



Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO PLÚTON
GRANÍTICO SERRA DA RAJADA, PORÇÃO CENTRAL
DO DOMÍNIO RIO PIRANHAS – SERIDÓ, PROVÍNCIA
BORBOREMA, NE DO BRASIL**

Autor:

ALAN PEREIRA DA COSTA

Orientador:

Prof. Dr. MARCOS ANTÔNIO LEITE DO NASCIMENTO

Co-orientador:

Prof. Dr. ANTÔNIO CARLOS GALINDO

Dissertação n.º 146/PPGG

Natal-RN, Abril de 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO PLÚTON
GRANÍTICO SERRA DA RAJADA, PORÇÃO CENTRAL
DO DOMÍNIO RIO PIRANHAS – SERIDÓ, PROVÍNCIA
BORBOREMA, NE DO BRASIL**

Autor:

Alan Pereira da Costa

Dissertação apresentada em 23 de abril de 2015, para obtenção do título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica, com área de concentração em Geodinâmica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Marcos Antônio Leite do Nascimento (orientador)

Dr. Vladimir Cruz de Medeiros (NANA-CPRM)

Prof. Dr. Frederico Castro Jobim Vilalva (DG/UFRN)

Natal-RN, Abril de 2015

Catálogo da Publicação na Fonte. UFRN / SISBI / Biblioteca Setorial
Centro de Ciências Exatas e da Terra – CCET.

Costa, Alan Pereira da.

Petrologia e geocronologia U-Pb do plúton granítico Serra da Rajada, porção central do domínio Rio Piranhas – Seridó, Província Borborema, NE do Brasil / Alan Pereira da Costa. - Natal, 2015.

99 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Marcos Antônio Leite do Nascimento.

Coorientador: Prof. Dr. Antônio Carlos Galindo.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Centro de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica.

1. Petrologia – Dissertação. 2. Geocronologia – Dissertação. 3. Litogeoquímica – Dissertação. 4. Petrografia – Dissertação. 5. Plúton granítico Serra da Rajada – Dissertação. 6. Província Borborema – Dissertação. I. Nascimento, Marcos Antônio Leite do. II. Galindo, Antônio Carlos. III. Título.

RN/UF/BSE-CCET

CDU: 552

RESUMO

A atividade plutônica ediacarana, relacionada a orogênese Brasileira/Pan-Africana, constitui uma das mais importantes feições geológicas na Província Borborema, representada em sua extensão por inúmeros batólitos, *stocks* e diques.

O Plúton Granítico Serra da Rajada (PGSR), principal objeto desse estudo, situado na porção central do Domínio Rio Piranhas–Seridó representa um exemplo dessa atividade, sendo objeto de estudos cartográfico, petrográfico, litogeoquímico e geocronológico. Suas rochas são individualizadas em duas fácies, sendo a fácies granítica descrita como monzogranitos constituídos por K-feldspato, plagioclásio (oligoclásico-An_{23-24%}), quartzo e biotita (máfico principal), tendo como minerais acessórios opacos, titanita, allanita, apatita e zircão. Clorita, mica branca e carbonato são minerais de alteração. A fácies diorítica compreende rochas formadas por quartzo diorito contendo plagioclásio (fase mineral dominante), quartzo e K-feldspato. Biotita e anfibólio são os minerais máficos dominantes, e titanita, minerais opacos, allanita, zircão e apatita são os acessórios.

Os trabalhos de cartografia geológica também identificaram na região a presença de outras unidades litoestratigráficas, descritas como gnaisses e migmatitos indiferenciados com lentes de anfibolitos relacionados ao Complexo Caicó (Paleoproterozoica) e rochas metassedimentares do Grupo Seridó (Neoproterozoico) compostos por paragneisses com lentes de calciossilicáticas, muscovita quartzitos e biotita xistos (respectivamente formações Jucurutu, Equador e Seridó), os quais são as encaixantes para as rochas do PGSR. Ainda foram identificados diques de leucomicrogranito e de pegmatitos, ambos relacionados ao final do magmatismo Ediacarano, bem como depósitos colúvio-eluviais e aluvionares relacionados ao Neógeno e Quaternário, respectivamente.

Dados litogeoquímicos, na fácies granítica do PGSR, evidenciam rochas bastante evoluídas (SiO₂ 69% a 75%), rica em álcalis (Na₂O+K₂O ≥ 8,0%), empobrecidas em MgO (≤ 0,45%), CaO (≤ 1,42%) e TiO₂ (≤ 0,36%) e teores moderados de Fe₂O_{3t} (2,16 a 3,53%). Apresentam natureza transicional entre metaluminosa e peraluminosa (predomínio do último) e possuem afinidade subalcalina/monzonítica (cálcio-alcálica de alto K). Diagramas

de Harker mostram correlações negativas em Fe_2O_{3t} , MgO e CaO, indicando fracionamento de máficos e plagioclásio. O espectro de ETR mostra enriquecimento dos ETR leves com relação aos ETR pesados ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 23,70$ a $0,23$), com anomalia negativa no Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,70$ a $0,23$), sugerindo fracionamento ou acumulação na fonte de feldspatos (plagioclásio). A integração dos dados permite correlacionar às rochas do PGSR àquelas referidas na literatura como Suíte Cálcio-Alcalina de Alto K Equigranular.

Considerações sobre as condições de cristalização para as rochas do PGSR foram obtidas a partir da integração de dados petrográficos e litogeoquímicos, os quais indicaram atuação de condições moderadas a elevadas de $f\text{O}_2$ (paragênese mineral titanita + magnetita + quartzo), magma progenitor saturado em H_2O (cristalização precoce das biotitas), atuação de processos tardi-magmáticos de fluidos ricos em $f\text{CO}_2$, H_2O e O_2 causando alterações em parte da assembleia mineral (carbonatação e saussuritização dos plagioclásio, cloritização das biotitas e esfenitização dos opacos). Condições termobarométricas foram estimadas com base em parâmetros geoquímicos (Zr e P_2O_5), bem como por minerais normativos CIPW, com resultados mostrando temperatura mínima de *liquidus* da ordem de 800°C e temperatura de *solidus* da ordem de 700°C . As pressões final/mínima de cristalização são da ordem de 2 a 5 Kbar. A presença de minerais zonados (plagioclásio e allanita) associadas a dados de elementos traços em diagramas bi-log (Rb vs Ba e Rb vs Sr) sugerem a atuação da cristalização fracionada como processo dominante na evolução magmática do PGSR.

Estudos geocronológicos U-Pb e isotópicos Sm-Nd indicam, respectivamente, que o biotita monzogranito possui idade de cristalização de 557 ± 13 Ma, com idade modelo T_{DM} de 2,36 Ga, tendo valor de ϵ_{Nd} para a idade de cristalização de -20,10, permitindo inferir fonte crustal paleoproterozoica para o magma.

Palavras-Chaves: Província Borborema, Plúton Granítico Serra da Rajada, Petrografia, Litogeoquímica, Geocronologia.

ABSTRACT

The ediacaran plutonic activity related to the Brazilian/Pan-African orogeny is one of the most important geological features in the Borborema Province, represented along its extension by numerous batholiths, stocks, and dikes.

The object of this study, the Serra Rajada Granitic Pluton (SRGP), located in the central portion of the Piranhas-Seridó River Domain is an example of this activity. This pluton has been the subject of cartographic, petrographic, geochronological and lithogeochemical studies and its rocks were characterized by two facies. First, the granitic facies were described as monzogranites consisting of K-feldspar, plagioclase (oligoclase - An_{23-24%}), quartz and biotite (main mafic) and opaque minerals such as titanite, allanite, apatite, and zircon as accessories. Alteration minerals are chlorite, white mica and carbonate. Second, the dioritic facies consist of rocks formed by quartz diorite containing plagioclase (dominant mineral phase), quartz and K-feldspar. Biotite and amphibole are the dominant mafic minerals; and titanite, opaque minerals, allanite, zircon and apatite are the accessories.

However, previous geological mapping work in the region also identified the presence of other lithostratigraphic units. These were described as gneisses and migmatites with undifferentiated amphibolite lenses related to the Caicó Complex (Paleoproterozoic) and metasedimentary rocks of the Seridó Group (Neoproterozoic) composed of paragneiss with calc-silicate lenses, muscovite quartzite and biotite schist (respectively, the Jucurutu formations, Equador and Seridó), the host rocks for the SRGP rocks. Leucomicrogranite and pegmatite dikes have also been identified, both related to the end of the Ediacaran magmatism and colluvial- eluvial and alluvial deposits related to Neogene and Quaternary, respectively.

Lithogeochemical data on the SRGP granite facies, highlighted quite evolved rocks (SiO₂ 69% to 75%), rich in alkalis (Na₂O+K₂O ≥ 8.0%), depleted of MgO (≤ 0.45%), CaO (≤ 1.42%) and TiO₂ (≤ 0.36%) and moderate levels of Fe₂O_{3t} (2.16 to 3.53%). They display transitional nature between metaluminous and peraluminous (predominance of the latter)

with sub-alkaline/monzonitic (High K calcium-alkali) affinity. Harker diagrams show negative correlations for Fe_2O_{3t} , MgO, and CaO, indicating mafic and plagioclase fractionation. REE spectrum shows enrichment of LREE relative to heavy REE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 23.70$ to 0.23), with negative anomaly in the Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.70$ to 0.23), suggesting fractionation or accumulation in the feldspars source (plagioclase). Data integration allows to correlate the SRGP rocks with those described as Calcium-Alkaline Suite of equigranular High K.

The crystallization conditions of the SRGP rocks were determined from the integration of petrographic and lithogeochemical data. These data indicated intermediate to high conditions of $f\text{O}_2$ (mineral paragenesis titanite + magnetite + quartz), parent magma saturated in H_2O (early biotite crystallization), tardi-magmatic processes of fluids rich in $f\text{CO}_2$, H_2O and O_2 causing part of the mineral assembly to change (plagioclase carbonation and saussuritization, biotite chloritization and opaques fenitization). Thermo-barometrical conditions were estimated based on geochemical parameters (Zr and P_2O_5) and CIPW normative minerals, with results showing the *liquidus* minimum temperature of about 800°C and the *solidus* temperature of approximately 700°C . The final/minimum crystallization pressure are suggested to be between 2 and 5 Kbar. The presence of zoned minerals (plagioclase and allanite) associated with lithogeochemical data in bi-log diagrams for Rb vs. Ba and Rb vs. Sr suggest the role of fractional crystallization as the dominant process in the magmatic evolution of SRGP.

U-Pb Geochronological and Sm-Nd isotope studies indicated, respectively, the crystallization age of biotite monzogranite as 557 ± 13 Ma, with T_{DM} model age of 2.36 Ga, and ϵ_{Nd} value of -20.10 to the crystallization age, allowing to infer paleoproterozoic crustal source for the magma.

Keywords: Borborema Province, Serra da Rajada Granitic Pluton, Petrographic, Lithogeochemical, Geochronology.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente gostaria de começar agradecendo a Deus por me dar força, paciência, saúde e sabedoria para vencer mais essa fase da vida. Após esse agradecimento inicial, tornam-se necessários também alguns agradecimentos a pessoas e instituições que não podem ser esquecidas.

A toda minha família, em especial a meus pais Arlindo Faria e Maria de Lourdes, por todo apoio e compreensão, principalmente nos momentos de ausência em eventos familiares, ausência esta ocorrida em decorrência das minhas atividades de campo/estudos para a realização deste trabalho.

A CPRM pelo fornecimento dos dados utilizados no presente trabalho, assim como todo o apoio logístico de campo durante as atividades da folha Lajes.

Aos professores Marcos Antônio Leite do Nascimento e Antônio Carlos Galindo por toda a orientação, apoio e paciência durante os últimos dois anos, sem esse apoio e confiança a realização dessa dissertação seria bem mais difícil.

Ao programa de pós-graduação (PPGG), pela oportunidade de me qualificar na área de geodinâmica. Assim como a secretária Nilda (PPGG) por todo o auxílio que me foi dado durante todo esse tempo.

A todos os meus colegas de CPRM, em especial a todos do NANA, Alexandre, Eugenio Pacelli, Eugenio Frazão, Vladimir, Valdir, Maria da Guia, Rogério, Katiane, Ludmila, Almir, Walker, Pamela, Juliane, Caio e Mateus. Além dos amigos de SUREG-RE André Cunha, Saulo, Ana Claudia, Carlão, Patrícia Inácia e Adeilson Wanderley.

Ao amigo Roberto Gusmão geofísico da CPRM/SUREG-RE, por todo o auxílio para o tratamento e interpretação dos dados aerogeofísicos utilizados nesse trabalho.

A minha namorada Monaliza Macedo, por todo apoio e compreensão em mais essa fase da vida, muito obrigado.

Por fim, gostaria de agradecer a todos que contribuíram de forma direta ou indireta para a realização deste trabalho e que por ventura eu tenha me esquecido de mencionar. A todos o meu muito obrigado.

*“...Mas pra quem tem pensamento forte
o impossível é só questão de opinião”...*

(Charlie Brown Jr.)

SUMÁRIO

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	iii
AGRADECIMENTOS.....	v
ÍNDICE DE FIGURAS.....	x
ÍNDICE DE TABELAS.....	xiv
Capítulo 1 – Introdução.....	01
1.1 – Apresentação.....	01
1.2 – Justificativa e Objetivos.....	01
1.3 – Localização.....	02
1.4 – Métodos de Trabalho.....	02
Capítulo 2 – Geologia Regional.....	05
2.1 – Introdução.....	05
2.2 – O Plutonismo Brasileiro no Nordeste da Província Borborema.....	07
Capítulo 3 – Produtos de Sensoriamento Remoto e Aerogeofísicos Aplicados ao Mapeamento Geológico do PGSR.....	13
3.1 – Sensoriamento Remoto.....	13
3.1.1 – Imagens de Satélites.....	13
3.2 – Dados Aerogeofísicos.....	16
3.2.1 – Métodos Geofísicos utilizados no Trabalho.....	17
3.2.2 – Informações e Características do Aerolevantamento Geofísico.....	17
3.2.3 – Interpretação dos Dados de Gamaespectrometria.....	18
3.2.4 – Interpretação dos Dados de Magnetometria.....	21

Capítulo 4 – Litoestratigrafia e Geologia Estrutural..... 25

4.1 – Litoestratigrafia.....	25
4.1.1 – Complexo Caicó.....	25
4.1.2 – Grupo Seridó.....	25
4.1.3 – Rochas Plutônicas.....	28
4.1.4 – Coberturas Sedimentares do Neógeno.....	29
4.1.5 – Coberturas do Quaternário.....	29
4.2 – Geologia Estrutural.....	30
4.2.1 – Evento Deformacional (D ₁).....	30
4.2.2 – Evento Deformacional (D ₂).....	31
4.2.3 – Evento Deformacional (D ₃).....	31
4.2.1 – Evento Deformacional Frágil (D _f).....	32

Capítulo 5 – Geologia, Petrologia e Geocronologia U-Pb do

Plúton Granítico Serra da Rajada: implicações sobre a

evolução magmática Ediacarana na porção NE da

Província Borborema (NE do Brasil) – artigo submetido a

Revista de Geologia da USP..... 33

Resumo..... 34

Abstract..... 35

INTRODUÇÃO..... 36

MATERIAS E MÉTODOS..... 40

GEOLOGIA REGIONAL..... 41

O PLÚTON GRANÍTICO SERRA DA RAJADA..... 42

 Contexto Geológico..... 42

 Petrografia..... 45

 Caracterização Litogeoquímica..... 50

 Condições de Cristalização..... 62

 Geocronologia U-Pb e Isotópica Sm-Nd..... 67

CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	70
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	71
Capítulo 6 – Discussões Finais.....	77
Referências Bibliográficas.....	81

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de Localização da Área de Trabalho.	03
Figura 1.2 – Fluxograma das atividades realizadas em todas as etapas do projeto.	04
Figura 2.1 - Compartimentação do território brasileiro, segundo Schobbenhaus <i>et al.</i> (1984), com a Província Borborema de Almeida <i>et al.</i> (1981), compreende a Região de Dobramentos Nordeste e a Faixa Sergipana (áreas 1 e 2 na figura).	05
Figura 2.2 - Compartimentação tectônica da porção centro-norte da Província Borborema, com a localização da área do estudo, segundo Medeiros <i>et al.</i> (2011).	06
Figura 2.3 - Compartimentação geológica da porção NE da Província Borborema, com destaque para os domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas - Seridó e São José de Campestre (Medeiros, 2013), com a localização da área do PGSR.	07
Figura 2.4 – Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, NE da Província, com ênfase ao magmatismo Ediacarano a Cambriano, segundo Nascimento <i>et al.</i> (2015).	11
Figura 3.1 - Mosaico de imagem GeoCover do ano de 2000 (combinação em RGB742), utilizada para realizar os ajustes da base cartográfica de todos os produtos de sensoriamento remoto utilizados na dissertação.	14
Figura 3.2 - Imagem Landsat 7 ETM+ da Folha Lajes (combinação RGB453) com correção atmosférica, realce por transformação e aplicação de filtro linear a 2%.	15
Figura 3.3 - Imagem MDT (modelo digital de terreno) sobre relevo sombreado com resolução espacial de 30 metros. A Escala de cores indica que o PGSR encontra-se com topografia variando entre 500 a 600 m, já a porção sudeste as encaixantes apresentam altitude em torno de 350m.	16
Figura 3.4 - Composição Radiométrica ternária em falsa cor RGB apresentando a separação e interpretação dos domínios litogeofísicos de acordo com a quantidade relativa de radioelementos (K, eTh e eU) presente na área em estudo.	19
Figura 3.5 – Malha interpolada dos dados do canal de Potássio (K) apresentando a separação e interpretação dos domínios litogeofísicos de acordo com a quantidade do radioelemento (K) presente nas rochas da área em estudo.	20
Figura 3.6 – Malha interpolada dos dados do campo magnético total apresentando as interpretações dos lineamentos magnéticos dúcteis e frágeis provenientes de fontes profundas. O contorno em branco corresponde ao Plúton Serra da Rajada.	23
Figura 3.7 – Malha interpolada dos dados da 1ª derivada vertical do campo magnético	24

total apresentando os lineamentos magnéticos dúcteis e frágeis associados a fontes rasas (menores de 0,5 Km). O contorno em branco corresponde ao Plúton Serra da Rajada.

Figura 4.1 – Mapa geológico do Plúton Granítico Serra da Rajada e suas encaixantes. 26

Figura 4.2 – Aspecto de campo das rochas do embasamento cristalino, correlacionadas ao Complexo Caicó. (A) Ortognaisse finamente bandado de composição granítica. (B) detalhe em afloramento de xenólito de augen gnaisse incluso no PGSR. 27

Figura 4.3 – Aspecto de campo das rochas associadas do Grupo Seridó. (A) Biotita anfibólio paragnaisse, parcialmente alterado, da Formação Jucurutu. (B) Blocos de muscovita quartzito da Formação equador. (C) Biotita xisto, parcialmente intemperizado, da Formação Seridó. (D) Xenólitos de micaxistos na fácies granítica do PGSR. 27

Figura 4.4 – Aspecto de campo das rochas associadas ao PGSR. (A) Aspecto textural da fácies granítica formada por biotita (minerais de cor escura) imerso em matriz quartzofeldspática (minerais de cor clara). (B) Enclaves decamétricos da fácies diorítica exibindo mistura do tipo *mingling* com rochas da fácies granítica. 28

Figura 4.5 – Aspecto de campo das rochas intrusivas no PGSR. (A) Dique de leucomicrogranito intrusivo na fácies granítica do PGSR. (B) Dique de pegmatito, zonado, cortando a fácies diorítica. 29

Figura 4.6 – Afloramento de uma jazida para retirada de material de empréstimo (saibro) localizado em cobertura de colúvio-elúvio. 29

Figura 4.7 – Afloramento em leito de riacho seco onde ocorrem os depósitos aluvionares. 30

Figura 4.8 – Afloramento em ortognaisse bandado, associado ao Complexo Caicó, mostrando bandamento composicional gerado no evento deformacional D₁. 31

Figura 4.9 – Afloramento de gnaisse quartzoso associado a Formação Jucurutu exibindo o acamamento S₀ sendo dobrado na fase D₂, gerando dobras isoclinais recumbentes com superfícies axiais S₂ sub-horizontais. 31

Figura 4.10 – Foliação S₃ com lineação de estiramento L_{3x} em biotita xisto correlacionado a Formação Seridó. 32

Figura 1 - Compartimentação geológica da porção Nordeste da Província Borborema, com destaque para os domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas - Seridó e São José de Campestre, compondo o antigo Domínio Rio Grande do Norte (Medeiros, 2013), com a localização da área do PGSR. 37

Figura 2 – Arcabouço geológico dos domínios Rio Piranhas – Seridó e São José de Campestre, NE da Província, com ênfase ao magmatismo Ediacarano a Cambriano. 39

Compilado de Nascimento *et al.* (2015).

- Figura 3 – Mapa geológico do Plúton Granítico Serra da Rajada e suas encaixantes. 44
- Figura 4A – Aspecto textural da fácies granítica, predominante no PGSR. 45
- Figura 4B – Aspecto de campo dos enclaves máficos (fácies diorítica) exibindo feições de mistura de magmas (*mingling*). 45
- Figura 4C – Aspecto de campo dos enclaves máficos centimétricos da fácies diorítica. 45
- Figura 4D – Feição de campo de um dique de leucomicrogranito equigranular fino que corta a fácies principal do PGSR. 45
- Figura 5 - Classificação das rochas plutônicas estudadas nos diagramas QAP e Q(A+P)M de Streckeisen (1976), com os campos/*trends* para séries de granitoides segundo Lameyre e Bowden (1982), sendo Q = quartzo, A = feldspato alcalino (K-feldspato + plagioclásio com < 5% An), P = plagioclásio (> 5% An), M = total de minerais máficos, 3a = sienogranito, 3b = monzogranito, 10* = quartzo diorito, th = toleítica, tr = trondhjemítica, calk = cálcio-alcalina, mz = monzonítica, al = alcalina aluminosa, alk = alcalina/peralcalina, mob = mobilizados/granitos crustais. 46
- Figura 6 – Feições petrográficas, em seção delgada, da assembleia de minerais do biotita monzogranito. (A) cristais subédricos de K-feldspato (Kf) com geminação albita-periclina em padrão *tartan*; (B) cristal subédrico de plagioclásio (Pl) com zonação (notar núcleo alterado); (C) biotita (Bi) euédrica com inclusão de zircão (Zr) mostrando zonação; (D) allanita (Al) euédrica e com zonação. Tem-se ainda na foto biotita (Bi) cloritizada (Cl). Todas as fotos tiradas com nicóis cruzados. 47
- Figura 7 – Feições petrográficas, em seção delgada, da assembleia de minerais do quartzo diorito (enclaves máficos). (A) Cristais alongados/ripoides subédricos de plagioclásio (Pl) com geminação albita (polissintética) e Carlsbad combinadas, em contato reto com lamelas de biotita (Bi). (B) Cristas de plagioclásio (Pl), quartzo (Qz) e biotita (Bi) todos com inclusões de apatita (Ap) sob a forma de finas agulhas. 49
- Figura 8 – Feições petrográficas, em seção delgada, da assembleia de minerais do leucomicrogranito. (A) Cristal de K-feldspato (Kf) com exsolução do tipo pertita sob a forma de filetes. (B) Cristal anédrico de quartzo (Qz) exibindo extinção ondulante. 50
- Figura 9 – Diagramas do tipo Harker para elementos maiores (% peso). 53
- Figura 10 – Diagramas do tipo Harker para elementos traços (em ppm). 54
- Figura 11 – Espectro de elementos terras raras para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada normalizados segundo Evensen *et al.* (1978). 55

- Figura 12 – Diagrama de multielementos para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada normalizados segundo Thompson (1982). 57
- Figura 13 – Diagramas utilizados na definição de aluminosidade e de séries magmáticas, segundo vários autores, para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada. (A) Saturação em alumina segundo o índice de Shand (Maniar e Piccoli, 1989). (B) R1 *versus* R2 (De La Roche et al., 1980). (C) K_2O+Na_2O *versus* SiO_2 (Lameyre, 1987). (D) SiO_2 *versus* K_2O (Rickwood, 1989). (E) SiO_2 *versus* Na_2O+K_2O-CaO (Frost et al., 2001). (F) SiO_2 *versus* $FeOt/FeOt+MgO$ (Frost et al., 2001). 59
- Figura 14 – Diagramas utilizados na definição de ambiente tectônico, segundo vários autores, para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada. (A) $Rb/30 - Hf - Ta*3$ (Harris et al., 1986). (B) $Y+Rb \times Rb$ (Pearce, 1996). 61
- Figura 15 – Diagramas utilizados na definição de séries magmáticas para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada, com os campos das suítes magmáticas cálcio-alcálica alto K porfirítica (CalcKP) e cálcio-alcálica alto K equigranular (CalcKE) definidas por Nascimento et al. (2015). (A) $Log_{10}(K_2O/MgO)$ *versus* SiO_2 (Rogers e Greenberg, 1981). (B) SiO_2 *versus* Na_2O+K_2O-CaO (Frost et al., 2001). 62
- Figura 16 – Evidências petrográficas das condições de fugacidade, onde em (A) tem-se a paragênese quartzo (Qz) + titanita (Ti) + magnetita (Mag) que indica condições de fO_2 e (B) formação de mirmequita nas bordas dos feldspatos. 63
- Figura 17 - Diagrama Qz-Ab-Or a 0,5, 3 e 5 Kbar de pressão (Tuttle e Bowen, 1958) mostrando o range de pressão para as amostras do PGSR. 64
- Figura 18- Diagramas para obtenção de temperaturas de cristalização do magma do PGSR. (A) Diagrama P_2O_5 vs. SiO_2 com as isotermas que refletem as temperaturas de cristalização das apatitas (Watson e Harisson, 1984). (B) Diagrama Qz-Ab-Or a $P=H_2O$ de 5 Kbar (Luth et al., 1964) com as amostras do PGSR plotando entre as isotermas de 670° a 710°C. 65
- Figura 19 – Diagramas de variação logarítmica (elementos compatíveis vs. incompatíveis) evidenciando a atuação de um processo de cristalização fracionada (CF) para as rochas do PGSR. 67
- Figura 20 - Idade U-Pb obtida a partir de nove frações de zircão provenientes do PGSR. 69

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 - Correlação entre as principais classificações de rochas plutônicas ediacaranas na Província Borborema (Nascimento <i>et al.</i> , 2015).	10
Tabela 3.1 - Relação e características de dados/imagens de satélites utilizados na cartografia geológica.	15
Tabela 3.2 - Parâmetros do levantamento aerogeofísico utilizado.	17
Tabela 1 - Correlação entre as principais classificações de rochas plutônicas ediacaranas na Província Borborema (Nascimento <i>et al.</i> , 2015).	38
Tabela 2 – Percentagens modais para as amostras dos diferentes tipos fácies do PGSR.	45
Tabela 3 - Composição química das rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada.	52
Tabela 4 - Análise de elementos terras raras das rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada.	56
Tabela 5 – Composição mineral estimada para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada obtidas a partir da normatização CIPW dos dados de litogeoquímica de rocha total.	58
Tabela 6 - Dados analíticos/isotópicos de determinações U-Pb em zircões do biotita monzogranito do Plúton Granítico Serra da Rajada.	68
Tabela 7 - Resultado analítico de Sm/Nd obtido para o biotita monzogranito do Plúton Granítico Serra da Rajada.	69

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A presente dissertação é parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de mestre junto ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN).

Este trabalho contou com a participação dos professores Marcos Antonio Leite do Nascimento (orientador) e Antonio Carlos Galindo (coorientador). O mesmo consta de cinco capítulos, incluindo um artigo submetido à Revista de Geologia da USP (Série Científica), onde estão reportadas as atividades relacionadas ao mapeamento geológico do corpo ígneo de Serra Rajada, visando sua caracterização petrográfica, petrológico e geocronológica.

O apoio logístico e financeiro para realização das atividades ficou a cargo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

1.2 – JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Inserido na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil (Almeida *et al.* 1981), o Plúton Granítico Serra da Rajada, doravante denominado de PGSR, está relacionado ao intenso plutonismo de idade neoproterozoica que ocorre por toda a região. Este plutonismo está associado ao ciclo orogénico Brasileiro/Pan-Africano, sendo um dos principais eventos geológicos a afetar as rochas do Domínio Rio Piranhas - Seridó (DRPS).

Vale salientar que mesmo com inúmeras pesquisas relacionadas ao magmatismo neoproterozoico no DRPS (ver item 2.2 dessa dissertação) alguns corpos plutônicos ainda são carentes de dados litogeoquímicos e geocronológicos, como o PGSR. Sendo assim, a presente pesquisa objetiva caracterizar petrográfica, geoquímica e geocronologicamente o referido plúton, buscando classificá-lo de acordo com a proposta de Nascimento *et al.* (2015), onde para tal foram utilizados dados obtidos em campo (cartografia e parâmetros estruturais) e em laboratório (petrografia, litogeoquímica e geocronologia U-Pb). Para isso foram realizados levantamentos geológicos de campo, confecção e descrição de lâminas delgadas para a obtenção dos aspectos

petrográficos e texturais, bem como seus respectivos dados de litogeoquímica, os quais foram tratados e interpretados em diagramas discriminantes de séries magmáticas. Além destas análises, datação geocronológica pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) e análise isotópica Sm/Nd foram realizadas em amostras do PGSR, com o objetivo de definir sua idade de cristalização, bem como informações sob sua evolução petrogenética (uma amostra para cada método).

Durante os trabalhos de coleta dos dados em campo, foram observadas e identificadas as relações geológicas entre as diferentes fácies que compõem o PGSR e sua relação com as rochas encaixantes.

1.3 – LOCALIZAÇÃO

A área de trabalho está localizada na porção central do Estado do Rio Grande do Norte, a Norte da cidade de Cerro Corá, com uma poligonal de aproximadamente 55 Km², delimitado pelas coordenadas UTM (Zona 24 Sul) nos meridianos 9335105 mN e 9343185 mN e nos paralelos 794000 mE e 800665 mE (Figura 1.1). O acesso à área de trabalho, a partir da capital do Estado, Natal-RN se faz pela BR-226 por 155 Km até o entroncamento com a RN 104, seguindo-se por essa rodovia estadual por mais 25 Km até o limite Sul da área.

1.4 – MÉTODOS DE TRABALHO

Os métodos de trabalho empregados durante as atividades realizadas no presente estudo envolveram três etapas distintas (i) pré-campo, (ii) campo e (iii) laboratório (Figura 1.2).

