969	0.000009	0.152846	2	2400	0.25	0.509550	0.50952624	0.5	-13.0	2.32	2.42
NPBR-0166		3.0	14.8	0.511486	0.000003	0.124280	2	2400	0.21	0.509519	0.50952624	-0.1	-22.5	2.42	2.46
NPBR-0029		2.8	13.0	0.511486	0.000006	0.131977	2	2400	0.22	0.509397	0.50952624	-2.5	-22.5	2.70	2.67
NPBR-0187		2.8	12.8	0.511493	0.000004	0.132295	2	2400	0.22	0.509399	0.50952624	-2.5	-22.3	2.70	2.66
NPBR-0035	Ortognaisse Norte	2.2	14.0	0.511050	0.000006	0.097250	2	2200	0.16	0.509640	0.509787423	-2.9	-31.0	2.42	2.46
NPBR-0036		1.8	10.6	0.511162	0.000005	0.101498	2	2200	0.17	0.509690	0.509787423	-1.9	-28.8	2.35	2.41
NPBR-0076		4.7	23.4	0.511522	0.000006	0.121480	2	2200	0.20	0.509761	0.509787423	-0.5	-21.8	2.25	2.34
NPBR-0094B	Ortognaisse Sul	1.3	7.3	0.511099	0.000006	0.103815	2	2400	0.17	0.509456	0.50952624	-1.4	-30.0	2.51	2.53
NPBR-0096A		1.7	11.1	0.511060	0.000009	0.095140	2	2400	0.16	0.509554	0.50952624	0.5	-30.8	2.36	2.41
NPBR-0097		1.3	7.6	0.511140	0.000013	0.103348	2	2400	0.17	0.509505	0.50952624	-0.4	-29.2	2.43	2.47
NPBR-0123	(Clorita)- Sericita- Quartzo Xisto	2.5	17.0	0.510896	0.000008	0.090516	2	2400	0.15	0.509463	0.50952624	-1.2	-34.0	2.49	2.51
NPBR-0246		1.1	5.0	0.511498	0.000010	0.129650	2	2400	0.21	0.509446	0.50952624	-1.6	-22.2	2.58	2.58
NPBR-0002		1.6	10.5	0.511082	0.000010	0.092204	2	2200	0.15	0.509745	0.509787423	-0.8	-30.3	2.26	2.33

Fonte: O autor, 2016.

6. SINTESE DOS RESULTADOS E CORRELAÇÕES REGIONAIS

6.1. Análise Estrutural e Metamórfica

Ao todo foram mapeadas sete unidades litológicas, desta forma com os dados coletados foi possível identificar pelo menos quatro eventos deformacionais que afetou a área. O principal episódio deformacional que o alvo sofreu foi denominado de $D_n + D_{n+1}$. Esta deformação gerou a foliação principal $S_n // S_{n+1}$, que nos xistos se apresentam como uma clivagem de crenulação. Este evento foi considerado como o gerador do metamorfismo M2 na fácies xisto verde a epidoto-anfibolito. Este evento também deforma muito dos veios de quartzo, com direção N-S, que intrudem as rochas mapeadas, e geralmente estão associadas à ocorrência das mineralizações de ouro. Desta forma estas intrusões foram consideradas como pré ou sin- D_n , contudo veios não deformados leitosos que não apresentam indicação de mineralização foram considerados como provenientes de eventos pós- D_n .

Cruz & Kuyumjian (1999), consideram que o Terreno Almas-Dianópolis é afetado por zonas de cisalhamento direcionais D_{n+1} com movimentação destal, de direção principal $N20^\circ-30^\circ E$ e direções subordinadas $N0^\circ-10^\circ E$ e $N10^\circ-20^\circ W$. Contudo neste trabalho isso não ficou bem evidenciado, pois não foram observadas medidas de lineações paralelas ao *strike* da foliação. As lineações medidas, são *down-dip* a fortemente oblíqua mostrando, desta forma, uma tectônica transpressiva (inversa e destal) nesta fase de deformação.

Dobras sinformais e antiformais, foram mapeadas e estão apresentadas no mapa geológico em anexo, que dobram a foliação $S_n // S_{n+1}$, e foram consideradas como um segundo evento deformacional, denominado como D_{n+2} . Após este evento uma tectônica rúptil de grande importância afetou a área, falhando muito dos veios e gerando falhas regionais inversas sinistrais, com direção NE-SW (vide mapa em anexo), de acordo como Fonseca (1996 apud Cruz & Kuyumjian, 1999) foram mapeadas também falhas inversas sinistrais, porém com direção NW-SE, estas falhas justapõem o complexo granito-gnaiss sobre as rochas mais antigas, clorita xistos.

De acordo com as análises petrográficas foi possível identificar minerais metamórficos tanto no Clorita Xisto quanto nas intrusões dos diques dioríticos mapeados. As paragêneses obtidas para o clorita xisto foi clorita+mica-branca e para os diques foi tremolita-actinolita+zoisita+hornblenda+plagioclásio+clorita±epidoto, indicando fácies xisto verde a

epidoto-anfibolito, foi entendido desta forma que este evento metamórfico, pertencia ao evento M2 descrito por Cruz & Kuyumjian (1999), cuja paragênese mineral diagnóstica é representada por anfibólio+albita+epidoto±mica-branca±Clorita, se aproximando com a paragênese observada nas lâminas descritas neste trabalho.

6.2. Análise Geoquímica

Com análises geoquímicas apresentadas anteriormente neste trabalho, no capítulo 4, foi possível descrever quimicamente a composição das rochas, sua linhagem e ambientação tectônica. Desta forma identificou-se que ortognaisses possuem composição fracamente peraluminosas com índice de Shand entre 1,0 a 1,2 e da série calci-alcalina, com um *trend* de enriquecimento em alcalis, e foram caracterizados geoquimicamente como granitos. Já os diques dioríticos pertencem à série toleítica metaluminosas, e foram caracterizadas geoquimicamente como andesi-basaltos.

Os diagramas de Elementos Terras Raras, normalizado pelo condrito (Boynton, 1984), sugerem que as rochas ácidas são muito fracionadas nos ETR leves em relação aos ETR pesados, similar ao encontrado em granitos de arco vulcânico.

Os diagramas expostos para a ambientação tectônica mostram que os diques dioríticos poderia representar que seriam provenientes de toleitos de arco de ilha e geradas em um evento pré-colisional, e os ortognaisses seriam provenientes de granitos de arco vulcânico em um ambiente pré-colisional evoluído (arcos maduros), ver Tabela 7.