Na etapa (i) **pré-campo**, as atividades desenvolvidas iniciaram com uma ampla pesquisa bibliográfica sobre os trabalhos prévios existentes na área, realizando-se ainda a interpretação de fotografias aéreas na escala de 1:70.000, a interpretação dos dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria e os processamentos de imagens de satélite Landsat 7 ETM+ (1:25.000), objetivando assim a confecção do mapa de pré-campo para servir de base nas atividades de campo.

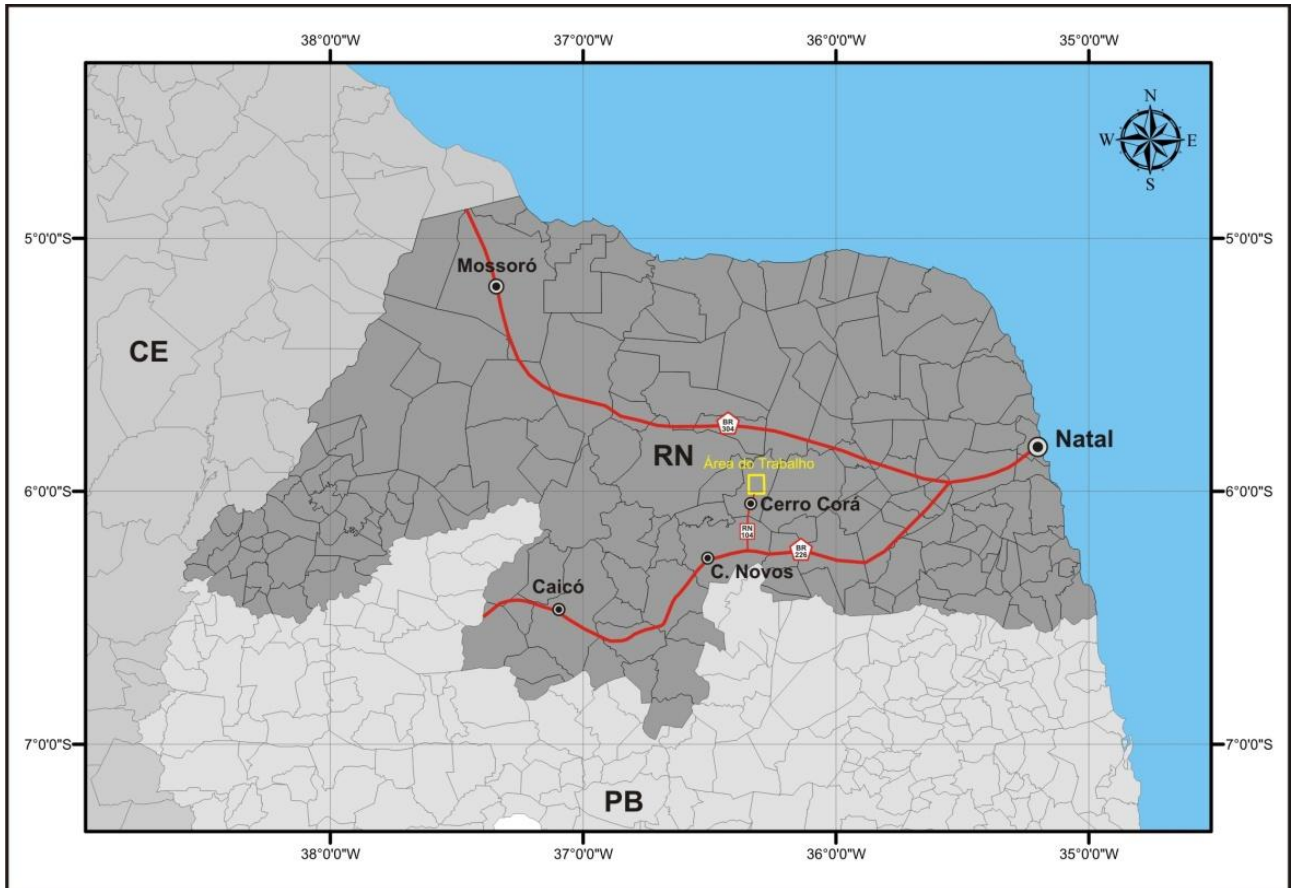


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de trabalho.

Na etapa **(ii) campo**, as atividades foram realizadas a partir de um reconhecimento de campo, no qual foram descritos afloramentos tanto no PGSR bem como nas suas rochas encaixantes. Nessa etapa também foram coletadas amostras para a confecção de lâminas delgadas, para obtenção de dados litogeoquímicos e geocronológicos, além do levantamento de parâmetros estruturais.

Na etapa **(iii) pós-campo**, os dados coletados nas etapas anteriores foram tratados/tabulados e interpretados, lançando mão da confecção e descrição petrográfica de 18 lâminas delgadas, envio de 15 amostras para análise litogeoquímica em rocha total por Fluorescência de Raios-X no Laboratório da SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA, os quais foram posteriormente interpretados em diferentes diagramas discriminantes. Por fim houve a integração de todos os dados com os resultados expostos sob a forma de um artigo científico e da dissertação de mestrado em lide.

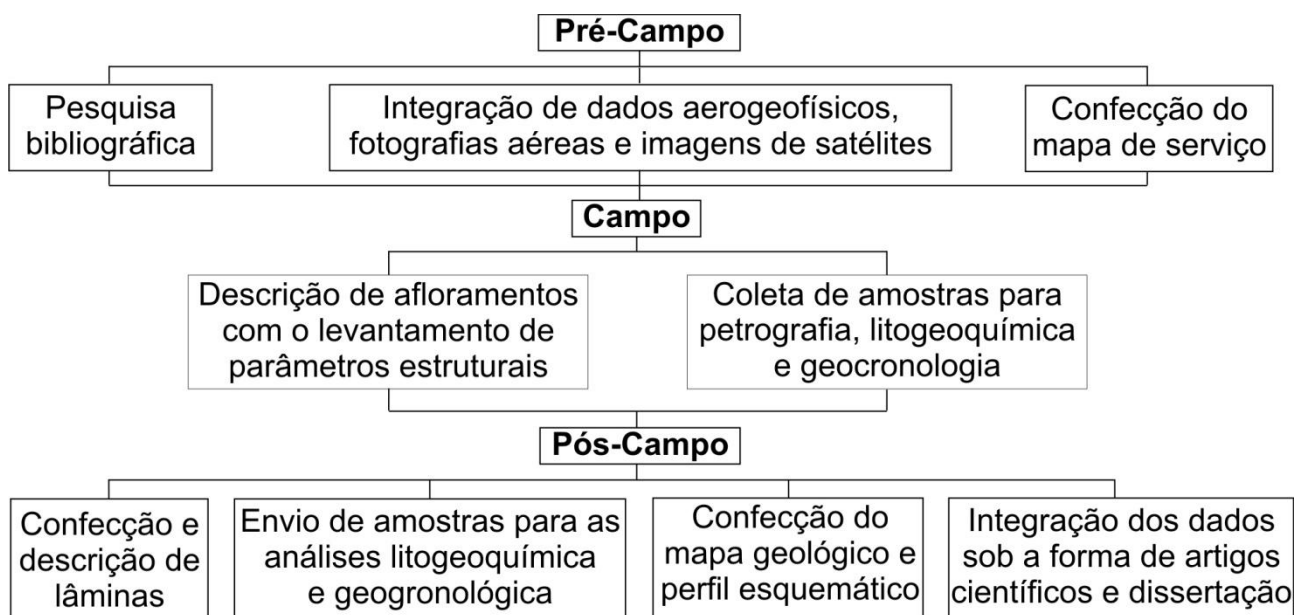


Figura 1.2 – Fluxograma das atividades realizadas em todas as etapas da pesquisa.

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - INTRODUÇÃO

A área do presente estudo está inserida na porção nordeste da Província Borborema, a qual foi definida por Almeida *et al.* (1981), como sendo constituída por sequências de rochas metassedimentares e metavulcânicas de idades meso a neoproterozoicas, blocos do embasamento com idades arqueanas e paleoproterozoicas apresentando uma configuração geotectônica de cinturão orogênico meso-neoproterozoico que incluem em sua arquitetura tectônica microplacas e terrenos/domínios mais antigos e em menor percentual, por rochas cenozoicas (Figura 2.1).

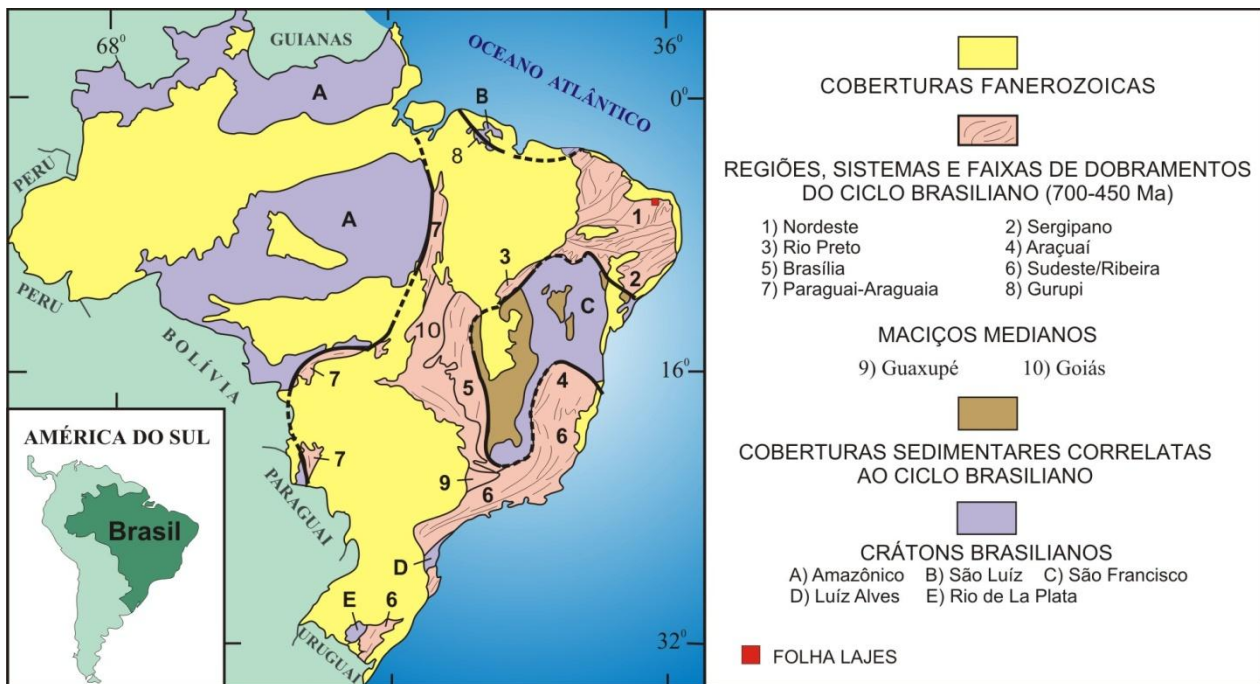


Figura 2.1 - Compartimentação do território brasileiro, segundo Schobbenhaus *et al.* (1984), com a Província Borborema de Almeida *et al.* (1981), compreende a Região de Dobramentos Nordeste e a Faixa Sergipana (áreas 1 e 2 na figura).

No presente trabalho, a compartimentação utilizada para a Província Borborema são as propostas por Angelim *et al.* (2006) e Medeiros *et al.* (2008 e 2011), onde os domínios corresponderiam a grandes entidades tectônicas, limitadas por zonas de cisalhamento importantes

(Figura 2.2), que não representariam necessariamente à terrenos alóctones/exóticos conforme as proposições de Coney *et al.* (1980), Coney (1989) e Howell (1995).

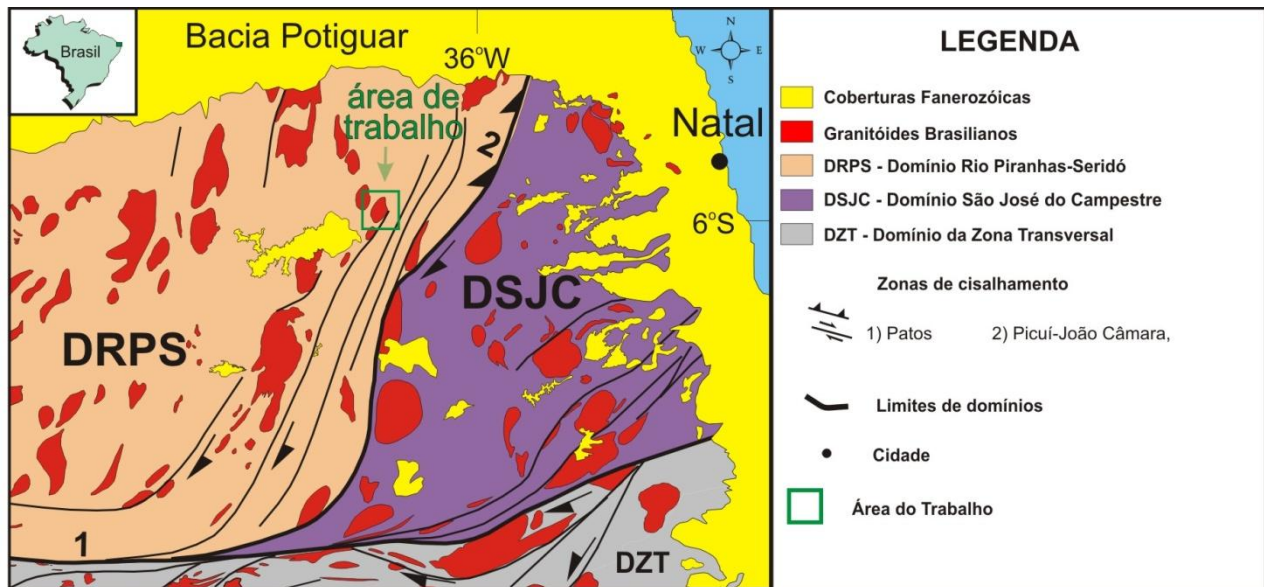


Figura 2.2 - Compartimentação tectônica da porção centro-norte da Província Borborema, com a localização da área do estudo, segundo Medeiros *et al.* (2011).

Com base na concepção proposta por Angelim *et al.* (2006) e Medeiros *et al.* (2008 e 2011), a área de estudo estaria inserida no Domínio Rio Piranhas-Seridó (DRPS), o qual seria delimitado a sul, leste e oeste, respectivamente pelas zonas de cisalhamento Patos, Picuí-João Câmara e Portalegre, enquanto que o limite norte deste domínio encontra-se encoberto por coberturas fanerozoicas da Bacia Potiguar.

O DRPS é caracterizado pela presença de litotipos paleoproterozoicos (associados ao Complexo Caicó), o qual constitui o embasamento para as unidades supracrustais neoproterozoicas ediacaranas do Grupo Seridó, bem como por diversos corpos ígneos relacionados ao magmatismo brasileiro, dentre ele o PGSR (Figura 2.3).

plutonismo pode ser observado sob a forma de diversos batólitos, *stock* e diques ao longo de toda Província.

Associado ao imenso volume deste plutonismo observa-se uma considerável variação petrográfica e geoquímica de rochas. Ao longo dos anos, com a evolução do conhecimento sobre dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, várias tentativas de classificação e agrupamento para as rochas associadas a esse plutonismo foram propostas (Tabela 2.1), levando-se em conta aspectos de campo, petrográficos, texturais, geoquímicos e estruturais.

Almeida *et al.* (1967) propuseram o posicionamento destas rochas com relação ao ciclo orogénico Brasileiro, classificando-as em: **i) Granitoides Sin-tectônicos** - *tipos Itaporanga* (porfirítico) e *Conceição* (equigranular) e **ii) Tardio-Tectônicos** - *tipos Catingueira e Itapetim*.

Jardim de Sá *et al.* (1981) restringido-se a Faixa Seridó (denominação dada na época para os domínios Rio Piranhas - Seridó e São José de Campestre), propuseram classificação das rochas granitoides baseadas em parâmetros estruturais, classificando-as em: **G_x** (rochas básicas e intermediárias), **G₃** (granodioritos porfiríticos ou equigranulares) e **G₄** (leucogranitos tardios).

Sial (1987) com base na utilização de dados geoquímicos individualizou quatro grupos de rochas granitoides na Província Borborema: **Cálcio-alcálico potássico, Cálcio-alcálico, Trondhjemítico e Peralcalino**.

Galindo *et al.* (1997a, b) adicionaram as rochas com afinidades **Shoshonítica e Alcalina**, a classificação previamente definida por Jardim de Sá (1994), como **Básicas a Intermediárias, Porfirítica e Leucogranítica**.

Ferreira *et al.* (1998) com base em dados petrográficos e geoquímicos, reconheceram nove grupos de rochas granitoides e sienogranitoides na Província Borborema. Dos nove grupos, seis são observados ao longo dos domínios Rio Piranhas - Seridó e São José de Campestre, são eles: **Shoshoníticos, Cálcio-alcálico de alto K com e sem epídoto magmático, Cálcio-alcálico com epídoto magmático, Cálcio-alcálico peraluminoso e Peralcalino**.

Angelim *et al.* (2006) por meio da integração de dados já existente na literatura, agruparam as rochas granitoides dos domínios Rio Piranhas - Seridó e São José de Campestre em cinco suítes intrusivas, denominadas de **São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês, Catingueira e Umarizal**.

Mais recentemente, Nascimento *et al.* (2008 e 2015) baseados em dados disponíveis na literatura, utilizaram características geoquímicas, aspectos petrográficos e texturais, além de geocronológicas, identificando nos domínios Rio Piranhas - Seridó e São José de Campestre, seis suítes plutônicas (Figura 2.4). A nomenclatura para a definição de cada suíte reflete sua afinidade magmática, sendo denominadas de **Shoshonítica; Cálcio-alcaina de Alto K porfirítica; Cálcio-alcaina de alto K equigranular; Cálcio-alcaina; Alcalina e Alcalina Charnoquitica.**

Tabela 2.1 - Correlação entre principais classificações de rochas plutônicas ediacaranas na Província Borborema, segundo Nascimento *et al.*, 2015.

Almeida <i>et al.</i> (1967)	Jardim de Sá <i>et al.</i> (1981)	Sial (1987)	Jardim de Sá (1994)	Galindo <i>et al.</i> (1997a)	Galindo <i>et al.</i> (1997b)*	Ferreira <i>et al.</i> (1998)	Angelim <i>et al.</i> (2006)	Nascimento <i>et al.</i> (2015)
	G _x		Suíte Básica a Intermediária	Suíte Shoshonítica		Granitoides Shoshoníticos	Suíte São João do Sabugi	Suíte Shoshonítica
Itaporanga	G ₃	Grupo Cálcio-alcalino K	Suíte Porfírica			Granitoides Cálcio-alcalino Alto K com e sem epidoto magmático	Suíte Itaporanga	Suíte Cálcio-alcalina alto K Porfírica
Conceição		Grupo Cálcio-alcalino				Granitoides Cálcio-alcalino com epidoto magmático		Suíte Cálcio-alcalina
	G ₄		Suíte Leucogranítica			Granitoides Cálcio-alcalinos Peraluminosos	Suíte Dona Inês	Suíte Cálcio-alcalina alto K Equigranular
Itapetim								
		Grupo Trondhjemítico				Granitoides Trondhjemíticos		
Catingueira		Grupo Peralcalino				Granitoides Peralcalinos		
					Suíte Alcalina		Suíte Catingueira	Suíte Alcalina
							Suíte Umarizal	Suíte Alcalina Charnoquítica
						Sienitoides Metaluminos Alto K		
						Sienitoides Peralcalinos Ultrapotássicos		
Critérios de Campo	Critérios de Campo	Critérios Geoquímicos	Critérios de Campo, Estrutural e Geoquímicos	Critérios de Campo e Geoquímicos	Critérios Mineralógicos e Geoquímicos	Critérios Mineralógicos e Geoquímicos	Critérios de Campo e Geoquímicos	Critérios de Campo, Petrográficos e Geoquímicos

(*) – Nascimento *et al.* (1997); Hollanda (1998); Nascimento (1998).

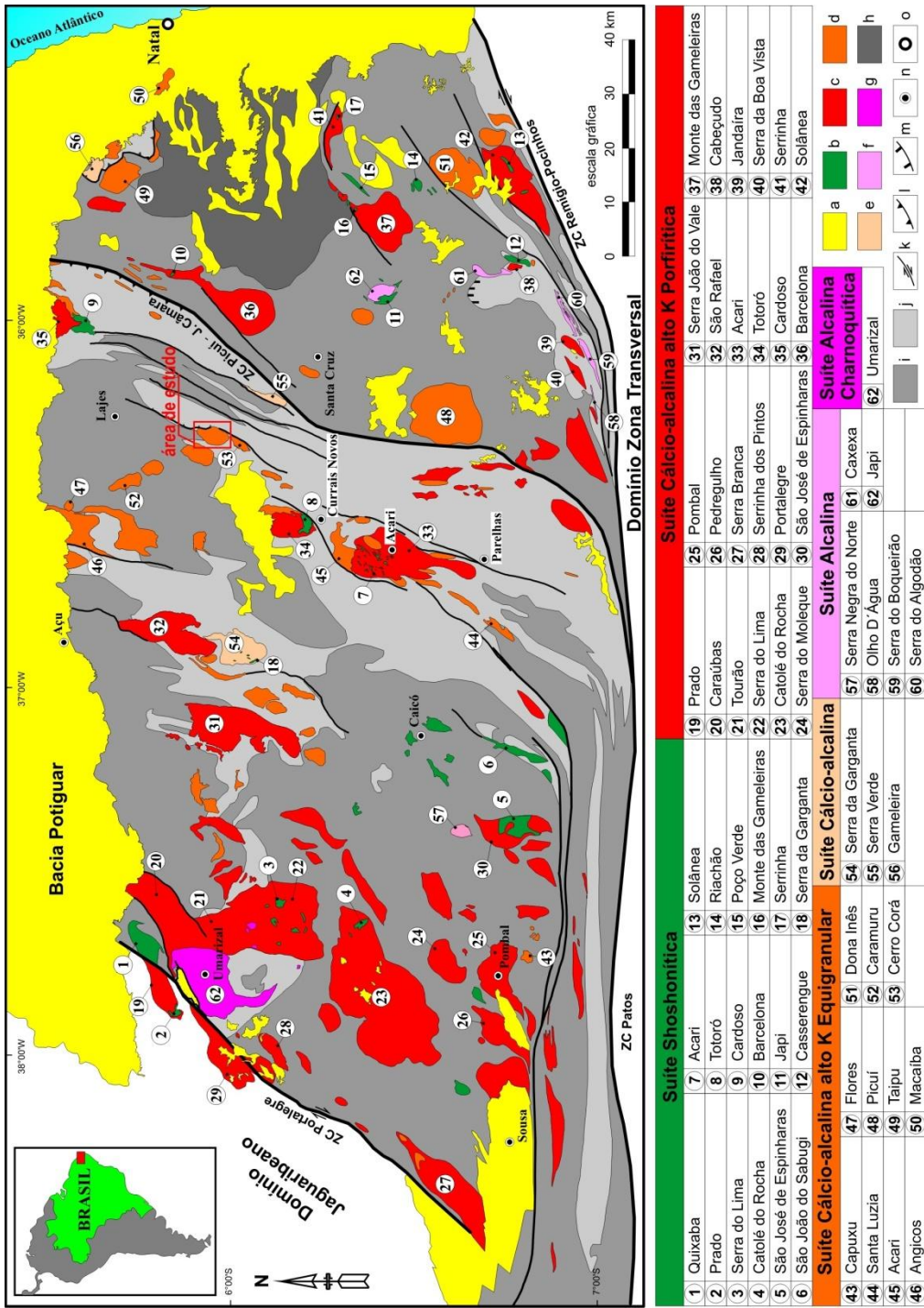


Figura 2.4 – Arcabouço geológico do Domínio Rio Grande do Norte, NE da Província, com ênfase ao magmatismo Ediacarano a Cambriano, segundo Nascimento *et al.* (2015) com a localização da área estudada. Legenda: a – Coberturas meso-cenozoicas; b – Suíte Shoshonítica; c – Suíte Cálcio-alcálica de alto K Porfírtica; d – Suíte Cálcio-alcálica de alto K Equigranular; e - Suíte Cálcio-alcálica; f - Suíte Alcalina; g – Suíte Alcalina Chamoquítica; h – Embasamento gnássico-migmatítico arqueano; i – Embasamento gnássico-migmatítico paleoproterozoico; j – Grupo Seridó; k – Zonas de Cisalhamento transcorrentes neoproterozoicas; l - Zonas de Cisalhamento contracionais-transpressivas neoproterozoicas; m - Zonas de Cisalhamento distensionais neoproterozoicas; n - cidades; o - capital do Estado.

CAPÍTULO 3 - PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO E AEROGEOFÍSICOS APLICADOS AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO PGSR

3.1 – SENSORIAMENTO REMOTO

A utilização de produtos de sensoriamento remoto e aerogeofísicos tiveram como principal objetivo o auxílio dos trabalhos de cartografia geológica na escala de 1:25.000 da região onde afloram as rochas do PGSR. Para tanto, produtos de sensoriamento remoto e aerogeofísicos foram integrados em ambiente SIG com auxílio da base cartográfica digital, a qual foram obtidas a partir das cartas topográficas da SUDENE, em escala de 1:100.000, das Folhas Lajes e Santa Cruz (SB.24-X-D-VI e SB.24-Z-B-III).

A referida base foi ajustada a partir da à imagem GeoCover (*Global Land Cover Facility*) do ano de 2000 (Figura. 3.1). O mosaico GeoCover corresponde as imagens selecionadas do satélite Landsat 7 ETM+ (obtidas em 2000), das bandas 7, 4 e 2, e fusão com a banda 8, cuja precisão locacional foi obtida por meio de dados da NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency*) e USGS (*United States Geological Survey*) e consistida pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*).

3.1.1 - Imagens de Satélites

As imagens de satélites foram processadas em ambiente *ENVI* (Versão 4.2), sendo submetidas a processos de ancoragem segundo o mosaico GeoCover 2000, realização de correção atmosférica, realce por transformação HSV, aplicação de filtros linear e gaussiano de saturação a 2%. Os produtos gerados foram integrados em ambiente SIG, junto aos de fotografia aéreas e dados aerogeofísicos, sendo utilizados na preparação do mapa geológico de serviço. A junção de tais produtos permitiu uma melhor delimitação das unidades litológicas, traços de foliações/lineações, zonas de cisalhamento, dobras, fraturas e diques. Para tanto, foram utilizadas uma combinações RGB de imagens do satélite Landsat 7 ETM+ e imagem SRTM-*Shuttle Radar Topography Mission* (Tabela 3.1 e Figuras 3.2 e 3.3).

Os dados de SRTM fornecem informações sobre a elevação topográfica do terreno, as quais foram obtidas a partir do sistema de RADAR utilizado na *Space Shuttle Endeavour*, em 2000, sob responsabilidade da NGA e NASA. No território brasileiro, a precisão vertical dos dados concedidos é de 16 metros (intervalo de confiança de 90%) e a espacial é de 90 metros.

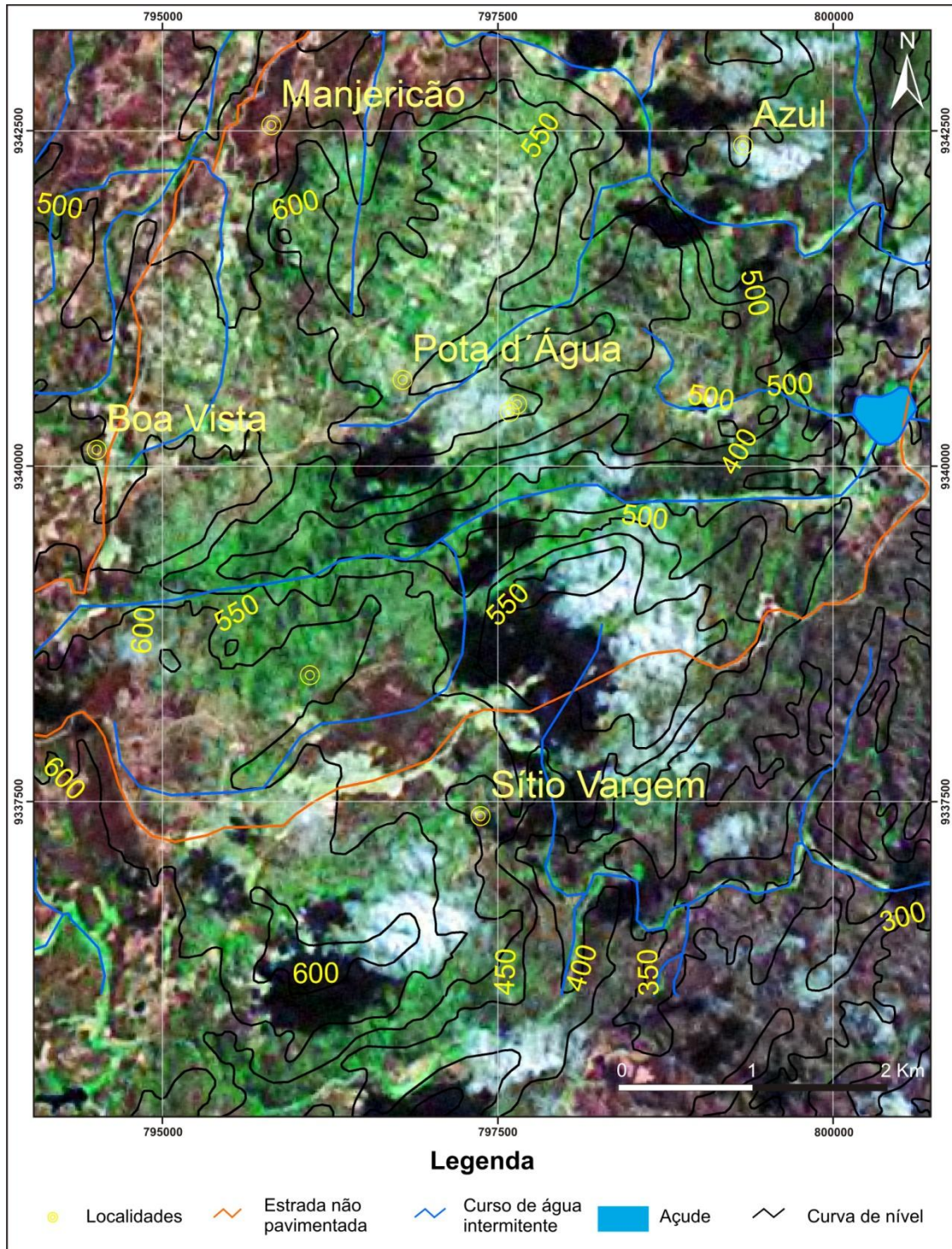


Figura 3.1 - Mosaico de imagem GeoCover do ano de 2000 (combinação em RGB742), utilizada para realizar os ajustes da base cartográfica de todos os produtos de sensoriamento remoto utilizados na dissertação.