6.3. Síntese Geocronológica

Os dados geocronológicos obtidos a partir do método U-Pb em zircão indicaram que a área estudada apresentou dois pulsos magmáticos de geração dos ortognaisses. O primeiro com *ca.* 2.457 ±9,6Ma (ortognaisse da porção sul) e o segundo mais jovem com *ca.* 2.199 ±8,7Ma (ortognaisse da porção norte), ver Tabela 7. Todas as análises indicam perda de chumbo para um evento geológico com idade próximo ao Brasileiro Tardio (460Ma).

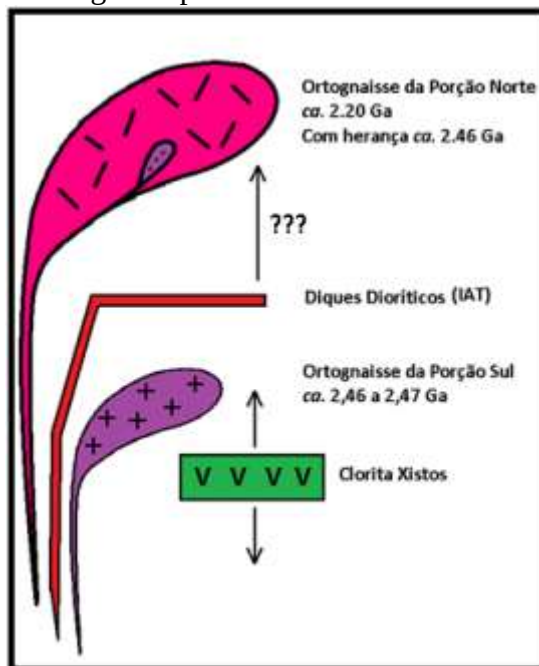
Outro ponto importante é que a amostra do ortogneisse norte apresentou grãos de zircão concordantes com idade mais antiga, ca. $2.415 \pm 10\text{Ma}$ e $2.462 \pm 10\text{Ma}$, mostrando assim, que o segundo pulso magmático atuante na área assimilou parte dos ortogneisses mais antigos (ver Figura 81 e Tabela 7).

Já na análise realizada nas rochas filoníticas indicou idade do protólito em $2.472 \pm 11\text{Ma}$, indicando que estas rochas foram geradas a partir dos processos de milonitização intensa do ortogneisse da porção sul (ver Tabela 7). Outra importante conclusão foi que mesmo esta rocha sofrendo um intenso processo deformacional, a temperatura e pressão foi inferior ao necessário abrir o sistema U/Pb nos zircões analisados, o mesmo ocorrendo para os ortogneisses analisados.

Os dados isotópicos obtidos pelo método Sm-Nd, mostraram valores de idade TDM semelhantes, com idade modelo média de 2.40Ga , bem como a similaridade nos valores das razões iniciais. Os dados sugerem áreas fontes semelhantes, para os dois pulsos magmáticos corroborando assim que os Ortogneisses da porção Norte, mais evoluído, poderia ser resultado de um segundo pulso magmático que causou algum retrabalhamento nos Ortogneisses da porção Sul. Já os valores de ϵNd fracamente negativos a positivos sugerem contribuição juvenil com assimilação de crosta continental mais antiga (ver Tabela 7).

Devido a falta de afloramento dos clorita xistos, sua correlação geológica como as outras unidades são ainda desconhecidas, desta forma não é possível saber se os clorita xistos são mais velhos ou mais novos que os ortogneisses.

Figura 81 - Modelo evolutivo sugerido para a área de estudo.



Fonte: O autor, 2016.

6.4. Correlações Regionais

De acordo com a literatura discutida no Capítulo 2, o Bloco Cavalcante -Natividade teria sofrido ao menos três eventos magmáticos, um evento foi descrito para a região de Almas-Dianópolis datado em 2.2Ga, outro mais antigo, no Sideriano, com idade 2.3-2.4Ga nas regiões de Natividade e Conceição do Tocantins, e o terceiro mais jovem datado em $2.144 \pm 21\text{Ma}$ (Fuck *et al.* 2014), ver Figura 3b.

Porem de acordo com os dados geocronológicos obtidos neste trabalho, foi identificado que o Terreno Almas-Dianópolis apresenta tanto o magmatismo de 2.2Ga datado pelos autores supracitados, quanto o magmatismo mais antigo, 2.3-2.4Ga, descritos por estes mesmos autores próximo às regiões de Natividade e Conceição do Tocantins. Esta é uma importante informação para o contexto regional, pois estabelece e amplia a atuação deste evento magmático mais antigo.

Tabela 7 - Síntese dos dados obtidos.

Unidades	Eventos Deformacionais	Ambiente Tectônico	Idade U/Pb	Idade Modelo Sm-Nd	ϵ_{Nd}
Filonitos	D_n/D_{n+1} (Foliação Principal dada pela milonitização)	Granitos de Arco Vulcânico (ambiente pré-colisional evoluído a sin-colisional)	ca. 2,47 Ga	2,26 a 2,58	-0,8 a -1,2
Ortognaisse Porção Norte	D_n/D_{n+1} (Foliação Principal gnáissica) e D_{n+2} (Dobras dobrando a foliação principal)	Granitos de Arco Vulcânico (ambiente pré-colisional evoluído a sin-colisional)	ca. 2,20 Ga Com herança ca. 2,46 Ga	2,25 a 2,42	-0,5 a -2,9
Ortognaisses Porção Sul	D_n/D_{n+1} (Foliação Principal gnáissica)	Granitos de Arco Vulcânico (ambiente pré-colisional evoluído a sin-colisional)	ca. 2,46 Ga	2,36 a 2,51	0,5 a -1,4
Clorita Xistos	D_n/D_{n+1} (Foliação Principal dada pela xitosidade)	???	???	???	???
Diques Dioríticos	Não apresenta deformação	Toleitos de Arco de Ilha (IAT)	???	2,42 a 2,67	0,5 a -2,5

Fonte: O autor, 2016.

REFERÊNCIAS

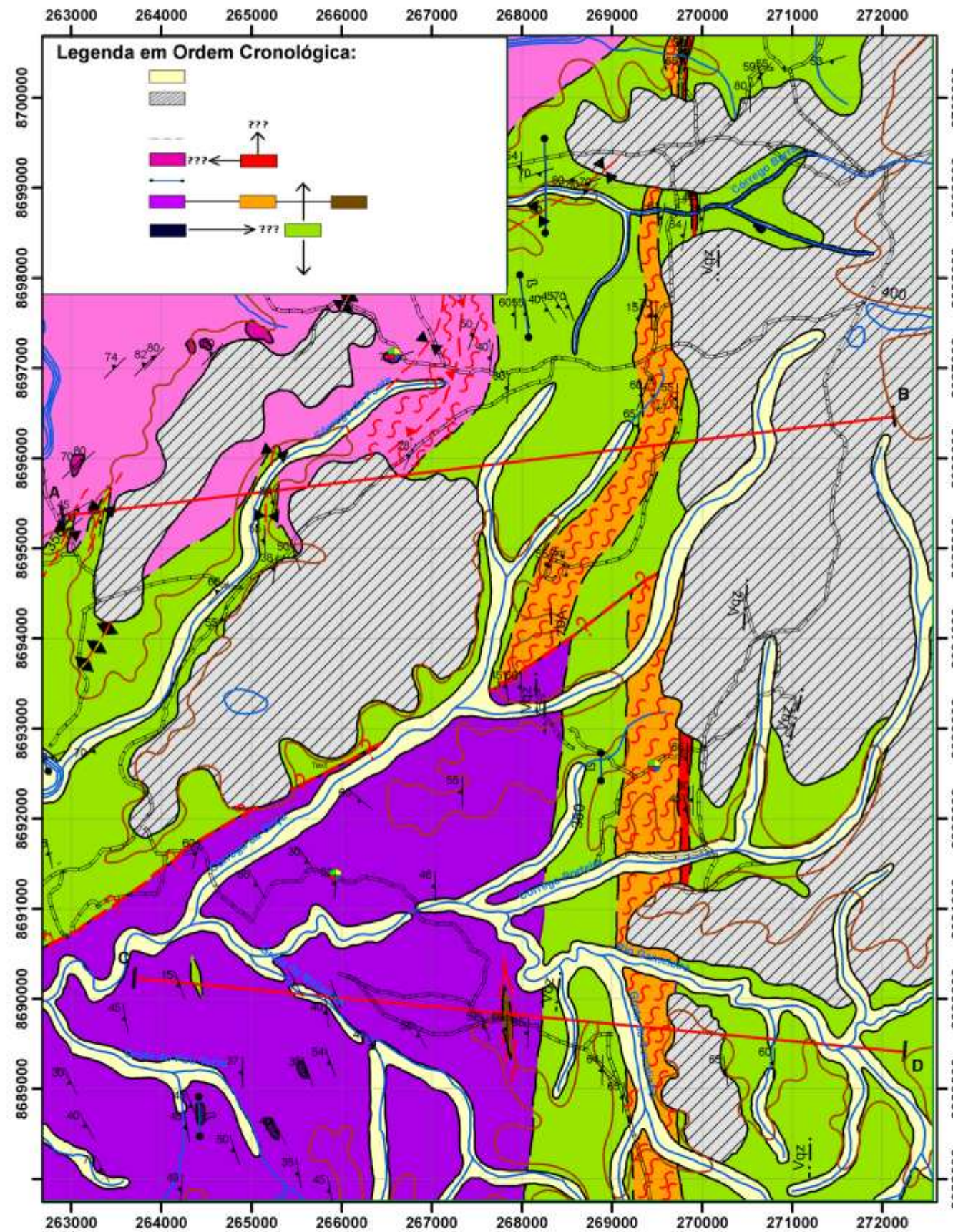
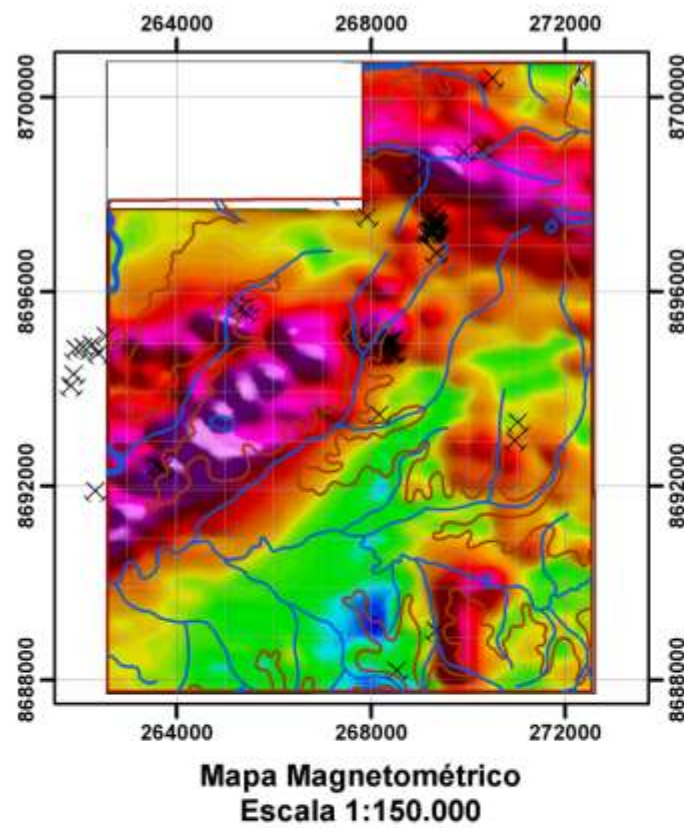
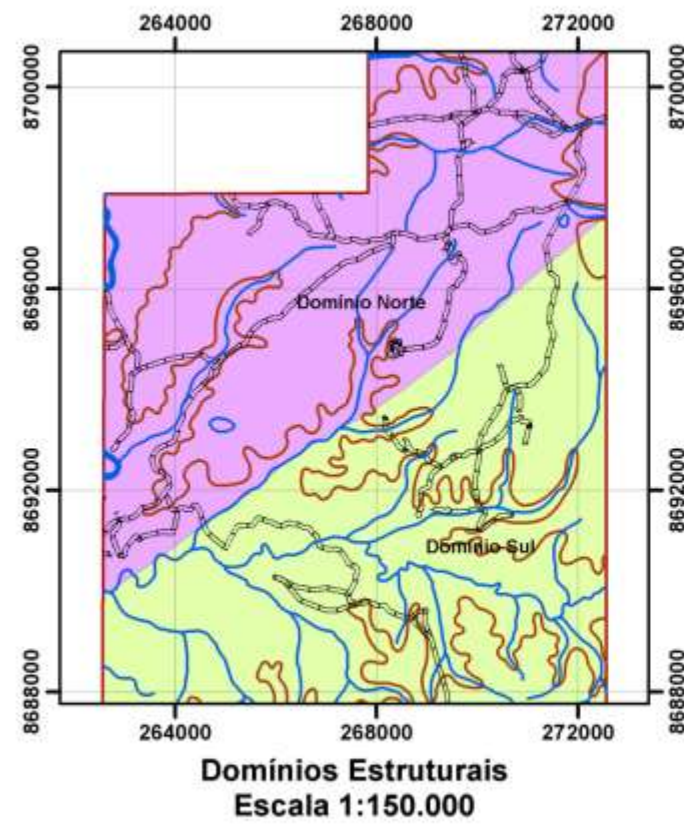
- Almeida, F. F. M. de, Hasui, Y., Neves B. B de B. & Fuck., R. A. 1977. As províncias estruturais do Brasil. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. *Bol. Esp.*, Campina Grande: SBG. 12 p.
- Alvarez, M. C. A. 2006. Mineralizações de ouro no terreno Almas-Dianópolis-TO: guias de exploração mineral. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Tese de Mestrado. 81 p.
- Araújo Filho, J. O. de & Kuyumjian, R. M. 2005. Depósitos e Ocorrências de ouro no terreno arqueano-paeloproterozóico de Almas-Dianópolis (TO): Evidências da importância metalogenética do evento brasileiro. *RGB*, 35(4):611-614.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using muticationic parameters, *Chemical Geology*, vol.48, pp.43-55.
- Boynton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 63-114.
- BUHN, B.; PIMENTEL, M. M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.81,p. 99-114,2009.
- Correia Filho, F. C. L. & Sá, A. M. 1980. Projeto Natividade. Relatório Final. Goiânia,DNPM/CPRM, 6 vol.
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 2002. Programa Nacional de Prospecção De Ouro – PNPO. Mapa De Jazimentos Auríferos Área To-01 - Almas/Natividade – Tocantins.
- Cruz, E. L. C. C. & Kuyumjian, R. M. 1998. The Geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins State, central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(2): 173-182.
- Cruz, E. L. C. C. & Kuyumjian, R. M. 1999. Mineralizações auríferas filoneanas do terreno granito-greenstone do Tocantins. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(3): 291-298.
- Danni, J. C. M. & Fuck, R. A. 1981. Unidades tectono-estratigráficas do embasamento das faixas dobradas da margem ocidental do Craton do São Francisco. In: SBG/Núcleo Bahia, Simpósio sobre o Craton do São Francisco, Anais, 130-139.
- Dardenne, M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Tomas Filho, A. and CAMPOS, D.A., Editors, 2000. Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the XXXI International Geological Congress (Rio de Janeiro), p. 231-263.