Tabela 3.1 - Relação e características de dados/imagens de satélites utilizados na cartografia geológica.

IMAGEM	ÓRBITA/REFERÊNCIA	DATA
Landsat 7 ETM+	WRS 215/064	11/08/2000
SRTM	S-24-05	02/2000

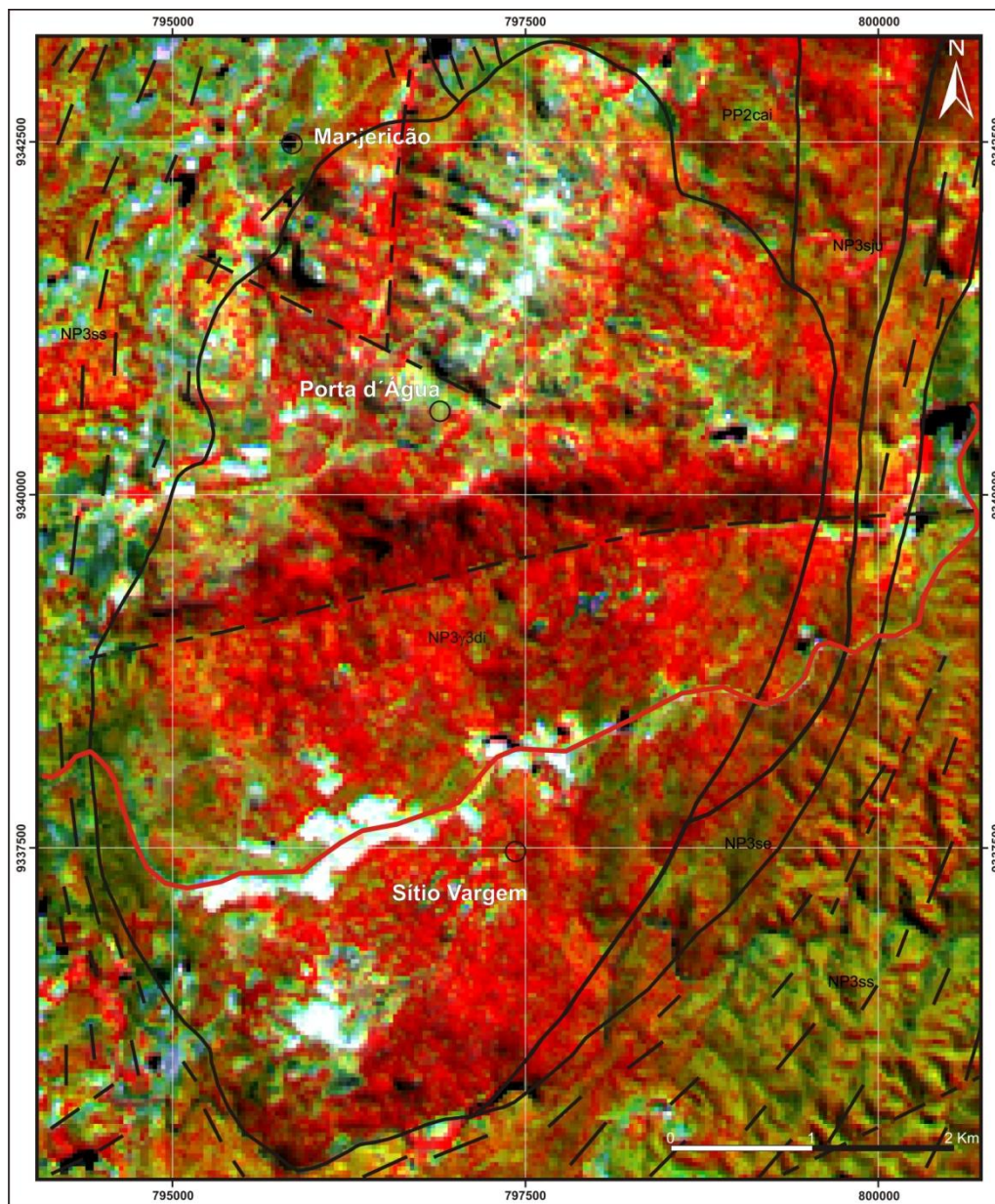


Figura 3.2 - Imagem Landsat 7 ETM+ (combinação RGB453) com correção atmosférica, realce por transformação e aplicação de filtro linear a 2%.

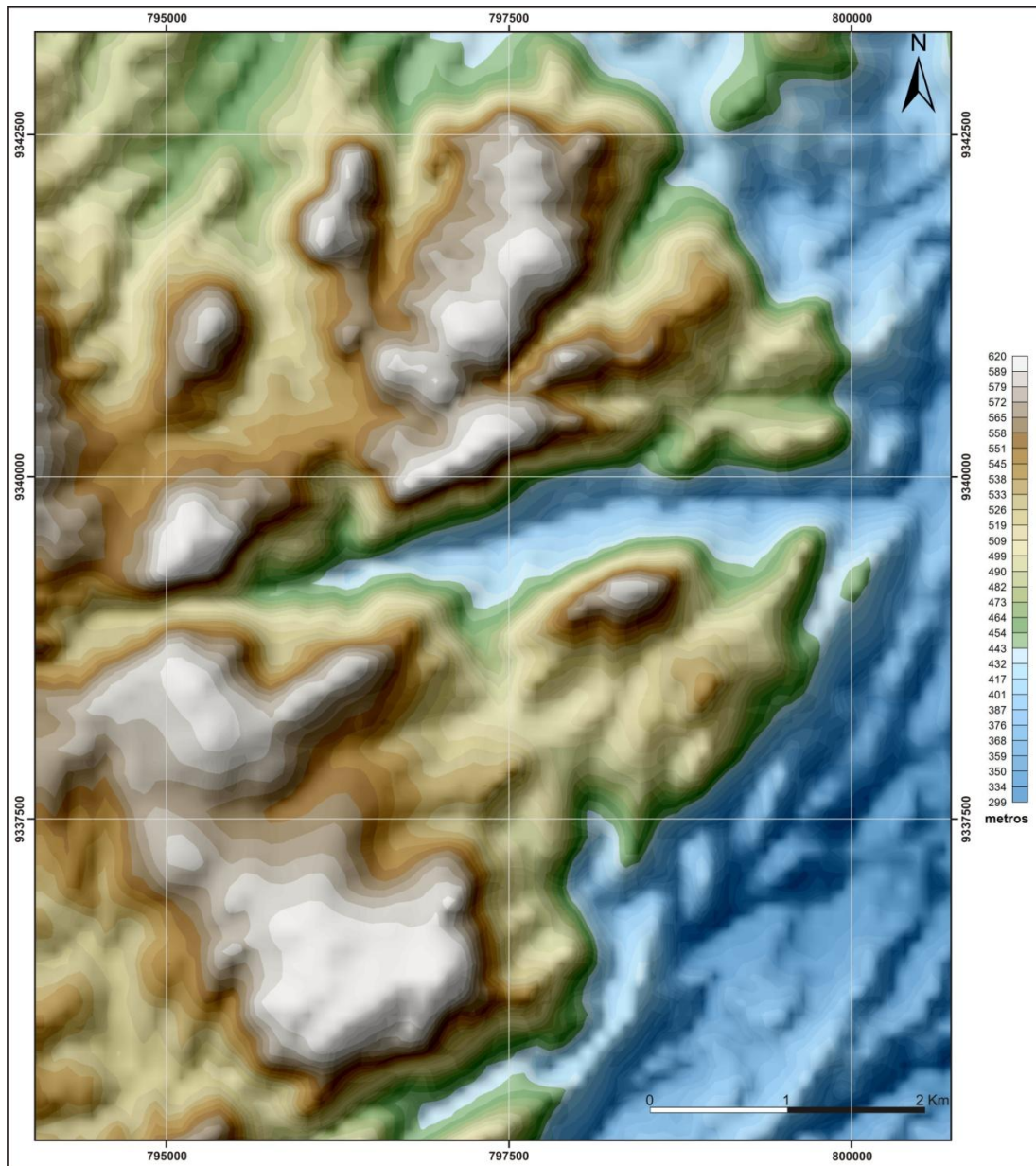


Figura 3.3 - Imagem MDT (modelo digital de terreno) sobre relevo sombreado com resolução espacial de 30 metros. A Escala de cores indica que o PGSR encontra-se com topografia variando entre 500 a 600 m, já a porção sudeste as encaixantes apresentam altitude em torno de 350m.

3.2 – DADOS AEROGEOFÍSICOS

A utilização de métodos aerogeofísicos como a magnetometria e a gamaespectrometria constitui uma ferramenta importante no auxílio da cartografia geológica, tendo em vista que os avanços ocorridos nas últimas décadas em equipamentos de aquisição e em seus processamentos permitiram um considerável refinamento nos dados coletados. Aliado a essa evolução de qualidade na aquisição dos dados, torna-se importante também resaltar os avanços de resolução espacial dos novos dados aerogeofísicos disponibilizados pela CPRM, fato este causado por uma redução na

distancia entre as linhas de voo, que anteriormente era de 2 km e passou a ser de apenas 500 m entre linhas.

3.2.1 – Métodos Geofísicos Utilizados no Trabalho

Os métodos aerogeofísicos utilizados no presente trabalho foram a magnetometria e a gamaespectrometria, os quais consistem nos seguintes princípios básicos de funcionamento:

- O método magnetométrico mede a intensidade total do campo magnético terrestre. Sua aplicação em estudos geológicos é baseada na investigação de anomalias produzidas pela indução do campo magnético nas rochas portadoras de minerais magnéticos. A intensidade da indução é proporcional à quantidade de minerais magnéticos presentes nas rochas.
- O método gamespectrométrico mede a radioatividade natural da rochas, discriminada em termos da contagem total e dos rádio-elementos potássio, equivalente tório e equivalente urânio. No mapeamento geológico auxilia na separação preliminar dos diferentes tipos de rochas.

3.2.2 - Informações e Características do Aerolevramento Geofísico

Os dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) foram levantados no Projeto Aerogeofísico Paraíba - Rio Grande do Norte e Pernambuco - Paraíba, adquiridos pela CPRM. Os parâmetros deste projeto estão relacionados na Tabela 3.2. Os aerolevamentos foram realizados pelas empresas LASA – Engenharia e Prospecções S. A. e Prospectors Aerolevamentos e Sistemas Ltda.

O magnetômetro utilizado foi acoplado na cauda da aeronave (tipo *stinger*) sendo o mesmo dotado de sensor de vapor de céσιο. O intervalo entre cada medida realizada foi de 0,1 segundos.

Os dados gamaespectrométricos foram obtidos com cristais de iodeto de sódio (NaI) que detectou fotópicos de K, eU e eTh, com o intervalo de 1,0 segundos entre cada medida.

Tabela 3.2 - Parâmetros do levantamento aerogeofísico utilizado.

PARÂMETROS	PROJETO SERIDÓ
Data de conclusão	Set/2010
Altura do vôo	100 m
Direção das linhas de vôo (LV)	N-S
Espaçamento das linhas de vôo (LV)	500 m
Direção das linhas de controle (LC)	E-W
Espaçamento das linhas de controle (LC)	10 km

O processamento dos dados aerogeofísicos foi realizada pelas companhias que realizaram o aerolevanteamento (LASA & PROSPECTORS, 2010), as quais realizaram vários procedimentos de correção, nivelamento e interpolação dos dados.

Os dados gamaespectrométricos dos canais de K, eTh e eU foram interpolados pelo método bigrid em células com dimensão de 125 x 125 m (LASA & PROSPECTORS, 2010). A combinação dos três canais em falsa cor RGB permitiu a geração de uma composição ternária.

Os dados de magnetometria foram tratados a fim de obter produtos magnéticos de campo total, transformada com a primeira derivada vertical, além do magnético total reduzido ao polo, todos com células de grid medindo (125m x 125m). A integração dos mapas aerogeofísicos resultantes das etapas de processamento auxiliaram a cartografia geológica, no sentido de permitir a separação das unidades geológicas distintas, assim como o posicionamento e definição de estruturas tectônicas existentes na região, tais como zonas de cisalhamento e falhas/fraturas.

3.2.3 - Interpretação dos Dados de Gamaespectrometria

A partir da integração dos dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria com dados geológicos foi possível realizar a separação de cinco domínios litogeofísicos distintos. Os dados de magnetometria também permitiram individualizar feições estruturais dúcteis e rúpteis de fontes rasas e profundas. A partir do mapa de composição ternária (Figura 3.4) foi possível a separação de cinco domínios litogeofísicos de diferentes características (A, B, C, D e E):

A unidade A apresenta na composição ternária (Figura 3.4) texturas homogêneas com tonalidades esbranquiçadas que indicam teores altos de K, eTh e eU que correspondem a fácies granítica do PGSR. Observa-se também que esta assinatura que inclui enriquecimento de K (acima de 5%) (Figura 3.5) corresponde aos granitoides ricos em K que afloram na região.

A unidade B também apresenta texturas homogêneas na composição ternária (Figura 3.4) com tonalidades variando entre cinza escuro a azul claro, correspondendo a rocha pobre nos três radioelementos (K, eTh e eU) com algumas faixas na porção sudeste levemente enriquecidas em eU. Em campo, as rochas que correspondem a essa unidade são descritas como biotita xistos da Formação Seridó.

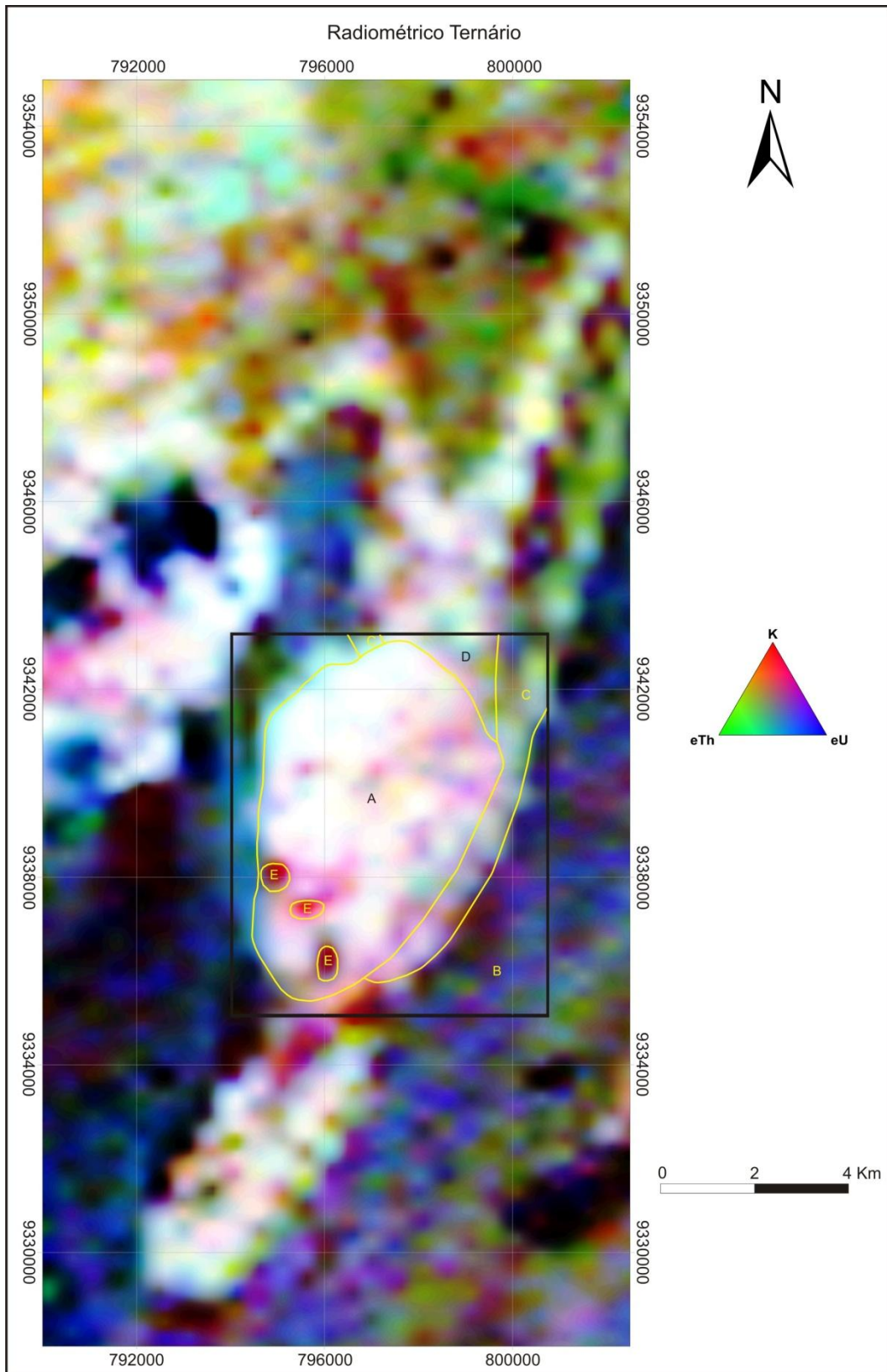


Figura 3.4 - Composição Radiométrica ternária em falsa cor RGB apresentando a separação e interpretação dos domínios litogeofísicos de acordo com a quantidade relativa de radioelementos (K, eTh e eU) presente na área em estudo.

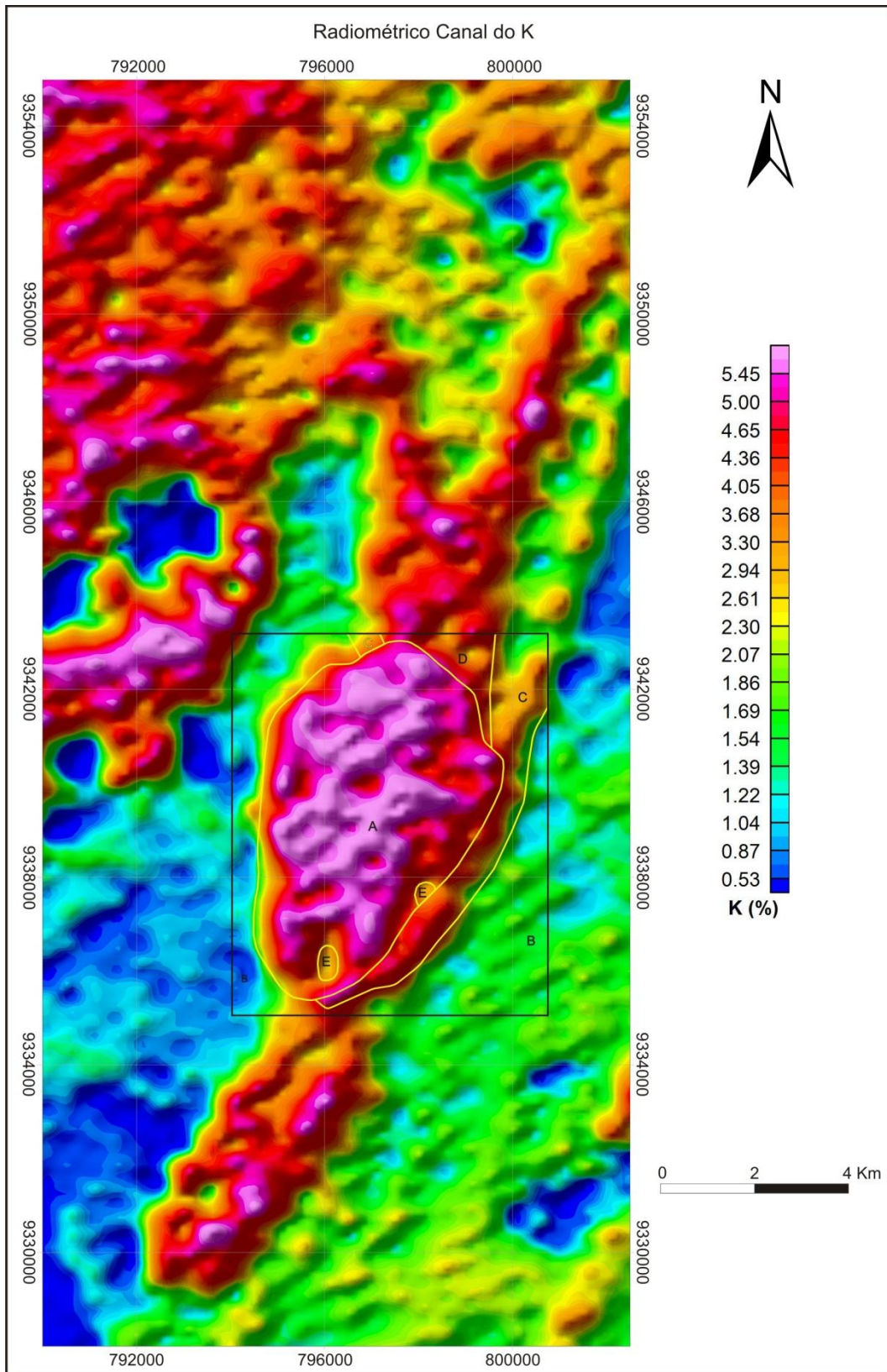


Figura 3.5 – Malha interpolada dos dados do canal de Potássio (K) apresentando a separação e interpretação dos domínios litofísicos de acordo com a quantidade do radioelemento (K) presente nas rochas da área em estudo.

A unidade C apresenta-se heterogênea, com tons verdes, cinza e cinza azulados, sua composição ternária (Figura 3.4) apresenta um maior enriquecimento em Tório em relação aos demais radioelementos, porém na porção extremo norte observa-se uma faixa cinza azulado indicando um enriquecimento local em eU. Em campo a unidade (C) corresponde às rochas metassedimentares das formações Jucurutu e Equador.

A unidade D apresenta-se heterogênea, com tons esverdeados, rosa, esbranquiçados e azulados, evidenciando de forma local o predomínio de cada um dos três radioelementos (eTh, eU e K) em pontos distintos (Figura 3.4). Em campo foram cartografadas rochas correspondentes à unidade indivisa do Complexo Caicó (ortognaisse, gnaisse anfíbolíticos, gnaisse bandados e migmatitos), o que pode explicar a heterogeneidade observada no Ternário (Figura 3.4).

Por fim, a unidade E corresponde, na imagem radiométrica (Figura 3.4), às porções homogêneas onde se observa o empobrecimento dos três radioelementos, em campo no local onde ocorrem essas porções observou-se um maior espessamento de coberturas colúvios-eluviais.

3.2.4 – Interpretação dos Dados de Magnetometria

O uso dos dados de magnetometria de campo total e 1ª derivada vertical (Figuras 3.6 e 3.7) permitiram interpretar a presença de estruturas dúcteis e frágeis, rasas e profundas, que afetaram as rochas da região. Com o objetivo de melhorar a visualização e compreensão das estruturas regionais existentes na região, os mapas com dados aeromagnetométricos apresentam uma área maior do que a área mapeada (retângulo nas figuras 3.6 e 3.7), permitindo assim observar o prolongamento de algumas estruturas.

Os dados magnéticos de campo total permitiram interpretar os lineamentos magnéticos de todas as fontes (rasas e profundas), sendo possível assim concluir que a porção norte do PGSR (polígono branco) apresenta-se mais magnética do que a porção Sul, esse fato está possivelmente associado a lineamentos magnéticos não aflorantes na porção norte do plúton (Figura 3.6).

Os dados de magnetometria da 1ª derivada vertical (Figura 3.7) representam fontes magnéticas rasas (menos de 0,5 Km de profundidade), nas quais pôde-se observar um predomínio maior de estruturas rasas para a região (alinhamentos magnéticos dúcteis e frágeis).

Os alinhamentos magnéticos de direção E-W foram relacionados a fraturas de mesma direção observadas nas imagens de satélites e fotografias aéreas (Figuras 3.2 e 3.7). Já os

alinhamentos magnéticos dúcteis correspondem a zonas de cisalhamento cartografadas em campo. Com base nos dados magnéticos de 1ª derivada vertical pôde-se concluir que: (i) as zonas de cisalhamento apresentam-se bem marcadas em profundidades inferiores a 0,5 Km; (ii) algumas estruturas frágeis afetam estruturas dúcteis, por vezes causando seu deslocamento; e (iii) em relação as fontes magnéticas com menos de 0,5 Km de profundidade o plúton mostra-se homogêneo.

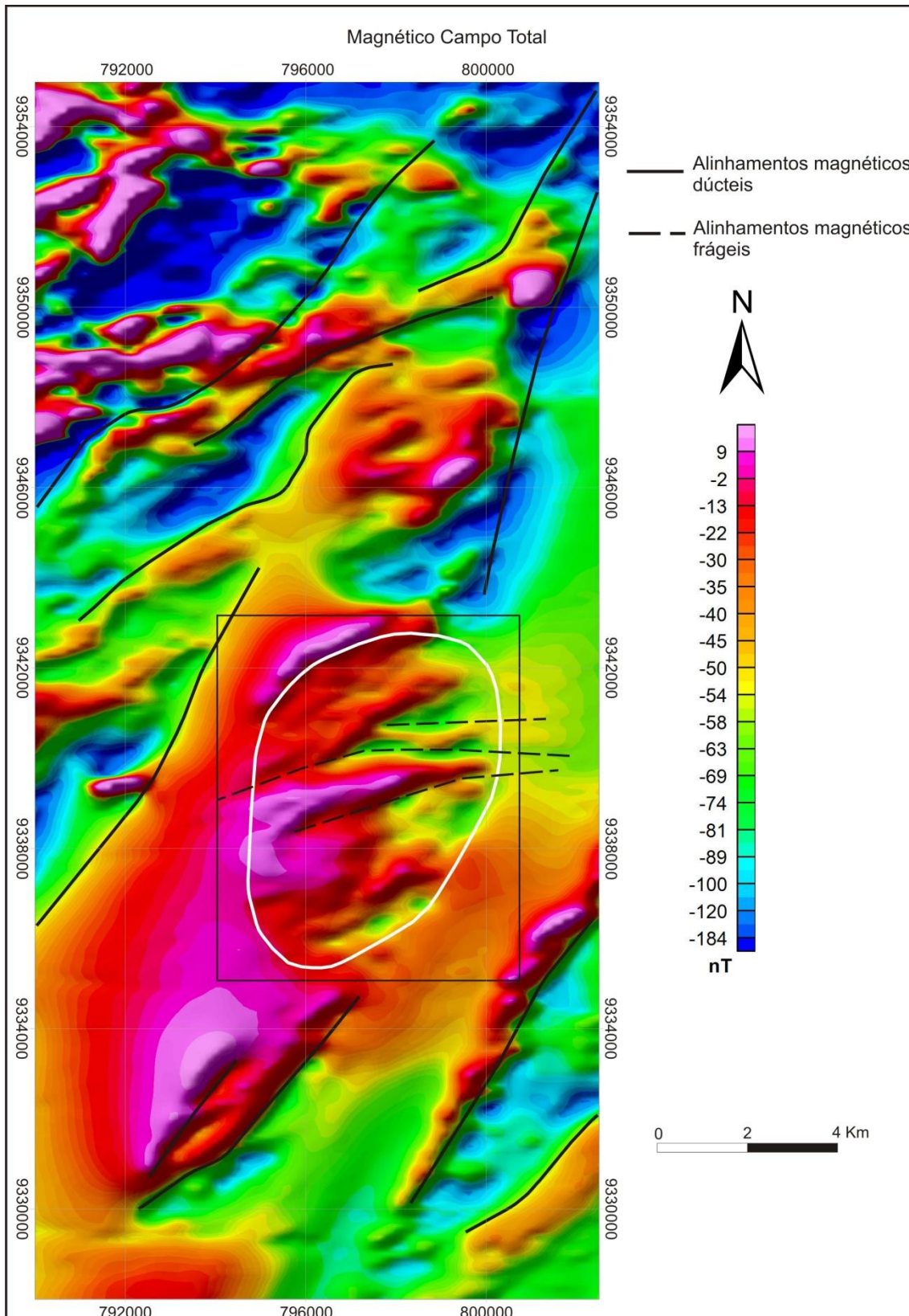


Figura 3.6 – Malha interpolada dos dados do Campo Magnético Total apresentando as interpretações dos alinhamentos magnéticos dúcteis e frágeis. O contorno em branco corresponde ao Plúton Serra da Rajada.