- DARDENNE, M. A.; SABOIA, A. M. . Litoestratigrafia do Grupo Natividade na região de Natividade-Pindorama, Tocantins. In: Adriana Maria Coimbra Horbe; Valmir da Silva Souza. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007, v. 05, p. -.
- Delgado, I.; Santos, R. A.; Pedreira, A. J. & Silveira Filho, N. C. 2003. Mapa tectônico do Brasil: Escala 1:5000000. CPRM, 2003(CD).
- DIANÓPOLIS. Disponível em: <<http://pt.wikipedia.org/wiki/Dian%C3%B3polis>>. Acesso em: 13 set. 2012.
- Ferrari, M. A. D. & Choudhuri, A. 1999a. Tectônica e a mineralização aurífera da Mina Córrego Paiol, Almas-TO. VII Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Lençóis-BA, SBG, 34-36.
- Ferrari, M. A. D. 2001. Controles da mineralização aurífera da mina Córrego Paiol da sequência vulcano-sedimentar de Almas - TO. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas-SP, Tese de Doutorado. 165 p.
- Fuck, R. A. & Pimentel, M. M.; Silva, L. J. H. D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, Resumos Expandidos, 1:215-216.
- Fuck, R. A.; Dantas, E. L.; Pimentel, M. M.; Botelho, N. F.; Armstrong, R., Luax, J. H.; Junges, S. L.; Soares, J. E.; Praxedes, I. F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. In: Precambrian Research, v. 244, p. 53-74, 2014.
- Geraldes, M. C.. Introdução à Geocronologia. 1. ed. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. v. 1100. 146p .
- Gill, J. B. 1981. "Orogenic Andesites and Plate Tectonics", Springer-Verlag, Berlin, 389 pp.
- Irvine, T. N. and Barager, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.8, pp.523-548.
- Jensen, L. S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks, Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 66.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27, 745-750.
- LUDWIG, K.R. User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. 2003. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 70p.
- Mapa do Brasil/Município de Dianópolis 2016. Google Maps. Google. [14/04/2016], [Google Maps], [<https://www.google.com.br/maps>].

- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, *Chemical Geology*, vol.56, pp.207-218.
- Middlemost, E. A. K. 1985. "Magmas and Magmatic Rocks", Longman Group Limited, Essex.
- Mullen, E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.62, pp.53-62.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.19, pp.290-300.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Powell, R, Holland, TJB, & Worley, B, 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC *Journal of Metamorphic Geology* 16, 577-588.
- Santos, R. A. 2012. Geologia, Estrutura e Geoquímica da área de Nova Prata, Município de Dianópolis - TO, com ênfase nas rochas intermediárias a ácidas. Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro-RJ. Monografia. 146 p.
- Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Torós, B. M. 2012. Geologia das Rochas Básicas a Intermediárias do Alvo Nova Prata/Rio Novo Mineração Ltda., Estado do Tocantins - TO. Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro-RJ. Monografia. 146 p.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol.20, pp.325-343.

APÊNDICE A – Mapa geológico estrutural

Mapa Geológico Estrutural



Legenda:

Ponto com Análise U/Pb

Unidades Litológicas:

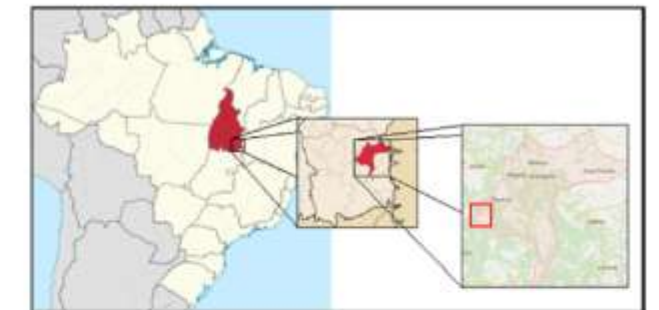
- Cobertura Aluvionar
- Cobertura Detritica Lateritica
- Diques Dioriticos
- Veios de Quartzo
- Leucogranito levemente foliado a milonítico
- Ortognaisses da porção Norte
- Sericita-Quartzo Xisto (Filonito)
- (Clorita)-Sericita-Quartzo Xisto (Filonito)
- Ortognaisses da porção Sul
- Clorita Xisto e Boninito

Convenções Geológicas:

- Lineação de Estiramento
- Foliação S_n/S_{n+1}
- Falha de Empurrão D_n+2
- Contato Aproximado
- Contato
- Dobras Antiformais D_n+2
- Dobras Sinformais D_n+2
- Zonas Miloníticas D_n/D_{n+1}

Convenções Cartográficas:

- Drenagem
- Estradas
- Topografia
- Perfil



Mapa de Localização

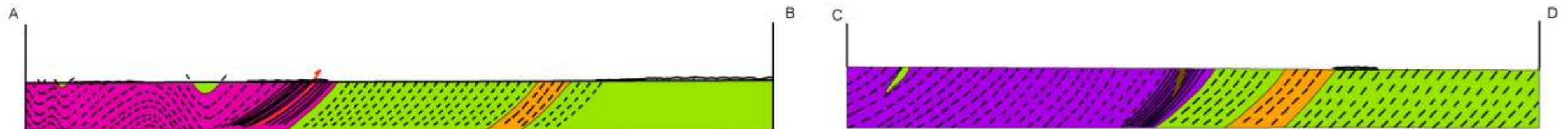


Geologia, Geoquímica e Geocronologia
da Região de Nova Prata, Dianópolis -TO:
Terreno Almas-Dianópolis,
Faixa Brasília Setentrional.

Autores: Torós & Almeida, 2012

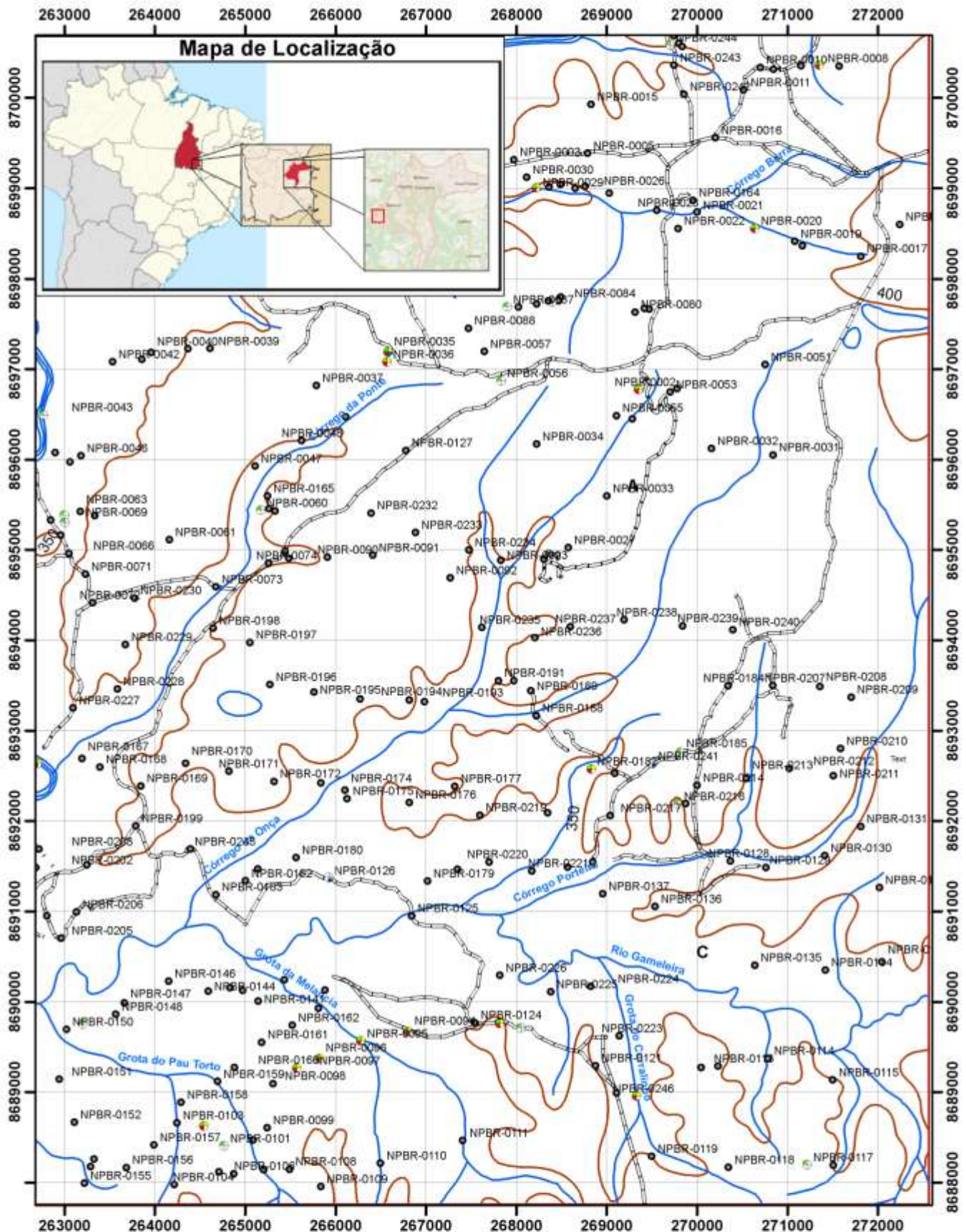
0 250 500 1000 1500 2000 Metros

Datum Horizontal: SAD-69 - 23S
Projeção: UTM
Meridiano Central: 39W
Escala: 1:60.000



APÊNDICE B – Mapa de pontos

Mapa de Pontos



Legenda:

● Pontos

A

A,B,C

A,B,C,D

D

Convenções Cartográficas:

— Drenagem

— Estradas

— Topografia

— Perfil

A - Lâmina Delgada; B - Análise Litogeoquímica;

C - Análise Isotópica Sm-Nd; D - Análise Geocronológica U-Pb



**Geologia, Geoquímica e Geocronologia
da Região de Nova Prata, Dianópolis -TO:
Terreno Almas-Dianópolis,
Faixa Brasília Setentrional.**

Autores: Torós & Almeida, 2012



Datum Horizontal: SAD-69 - 23S
Projeção: UTM
Meridiano Central: 39W
Escala: 1:80.000