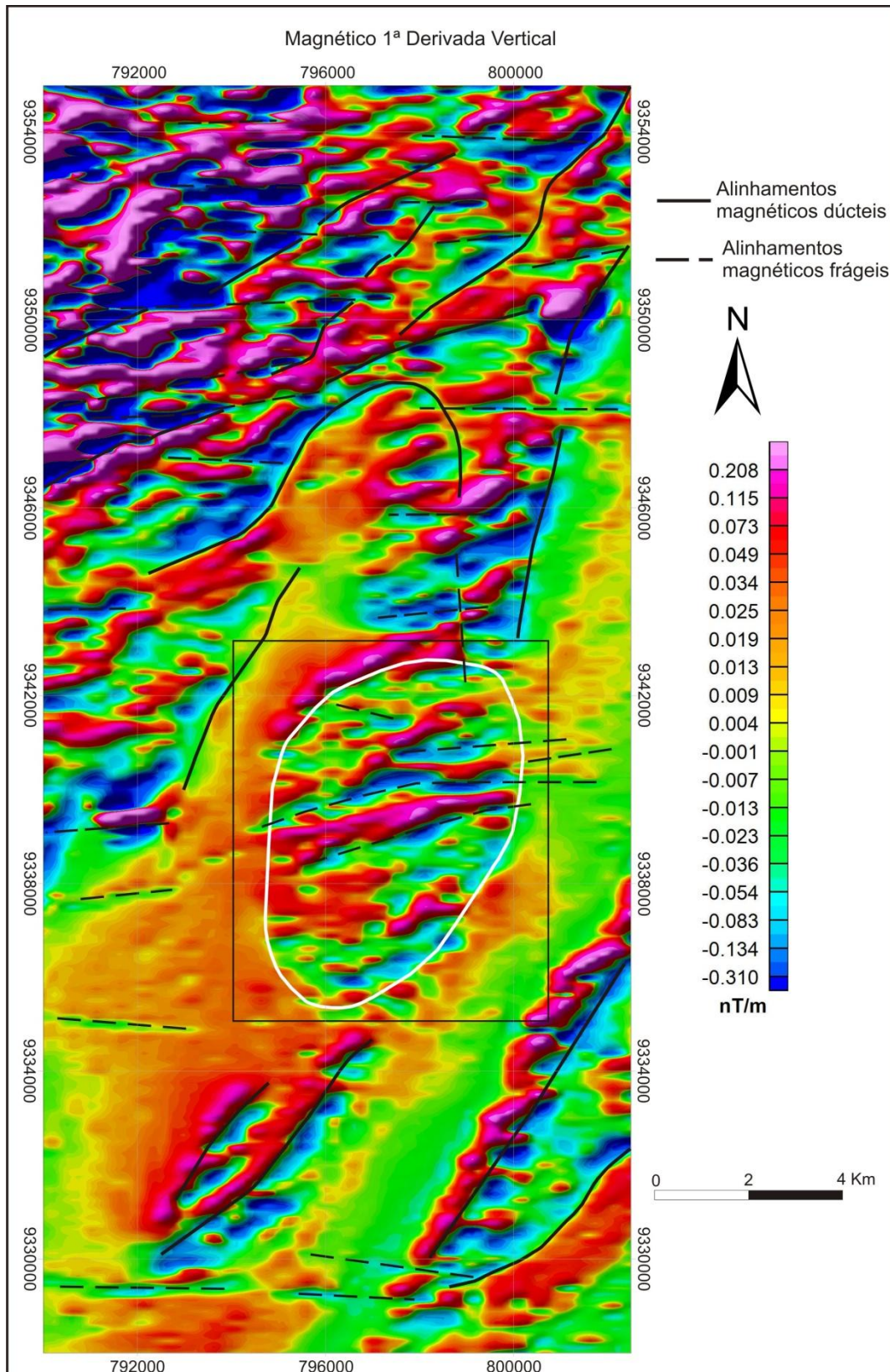


Figura 3.7 – Malha interpolada dos dados da 1ª derivada vertical do campo magnético total apresentando os lineamentos magnéticos dúcteis e frágeis associados a fontes rasas (menores de 0,5 Km). O contorno em branco corresponde ao Plúton Serra da Rajada.

CAPÍTULO 4 - LITOESTRATIGRAFIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 - LITOESTRATIGRAFIA

Para uma melhor compreensão das relações geológicas/estratigráficas entre as unidades presente na área do estudo, um mapeamento geológico na escala de 1:25.000 foi realizado, cujo resultado cartográfico está representado na figura 4.1.

Durante as atividades de campo oito unidades estratigráficas foram individualizadas, onde o empilhamento estratigráfico da base para o topo é composto pelas seguintes unidades:

4.1.1 - Complexo Caicó

Correspondem as rochas do embasamento cristalino, sendo composto por gnaisses e migmatitos indiferenciados (PP2cai) podendo conter em diferentes proporções gnaisses bandados, *augen* gnaisses, ortogneisse de composição diversas (Figura 4.2A), por vezes com feições de *augen* gnaisse além de lentes de anfíbolitos. As rochas desta unidade estão em contato com o PGSR na borda norte do corpo, bem como xenólitos na borda sul do plúton (Figura 4.2B).

4.1.2 - Grupo Seridó

As rochas metassedimentares do Grupo Seridó ocorrem bordejando a maior parte do PGSR. A partir do mapeamento geológico realizado, o empilhamento da base para o topo desta unidade é formado por: *i*) biotita anfibólio paragneisses com lentes de gnaisses calcissilicáticos, correlatos a Formação Jucurutu (Figura 4.3A); *ii*) quartzitos e muscovita quartzitos pertencentes a Formação Equador (Figura 4.3B) e *iii*) biotita xistos por vezes com granada, andaluzita, cordierita, silimanita e/ou estauroлита correlatos a Formação Seridó (Figura 4.3C).

Além de ocorrerem bordejando o plúton, essas rochas metassedimentares do Grupo Seridó também podem ser observadas sob a forma de xenólitos no PGSR (Figura 4.3D).

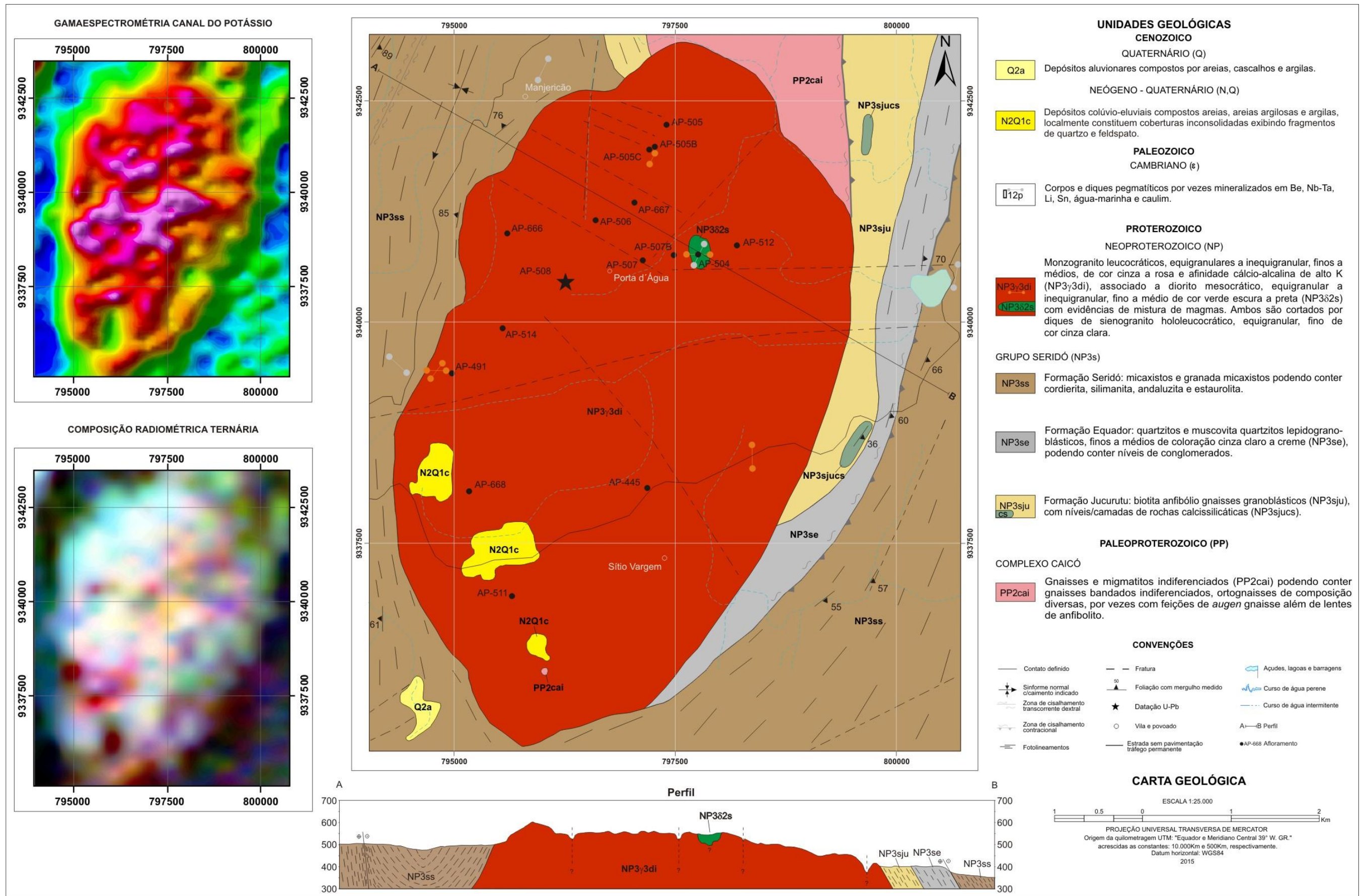


Figura 4.1 – Mapa geológico do Plúton Granítico Serra da Rajada e suas encaixantes.

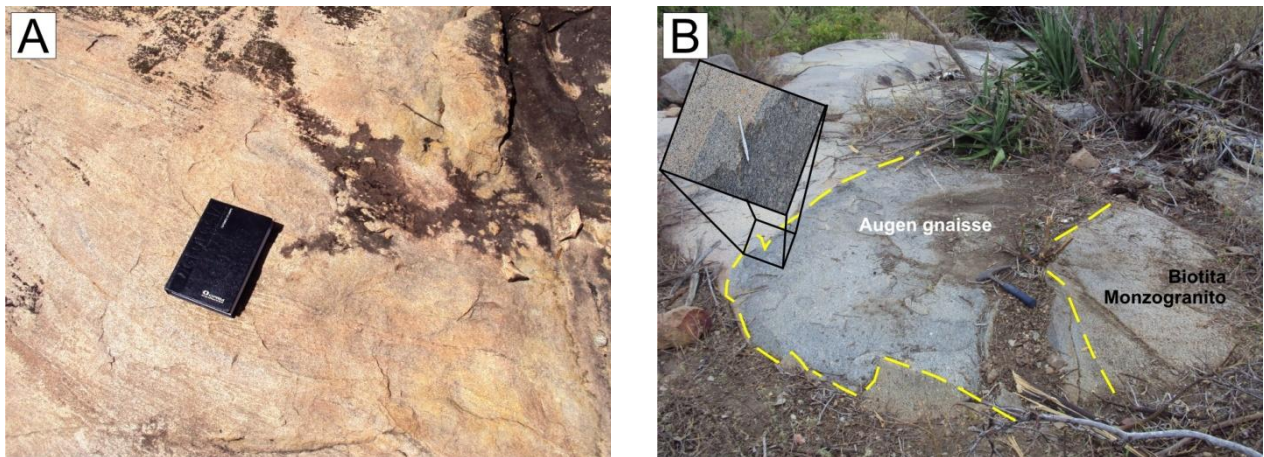


Figura 4.2 – Aspecto de campo das rochas do embasamento cristalino, correlacionadas ao Complexo Caicó. (A) Ortogneisse finamente bandado de composição granítica. (B) detalhe em afloramento de xenólito de augen gnaisse incluído no PGSR.

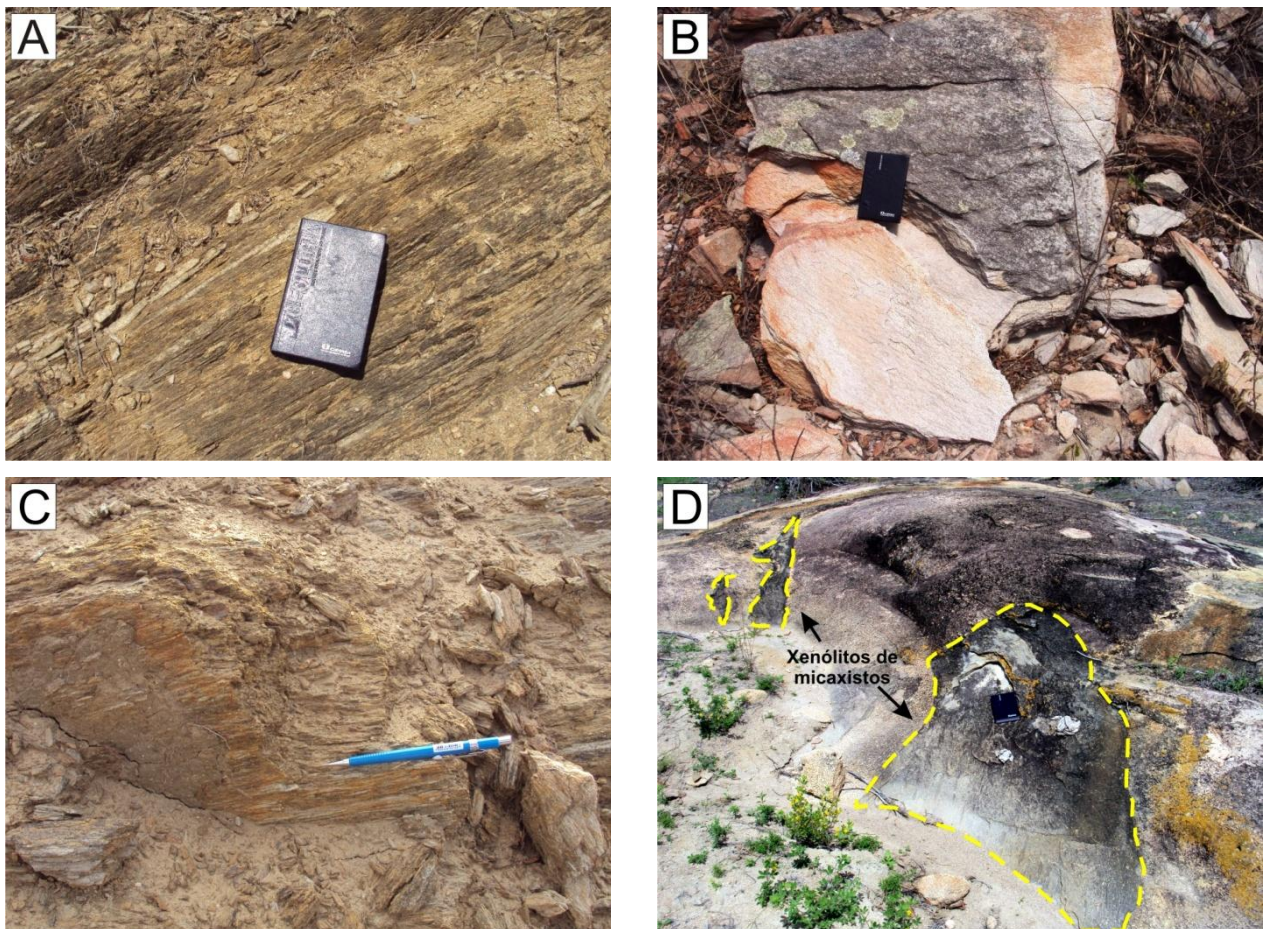


Figura 4.3 – Aspecto de campo das rochas associadas do Grupo Seridó. (A) Biotita anfibólio paragneisse, parcialmente alterado, da Formação Jucurutu. (B) Blocos de muscovita quartzito da Formação equador. (C) Biotita xisto, parcialmente intemperizado, da Formação Seridó. (D) Xenólitos de micaxistos na fácies granítica do PGSR.

4.1.3 - Rochas Plutônicas

As rochas plutônicas identificadas durante as atividades de mapeamento geológico correspondem principalmente ao PGSR, sendo caracterizadas duas fácies distintas: i) fácies granítica (predominante do plúton), formada por rochas leucocráticas, equigranulares, com granulação fina a média, por vezes grossa, isotrópica, com biotita representando o máfico principal (Figura 4.4A) e ii) fácies diorítica que ocorre preferencialmente como enclaves máficos de forma ovalada ou elipsoidal, com dimensões centimétricas a decamétricas, granulometria fina e com borda de reação com a fácies principal. Compreendem rochas melanocráticas, equigranulares a inequigranulares, por vezes exibindo feições de coexistência de magma (*minglin e mixing*) com a fácies granítica, sendo constituídas por biotita e anfibólio como minerais máficos, observadas na porção centro-norte do plúton (Figura 4.4B).

Além dessas rochas ocorrem de forma intrusiva no PGSR diques de leucomicrogranito, leucocráticos, equigranulares, apresentando larguras centimétricas (Figura 4.5A) e diques de pegmatitos, também com larguras centimétricas, com granulação grossa, leucocráticas e inequigranulares (Figura 4.5B), que cortam todas as demais unidades geológicas descritas.

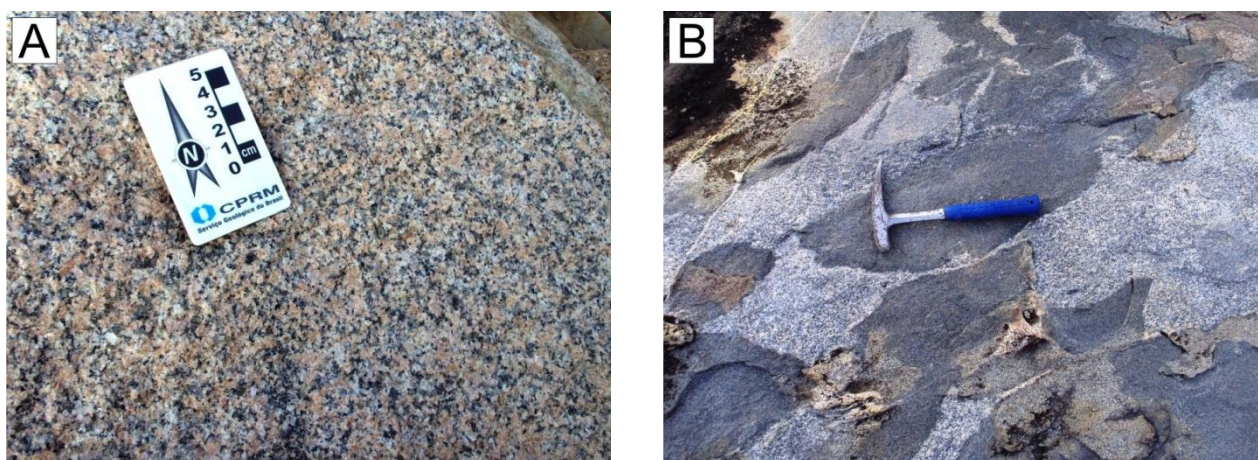


Figura 4.4 – Aspecto de campo das rochas associadas ao PGSR. (A) Aspecto textural da fácies granítica formada por biotita (minerais de cor escura) imerso em matriz quartzo-feldspática (minerais de cor clara). (B) Enclaves decamétricos da fácies diorítica exibindo mistura do tipo *mingling* com rochas da fácies granítica.

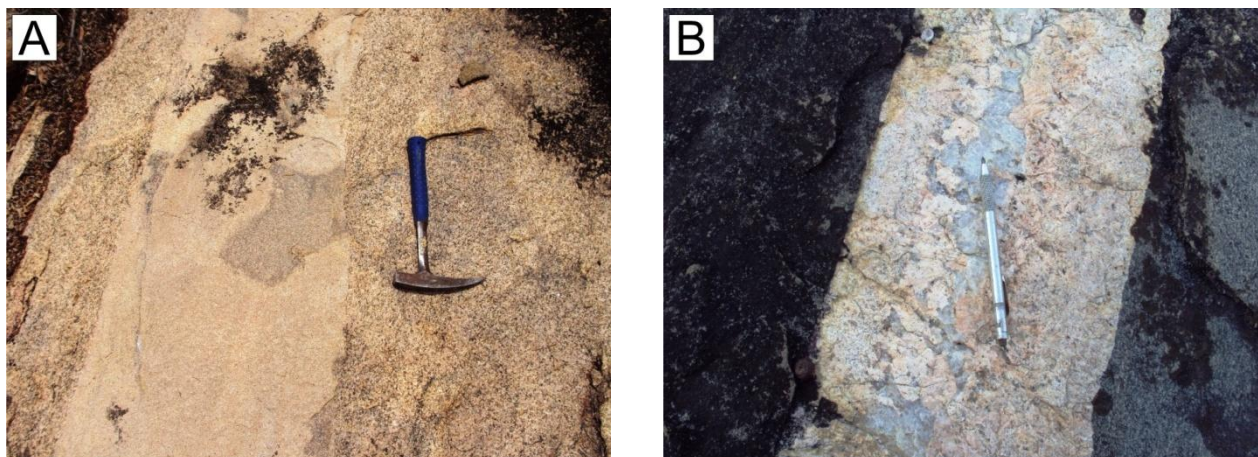


Figura 4.5 – Aspecto de campo das rochas intrusivas no PGSR. (A) Dique de leucomicrogranito intrusivo na fácies granítica do PGSR. (B) Dique de pegmatito, zonado, cortando a fácies diorítica.

4.1.4 - Coberturas Sedimentares do Neógeno

Coberturas colúvio-eluviais constituídos por areias, areias argilosas e argilas, que localmente constituem coberturas inconsolidadas, exibem fragmentos de quartzo e feldspato (Figura 4.6). Tais unidades ocorrem preferencialmente na porção SW recobrendo rochas da fácies granítica do PGSR (Figura 4.1).



Figura 4.6 – Afloramento de uma jazida para retirada de material de empréstimo (saibro) localizado em cobertura de colúvio-elúvio.

4.1.5 - Coberturas do Quaternário

Os depósitos aluvionares são constituídos por areias, cascalhos e argilas depositados ao longo das calhas de drenagem, com maior destaque para a porção SW da área pesquisada (Figura 4.7).



Figura 4.7 – Afloramento em leito de riacho seco onde ocorrem os depósitos aluvionares.

4.2 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Durantes os trabalhos de cartografia geológica, três eventos deformacionais de natureza dúcteis foram caracterizados na região em lide, denominados de D_1 , D_2 e D_3 , os quais têm suas origens atribuídas as deformações ocorridas no precambriano. Além destes, também foram cartografados estruturas frágeis correlacionadas à tectônica fanerozoica (detalhes das estruturas na Figura 4.1).

4.2.1 – Evento Deformacional (D_1)

Este evento deformacional ocorre restrito aos litotipos associados ao Complexo Caicó, sendo bem caracterizado por intermédio de um bandamento/foliação metamórfico de alto grau (S_1), marcado pela alternância entre faixas/bandas escuras, ricas em minerais máficos (biotita e anfibólio) e faixas/bandas claras, de composição quartzo-feldspáticas (Figura 4.8).

Em campo, muitas vezes as evidências do evento deformacional (D_1) encontram-se obliteradas pela ação dos eventos deformacionais posteriores. Na literatura regional uma idade Orosiriana é atribuída por Hackspacher *et al.* (1995) para este evento. Segundo esses autores as idades de 1.9 a 2.0 Ga foram obtidas a partir de datação de zircão e titanita formadas durante o evento D_1 .

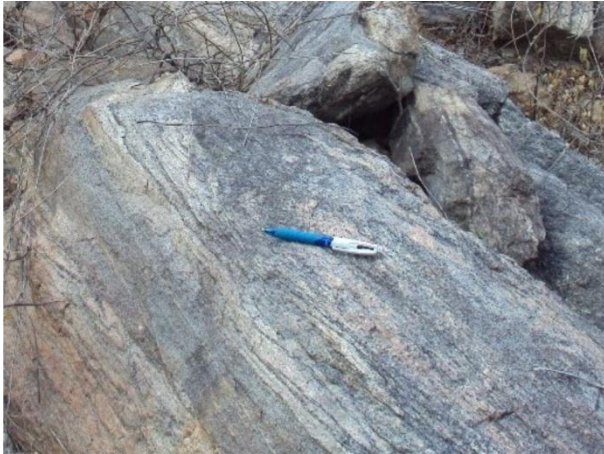


Figura 4.8 – Afloramento em ortogneisse bandado, associado ao Complexo Caicó, mostrando bandamento composicional gerado no evento deformacional D_1 .

4.2.2 – Evento Deformacional (D_2)

Este evento deformacional afeta tanto litotipos associados ao Complexo Caicó, como as rochas metassedimentares do Grupo Seridó, sendo caracterizado na área mapeada por zonas de cisalhamento contracional e dobras isoclinais recumbentes (Figura 4.9). A foliação associada a este evento (S_2) possivelmente era de baixo ângulo, com mergulhos para sudeste. A idade ediacarana associada à orogênese Brasileira é atribuída para o evento D_2 segundo Costa e Dantas (2014), considerando o registro do mesmo em litotipos do Grupo Seridó.

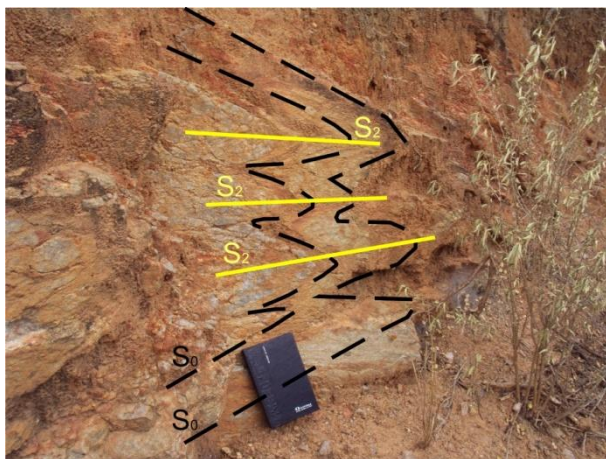


Figura 4.9 – Afloramento de gnaisse quartzoso associado a Formação Jucurutu exibindo o acamamento S_0 sendo dobrado na fase D_2 , gerando dobras isoclinais recumbentes com superfícies axiais S_2 sub-horizontais.

4.2.3 – Evento Deformacional (D_3)

Este evento deformacional é caracterizado por zonas de cisalhamento transcorrentes (dextrais e sinistrais), assim como dobramentos regionais sinformais e antiformais (Figura 4.1). A foliação milonítica (S_3) próximo às zonas de cisalhamentos apresenta-se, em geral, em alto ângulo, associado a esta foliação observa-se uma lineação de estiramento (L_{3X}) sub-horizonta (Figura 4.10).



Figura 4.10 – Foliação S_3 com lineação de estiramento L_{3X} em biotita xisto correlacionado a Formação Seridó.

4.2.4 - Evento Deformacional Frágil (D_f)

As estruturas deformacionais frágeis cartografadas na área são constituídas por fraturas verticalizadas com direções preferenciais aproximadamente E-W, NW-SE, e menos expressivas ocorrem fraturas NE-SW e N-S (Figura 4.1).

Regionalmente as fraturas de direção E-W em sua maioria apresentam-se preenchidas por basalto/diabásio, relacionando-os ao magmatismo Rio Ceará-Mirim com idades variando entre 127 e 111 Ma (Ar-Ar em plagioclásios, Araújo *et al.*, 2001) e de 132 Ma em anfibólios (Souza *et al.*, 2003), permitindo assim atribuir uma idade do Cretáceo Inferior para estes litotipos, e consequentemente as estruturas a eles associadas. As falhas e fraturas de direção NW-SE possivelmente tem sua relação associada ao sistema de falhas de Afonso Bezerra. Segundo Hackspacker *et al.* (1985), este sistema de fraturas seria o mais importante sistema frágil relacionado a evolução da Bacia Potiguar.

**GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO PLÚTON GRANÍTICO
SERRA DA RAJADA: IMPLICAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO MAGMÁTICA
EDIACARANA NA PORÇÃO NE DA PROVÍNCIA BORBOREMA (NE DO BRASIL)
- ARTIGO SUBMETIDO A REVISTA DE GEOLOGIA DA USP -**

Alan Pereira da Costa¹

Marcos Antonio Leite do Nascimento²

Antônio Carlos Galindo³

Alexandre Ranier Dantas⁴

1. CPRM - Serviço Geológico do Brasil,

Núcleo de Apoio de Natal/Superintendência Regional de Recife (NANA/SUREG-RE)

Rua Prof. Antônio Henrique de Melo, 2010, Capim Macio. 59.078-580, Natal/RN, Brasil.

alan.costa@cprm.gov.br

2. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (DG/UFRN) e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG/UFRN)

Campus Universitário S/N, Lagoa Nova, Caixa Postal 1678 - CEP: 59078-970

Natal/RN - marcos@geologia.ufrn.br

3. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (DG/UFRN) e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG/UFRN).

galindo@geologia.ufrn.br

4. CPRM - Serviço Geológico do Brasil,

Núcleo de Apoio de Natal/Superintendência Regional de Recife (NANA/SUREG-RE)

Rua Prof. Antônio Henrique de Melo, 2010, Capim Macio. 59.078-580, Natal/RN, Brasil.

Alexandre.dantas@cprm.gov.br

Resumo

A atividade plutônica ediacarana, relacionada a orogênese Brasileira/Pan-Africana, constitui uma das mais importantes feições geológicas na Província Borborema, representada em sua extensão por inúmeros batólitos, *stocks* e diques. O Plúton Granítico Serra da Rajada (PGSR), situado na porção central do Domínio Rio Piranhas–Seridó representa um exemplo destes corpos, sendo objeto de estudos cartográfico, petrográfico, litogeoquímico e geocronológico. Suas rochas são descritas como monzogranitos constituídos por K-feldspato, plagioclásio (oligoclásico-An_{23-24%}), quartzo e biotita (máfico principal), tendo como minerais acessórios opacos, titanita, allanita, apatita e zircão. Clorita, mica branca e carbonato são minerais de alteração. Dados litogeoquímicos evidenciam rochas bastante evoluídas (SiO₂ 69% a 75%), rica em álcalis (Na₂O+K₂O ≥ 8,0%), empobrecidas em MgO (≤ 0,45%), CaO (≤ 1,42%) e TiO₂ (≤ 0,36%) e com teores moderados de Fe₂O_{3t} (2,16 a 3,53%). Apresentam natureza transicional entre metaluminosa e peraluminosa (predomínio do último) e possuem afinidade subalcalina/monzonítica (Cálcio-alcalina de Alto K). Diagramas de Harker mostram correlações negativas com Fe₂O_{3t}, MgO e CaO, indicando fracionamento de máficos e plagioclásio. O espectro de ETR mostra enriquecimento dos ETR leves com relação aos ETR pesados (La_N/Yb_N = 23,70 a 0,23), com anomalia negativa no Eu (Eu/Eu* = 0,70 a 0,23), sugerindo fracionamento ou acumulação na fonte de feldspatos (plagioclásio). A integração dos dados permite correlacionar às rochas do PGSR àquelas descritas como Suíte Cálcio-Alcalina de Alto K Equigranular. Estudos geocronológicos e isotópicos U-Pb e Sm-Nd indicam, respectivamente, que o biotita monzogranito possui idade de cristalização de 557±13 Ma, com idade modelo T_{DM} de 2,36 Ga, tendo valor de ε_{Nd} para a idade de cristalização de -20,1, permitindo inferir fonte crustal para o magma, gerado no paleoproterozoico.

Palavras-Chaves: Província Borborema, Plúton Granítico Serra da Rajada, Petrografia, Litogeoquímica, Geocronologia.