APÊNDICE C – Tabela geoquímica

Tabela Geoquímica															
Amostras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	Zn	Co
NPBR-0002	69.97	0.24	14.75	1.99	0.00	0.02	0.60	2.22	4.48	1.69	0.08	2.98	99.02	50.00	11.00
NPBR-0007	56.10	1.03	17.78	8.55	0.00	0.11	2.86	7.12	4.28	0.40	0.21	1.87	100.30	90.00	55.00
NPBR-0020	53.39	0.23	5.40	10.30	0.00	0.14	21.06	4.43	0.19	0.03	0.03	5.35	100.50	90.00	77.00
NPBR-0029	53.50	0.69	15.12	9.96	0.00	0.15	6.84	10.07	2.22	0.80	0.11	1.23	100.70	60.00	50.00
NPBR-0035	73.46	0.22	14.80	1.57	0.00	0.02	0.43	1.68	5.36	1.62	0.07	1.00	100.20	40.00	21.00
NPBR-0036	74.22	0.30	13.86	2.16	0.00	0.03	0.51	2.69	3.41	2.08	0.07	1.45	100.80	50.00	32.00
NPBR-0076	61.45	0.94	17.02	7.24	0.00	0.09	2.46	3.69	2.45	1.19	0.11	4.06	100.70	100.00	30.00
NPBR-0094B	74.03	0.22	14.65	1.87	0.00	0.02	0.45	1.68	4.60	2.06	0.06	1.15	100.80	< 30	17.00
NPBR-0095	73.56	0.14	15.27	1.33	0.00	0.02	0.33	1.68	4.35	2.53	< 0.01	1.52	100.70	< 30	26.00
NPBR-0096A	72.57	0.19	15.15	1.70	0.00	0.02	0.38	2.27	4.58	1.80	0.04	1.28	99.99	< 30	18.00
NPBR-0097	73.61	0.19	15.00	1.59	0.00	0.02	0.36	1.94	4.94	1.78	0.06	1.18	100.70	< 30	31.00
NPBR-0102	69.97	0.34	15.90	2.67	0.00	0.03	0.82	3.44	4.77	1.27	0.10	1.40	100.70	50.00	16.00
NPBR-0123	72.29	0.24	15.30	1.94	0.00	0.02	0.56	2.61	4.01	2.07	0.07	1.21	100.30	< 30	16.00
NPBR-0166	52.33	1.53	14.19	13.41	0.00	0.15	5.30	8.01	1.04	0.06	0.19	3.87	100.10	90.00	47.00
NPBR-0187	52.06	0.68	14.87	9.80	0.00	0.16	6.52	10.15	1.89	1.00	0.10	2.70	99.93	80.00	51.00
NPBR-0246	73.36	0.21	10.08	1.43	0.00	0.05	0.74	5.22	3.81	0.94	0.06	4.82	100.70	< 30	10.00
Tabela Geoquímica (Continuação)															
Amostras	Ni	Cr	V	Be	Cu	Zr	Y	Sr	Ba	Mg#	La	Ce	Nd	Sm	Eu
NPBR-0002	< 20	< 20	25.00	< 1	< 10	115.00	4.00	382.00	407.00	0.00	19.00	32.00	10.80	1.50	0.48
NPBR-0007	30.00	30.00	152.00	< 1	40.00	209.00	21.00	514.00	164.00	0.00	9.90	25.70	17.80	4.50	1.35
NPBR-0020	500.00	960.00	89.00	< 1	< 10	23.00	5.00	11.00	10.00	0.00	5.80	7.50	6.10	1.40	0.57
NPBR-0029	140.00	150.00	198.00	< 1	70.00	89.00	16.00	235.00	270.00	0.00	14.30	29.20	13.40	3.10	0.89
NPBR-0035	< 20	< 20	11.00	1.00	< 10	88.00	3.00	243.00	527.00	0.00	19.90	43.70	14.60	2.40	0.60
NPBR-0036	< 20	< 20	17.00	1.00	< 10	104.00	3.00	349.00	620.00	0.00	16.60	33.30	12.10	1.90	0.70
NPBR-0076	20.00	50.00	86.00	1.00	< 10	131.00	11.00	572.00	436.00	0.00	19.30	40.70	24.30	4.80	1.42
NPBR-0094B	< 20	< 20	20.00	< 1	< 10	108.00	2.00	286.00	829.00	0.00	12.90	25.20	7.80	1.30	0.50
NPBR-0095	< 20	< 20	12.00	< 1	10.00	85.00	2.00	281.00	761.00	0.00	2.20	14.10	1.50	0.60	0.26
NPBR-0096A	< 20	< 20	16.00	< 1	< 10	91.00	3.00	394.00	707.00	0.00	20.60	23.10	11.60	1.90	0.50
NPBR-0097	< 20	< 20	17.00	< 1	< 10	117.00	3.00	354.00	701.00	0.00	14.80	24.20	8.00	1.40	0.41
NPBR-0102	< 20	< 20	32.00	< 1	< 10	159.00	4.00	424.00	438.00	0.00	30.30	38.20	15.10	2.50	0.87
NPBR-0123	< 20	< 20	21.00	< 1	< 10	115.00	4.00	388.00	1115.00	0.00	13.20	20.40	7.80	1.40	0.42
NPBR-0166	70.00	30.00	548.00	< 1	100.00	85.00	16.00	490.00	20.00	0.00	15.10	32.50	15.60	3.20	0.91
NPBR-0187	130.00	120.00	199.00	< 1	80.00	83.00	17.00	286.00	365.00	0.00	14.20	29.20	13.50	3.10	0.89
NPBR-0246	< 20	< 20	22.00	< 1	< 10	114.00	4.00	155.00	169.00	0.00	8.80	18.00	6.30	1.20	0.39