Abstract

The Ediacaran plutonic activity, related to the Brasiliana/Pan-African orogeny, is one of the most important geological features in the Borborema Province, formed by batholiths, stocks and dikes. The Serra da Rajada Granitic Pluton (SRGP), located in the central portion of the Rio Piranhas-Seridó Domain, is an example of these bodies. This site is the target of cartographic, petrographic, lithogeochemical and geochronological studies. Its rocks are described as monzogranites consisting of K-feldspar, plagioclase (oligoclase-An_{23-24%}), quartz and biotite (main mafic), having as accessory minerals opaque, titanite, allanite, apatite and zircon. Chlorite, white mica and carbonate are alteration minerals. Lithogeochemical data from 15 samples show quite evolved rocks (SiO₂ 69% to 75%), rich in alkalis (Na₂O + K₂O ≥ 8.0%), depleted in MgO (≤ 0.45%), CaO (≤ 1.42%) and TiO₂ (≤ 0.36%), and displaying moderate levels of Fe₂O_{3t} (2.16 to 3.53%). These rocks present a transitional nature between metaluminous and peraluminous (predominance of the latter) and have subalkaline/monzonitic affinity (high-K Calc-alkaline). Harker diagrams show negative correlations in Fe₂O_{3t}, MgO and CaO, indicating fractionation of mafic and plagioclase. The REE spectrum shows enrichment of light in relation to heavy REE (La_N/Yb_N = 23.70 to 10.13), with negative anomaly in Eu (Eu/Eu* = 0.70 to 0.23) suggesting fractionation or accumulation in the feldspars source (plagioclase). Data integration allows correlating the SRGP rocks with those described as Equigranular high-K Calc-alkaline Suite. The U-Pb geochronology and Sm-Nd isotope dating indicate that the biotite monzogranite have a crystallization age of 557 ± 13 Ma and T_{DM} model age of 2.36 Ga, respectively, and ε_{Nd} value of -20.10 for the crystallization age, allowing to infer a crustal source for the magma generated in the Paleoproterozoic.

Keywords: Borborema Province, Serra da Rajada Granitic Pluton, Petrographic, Geochronology, Neoproterozoic Plutonism.

INTRODUÇÃO

Inserido no Domínio Rio Piranhas – Seridó da Província Borborema (Almeida et al., 1981), Nordeste do Brasil, o Plúton Granítico Serra da Rajada, doravante abreviado para PGSR, está associado ao intenso plutonismo ediacarano que ocorre por toda a província, o qual está relacionado ao ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano (Figura 1). Tal plutonismo pode ser observado sob a forma de diversos batólitos, *stocks* e diques. Associado ao imenso volume deste plutonismo observa-se uma considerável variação petrográfica e geoquímica de rochas. Ao longo dos anos, com a evolução do conhecimento petrográfico, geoquímico e geocronológico, várias tentativas de classificação e agrupamento para as rochas associadas a esse plutonismo foram propostas (Tabela 1), levando-se em conta aspectos de campo, petrográficos, texturais, geoquímicos e estruturais.

Almeida et al. (1967) propuseram o posicionamento destas rochas com relação ao ciclo orogênico Brasileiro, classificando-as em: i) Granitoides Sin-tectônicos - tipos Itaporanga (porfírico) e Conceição (equigranular) e ii) Tardio-Tectônicos - tipos Catingueira e Itapetim. Jardim de Sá et al. (1981) restringido-se a Faixa Seridó, propuseram classificação das rochas granitoides baseadas em parâmetros estruturais, classificando-as em: G_x (rochas básicas e intermediárias), G_3 (granodioritos porfíricos ou equigranulares) e G_4 (leucogranitos tardios).

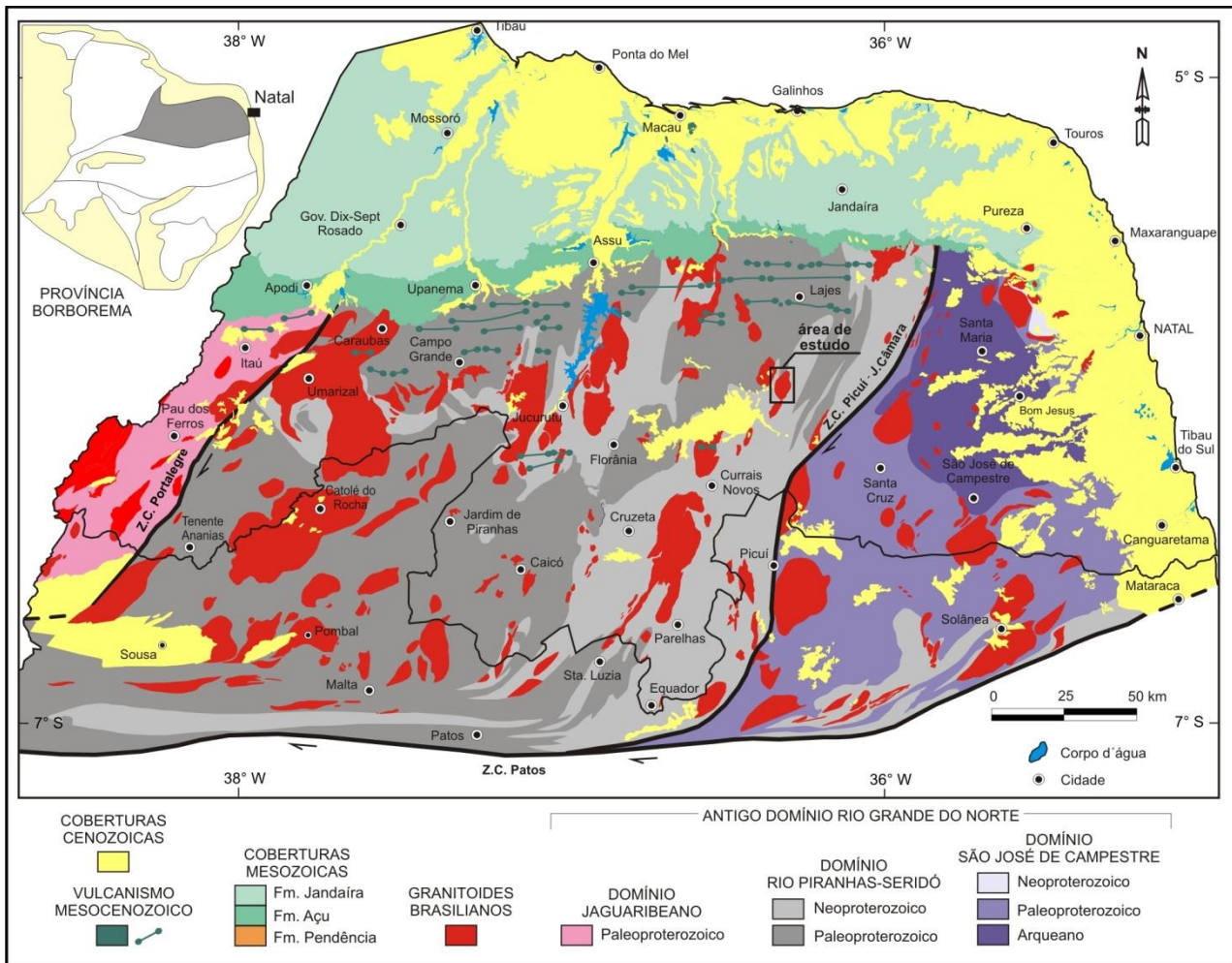


Figura 1 - Compartimentação geológica da porção Nordeste da Província Borborema, com destaque para os domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas - Seridó e São José de Campestre, compondo o antigo Domínio Rio Grande do Norte (Medeiros, 2013), com a localização da área do PGSR.

Sial (1987) com base na utilização de dados geoquímicos individualizou quatro grupos de rochas granitoides na Província Borborema: Cálcio-alcálico potássico, Cálcio-alcálico, Trondhjemítico e Peralcálico. Galindo et al. (1997a, b) adicionaram as rochas com afinidades Shoshonítica e Alcalina, a classificação previamente definida por Jardim de Sá (1994), como Básicas a Intermediárias, Porfirítica e Leucogranítica. Ferreira et al. (1998) com base em dados petrográficos e geoquímicos, reconheceram nove grupos de rochas granitoides e sienogranitoides na Província Borborema. Dos nove grupos, seis são observados nos domínios Rio Piranhas – Seridó e São José de Campestre: Shoshoníticos, Cálcio-alcálico de alto K com e sem epídoto magmático, Cálcio-alcálico com epídoto magmático, Cálcio-alcálico peraluminoso e Peralcálico.

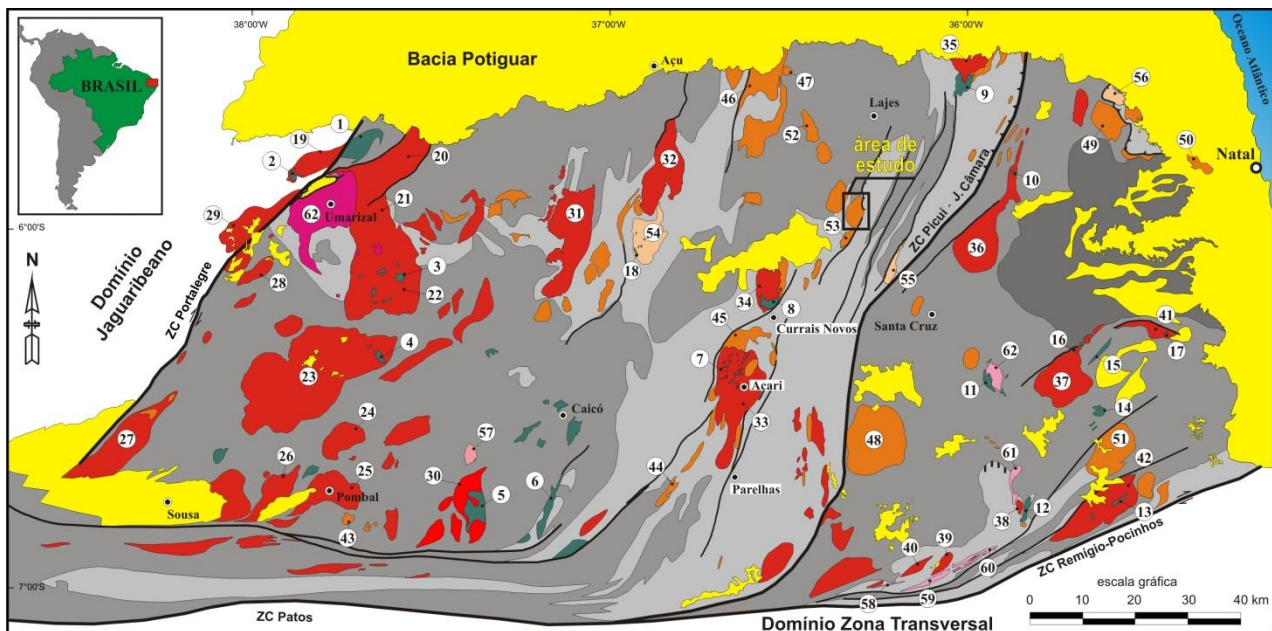
Tabela 1 - Correlação entre as principais classificações de rochas plutônicas ediacaranas na Província Borborema (Nascimento et al., 2015).

Almeida et al. (1967)	Jardim de Sá et al. (1981)	Sial (1987)	Jardim de Sá (1994)	Galindo et al. (1997a)	Galindo et al. (1997b)*	Ferreira et al. (1998)	Angelim et al. (2006)	Nascimento et al. (2015)
	G _x		Suíte Básica a Intermediária		Suíte Shoshonítica	Granitoides Shoshoníticos	Suíte São João do Sabugi	Suíte Shoshonítica
Itaporanga	G ₃	Grupo Cálcio-alcalino K	Suíte Porfírica			Granitoides Cálcio-alcalino Alto K com e sem epidoto magmático	Suíte Itaporanga	Suíte Cálcio-alcalina alto K Porfírica
Conceição		Grupo Cálcio-alcalino				Granitoides Cálcio-alcalino com epidoto magmático		Suíte Cálcio-alcalina
	G ₄		Suíte Leucogranítica			Granitoides Cálcio-alcalinos Peraluminosos	Suíte Dona Inês	Suíte Cálcio-alcalina alto K Equigranular
Itapetim								
		Grupo Trondhjemítico				Granitoides Trondhjemíticos		
Catingueira		Grupo Peralcalino				Granitoides Peralcalinos		
					Suíte Alcalina		Suíte Catingueira	Suíte Alcalina
							Suíte Umarizal	Suíte Alcalina Charnoquítica
						Sienitoides Metaluminos Alto K		
						Sienitoides Peralcalinos Ultrapotássicos		
Critérios de Campo	Critérios de Campo	Critérios Geoquímicos	Critérios de Campo, Estrutural e Geoquímicos	Critérios de Campo e Geoquímicos	Critérios Mineralógicos e Geoquímicos	Critérios Mineralógicos e Geoquímicos	Critérios de Campo e Geoquímicos	Critérios de Campo, Petrográficos e Geoquímicos

(*) – Nascimento et al. (1997); Hollanda (1998); Nascimento (1998).

Angelim et al. (2006) integrando dados já existente na literatura, agruparam as rochas granitoides dos domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas – Seridó e São José de Campestre em cinco suítes, denominadas de São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês, Catingueira e Umarizal.

Por fim, Nascimento et al., (2015) baseados em dados disponíveis na literatura, utilizaram características geoquímicas, petrográficas/ texturais e geocronológicas, identificando nos domínios Rio Piranhas – Seridó e São José de Campestre, seis suítes plutônicas (Figura 2). A nomenclatura para a definição de cada suíte reflete sua afinidade magmática, sendo denominadas de Shoshonítica (Shos); Cálcio-alcalina de Alto K porfirítica (CalcKP); Cálcio-alcalina de alto K equigranular (CalcKEq); Cálcio-alcalina (Calc); Alcalina (Alc) e Alcalina Charnoquítica (AlcCh).



Suíte Shoshonítica				Suíte Cálcio-alcalina alto K Porfirítica					
1 Quixaba	7 Acari	13 Solânea	19 Prado	25 Pombal	31 Serra João do Vale	37 Monte das Gameleiras			
2 Prado	8 Totoró	14 Riachão	20 Caraúbas	26 Pedregulho	32 São Rafael	38 Cabeçudo			
3 Serra do Lima	9 Cardoso	15 Poço Verde	21 Tourão	27 Serra Branca	33 Acari	39 Jandaíra			
4 Catolé do Rocha	10 Barcelona	16 Monte das Gameleiras	22 Serra do Lima	28 Serrinha dos Pintos	34 Totoró	40 Serra da Boa Vista			
5 São José de Espinharas	11 Japi	17 Serrinha	23 Catolé do Rocha	29 Portalegre	35 Cardoso	41 Serrinha			
6 São João do Sabugi	12 Casserengue	18 Serra da Garganta	24 Serra do Moleque	30 São José de Espinharas	36 Barcelona	42 Solânea			
Suíte Cálcio-alcalina alto K Equigranular				Suíte Cálcio-alcalina		Suíte Alcalina		Suíte Alcalina Charnoquítica	
43 Capuxu	47 Flores	51 Dona Inês	54 Serra da Garganta	57 Serra Negra do Norte	61 Caxexa	a	b	c	d
44 Santa Luzia	48 Picuí	52 Caramuru	55 Serra Verde	58 Olho D'Água	62 Japi	e	f	g	h
45 Acari	49 Taipu	53 Cerro Corá	56 Gameleira	59 Serra do Boqueirão		i	j	k	l
46 Angicos	50 Macaíba			60 Serra do Algodão		m	n	o	

Figura 2 – Arcabouço geológico dos domínios Rio Piranhas – Seridó e São José de Campestre, NE da Província, com ênfase ao magmatismo Ediacarano a Cambriano. Compilado de Nascimento et al. (2015). Legenda: a – Coberturas meso-cenozoicas; b – Suíte Shoshonítica; c – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Porfirítica; d – Suíte Cálcio-alcalina de alto K Equigranular; e - Suíte Cálcio-alcalina; f - Suíte Alcalina; g – Suíte Alcalina Charnoquítica; h – Embasamento gnáissico-migmatítico arqueano; i – Embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozoico; j – Grupo Seridó; k – Zonas de Cisalhamento transcorrentes neoproterozoicas; l - Zonas de Cisalhamento contracionais-transpressivas neoproterozoicas; m - Zonas de Cisalhamento distensionais neoproterozoicas; n - cidades; o - capital do Estado

A área do presente estudo está localizada no extremo NE da porção setentrional da Província Borborema, conhecida por Domínio Rio Piranhas – Seridó (Figuras 1 e 2), onde ocorre um corpo granítico - Plúton Serra da Rajada - com aproximadamente 28 Km² de área aflorante. Esta área está delimitada pelas coordenadas UTM (Zona 24 Sul) nos meridianos 9335100 mN e 9343500 mN e nos Paralelos 794000 mE e 800665 mE.

Durante este trabalho foram realizados estudos de campo para a coleta de dados e amostras que permitiram a caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica das rochas do Plúton Serra da Rajada, com a finalidade de definir a qual suíte magmática o mesmo pertence e sua idade de cristalização, possibilitando desta forma ampliar o conhecimento geológico a cerca dos corpos plutônicos que ocorrem no extremo NE da Província Borborema.

MATERIAIS E MÉTODOS

Durante a realização deste trabalho os materiais utilizados e métodos realizados foram os seguintes:

A caracterização petrográfica das rochas relacionadas ao PGSR foi realizada a partir da descrição de 18 seções delgadas (16 da fácies granítica dominante, uma da fácies diorítica e uma dos diques leucomicrograníticos). Para a nomenclatura dessas rochas foram consideradas as recomendações segundo os critérios da IUGS conforme Streckeisen (1976). Para a obtenção das porcentagens modais foram realizadas contagens de 600 pontos por seção delgada, utilizando um microscópio petrográfico *Leica DMLP* com contador de pontos eletrônico acoplado, controlado via computador pelo aplicativo PETROG v. 2.45 da Conwy Valley Systems Ltda. Para determinação do teor de anortita do plagioclásio tomou-se como base o ângulo de extinção em seções (010) pelo método Michel-Lévy.

Os dados para a caracterização litogeoquímica do PGSR foram obtidos a partir da análise de 15 amostras da fácies biotita monzogranito. A preparação inicial das amostras (limpeza e seleção) foi realizada no Laboratório de Petrografia da SUREG-RE/CPRM. As demais etapas de preparação

incluindo secagem, britagem a 2 mm, homogeneização, quarteamento, pulverização de 250g a 300g de amostra em moinho de aço a 95 % a 150 mesh, foram realizados no Laboratório da SGS Geosol Ltda. As análises foram obtidas em rocha total por Fluorescência de Raios-X (elementos maiores), ICP MS e ICP OES para elementos traços e ETR. A perda ao fogo foi calculada pela diferença de peso após aquecer 0,2 g de amostra a 1000°C. O erro analítico é menor que 2% para os óxidos e 5% para os elementos traços.

A preparação da amostra para geocronologia U-Pb, realizada no Laboratório de Petrografia SUREG-RE/CPRM, seguiu as etapas de (i) britagem de 10 kg de amostra e redução a fração brita (<2 cm); (ii) moagem em moinhos (Laboratório de Tecnologia Mineral do Departamento de Engenharia de Minas, UFPE); (iii) secagem da amostra moída em estufa a temperatura de 80°C; (iv) peneiramento para coleta dos grãos que passam na peneira de 100 mesh e ficam retidos na de 170 mesh; (v) separação gravimétrica com líquidos pesados; (vi) separação magnética no separador isodinâmico FRANTZ; (vii) separação dos zircões com o auxílio de lupa; e (viii) envio da amostra para datação no Laboratório de Geocronologia da UnB. A análise geocronológica U-Pb em zircão lançou-se mão do método LA-ICP-MS. Os procedimentos analíticos e os métodos utilizados podem ser obtidos em Buhn et al. (2009). Para a análise Sm-Nd a amostra foi pulverizada e enviada ao Laboratório de Geocronologia da UnB, onde foi realizada a análise isotópica de Sm-Nd segundo o método de Gioia e Pimentel (2000), com o valor de T_{DM} calculado usando o modelo de DePaolo (1981).

GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada está inserida na porção setentrional da Província Borborema, no Domínio Rio Piranhas - Seridó, o qual é delimitado a sul, leste e oeste, respectivamente pelas zonas de cisalhamento Patos, Picuí - João Câmara e Portalegre, enquanto que o limite norte deste domínio encontra-se encoberto por coberturas fanerozoicas da Bacia Potiguar (Figura 2). O Domínio Rio Piranhas - Seridó é caracterizado pela presença de litotipos metaplutônicos e

metavulcanossedimentares de idade paleoproterozoica (Riaciana), correlacionáveis na literatura ao Complexo Caicó, com o mesmo incluindo ainda uma suíte de *augen* gnaisses graníticos de idade paleoproterozoica (Orosiriana), os quais constituem o embasamento para as supracrustais de idades neoproterozoicas do Grupo Seridó que engloba as formações Jucurutu (predominando paragnaisses com lentes de mármore e calciossilicáticas associadas), Equador (quartzitos e metaconglomerados associados) e Seridó (predominando micaxistos) (Angelim et al. 2006), sendo estas litologias afetadas por diversos corpos ígneos, de composição geoquímica distintas, associados ao plutonismo ediacarano, dentre os quais o PGSR (Figura 2). Ainda no interior deste domínio, porém não exclusivo ao mesmo, são observadas rochas vulcânicas Meso-Cenozoicas (Basalto Rio Ceará-Mirim e Basalto Macau) e coberturas Cenozoicas.

As observações realizadas durante o mapeamento geológico evidenciaram que as rochas que compõem o PGSR encontram-se intrusivas em rochas metassedimentares do Grupo Seridó e diferentes tipos de gnaisses associados ao Complexo Caicó (Figura 3).

O PLÚTON GRANÍTICO SERRA DA RAJADA

CONTEXTO GEOLÓGICO

O PGSR aflora com uma forma ligeiramente alongada, com direção preferencial NNE, em uma área de aproximadamente 28 km². Nas rochas que compõem o plúton duas fácies distintas foram identificadas e cartografadas, são elas: i) fácies granítica (predominante), caracterizada por rochas leucocráticas, equigranulares a inequigranulares, com granulação fina a média, por vezes grossa, isotrópica, com a biotita representando o máfico principal (Figuras 4a) e ii) fácies diorítica como enclaves máficos de forma ovalada ou elipsoidal, com dimensões centimétricas a decamétricas, granulometria fina e mostrando bordas de reação com a fácies principal. Compreendem rochas mesocráticas, equigranulares a inequigranulares, por vezes exibindo feições de coexistência de magmas (*minglin e mixing*), constituídas predominantemente por biotita e anfibólio como minerais máficos, observados na porção central-norte do plúton (Figuras 4b e 4c).

Além dessas unidades o PGSG é cortado por diques leucomicrograníticos, de granulação fina, equigranulares, com larguras centimétricas (Figura 4d). Finalmente ocorrem ainda diques de pegmatitos, também com larguras centimétricas que cortam todas as demais unidades geológicas descritas anteriormente.

No PGSR não são observadas estruturas dúcteis, entretanto em suas porções mais externas são identificadas, por vezes, orientações preferenciais de feldspatos euédricos, caracterizando uma foliação magmática. Por outro lado, as porções centrais do plúton são fundamentalmente isotrópicas.

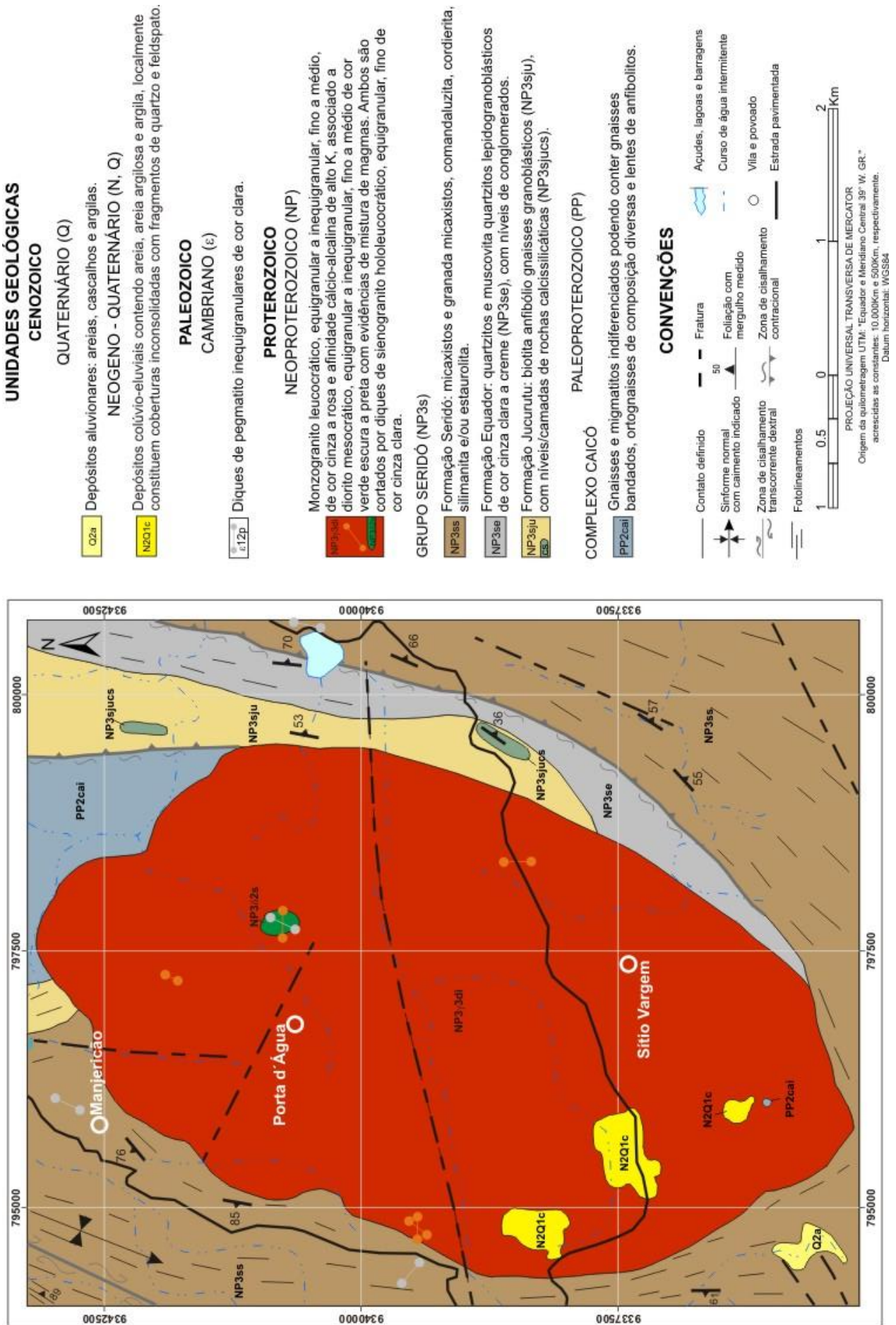


Figura 3 – Mapa geológico do Plúton Granítico Serra da Rajada e suas encaixantes.



Figura 4A – Aspecto textural da fácies granítica, predominante no PGSR.



Figura 4B – Aspecto de campo dos enclaves máficos (fácies diorítica) exibindo feições de mistura de magmas (*mingling*).



Figura 4C – Aspecto de campo dos enclaves máficos centimétricos da fácies diorítica.



Figura 4D – Feição de campo de um dique de leucomicrogranito equigranular fino intrusivo na fácies principal do PGSR.

PETROGRAFIA

A partir dos dados obtidos nas descrições petrográficas foi possível obter a classificação modal de rochas ígneas do plúton a partir do diagrama QAP e Q(A+P)M (Streckeisen, 1976, Figura 5). As composições modais dos minerais constituintes dos diferentes tipos de fácies individualizados no PGSR encontram-se na Tabela 2.

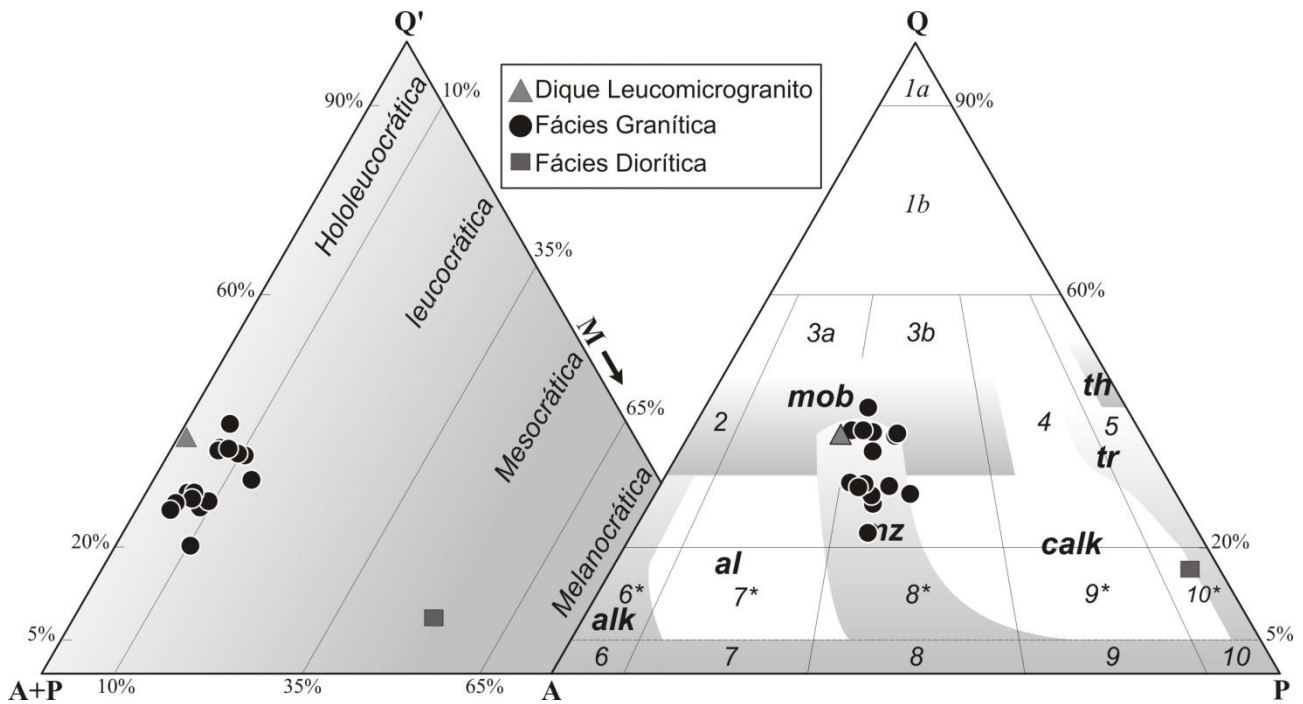


Figura 5 - Classificação das rochas plutônicas estudadas nos diagramas QAP e Q(A+P)M de Streckeisen (1976), com os campos/*trends* para séries de granitoides segundo Lameyre e Bowden (1982), sendo Q = quartzo, A = feldspato alcalino (K-feldspato + plagioclásio com < 5% An), P = plagioclásio (> 5% An), M = total de minerais máficos, 3a = sienogranito, 3b = monzogranito, 10* = quartzo diorito, th = toleítica, tr = trondhjemítica, calk = cálcio-alcalina, mz = monzonítica, al = alcalina aluminosa, alk = alcalina/peralcalina, mob = mobilizados/granitos crustais.