Tabela Geoquímica (Continuação)															
Amostras	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Sc	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn
NPBR-0002	1.00	0.70	0.10	0.30	0.20	3.00	18.00	< 1	< 5	38.00	2.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0007	4.30	4.20	0.80	2.20	1.90	20.00	22.00	1.00	< 5	5.00	6.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0020	1.10	1.20	0.20	0.70	0.70	24.00	7.00	2.00	< 5	< 2	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0029	3.00	3.20	0.60	1.80	1.70	29.00	15.00	2.00	< 5	23.00	4.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0035	1.50	0.80	0.10	0.30	0.20	2.00	19.00	1.00	< 5	57.00	3.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0036	1.30	0.70	0.10	0.30	0.30	3.00	20.00	1.00	< 5	69.00	3.00	< 2	< 0.5	< 0.2	1.00
NPBR-0076	3.70	2.50	0.50	1.20	1.00	14.00	23.00	1.00	< 5	50.00	5.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0094B	1.00	0.60	0.10	0.30	0.30	1.00	18.00	< 1	< 5	39.00	1.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0095	0.70	0.50	< 0.1	0.20	0.20	2.00	19.00	1.00	< 5	40.00	2.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0096A	1.10	0.50	< 0.1	0.20	0.20	2.00	18.00	< 1	< 5	37.00	1.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0097	0.90	0.60	0.10	0.30	0.20	2.00	19.00	< 1	< 5	30.00	1.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0102	1.90	1.10	0.20	0.50	0.30	4.00	19.00	< 1	< 5	35.00	2.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0123	1.20	0.80	0.20	0.40	0.30	3.00	18.00	< 1	< 5	28.00	2.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0166	3.00	3.30	0.70	1.90	1.80	32.00	18.00	2.00	5.00	< 2	5.00	< 2	< 0.5	< 0.2	1.00
NPBR-0187	2.90	3.20	0.70	1.80	1.80	30.00	15.00	2.00	< 5	28.00	4.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
NPBR-0246	1.10	0.80	0.10	0.40	0.30	4.00	11.00	< 1	< 5	30.00	2.00	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1
Tabela Geoquímica (Continuação)															
Amostras	Sb	Cs	Pr	Tb	Tm	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	-
NPBR-0002	< 0.5	0.50	3.00	0.10	< 0.05	< 0.04	2.40	0.30	85.00	0.20	6.00	< 0.4	4.80	0.60	-
NPBR-0007	< 0.5	< 0.5	3.67	0.70	0.32	0.25	4.20	0.40	272.00	< 0.1	< 5	< 0.4	0.20	< 0.1	-
NPBR-0020	< 0.5	< 0.5	1.53	0.20	0.11	0.10	0.40	< 0.1	12.00	< 0.1	< 5	< 0.4	0.20	< 0.1	-
NPBR-0029	< 0.5	0.60	3.26	0.50	0.28	0.25	2.10	0.30	69.00	0.10	< 5	< 0.4	2.30	0.50	-
NPBR-0035	< 0.5	2.00	4.03	0.20	< 0.05	< 0.04	2.20	0.50	212.00	0.30	9.00	< 0.4	3.20	1.30	-
NPBR-0036	< 0.5	2.90	3.27	0.20	< 0.05	< 0.04	2.30	0.70	311.00	0.40	15.00	< 0.4	3.30	0.90	-
NPBR-0076	< 0.5	1.00	5.66	0.50	0.16	0.14	2.60	0.30	107.00	0.20	7.00	< 0.4	0.50	0.30	-
NPBR-0094B	< 0.5	< 0.5	2.16	0.10	< 0.05	< 0.04	2.50	0.20	143.00	0.20	< 5	< 0.4	3.00	0.60	-
NPBR-0095	< 0.5	< 0.5	0.39	< 0.1	< 0.05	< 0.04	2.20	0.40	276.00	0.20	8.00	< 0.4	4.80	1.20	-
NPBR-0096A	< 0.5	< 0.5	3.25	0.10	< 0.05	< 0.04	2.10	< 0.1	201.00	0.20	7.00	< 0.4	4.50	0.50	-
NPBR-0097	< 0.5	< 0.5	2.32	0.10	< 0.05	0.04	2.50	0.20	346.00	0.10	7.00	< 0.4	4.10	0.60	-
NPBR-0102	< 0.5	< 0.5	4.35	0.20	0.06	0.04	3.20	0.10	121.00	0.20	< 5	< 0.4	1.80	0.50	-
NPBR-0123	< 0.5	< 0.5	2.27	0.20	0.05	< 0.04	2.60	0.30	102.00	0.10	6.00	< 0.4	1.20	0.30	-
NPBR-0166	< 0.5	< 0.5	3.82	0.50	0.29	0.27	1.80	0.40	88.00	< 0.1	< 5	< 0.4	3.10	0.90	-
NPBR-0187	< 0.5	< 0.5	3.38	0.50	0.30	0.27	1.80	0.30	48.00	0.10	7.00	< 0.4	2.30	0.50	-
NPBR-0246	< 0.5	< 0.5	1.61	0.10	0.06	0.05	2.30	0.30	65.00	0.10	< 5	< 0.4	2.00	0.80	-

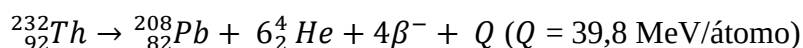
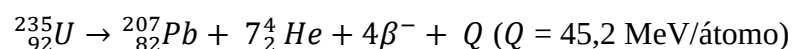
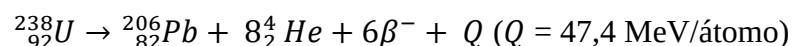
ANEXO A – Fundamentos dos métodos

Geocronologia U-Pb

Este item apresenta, os procedimentos analíticos adotados pelo Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da UnB.

Série de Decaimento Radioativo U-Th-Pb

O U e o Th são actínídeos e possuem configurações eletrônicas semelhantes, consistindo em íons tetravalentes com raio iônicos similares. O urânio possui três isótopos naturais radioativos: o ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U e o tório existe na natureza como o isótopo radioativo ^{232}Th , a relação de decaimento isotópico do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th para ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , respectivamente, estão representados nas equações abaixo:



Já o chumbo possui quatro isótopo naturais ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb , onde os três primeiros como notado nas fórmulas anteriores produtos do decaimento do U e Th, e o ^{204}Pb é o único não radiogênico, ocorrendo em abundância constante na Terra, utilizado-o para o auxílio na interpretação do momento de cristalização e também como isótopo de referencia para correção das idades obtidas. Sendo assim, a composição isotópica do Pb, em minerais que contenham U e Th, pode ser expressa da seguinte forma:

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Atual}} &= \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Inicial}} + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) \cdot (e^{\lambda_1 t} - 1) \\ \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Atual}} &= \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Inicial}} + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) \cdot (e^{\lambda_2 t} - 1) \\ \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Atual}} &= \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{Inicial}} + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} \right) \cdot (e^{\lambda_3 t} - 1) \end{aligned}$$

Onde λ são as constantes de decaimento radioativos ($\lambda_1 = 1,55125 \cdot 10^{-10}$; $\lambda_2 = 9,8485 \cdot 10^{-10}$; e $\lambda_3 = 4,9475 \cdot 10^{-11}$) e t a idade total da rocha ou mineral.

Concórdia

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

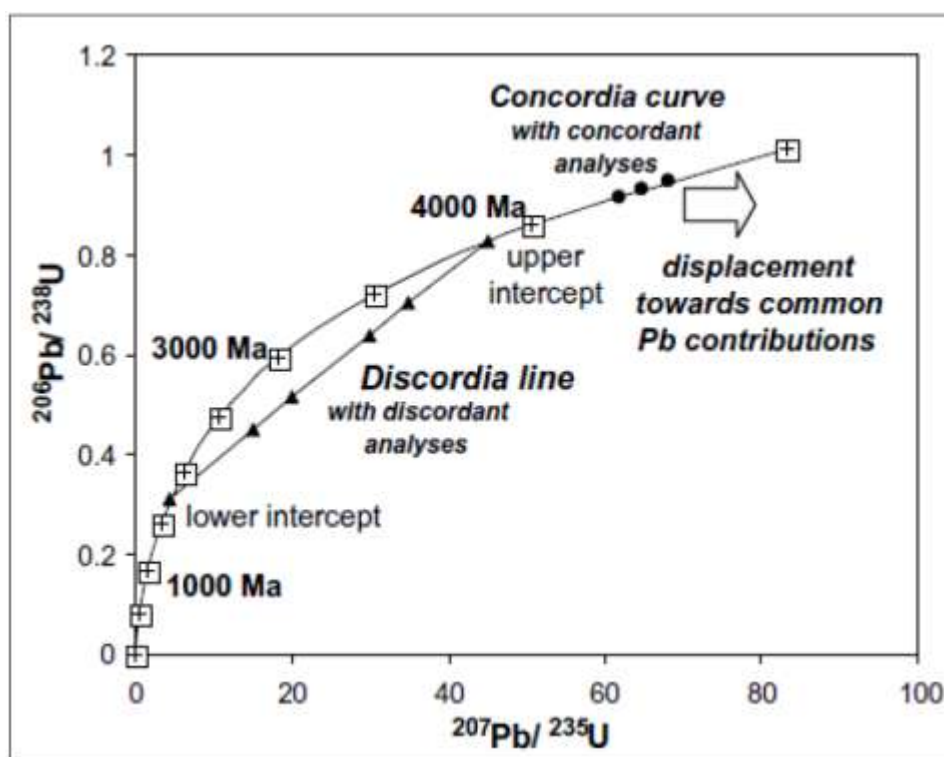


Figura 6 -Diagrama da concórdia com a reta da discórdia. Fonte: BUHN *et al.* 2009.

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

Datação U-Pb

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

Método LA-ICP-MS

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

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

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

A amostra volatilizada do laser é carregada para o módulo de plasma por gás de He de qualidade analítica. Após a volatilização, o gás de He já purificado e contendo os átomos da amostra, parte para o ionizador de plasma de Ar. O Ar possui um alto potencial de ionização (15.759 V), e para formar o plasma ele é ionizado através de um campo magnético, tornando-o condutor. Essa ionização irá acarretar no aumento da temperatura (10.000° Kelvins). O plasma é gerado e torna-se autossustentado, e a temperatura atingida é capaz de ionizar todos os átomos de interesse presentes na amostra volatilizada (BUHN *et al.* 2009).

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

Tratamento dos dados

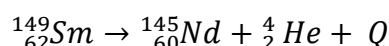
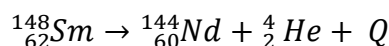
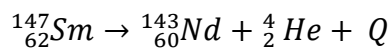
A aquisição dos dados para análise do método LA-ICP-MS é realizada após iniciar o processo de ablação que é feito em 40 ciclos para cada valor de isótopo medido. Segue-se uma sequência, onde se analisa primeiramente o branco e um grão da amostra padrão, é só depois deste procedimento é que se inicia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

Geocronologia Sm-Nd

Este item apresenta os procedimentos analíticos adotados pelo Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Faculdade de Geologia da UERJ.

Série De Decaimento Radioativo Sm-Nd

O Sm e Nd são elementos terras raras (ETR) do grupo dos lantanídeos e possuem configurações eletrônicas semelhantes, consistindo em íons trivalentes com raio iônicos similares. O Sm possui 8 isótopos sendo três naturais radioativos: o ^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{149}Sm , a relação de decaimento isotópico do ^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{149}Sm para ^{143}Nd , ^{144}Nd e ^{145}Nd , respectivamente, estão representados nas equações abaixo:



Já o Nd possui sete isótopos naturais ^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd e ^{150}Nd , sendo o isótopo ^{143}Nd , o de grande importância para este método, já que os outros dois isótopos radiogênicos do Sm, ^{144}Nd e ^{145}Nd , possuem meia vida muito grandes, não permitindo a observação de suas variações nas suas respectivas abundâncias, na escala de tempo geológico. Sendo assim, a composição isotópica do Nd, em minerais que contenham Sm, pode ser expressa da seguinte forma:

$$\left(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} \right)_{\text{Atual}} = \left(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} \right)_{\text{Inicial}} + \left(^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} \right) \cdot (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

Onde λ são as constantes de decaimento radioativos ($\lambda_1 = 6,59 \cdot 10^{-12}$); e t a idade total da rocha ou mineral.

Idade Modelo (TDM)

O método Sm-Nd permite o cálculo de idades modelos baseadas na evolução isotópica do Nd. Estas idades são baseadas na premissa de que a razão Sm/Nd apresentou variações significativas no processo geológico caracterizado pela formação de crosta através da extração de magmas mantélicos (Geraldes, 2010), sendo assim o fracionamento do Sm em relação ao Nd, ocorre exclusivamente nos processos de diferenciação magmática entre o manto e a crosta.

O TDM (*Time Depleted Mantle*) é a idade relativa ao manto empobrecido na razão Sm/Nd, e representa a idade correspondente ao tempo decorrido desde a geração da amostra proveniente de um manto empobrecido. Sabendo a razão inicial de $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$, bem como a

razão atual de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, pode se estimar quando essa amostra foi gerada, a partir do seu reservatório mantélico.

Parâmetros Petrogenéticos ϵ_{Nd}

Este parâmetro também é muito importante, onde a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rochas podem ser expressas em termos de um função, onde o valor é determinado pelas amostras estudadas e o reservatório condritico, expressos pela formula:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(T) = \left\{ \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) (T)_{DM}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) (T)_{CHUR}} \right\} - 1 . 10000$$

A composição isotópica do Nd tem sido utilizada para estudar a origem das rochas ígneas (indicando sua cristalização), metamórficas (indicando a rehomogeneização isotópica), sedimentares (indicando a idade dos protólitos, dependendo da intensidade da diagênese e granulometria dos sedimentos) e na mineralização (indicando as idades do processo hidrotermal).

Valores positivos de ϵ_{Nd} indicam que o Nd se originou de uma fonte empobrecida contendo razões de Sm/Nd maiores que os reservatórios condriticos e valores negativos indicam uma fonte enriquecida com baixas razões de Sm/Nd em relação ao condrito. Desta forma este parâmetro ajuda na compreensão da gênese das rochas e da evolução da crosta e do manto.