Composicionalmente as rochas dominantes no PGSR são representadas por biotita monzogranitos, leucocráticos, com K-feldspato, plagioclásio e quartzo, somando no geral mais de 90% da modal, e com biotita como máfico dominante variando entre 4 – 12%. Minerais opacos, titanita, allanita, apatita e zircão são os acessórios. Clorita, mica branca e carbonato, ocorrem como produtos de alteração secundária de biotita e plagioclásio (Tabela 2).

Tabela 2 – Percentagens modais para as amostras dos diferentes tipos fácies do PGSR.

Amostras	Biotita Monzogranito															Quartzo Diorito	Sienogranito
	AP445	AP491	AP505B	AP505D	AP506B	AP507B	AP507D	AP508B	AP509B	AP511B	AP512B	AP514B	AP666B	AP667B	AP668B	AP504	AP505E
Quartzo	26,60	25,60	34,00	26,40	28,00	30,10	28,00	35,20	34,80	34,20	19,70	27,20	39,00	25,40	35,20	8,00	37,00
Microclina	35,20	33,50	34,10	40,10	39,60	33,20	41,00	36,40	31,70	33,30	40,80	40,30	33,40	40,50	31,40	2,00	41,00
Plagioclásio	28,70	31,90	21,00	28,40	26,40	22,90	24,20	20,40	26,60	22,60	28,90	25,60	21,20	29,20	26,60	40,00	21,00
Biotita	7,60	7,60	9,70	4,10	5,20	12,00	4,70	6,50	5,20	8,60	9,00	5,80	5,20	4,00	5,20	26,00	1,00
Hornblenda	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	0,20	----	15,00	----
Titanita	0,40	0,40	Traço	0,20	0,30	0,60	0,60	0,40	0,30	0,30	0,80	0,30	0,20	0,20	0,20	2,00	----
Zircão	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço
Apatita	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	2,00	Traço
Allanita	0,20	Traço	0,20	0,20	0,30	0,30	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10	0,20	2,00	----
Opacos	1,30	1,00	1,00	0,60	0,20	0,90	1,30	0,90	1,20	0,80	0,60	0,60	0,80	0,40	1,20	3,00	Traço
Clorita	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	----
Mica branca	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço
Epidoto e Carbonato	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	----
Q	29,40	28,13	38,16	27,82	29,79	34,92	30,04	38,26	37,38	37,96	22,04	29,22	41,67	26,71	37,77	16,00	37,40
A	38,90	36,82	38,27	42,25	42,13	38,51	44,00	39,57	34,05	36,96	45,64	43,29	35,68	42,59	33,69	4,00	41,40
P	31,70	35,05	23,57	29,93	28,08	26,57	25,96	22,17	28,57	25,08	32,33	27,50	22,65	30,70	28,54	80,00	21,20
Máficos	9,50	9,00	10,90	5,10	6,00	13,80	6,80	8,00	6,90	9,90	10,60	6,90	6,40	4,90	6,80	50,00	1,00
A+P	63,90	65,40	55,10	68,50	66,00	56,10	65,20	56,80	58,30	55,90	69,70	65,90	54,60	69,70	58,00	42,00	62,00

O **K-feldspato** é uma típica microclina com as maclas polissintéticas em padrão *tartan* (Figura 6A), ocorre em cristais no geral subédricos, alguns com lamelas de exsoluções pertíticas com geometria em filetes e chamas, podendo ainda apresentar em suas bordas mirmequitas principalmente do tipo bulbosa. Inclusões constantes de plagioclásio, biotita, apatita e quartzo, denotam a cristalização tardia desse mineral. O **plagioclásio** (oligoclásio cálcico, An_{22-24%}), apresenta-se no geral como cristais subédricos com tamanhos de até 6 mm no seu eixo maior, onde pode ser observada geminação polissintética segundo as leis Albita e/ou periclina, ou ainda a combinação das maclas Albita-Carlsbad. Núcleos alterados para finos cristais de mica branca, carbonatos e argilominerais, além de extinção diferenciada entre as borda e o centro, são evidências de zonação em alguns cristais (Figura 6B). O **quartzo** ocorre como cristais predominantemente anédricos, com tamanhos de até 5 mm, apresentando sempre extinção ondulante e lamelas de deformação, indicando a ação de um evento deformacional discreto.

A **biotita** ocorre como cristais subédricos em forma de lamelas, de contato reto e/ou serrilhado, com cores variando entre tons de amarelo a esverdeado, com pleocroísmo em tons castanho/marrom e comumente com alteração para clorita e/ou muscovita. É relativamente comum inclusões de allanita, minerais opacos, zircão e apatita (Figura 6C). Os **minerais opacos** são subédricos a euédricos (seções quadráticas sugestivos de serem magnetitas), ocorrendo ainda como cristais anédricos com finas e irregulares coroas de titanita (processo tardio de esfenitização). A **allanita** apresenta-se como cristais no geral euédricos, de coloração amarela clara a avermelhada, por vezes exibindo zonação (Figura 6D), podendo apresentar inclusões de zircão, minerais opacos e apatita. A **titanita** ocorre como cristais essencialmente subédricos e de cor castanha clara, ou ainda como coroas sobre minerais opacos. Apatita e zircão são comuns como inclusões nas demais fases minerais. A primeira ocorre de forma hexagonal em sua secção basal ou ainda prismática fina alongada, e o segundo mostra sempre cristais euédricos em seções prismáticas alongadas, alguns com zonação. Como já referido, tem-se como minerais

secundários clorita e mica branca (muscovita) a partir de alteração/desestabilização de biotita, e carbonato e mica branca a partir do plagioclásio.

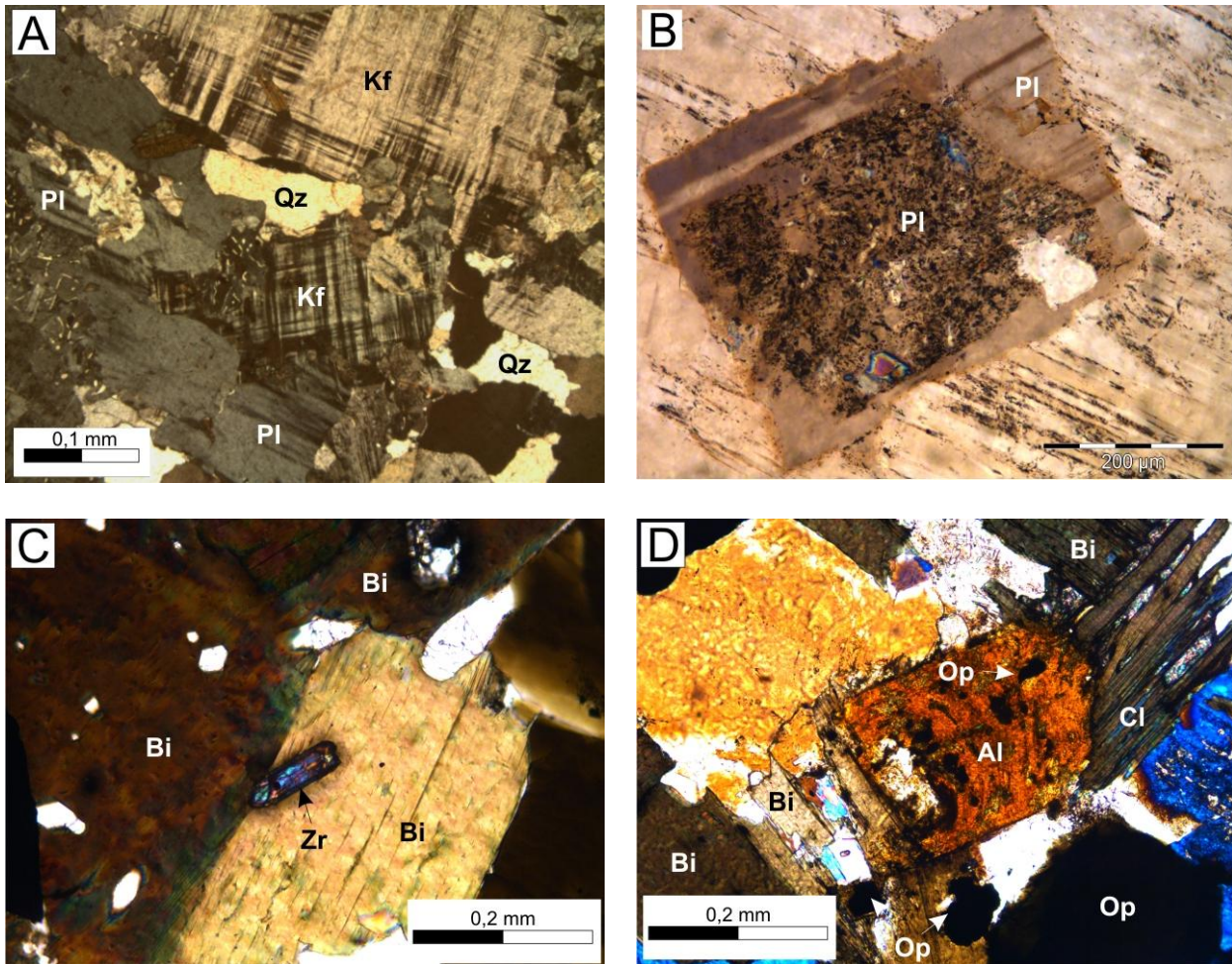


Figura 6 – Feições petrográficas, em seção delgada, da assembleia de minerais do biotita monzogranito. (A) cristais subédricos de K-feldspato (Kf) com geminação albita-periclina em padrão *tartan*; (B) cristal subédrico de plagioclásio (PL) com zonação (notar núcleo transformado); (C) biotita (Bi) euédrica com inclusão de zircão (Zr) mostrando zonação; (D) allanita (Al) euédrica e com zonação. Tem-se ainda na foto biotita (Bi) cloritizada (Cl). Todas as fotos tiradas com nicóis cruzados.

Os enclaves máficos (a fácies diorítica) são rochas equigranulares a inequigranulares, mesocráticas, de granulação fina a média. Plagioclásio (a fase mineral dominante na rocha), quartzo e K-feldspato constituem a assembleia félsica e somam 50% modal. Biotita e anfibólio são os minerais máficos dominantes com 41% da modal, e titanita, minerais opacos, allanita, zircão e apatita são os acessórios que juntos somam 9% modal (Tabela 2). Sua classificação

petrográfica com base no diagrama QAP de Streckeisen (1976) corresponde a um quartzo diorito (Figura 5), não sendo possível a determinação do teor de anortita dos cristais de plagioclásio.

O **plagioclásio** (sem teor de anortita medido) ocorre como cristais subédricos a euédricos em seções prismática alongadas com 0,3 a 2,0 mm no seu eixo maior, típicas de arrefecimento rápido, com geminação segundo as leis Albita (polissintética) e Albita-Carlsbad, podendo apresentar inclusões de apatita e minerais opacos (Figura 7A). Em alguns cristais observam-se na porção central a presença de minerais de alteração como mica branca e argilominerais. Os cristais de **quartzo** são no geral anédricos com tamanho variando entre 0,1 e 0,3 mm, por vezes apresentando extinção ondulante. O **K-feldspato** ocorre como pequenos cristais, no geral anédricos, fracamente geminados e/ou apresentando finas texturas pertíticas.

A **biotita** ocorre como cristais lamelares subédricos a anédricos, de cor amarelada e pleocroísmo em tons de castanho a marrom, comumente mostram inclusões de finos/aciculares cristais de apatita, e chegam a definir uma discreta orientação preferencial (Figura 7B). Os cristais maiores podem atingir até 0,6 mm segundo seu eixo maior. Os cristais de **anfíbólio** (da família das hornblendas, com ângulo de extinção de 26-30° e 2V de 65°) são prismáticos, de coloração variando entre tons de verde claro e escuro, por vezes fraturados e fragmentados, com alguns cristais exibindo bordas sofrendo processos de desestabilização para titanita. A **titanita** ocorre sob duas formas texturais: A primeira, dominante, como cristais subédricos, de cor castanha clara, onde podem ser observadas inclusões de minerais opacos e apatita, e a segunda como finas e irregulares coroas sobre minerais opacos anédricos devido a processo de esfenetização. A **allanita** é no geral euédrica em pequenos cristais de coloração amarelada. Os cristais de **apatita** são hexagonais em sua seção basal, porém mais comumente em formas de agulhas, inclusas no quartzo, plagioclásio e biotita (Figura 7B). Os **minerais opacos** ocorrem tanto como pequenos cristais euédricos a subédricos, com tamanhos variando de 0,1 a 0,4 mm, quanto como cristais anédricos com coroas de titanita.

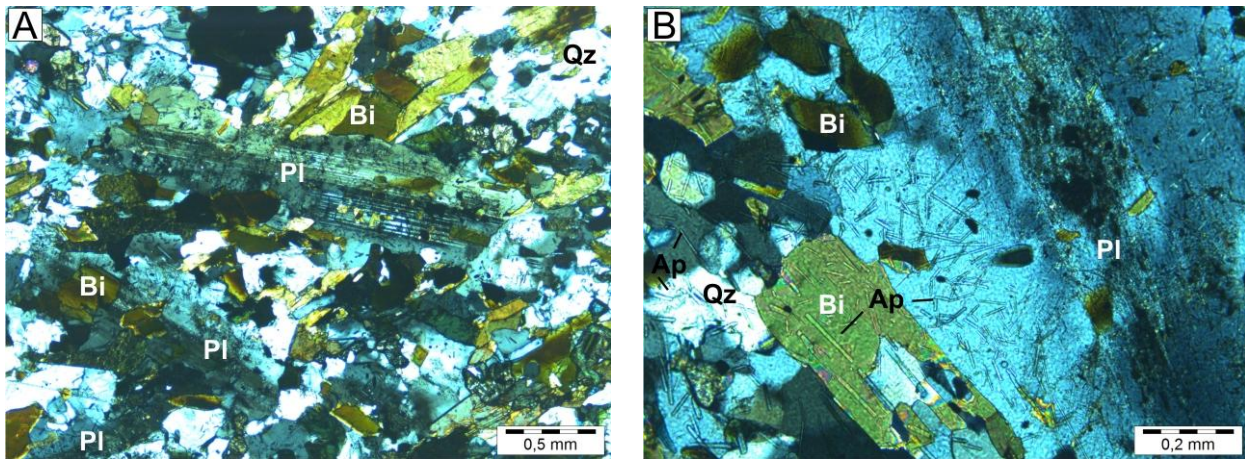


Figura 7 – Feições petrográficas, em seção delgada, da assembleia de minerais do quartzo diorito (enclaves máficos). (A) Cristais alongados/ripoides subédricos de plagioclásio (Pl) com geminação albita (polissintética) e Carlsbad combinadas, em contato reto com lamelas de biotita (Bi). (B) Cristas de plagioclásio (Pl), quartzo (Qz) e biotita (Bi) todos com inclusões de apatita (Ap) sob a forma de finas agulhas.

Os diques de leucomicrogranitos são representados por rochas equigranulares, hololeucocráticas, de granulação fina. Em lâmina domina a assembleia félsica constituída por quartzo (37%), K-feldspato (41%), plagioclásio (21%). Biotita (1%) e minerais opacos, zircão, apatita e mica branca são os acessórios. Composicionalmente a rocha é um sienogranito hololeucocrático (Figura 5 e Tabela 2).

O **K-feldspato** é uma microclina em cristais subédricos a anédricos com até 2,5 mm de tamanho, usualmente geminado segundo as leis Carlsbad e Albita-Periclina (essa última em padrão *tartan*). Por vezes observam-se lamelas de exsoluções pertíticas com geometria em filetes (Figura 8A), e no contato entre cristais de microclina ou entre microclina e plagioclásio é comum identificar textura mirmequítica, notadamente do tipo bulbosa. Os cristais de **plagioclásio** são oligoclásio cálcico fracamente zonados ($An_{21-23\%}$), apresentam-se no geral subédricos com tamanho de até 2,0 mm, usualmente com geminação segundo as leis de Albita e/ou Periclina, e podem mostrar inclusões de biotita, zircão e apatita. Os cristais de **quartzo** são principalmente anédricos com tamanhos de até 2,0 mm e comumente exibem extinção ondulante (Figura 8B). Ocorre ainda na forma de intercrescimento vermicular nos plagioclásios formando a textura mirmequítica.

Os cristais de **biotita** são subédricos, ripiformes, e comumente mostram alteração para clorita. A **apatita** apresenta-se hexagonal em sua seção basal, porém mais comumente em formas prismáticas ou em agulhas, inclusas em cristais de quartzo e plagioclásio. O **zircão** é essencialmente euédrico em pequenos cristais losangulares alongados. Os **minerais opacos** ocorrem como pequenos cristais (<0,1 mm) euédricos a subédricos, dispersos por toda lâmina. As **micas brancas** apresentam-se como minerais secundários, com sua origem ligada a processos de alteração tardi-magmático que afetaram a microclina.

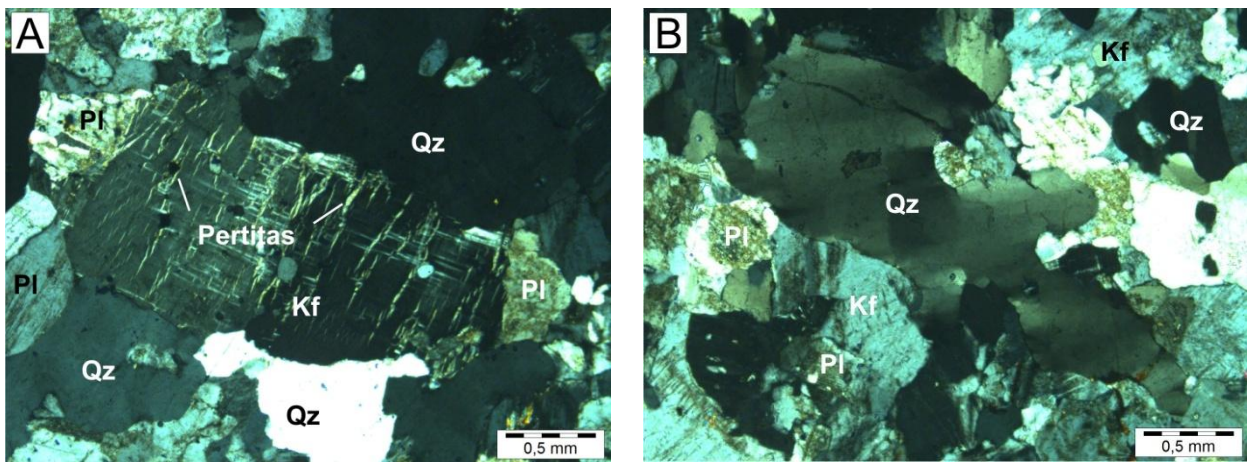


Figura 8 – Feições petrográficas, em seção delgada, da assembleia de minerais do leucomicrogranito. (A) Cristal de K-feldspato (Kf) com exsolução do tipo pertita sob a forma de filetes. (B) Cristal anédrico de quartzo (Qz) exibindo extinção ondulante.

CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA

As considerações realizadas a partir dos dados de litogeoquímica serão descritas a seguir. Os resultados para elementos maiores e alguns elementos traços e parâmetros geoquímicos estão distribuídos ao longo da tabela 3.

Elementos Maiores, Menores e Traços

As rochas do PGSG não apresentam diferenças significativas em grupos de amostras distintas, corroborando com o aspecto composicional homogêneo verificado na petrografia para a fácies monzogranítica. Essas rochas mostram conteúdo de SiO₂ elevado (69,9 a 75,2%) e de

Al_2O_3 moderado (12,8 a 14,1%, Tabela 3). São ricas em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq 8,0\%$), empobrecidas em MgO ($\leq 0,45\%$), CaO ($\leq 1,42\%$) e TiO_2 ($\leq 0,36\%$), com teores moderados de Fe_2O_{3t} (2,16 a 3,53%) e razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ elevada (1,54 – 1,92).

Em diagramas do tipo Harker, considerando SiO_2 como índice de diferenciação (Figura 9) em relação aos demais óxidos, é possível realizar considerações sobre o comportamento geoquímico dos elementos ao longo da evolução magmática. Nos gráficos de Fe_2O_{3t} , MgO , CaO e TiO_2 observam-se correlações negativas entre as amostras, explicadas pelo fracionamento de biotita, minerais opacos, plagioclásio, titanita e allanita durante a evolução dessas rochas, enquanto que Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e P_2O_5 mostram dispersão.

Com relação aos elementos traços as amostras apresentam correlações negativas (compatíveis) para Ba, Y (ambos com alguma dispersão), Sr e Zr, enquanto que o Rb mostram comportamento oposto (positivo, incompatível) (Figura 10), o que indica possivelmente o fracionamento de plagioclásio e biotita. A correlação negativa do Zr também pode evidenciar o fracionamento de zircão durante a cristalização do magma. Correlações negativas de Y associados a correlações negativas de elementos maiores como CaO e Fe_2O_3 sugerem um fracionamento da allanita. O Nb, por sua vez, mostra dispersão.

Tabela 3 - Composição química das rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada.

Elementos	Biotita Monzogranito														
	AP512A	AP507A	AP445A	AP667A	AP508A	AP514A	AP509A	AP491B	AP505C	AP507C	AP506A	AP511A	AP668A	AP505A	AP666A
SiO₂ (%)	69,90	70,90	71,20	71,90	72,00	72,30	73,20	73,40	73,80	74,00	74,70	74,80	74,80	75,10	75,20
Al₂O₃	13,30	13,30	13,20	14,00	13,90	13,90	13,10	12,80	13,10	13,30	13,70	13,60	14,10	13,70	12,40
Fe₂O_{3t}	3,53	3,07	2,72	2,29	2,50	2,16	2,22	2,17	2,85	2,40	2,36	2,42	2,13	2,27	2,77
MnO	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,07
MgO	0,45	0,50	0,32	0,18	0,33	0,25	0,24	0,21	0,23	0,30	0,31	0,30	0,18	0,26	0,28
CaO	1,42	1,34	1,28	1,39	1,32	1,19	1,16	1,01	1,32	1,21	1,23	1,24	1,24	1,30	1,19
Na₂O	2,92	3,09	3,00	3,34	3,31	3,30	3,05	3,23	2,98	2,96	3,13	3,17	3,29	3,22	2,86
K₂O	5,61	5,41	5,60	5,48	5,29	5,50	5,27	4,98	5,29	5,65	5,59	5,55	5,55	5,33	5,03
TiO₂	0,35	0,36	0,25	0,17	0,22	0,12	0,15	0,13	0,25	0,26	0,17	0,21	0,16	0,17	0,20
P₂O₅	0,11	0,14	0,07	0,10	0,06	0,03	0,04	0,03	0,15	0,07	0,04	0,05	0,04	0,04	0,13
PF	0,48	0,33	0,36	0,46	0,30	0,32	0,46	0,40	0,41	0,20	0,38	0,35	0,30	0,21	1,61
Total	98,12	98,49	98,04	99,36	99,28	99,12	98,94	98,42	100,44	100,39	101,66	101,73	101,84	101,65	101,74
Rb (ppm)	160,30	209,00	235,30	231,40	221,80	259,00	223,80	211,80	240,60	230,50	221,00	229,90	226,30	228,00	275,50
Ba	753,00	689,00	663,00	1123,00	608,00	544,00	433,00	297,00	613,00	581,00	572,00	519,00	1412,00	479,00	1281,00
Sr	182,00	198,40	163,90	198,50	160,60	153,10	124,90	84,10	164,10	160,70	154,40	141,70	181,50	150,30	162,50
Zr	260,40	275,00	227,60	157,70	200,50	130,60	142,90	114,30	148,60	227,50	148,20	163,50	224,60	149,60	141,10
Nb	25,79	25,75	29,32	66,67	17,41	22,43	19,52	30,14	23,27	29,23	17,75	21,57	97,57	20,36	115,27
Y	29,63	31,11	33,27	24,95	21,24	26,07	22,24	40,73	24,30	27,98	22,76	18,25	37,53	19,12	29,61
Th	24,30	29,20	26,10	41,70	36,00	38,10	34,80	28,20	49,50	41,50	37,10	41,10	45,10	34,80	54,30
Hf	6,67	7,72	6,33	4,41	4,93	4,13	4,71	4,40	5,11	5,96	4,28	5,32	6,33	4,67	4,58
Na₂O+K₂O	8,53	8,50	8,60	8,82	8,60	8,80	8,32	8,21	8,27	8,61	8,72	8,72	8,84	8,55	7,89
K₂O/Na₂O	1,92	1,75	1,87	1,64	1,60	1,67	1,73	1,54	1,78	1,91	1,79	1,75	1,69	1,66	1,76
A/CNK	0,99	0,99	0,99	1,00	1,02	1,02	1,02	1,02	1,00	1,01	1,02	1,01	1,03	1,02	1,01
A/NK	1,22	1,21	1,20	1,22	1,24	1,22	1,22	1,19	1,23	1,21	1,22	1,21	1,23	1,24	1,22

PF = Perda ao Fogo.

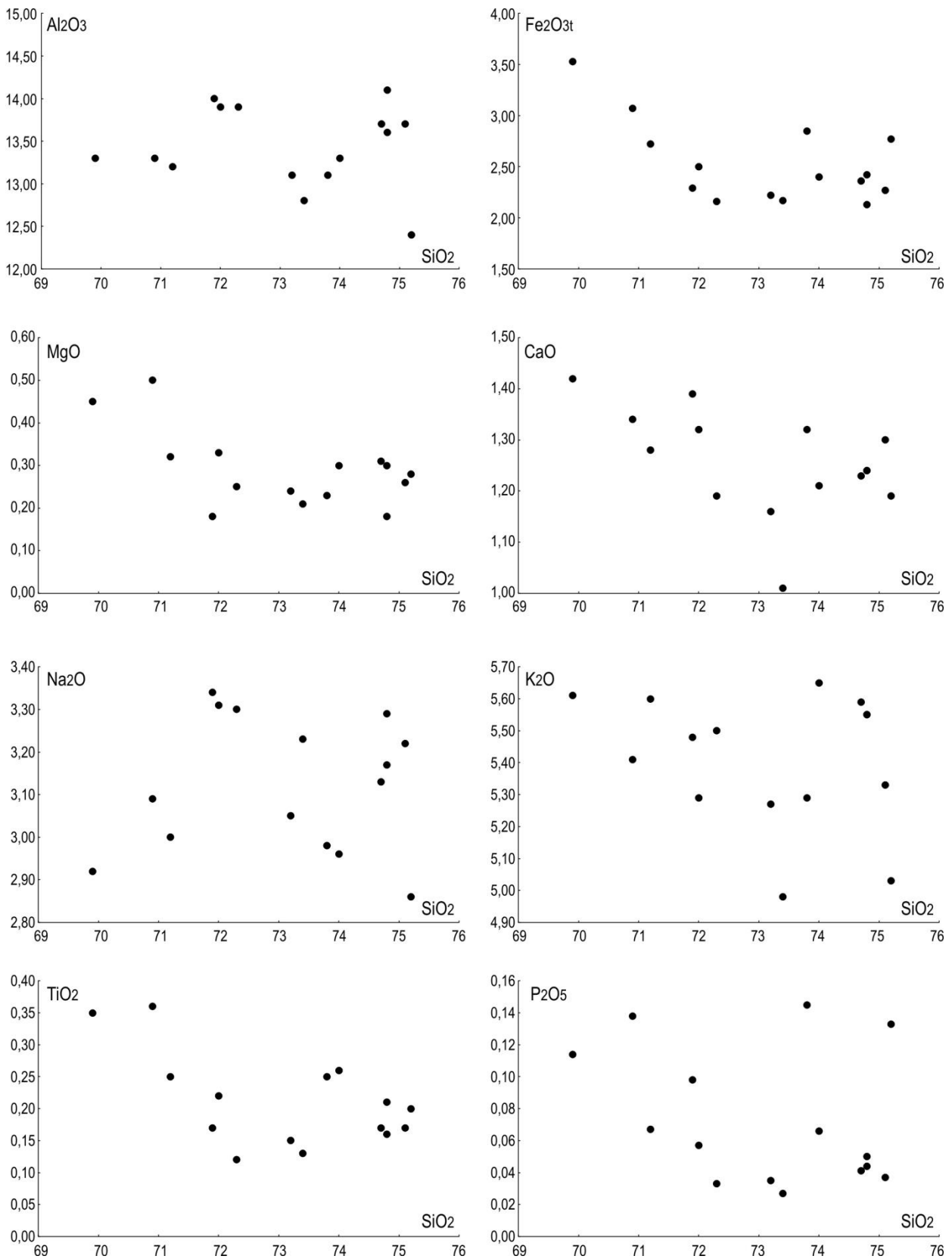


Figura 9 – Diagramas do tipo Harker para elementos maiores (% peso).

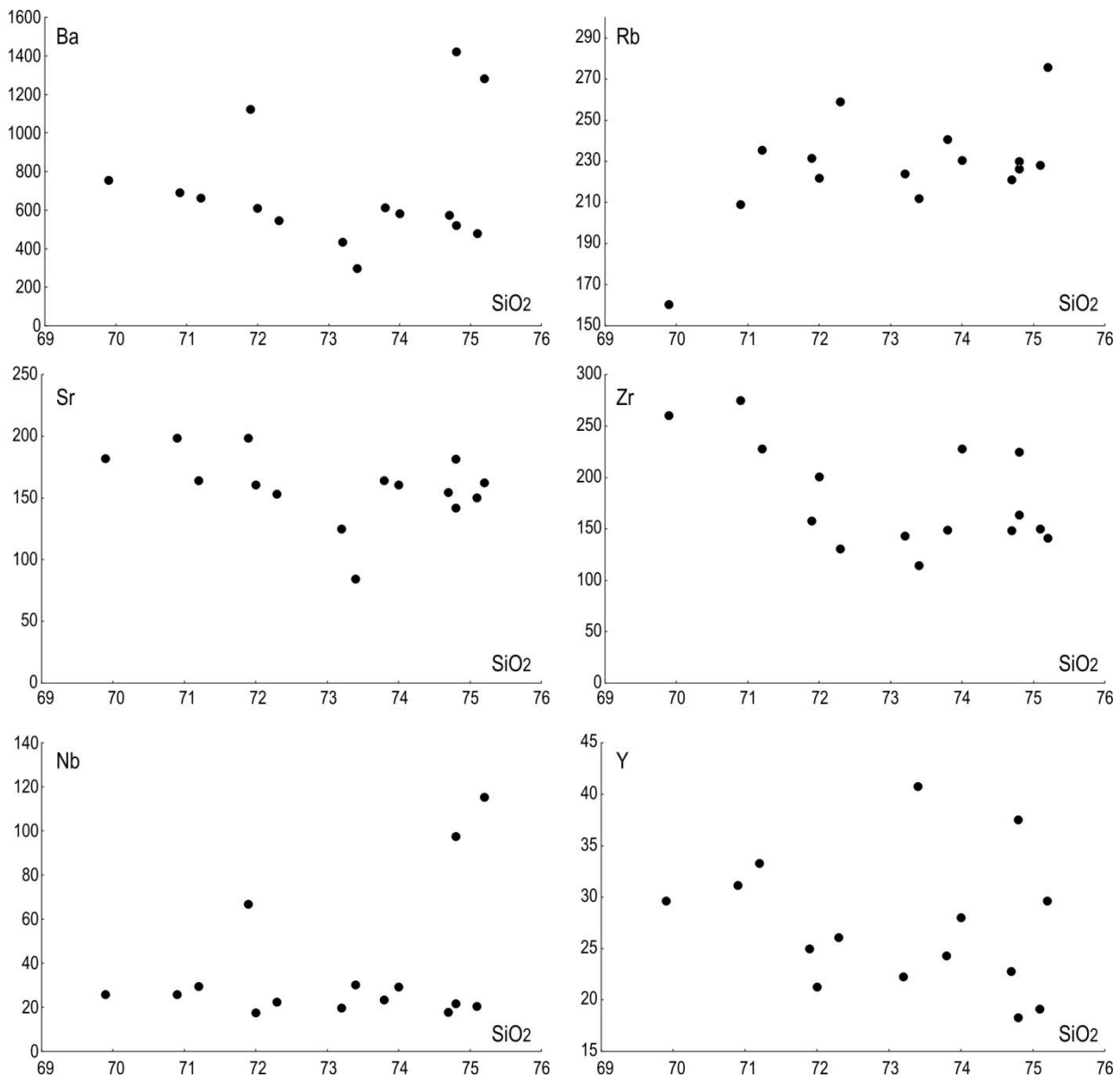


Figura 10 – Diagramas do tipo Harker para elementos traços (em ppm).

Elementos Terras Raras e Diagramas Multielementos

Um conjunto de 15 análises de Elementos Terras Raras (ETR) pode ser visto na Figura 11 e tabela 4. Os respectivos espectros foram normalizados com base no condrito C1 de Evensen et al. (1978). O PGSR possui um conteúdo de total de ETR variando de 213,97 a 492,25 ppm, com os espectros subparalelos entre si, o que fortalece a hipótese das amostras serem cogenéticas. Mostra enriquecimento dos ETR leves com relação aos ETR pesados (La_N/Yb_N entre 10,13 e 23,70), estes últimos com um padrão ligeiramente horizontal (Gd_N/Yb_N entre 1,42 e 2,74). Segundo Figueiredo (1985), o enriquecimento em ETR leves ocorre devido à incorporação

preferencial dos ETR pesados na fração líquida, sendo este padrão típico de rochas félsicas crustais. Notável também é a anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* entre 0,23 – 0,70) sugerindo fracionamento de plagioclásio a partir do líquido progenitor ou mesmo permanência deste no resíduo de fusão.

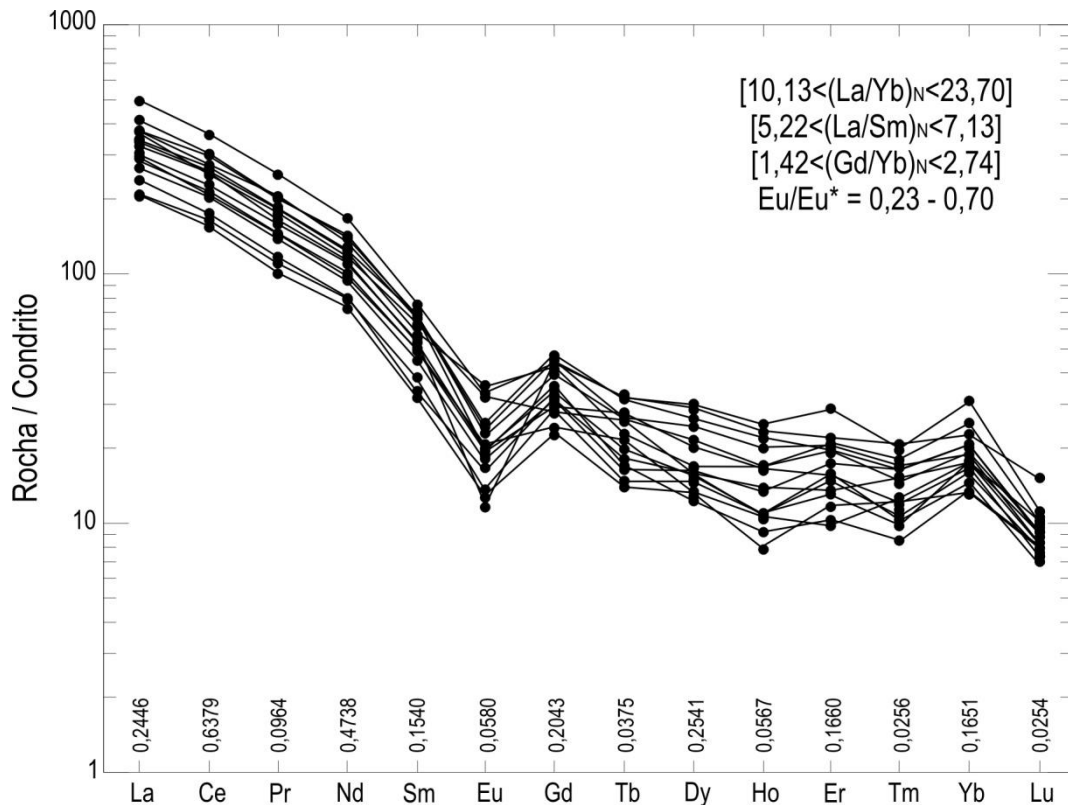


Figura 11 – Espectro de elementos terras raras para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada normalizados segundo Evensen et al. (1978).

A investigação do conjunto de elementos maiores/menores (K, P e Ti), traços (Ba, Rb, Th, Nb, Ta, Sr, Zr, Hf e Y) e terras raras (La, Ce, Nd, Sm e Yb) é realizada por meio da análise comparativa desses elementos em diagrama multielementos normalizados para o condrito de Thompson (1982) (Figura 12). Desconsiderando as anomalias (positivas e negativas), os padrões mostram uma inclinação global negativa, entre Ba e Yb, com os espectros paralelos entre si, mostrando empobrecimento nos termos mais compatíveis. Isto pode significar que não houve mudanças bruscas durante a evolução magmática.

Tabela 4 - Análise de elementos terras raras das rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada.

Elementos	Biotita Monzogranito														
	AP512A	AP507A	AP445A	AP667A	AP508A	AP514A	AP509A	AP491B	AP505C	AP507C	AP506A	AP511A	AP668A	AP505A	AP666A
SiO ₂ (%)	69,90	70,90	71,20	71,90	72,00	72,30	73,20	73,40	73,80	74,00	74,70	74,80	74,80	75,10	75,20
La ppm	88,90	80,60	100,10	86,80	79,30	57,40	50,50	72,00	71,50	91,60	63,80	67,80	120,20	50,40	83,80
Ce	186,90	164,50	191,60	158,20	161,70	110,10	104,20	142,80	131,50	173,10	128,90	136,20	228,70	99,40	161,00
Pr	18,82	16,73	18,95	16,65	15,89	11,21	10,47	15,15	13,84	19,58	13,24	13,64	23,92	9,75	17,68
Nd	67,20	58,00	65,60	56,20	53,80	37,60	37,50	52,70	45,70	62,60	44,50	47,40	79,00	34,90	56,70
Sm	10,00	9,20	10,50	9,60	8,30	5,20	5,90	8,90	7,80	10,50	6,90	7,70	11,50	5,00	8,80
Eu	1,36	1,27	1,42	1,85	1,08	0,93	0,78	0,67	1,18	1,12	1,00	1,10	1,93	0,75	2,03
Gd	9,23	8,02	9,53	5,74	6,95	6,43	5,75	8,85	4,98	5,96	6,16	7,28	8,87	4,71	8,70
Tb	0,99	0,97	1,18	0,97	0,73	0,62	0,55	1,20	0,81	1,03	0,67	0,63	1,20	0,53	0,84
Dy	6,24	5,41	6,66	4,02	3,93	4,15	3,76	7,55	3,36	5,17	4,03	3,15	7,40	3,41	4,24
Ho	1,14	0,93	1,25	0,79	0,61	0,77	0,61	1,40	0,60	0,93	0,61	0,52	1,32	0,45	0,95
Er	3,40	3,44	3,26	2,26	2,61	2,86	2,18	4,71	1,63	2,53	2,46	1,72	3,61	1,96	3,25
Tm	0,43	0,45	0,42	0,39	0,26	0,42	0,25	0,51	0,32	0,30	0,27	0,22	0,52	0,31	0,38
Yb	3,10	4,10	3,40	2,90	2,40	3,40	2,90	5,10	2,90	2,80	2,70	2,20	3,70	2,20	3,20
Lu	0,21	0,25	0,21	0,26	0,18	0,23	0,21	0,28	0,23	0,19	0,21	0,21	0,38	0,20	0,23
ΣETR's	397,42	353,87	414,08	346,63	337,74	241,32	225,56	321,82	286,35	377,41	275,45	289,77	492,25	213,97	351,80
(La/Yb) _N	20,57	14,10	21,12	21,47	23,70	12,11	12,49	10,13	17,69	23,47	16,95	22,11	23,30	16,43	18,78
(La/Sm) _N	5,74	5,66	6,15	5,84	6,17	7,13	5,53	5,22	5,92	5,63	5,97	5,68	6,75	6,51	6,15
(Gd/Yb) _N	2,46	1,62	2,32	1,64	2,40	1,56	1,64	1,44	1,42	1,76	1,89	2,74	1,98	1,77	2,25
Eu/Eu*	0,43	0,44	0,43	0,70	0,42	0,49	0,40	0,23	0,54	0,40	0,46	0,44	0,56	0,47	0,70

$$Eu/Eu^* = (Eu_N / [(Sm_N + Gd_N) / 2])$$

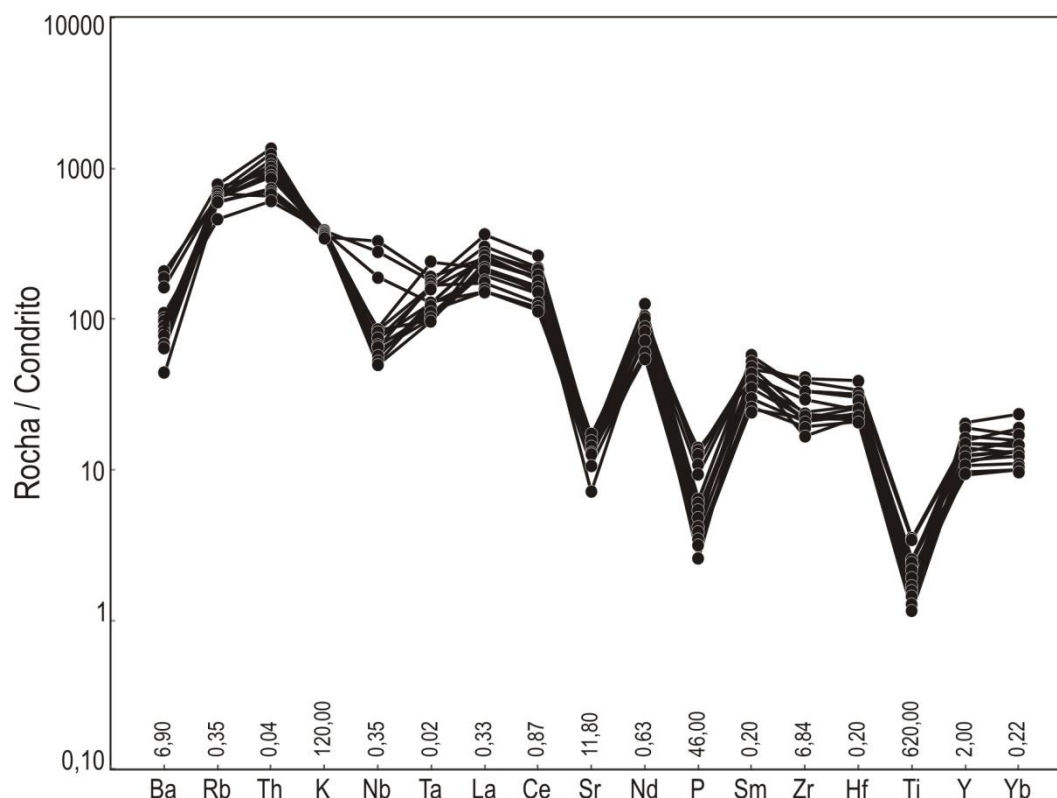


Figura 12 – Diagrama de multielementos para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada normalizados segundo Thompson (1982).

Afora essas feições gerais, algumas particularidades também devem ser ressaltadas. Anomalias negativas em Nb, Sr, P e Ti podem ser explicadas seja pelo fracionamento de fases minerais do tipo apatita (Sr, P), titanita e ilmenita (Ti, Nb), seja o reflexo da composição química da própria fonte que originou o magma em discussão. Com relação às anomalias positivas é possível identificá-las em Rb, Th, Nd e Sm, sugerindo o não fracionamento precoce de K-feldspato (Rb), por exemplo, enquanto que os Nd e Sm refletem o enriquecimento dos terras raras leves presentes em allanita (todas as amostras têm allanita modal – ver Tabela 2).

Saturação em Alumina

O índice de saturação em alumina, também denominado de índice de Shand (Figura 13A), leva em consideração as razões molares $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ versus $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$, permitindo assim classificar as rochas em termos metaluminosos, peraluminosos e peralcalinos.

Aplicando o índice de Shand no diagrama definido por Maniar e Piccoli (1989) é possível verificar que as rochas do PGSR apresentam uma natureza transicional entre metaluminosa e peraluminosa, com razão $Al/(Ca+Na+K)$ entre 0,99 e 1,03, porém predominando rochas peraluminosas, o que é compatível com a presença de coríndon normativo em todas as amostras do PGSR (Tabela 5). Este caráter peraluminoso é creditado a pequena quantidade de CaO (1,01-1,42%), e não, necessariamente, somente ao excesso em Al_2O_3 (12,40-14,10%) nas rochas.

Tabela 5 – Composição mineral estimada para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada obtidas a partir da normatização CIPW dos dados de litogeoquímica de rocha total.

Amostra	Biotita Monzogranito									Total
	Quartzo	Ortoclásio	Albita	Anortita	Hiperstênio	Ilmenita	Magnetita	Apatita	Coríndon	
AP445A	29,06	33,92	26,06	6,04	3,00	0,49	1,22	0,16	0,05	100,01
AP491B	33,02	30,08	27,92	4,91	2,44	0,25	0,97	0,07	0,34	100,00
AP505A	31,66	31,08	26,91	6,09	2,50	0,32	0,97	0,09	0,37	100,00
AP506A	30,84	32,68	26,23	5,79	2,71	0,32	1,01	0,09	0,34	100,02
AP507A	28,58	32,62	26,65	5,88	3,59	0,70	1,36	0,32	0,27	99,99
AP508A	28,79	31,62	28,35	6,26	2,84	0,42	1,10	0,14	0,48	99,99
AP509A	32,27	31,68	26,23	5,59	2,49	0,28	0,99	0,09	0,37	99,99
AP511A	31,32	32,33	26,49	4,68	2,63	0,40	1,04	0,49	0,63	100,01
AP512A	27,53	34,04	25,39	6,46	3,93	0,68	1,58	0,28	0,12	100,01
AP514A	33,43	32,15	23,95	5,66	2,47	0,23	0,93	0,07	1,13	100,01
AP666A	33,43	32,15	23,95	5,66	2,47	0,23	0,93	0,07	1,13	100,01
AP507C	31,48	33,39	25,05	5,55	2,57	0,49	1,04	0,16	0,28	100,01
AP667A	28,04	32,80	28,60	6,34	2,36	0,32	1,01	0,23	0,29	100,00
AP505C	32,46	31,32	25,30	5,57	2,87	0,47	1,25	0,35	0,42	100,01
AP668A	30,43	32,33	27,42	5,79	2,18	0,30	0,91	0,09	0,54	99,99

Definição de Séries Magmáticas

Após a caracterização inter-elemental das rochas pesquisadas no PGSR, pretende-se, agora, definir a sua filiação magmática. Todavia, a utilização de rochas graníticas bastante evoluídas ($SiO_2 \geq 70\%$), tem-se revelado algo problemática, notadamente em diagramas que definem *trends*.

No diagrama catiônico R1-R2 (Figura 13B), definido por De La Roche et al. (1980), as rochas do PGSR são transicionais entre os *trends* subalcalinas e alcalinas félsicos. No diagrama

TAS (total de álcalis *versus* sílica) (Figura 13C), onde são plotados tendências de séries graníticas (Lameyre, 1987), bem como a linha divisória entre os campos subalcalino e alcalino (Myashiro, 1978), é possível identificar que as rochas do PGSR caem na linha transitória entre subalcalina e alcalina. Na proposta de Lameyre (1987) essas rochas seguem a linha de tendência monzonítica, considerada para alguns autores como similar as rochas de série cálcio-alcalina de alto K (Peccerillo e Taylor, 1976; Lameyre, 1987).

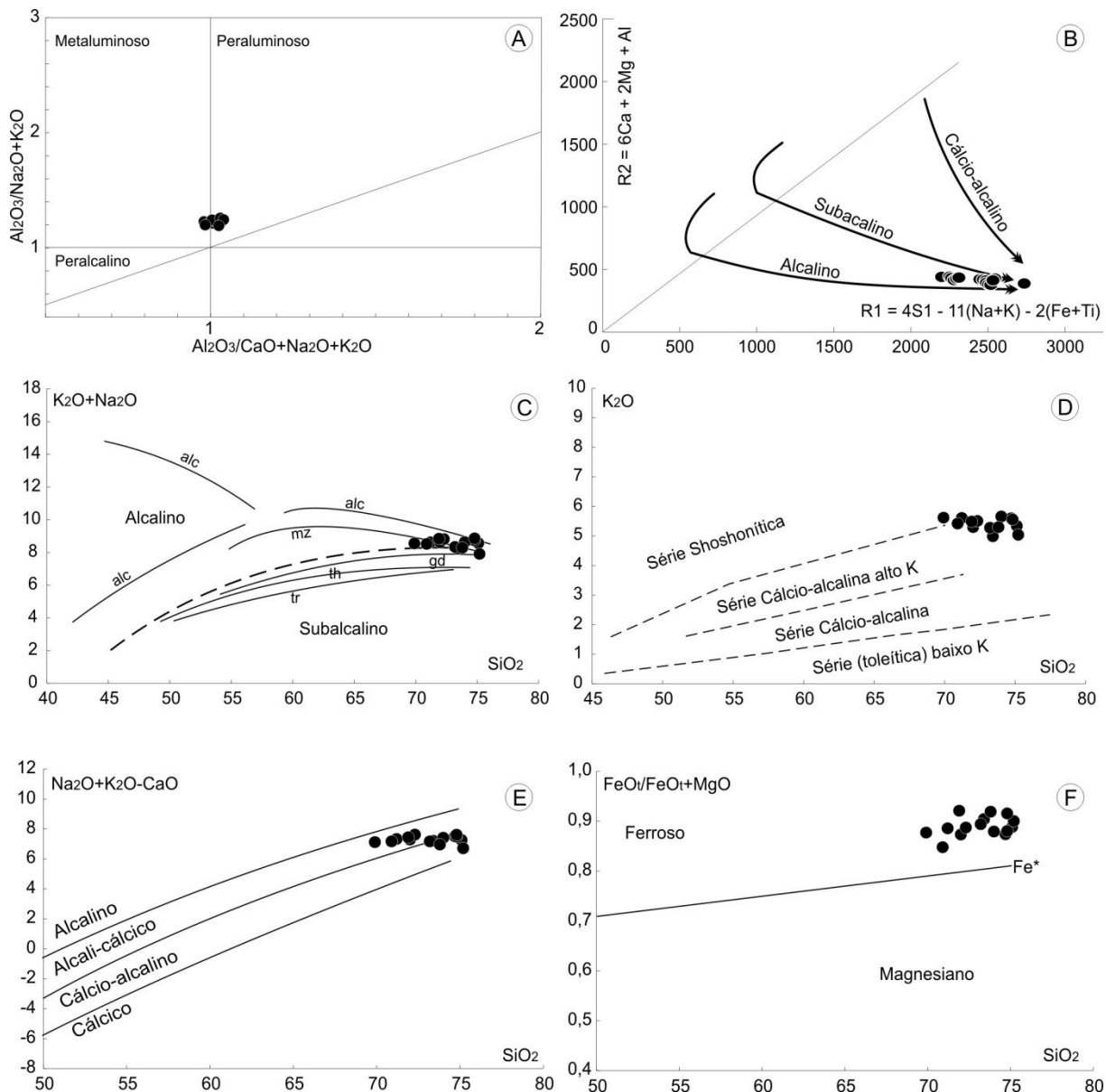


Figura 13 – Diagramas utilizados na definição de aluminosidade e de séries magmáticas, segundo vários autores, para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada. (A) Saturação em alumina segundo o índice de Shand (Maniar e Piccoli, 1989). (B) $R1$ versus $R2$ (De La Roche et al., 1980). (C) K_2O+Na_2O versus SiO_2 (Lameyre, 1987). (D) SiO_2 versus K_2O (Rickwood, 1989). (E) SiO_2 versus Na_2O+K_2O-CaO (Frost et al., 2001). (F) SiO_2 versus $FeOt/FeOt+MgO$ (Frost et al., 2001).

No diagrama SiO_2 versus K_2O (Figura 13D), proposto por Rickwood (1989), as rochas plotam na porção mais evoluída do campo cálcio-alcálico alto K. O diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Figura 13E), proposto por Frost et al. (2001), classifica as rochas segundo sua alcalinidade. Para aquelas associadas ao PGSR observam-se que elas plotam na tendência álcali-cálcica (ou transição cálcio-alcálica para as rochas mais ricas em SiO_2). Frost et al. (2001) definem que as rochas cálcio-alcálicas de alto K são predominantemente álcali-cálcica no diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$, com rochas enriquecidas em SiO_2 (> 70%) caindo na tendência cálcio-alcálica, que é o caso das rochas em lide. No diagrama 13F, também definido por Frost et al. (2001), agora relacionando SiO_2 com $\text{FeO}t/(\text{FeO}t+\text{MgO})$, com a linha divisória de Fe^* (que se aplica as análises de rochas tendo apenas quantidade total de Fe_2O_3 ou FeO) as rochas do PGSR mostram-se de natureza ferrosa o que condiz com o enriquecimento em álcalis, como preconizado por Frost et al. (2001).

Definição de Ambientes Tectônicos com Base em Dados Litogeoquímicos

A definição de ambientes tectônicos para geração de magmas formadores de rochas ígneas vem sendo discutida há algum tempo. Estudos como os de Pearce et al. (1984), propõem a utilização de elementos traços em diagramas binários para as interpretações tectônicas de rochas graníticas. Porém é importante frisar que o uso desses diagramas deve ser realizado com extrema cautela, uma vez que existe uma ampla gama de fatores que controlam a dinâmica da geração do magma, assim como a natureza da crosta terrestre ao seu redor (Maniar e Piccoli, 1989).

O PGSR apresenta rochas com tramas magmáticas bem preservadas e porções internas praticamente isotrópicas, condizentes com episódios de alojamento em uma região já tectonicamente estabilizada (Figura 14A e B). Assim, alguns diagramas de ambientes tectônicos foram utilizados visando aperfeiçoar as interpretações prévias, no caso optando-se pelas classificações propostas por Harris et al. (1986) com o diagrama $\text{Rb}/30-\text{Hf}-\text{Ta}^*3$ e Pearce (1996) com o diagrama Rb versus $\text{Y}+\text{Nb}$. No primeiro (Figura 14A) as rochas plotam no campo

dos granitos tardi a pós-colisionais e no segundo (Figura 14B) a maioria das rochas caem no campo dos granitos pós-colisionais. A dispersão das amostras nos diferentes campos do diagrama Rb *versus* Y+Nb é explicada pelo fato de um granito pós-colisional poder ter diferentes fontes, levando assim a dispersão das amostras no diagrama (Pearce, 1996). A disposição das amostras do PGSR nestes diagramas e sua idade U-Pb (vide discussão adiante) deixam evidentes que este plúton é claramente relacionado ao final Ciclo Brasileiro/Pan-Africano.

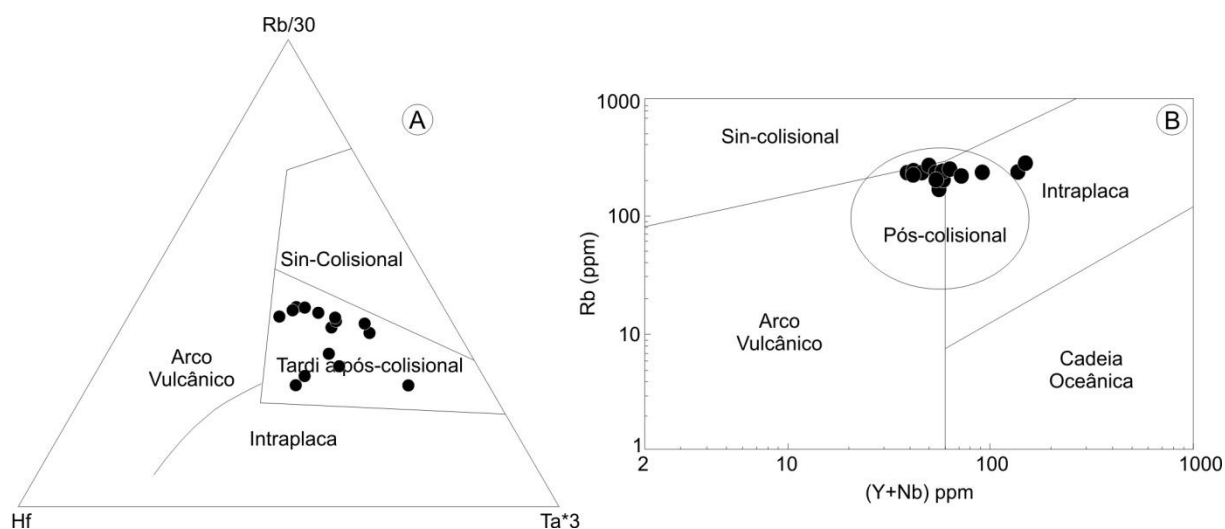


Figura 14 – Diagramas utilizados na definição de ambiente tectônico, segundo vários autores, para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada. (A) Rb/30 - Hf - Ta*3 (Harris et al., 1986). (B) Y+Rb x Rb (Pearce, 1996).

Correlação com Diferentes Tipologias de Granitoides

No contexto de tipologias de granitoides ediacaranos a cambrianos nos domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas – Seridó e São José de Campestre definidas por Nascimento et al. (2015), o PGSR enquadra-se, segundo esses autores, no tipo cálcio-alcalino de alto K equigranular, considerando apenas os aspectos de campo e texturais das rochas.

Com os dados litogeoquímicos aqui apresentados constata-se que as rochas do PGSR são de natureza transicionais entre cálcio-alcalina e alcalina, sendo interpretadas como cálcio-alcalina de alto K (Figuras 13D, 13E). Essa natureza litogeoquímica adicionada a composição monzogranítica das rochas, de granulação fina a média e equigranulares, define a tipologia

cálcio-alcalina de alto K equigranular para as rochas do PGSR, corroborando assim com o proposto por Nascimento et al. (2015) (Figura 15).

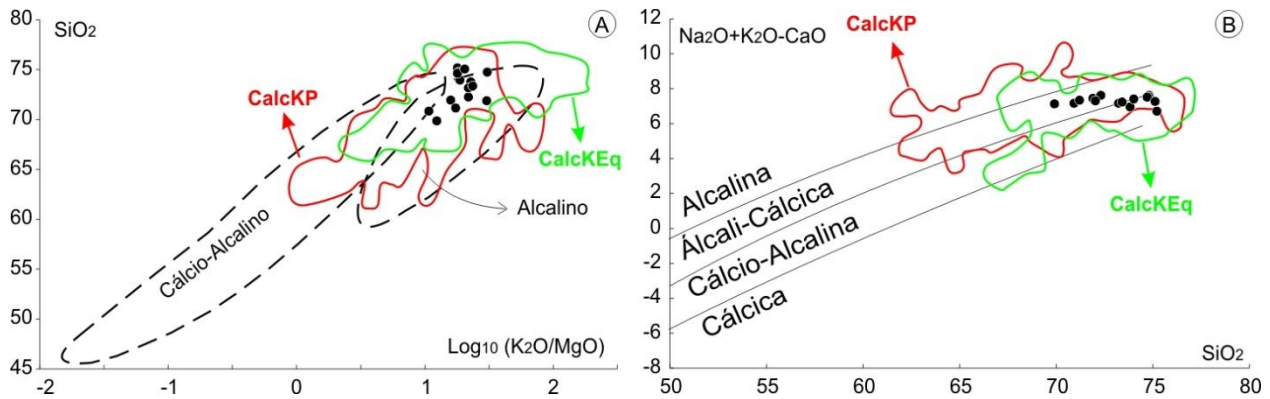


Figura 15 – Diagramas utilizados na definição de séries magmáticas para as rochas do Plúton Granítico Serra da Rajada, com os campos das suítes magmáticas cálcio-alcalina alto K porfirítica (CalcKP) e cálcio-alcalina alto K equigranular (CalcKE) definidas por Nascimento et al. (2015). (A) $\text{Log}_{10}(\text{K}_2\text{O}/\text{MgO})$ versus SiO_2 (Rogers e Greenberg, 1981). (B) SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Frost et al., 2001).

CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

As considerações sobre as condições de cristalização para as rochas do PGSR foram obtidas a partir da integração de dados de campo, aspectos petrográficos e microtexturais em seções delgadas e uso de parâmetros litogeoquímicos de rocha total (elementos maiores e traços). A integração dos dados tornou-se fundamental para a compreensão das condições de cristalização do PGSR, em virtude da não existência de análises de química mineral.

Considerações sobre a Fugacidade

Condições moderadas a elevadas de $f\text{O}_2$ acima do tampão FMQ (Wones, 1989) atuaram durante a cristalização das rochas do PGSR, tal afirmação podendo ser evidenciadas a partir da paragenese mineral titanita + magnetita + quartzo (Figura 16A). A presença de biotita formada antes dos feldspatos apontam para um magma progenitor já subsaturado em H_2O . Os processos tardi-magmáticos atuantes nas rochas do PGSR ocorreram a partir da ação de fluidos ricos também em $f\text{CO}_2$, causando assim a carbonatação dos plagioclásios. A presença de fluidos tardi-

magmáticos ricos em voláteis fica evidenciada também pela ocorrência de textura do tipo mirmequita bordejando os cristais maiores de feldspatos (Figura 16B). Outro aspecto que se pode estimar sobre a química dos fluidos tardi-magmáticos que atuaram sobre essas rochas diz respeito a influência de H_2O e O_2 , os quais atuaram nos processos de cloritização das biotitas, saussuritização dos plagioclásio e esfenitização dos minerais opacos.

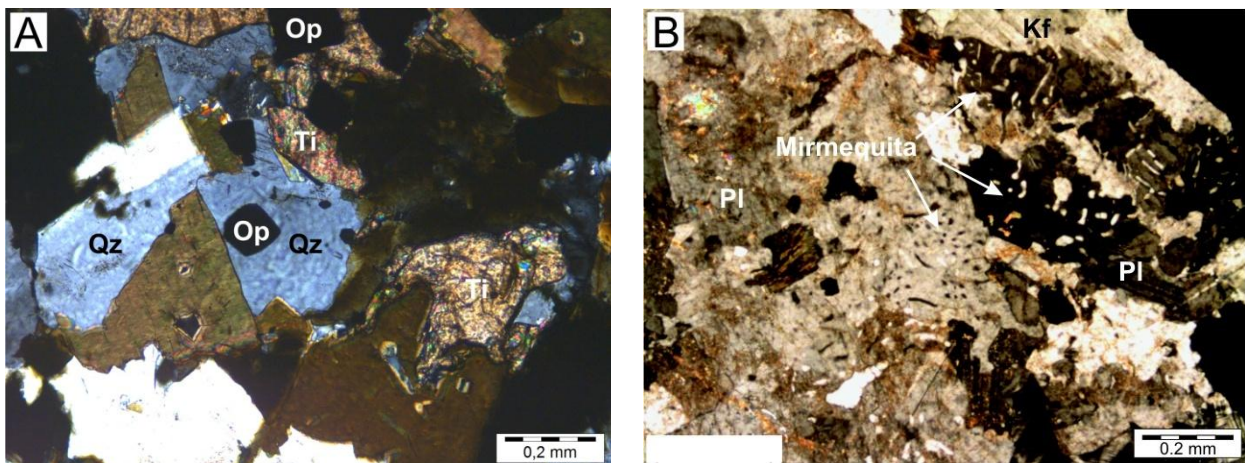


Figura 16 – Evidências petrográficas das condições de fugacidade, onde em (A) tem-se a paragênese quartzo (Qz) + titanita (Ti) + magnetita (Mag) que indica condições de fO_2 e (B) formação de mirmequita nas bordas dos feldspatos.

Considerações sobre a pressão

A determinação das condições de pressão que atuaram durante o equilíbrio entre duas fases minerais é feita a partir da utilização de geobarômetros lançando mão de análises química de minerais. Na literatura, vários geobarômetros foram estabelecidos a partir de experimentos laboratoriais controlados. A utilização de determinado geobarômetro está condicionado à natureza do magma e a paragênese mineral presente nas rochas analisadas. Na falta de dados de química mineral optou-se por utilizar dados normativos de quartzo, albita e ortoclásio no diagrama ternário Qz-Ab-Or (Tuttle e Bowen, 1958), para se ter uma ideia das possíveis condições de pressão vigentes na fase final de cristalização do magma que deu origem as rochas do PGSG.

Durante os estudos de caracterização petrográfica, constatou-se a existências de dois feldspatos (K-feldspato e plagioclásio) ambos em equilíbrio mineral com o quartzo. Esta característica petrográfica sugere a ideia de sistema *subsolvus granito*, o que nos levou a utilizar os dados normativos CIPW de Qz-Ab-Or (sistema haplogranito), com estes obtidos a partir das análises litogeoquímicas de rocha total, normalizados pela norma CIPW (Tabela 5) e recalculada de acordo com Blundy e Cashman (2001). A aplicação destes dados no referido diagrama teve como finalidade a determinação das pressões final/mínima de cristalização do magma do PGSR. As amostras plotadas no diagrama sugerem pressões variando principalmente entre 2 a 5 Kbar, com uma amostra em 1 Kbar (Figura 17). Na literatura regional, Galindo (1993), Nascimento (1998), Nascimento (2000) e Dias (2006) utilizando cálculos de geobarômetros clássicos (teor de Al^T em hornblenda) chegaram a pressões em torno de 5-6 Kbar para as suítes cálcio-alcálicas de alto K porfírica neoproterozoicas do Domínio Rio Piranhas - Seridó, marcando pressões relativamente mais elevadas para o início da cristalização dessas rochas.

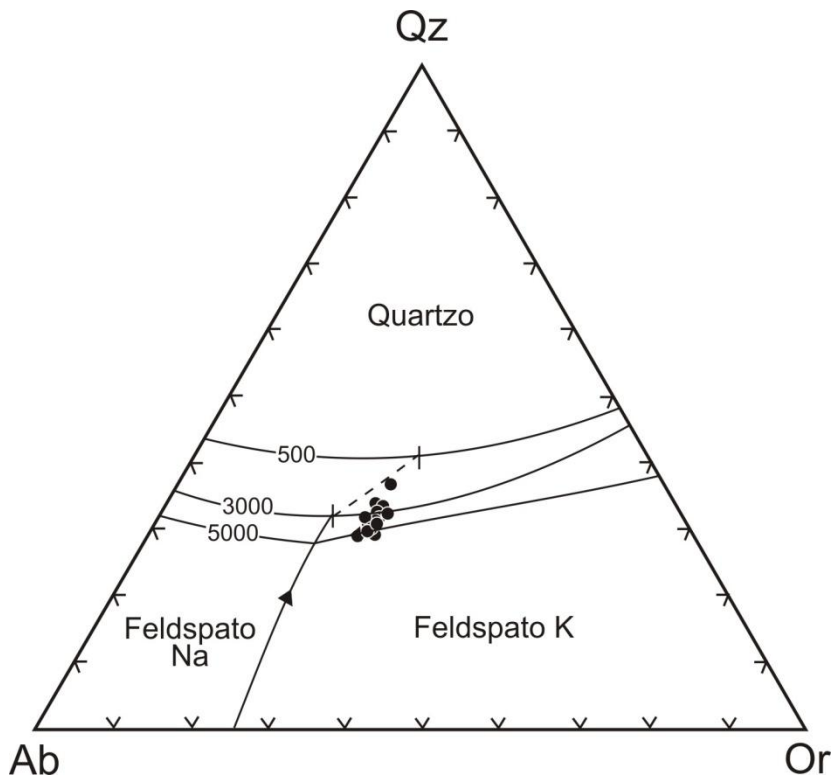


Figura 17 - Diagrama Qz-Ab-Or a 0,5, 3 e 5 Kbar de pressão (Tuttle e Bowen, 1958) mostrando o range de pressão para as amostras do PGSR.

Considerações sobre a temperatura

Os dados relativos as temperaturas para as rochas do PGSR foram obtidos a partir dos geotermômetros P_2O_5 vs SiO_2 propostos por Watson e Harrison (1984), saturação em Zr proposto por Watson e Harrison (1983) e pelo diagrama normativo Q-Ab-Or de Luth et al., (1964). Os dois primeiros são utilizados para indicar a temperatura próximo do *liquidus*, considerando a cristalização precoce de apatita e zircão, já o terceiro indica a temperatura próxima do *solidus*.

A distribuição das temperaturas no diagrama P_2O_5 vs SiO_2 plotam próximo a isoterma de 800°C (Figura 18A), indicando que esta seria a temperatura mínima do *liquidus* do magma fonte das rochas do PGSR. Para a saturação em Zr lançou-se mão da equação $D_{Zr} = \{-3.80-[0.85(M-10)]\} + 12900/T$, onde D_{Zr} é a concentração de Zr (em ppm) na rocha e M é a razão catiônica de $(Na+K+2Ca)/(Al*Si)$. Os resultados mostram temperatura variando entre 829°C e 758°C, sendo estimativas mínimas das temperaturas de *liquidus*, haja vista que o zircão é um mineral acessório precoce nas rochas pesquisadas. Dados de temperatura semelhante foram obtidos por Nascimento (1998), Nascimento (2000) e Dias (2006) para suítes neoproterozoicas do Domínio Rio Piranhas - Seridó.

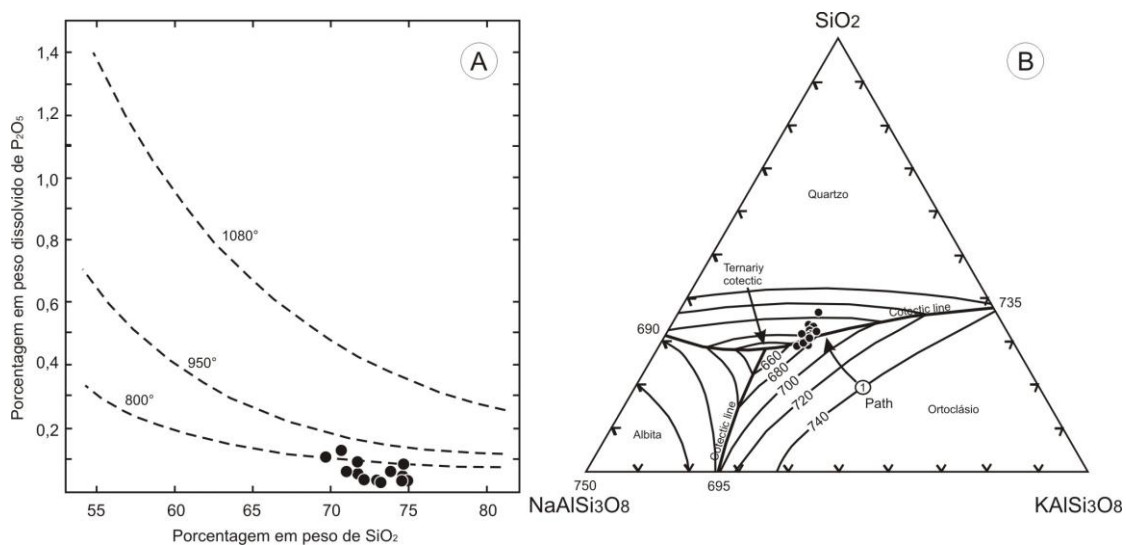


Figura 18- Diagramas para obtenção de temperaturas de cristalização do magma do PGSR. (A) Diagrama P_2O_5 vs SiO_2 com as isotermas que refletem as temperaturas de cristalização das apatitas (Watson e Harisson, 1984). (B) Diagrama Qz-Ab-Or a $P=H_2O$ de 5 Kbar (Luth et al., 1964) com as amostras do PGSR plotando entre as isotermas de 670° a 710°C.

Para inferir a temperatura final de cristalização (*solidus*) do magma do PGSR, foram utilizados dados normativos CIPW de rocha total, os quais foram plotados no diagrama Qz-Ab-Or (Luth et al., 1964) a uma pressão em presença de H₂O de 5 kbar (Figura 18B). Os valores de temperaturas obtidos a partir deste diagrama variaram entre 670° e 710° C, sendo esta possivelmente a temperatura final de cristalização.

Evolução Magmática

A partir da integração e correlação de dados de campo, aspectos petrográficos e microtexturais, além de dados geoquímicos (elementos maiores, traços e terra raras), tornou-se possível tecer algumas considerações sobre a evolução do magma que originou o PGSR.

A partir da descrição das seções delgadas de amostras do plúton, pôde-se observar a presença de cristais de plagioclásios e allanita apresentando zanação, onde alguns cristais de plagioclásio apresentem núcleos saussuritizados, enquanto que as bordas encontram-se mais preservadas. Tais processos são sugestivos da atuação de cristalização fracionada como processo dominante na evolução do magma do PGSR.

Corroborando com essas observações acima descritas, diagramas bi-log do tipo proposto por Hanson (1978), que são compostos por elementos traços de comportamento incompatíveis na abscissa (Rb) e de comportamento compatíveis na ordenada (Sr e Ba), apresentam curvas com inclinação negativa (Figura 19), o que segundo o autor supracitado estaria relacionados a processos de cristalização fracionada (CF).

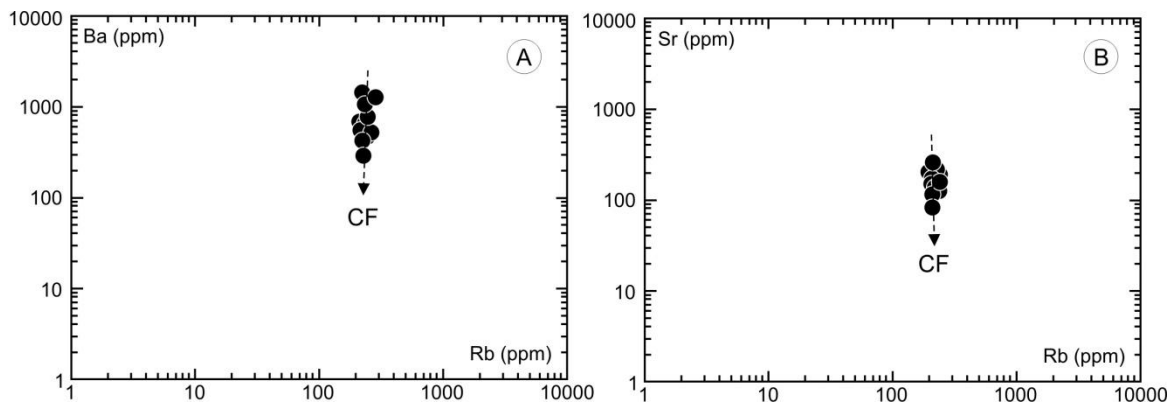


Figura 19 – Diagramas de variação logarítmica (elementos compatíveis vs. incompatíveis) evidenciando a atuação de um processo de cristalização fracionada (CF) para as rochas do PGSR.

GEOCRONOLOGIA U-Pb E ISOTÓPICA Sm-Nd

Resultado U-Pb (LA-ICP-MS)

A datação U-Pb, pelo método ICP-MS-LA, foi obtida a partir da análise de nove frações de zircões, os quais se apresentam de modo geral bem formados, com cristais alongados, euédricos, com a maioria sem apresentar zonação/fraturas ou intercrescimento de borda (características de zircões ígneos). Esses zircões são provenientes da amostra AP508C representativa da fácies predominante (biotita monzogranito). Tal análise forneceu uma idade de 557 ± 13 Ma (Ediacarana), interpretada como idade de cristalização, possuindo MSWD de 0,58 (Figura 20). Os resultados obtidos para a datação geocronológica U-Pb estão contidos na tabela 06, já os resultados para a análise isotópica Sm/Nd são apresentados na tabela 07.

Tabela 6 - Dados analíticos/isotópicos de determinações U-Pb em zircões do biotita monzogranito do Plúton Granítico Serra da Rajada.

Grão spot	f206 (%)	Th/U	Razões							Idades Aparentes				
			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	erro (%) 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb	erro (%) 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb	erro (%) 1σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	Conc. (%)
03-Z01	0,00	0,20	729760	0,058575	0,56	0,757	1,22	0,093713	1,08	0,88	551±12	572±5	577±6	100,92
04-Z02	0,01	0,19	241934	0,058942	0,54	0,721	1,04	0,088702	0,89	0,84	565±12	551±4	548±5	99,40
05-Z03	0,02	0,55	113793	0,058810	0,71	0,727	1,52	0,089633	1,35	0,88	560±15	555±6	553±7	99,76
08-Z06	0,02	0,50	72557	0,058907	0,62	0,720	1,12	0,088679	0,93	0,82	564±14	551±5	548±5	97,17
09-Z07	0,09	0,68	20393	0,058380	1,91	0,716	2,84	0,089003	2,09	0,73	544±42	549±12	550±11	101,03
33-Z16	3,22	0,19	559	0,058712	1,47	0,572	2,39	0,070645	1,83	0,78	556±32	459±9	440±8	95,82
34-Z17	0,07	0,67	26906	0,058224	1,84	0,664	2,74	0,082712	2,04	0,74	538±40	517±11	512±10	99,08
35-Z18	0,08	0,72	21876	0,057235	2,71	0,660	3,98	0,083681	2,92	0,73	501±60	515±16	518±15	100,62
40-Z23	0,03	0,30	70137	0,057391	2,13	0,678	2,67	0,085709	1,61	0,81	507±46	526±11	530±8	100,84

f206: parâmetros do cálculo geocronológico; Conc.: concentração

Tabela 7 - Resultado analítico de Sm/Nd obtido para o biotita monzogranito do Plúton Granítico Serra da Rajada.

Amostra	Sm (ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 2 σ	ϵ_{Nd} (0)	ϵ_{Nd} (557 Ma)	T _{DM} (Ga)
AP508C	14,48	89,04	0,0983	0,51125±12	-27,08	-20,10	2,36

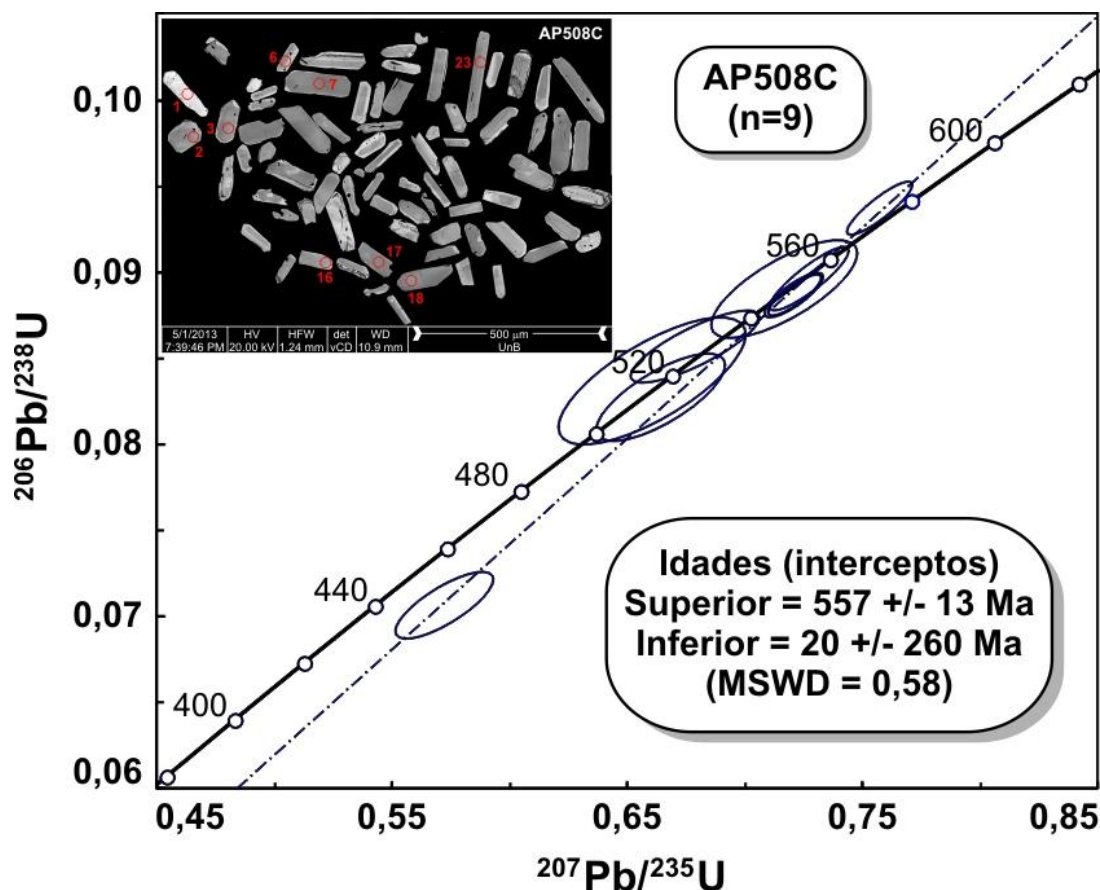


Figura 20 - Idade U-Pb obtida a partir de nove frações de zircão provenientes do PGSR.

Resultado Sm-Nd

A análise Sm-Nd também realizada na mesma amostra datada (AP508C, biotita monzogranito) definiu valor de idade modelo T_{DM} de 2,36 Ga (Sideriana), com valor de ϵ_{Nd} para a idade de cristalização (557 ± 13 Ma) na ordem de -20,10, o que permite inferir que a fonte para o magma que originou o PGSR foi de origem crustal, com idade máxima paleoproterozoica

(Sideriana), com protólito atribuído a rochas do Complexo Caicó, que apresentam idades T_{DM} compatíveis com essas segundo Dantas *et al.* (2008) e Sá *et al.* (2014).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir das observações realizadas em campo associado aos dados petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos as seguintes conclusões podem ser tecidas.

As rochas do PGSR ocorrem de forma intrusiva em rochas associadas ao Complexo Caicó de idade paleoproterozoica e em rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Seridó.

A fácies predominante do PGSR é composta por biotita monzogranito equigranular, subordinadamente ocorrem enclaves de hornblenda-biotita quartzo dioritos exibindo feições de coexistência de magmas, além de diques de leucomicrogranitos e pegmatitos tardios.

Os dados de campo e petrográficos evidenciam que as estruturas regionais que ocorrem na área em torno no PGSR (Zonas de Cisalhamento dextrais, zonas de cisalhamento contracionais dextrais e dobramentos) não afetam as rochas do plúton. As deformações que são observadas nas rochas do PGSR (cristais de quartzo com extinção ondulante) estão ligadas a tramas magmáticas tardias.

A partir das alterações minerais observadas em seções delgadas pode-se inferir que ocorreu a ação de fluidos magmáticos em um estágio tardi-magmático (alterações deutéricas) que atuaram para as transformações da biotita em clorita e minerais opacos, esfenitização dos minerais opacos, assim como a formação de mica branca + carbonato e/ou argilominerais a partir da alteração dos feldspatos. Tais processos também seriam responsáveis pela geração de texturas mirmequítica e pertítica nas rochas da fácies principal do PGSR.

A caracterização litogeoquímica do PGSR objetivou a soma de dados/informações para uma melhor compreensão dos litotipos que compõem esta suíte. Esses dados litogeoquímicos sugerem que o PGSR é composto predominantemente por rochas peraluminosas, com assinatura de natureza transicional entre alcalina e cálcio-alcalina potássica (subalcalina), apresentando características litogeoquímicas de granitos da Suíte Cálcio-Alcalina de alto K Equigranular (como definida por Nascimento et al., 2015), formado em ambiente tectônico provavelmente tardi a pós-colisional em relação à Orogenia Brasileira/Pan-Africana.

Condições de termobarométricas foram estimadas com base em parâmetros geoquímicos (Zr e P₂O₅), bem como por minerais normativos, com resultados mostrando temperatura mínima de *liquidus* da ordem de 800°C e temperatura de *solidus* da ordem de 700°C. As pressões final/mínima de cristalização sugerem ser da ordem de 2 a 5 Kbar.

Os dados geocronológicos U-Pb em zircões apresentam uma idade 557 ±13 Ma para a fácies principal do plúton, o que vem a corroborar com os dados de campo e petrografia que demonstram que as rochas deste plúton seriam tardi a pós-colisional. Os dados isotópicos Sm-Nd apresentam valores T_{DM} de 2.36 Ga, com valores de ε_{Nd} para a idade de cristalização 557 Ma na ordem de -20,10 o que permite inferir a fonte para o magma foi crustal, de idade máxima paleoproterozoica, possivelmente o Complexo Caicó.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M., Leonardos Jr. O.H., Valença J. 1967. Review on granitic rocks of northeast South America. IUGS/UNESCO. Symp., Recife, 41p.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Fuck R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Science Reviews **17**:1-29.

- Angelim L.A.A., Nesi J.R., Torres H.H.F., Medeiros V.C., Santos C.A., Veiga Júnior J.P., Mendes V.A. 2006. Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte – Escala 1:500.000. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 119 p.
- Blundy, J., Cashman, K.V., 2001. Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **140**: 631–650.
- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma spectrometry (L-C-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:99-114.
- Dantas, E.L., Negrão, M.M., Buhn, B., 2008. 2.3 Ga continental crust generation in the Rio Grande do Norte terrane, NE Brazil. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Argentina, p. 40 (CD-ROM), Abstracts.
- De La Roche H., Leterrier J., Granclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183- 210.
- DePaolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86(B11)**:10470-10488.
- Dias L.G.S. 2006. *Caracterização geológica, geoquímica e geocronológica da suíte plutônica neoproterozóica da região de Serrinha, porção centro-leste do Maciço São José de Campestre, Sudeste do RN*. MS Dissertation, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 175 p.

- Evensen N.M., Hamilton P.J., Onions R. K. 1978. Rare-Earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(8):1199-1212.
- Ferreira V.P., Sial A.N., Jardim de Sá E.F. 1998. Geochemical and isotopic signature of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal South America Earth Science*, **11**:439-455.
- Figueiredo M. 1985. Introdução à geoquímica dos Elementos Terras Raras. *Boletim IG-USP, Série Científica*, **16**:15-31.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2033–2048.
- Galindo, A.C. 1993. *Petrologia dos granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte*. PhD. Thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 370 p.
- Galindo A.C., Dall’Agnol R., McReath I., Leterrier J., Nascimento M.A.L. 1997a. Granitóide Quixaba: um magmatismo monzonítico (shoshonítico?) no extremo oeste da Faixa Seridó. In: 17º Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza, Boletim 15, p. 268-272.
- Galindo A.C., Jardim de Sá E.F., Nascimento R.S.C., Hollanda M.H.B.M., Nascimento M.A.L., Lardeaux J.M. 1997b. Caracterização geoquímica e contexto geodinâmico dos granitóides alcalinos na porção oriental da Faixa Seridó (RN-PB). In: 17º Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza, Boletim 15, p. 263-267.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:220-245.
- Hanson G.N. 1978. The application of the trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planetary Science Letters*, **38**: 26-46.

- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, Oxford, vol. 19, p. 67-81.
- Hollanda M.H.B.M. 1998. *Mecanismos de alojamentos de magmas granitóides: exemplo do Plúton de Japi (RN)*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 126 p.
- Jardim de Sá E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 803 p.
- Jardim de Sá E.F., Legrand J.M., McReath I. 1981. "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**:50-57.
- Lameyre J. 1987. Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**:349-359.
- Lameyre J. e Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**:169-186.
- Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, **69**(4):759-773.
- Maniar P.D. e Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.
- Medeiros V.C. 2013. *Geologia da Província Mineral Seridó*. I Seminário das Províncias Metalogenéticas Brasileiras: A Província de W-Au Seridó. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Currais Novos-RN. CD-Rom, 2-35 p.

- Myashiro A. 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **66**:91-104.
- Nascimento R.S.C. 1998. *Petrologia dos Granitóides Brasileiros associados à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB)*. MSc. Dissertation, Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 133 p.
- Nascimento M.A.L. 2000. *Petrologia do magmatismo tardi-brasileiro no Maciço São José de Campestre (RN/PB), com ênfase no Plúton Alcalino Caxexa*. MSc. Dissertation, Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 141 p.
- Nascimento M.A.L., Galindo A.C., Jardim de Sá E.F. 1997. Considerações preliminares sobre o Granitóide Caxexa: um plutonismo alcalino aluminoso sintectônico na Faixa Seridó. In: 17º Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza, Boletim 15, p. 293-296.
- Nascimento M.A.L., Medeiros V.C., Galindo A.C. 2015. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 281-299.
- Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120-125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- Peccerillo, A. e Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. **58**:63-81.
- Rickwood P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**:247-263.

- Rogers J.J.W. e Greenberg J.K., 1981. Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bulletin Geological Society of America*, **92**:6-9.
- Sá J. M. Sousa L. C. Legrand J. M. Galindo A. C. Maia H. N. Fillipi R.R. 2014. U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. *Geol. USP, Sér. cient.*, vol. **14**:97-110.
- Sial A.N. 1987. Granitic rocks in northeast Brazil. In: *Intern. Symp. Granites Assoc. Miner.*, 1st, Salvador, Anais, p. 61-69.
- Streckeisen A.L. 1976. To each Plutonic Rock Its Proper Name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.
- Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, **18**:49-107.
- Tuttle O.F. e Bowen N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – SiO₂ – H₂O. *Geological Society of America Memoirs*, **74**:153p.
- Watson E.B. 1987. The role accessory minerals in granitoid geochemistry. In: *Hutton Conference of the Origin of Granites*, Univ. Edinburg, p. 209-211.
- Watson, E.B., and Harrison, T.M., 1983, Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types: *Earth and Planetary Science Letters*, **64**:295-304.
- Watson E.B. and Harrison T.M. 1984. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic system: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**:19-30.
- Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, **74**:744-749.

CAPITULO 6 - DISCUSSÕES FINAIS

A partir das observações realizadas em campo associado aos dados aerogeofísicos, petrográficos, litogeoquímicos, geocronológicos e isotópicos foi possível chegar às seguintes conclusões/discussões:

Dados Aerogeofísicos

A integração de dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria com dados de sensoriamento remoto e geológicos de campo, mostrou-se uma ferramenta poderosa no auxílio da cartografia geológica.

A análise dos dados de gamaespectrometria a partir do mapa de composição ternária permitiu a separação de cinco domínios litogeofísicos distintos (A, B, C, D e E), os quais posteriormente apresentaram correlação com unidades geológicas cartografadas.

Os dados de magnetometria dos diferentes produtos utilizados no presente trabalho permitiram identificar e separar possíveis feições estruturais dúcteis e rúpteis, as quais foram posteriormente observadas em campo e sendo relacionadas a zonas de cisalhamento e fraturas respectivamente.

Os dados magnéticos de campo total permitem inferir que a porção norte do PGSR apresenta-se mais magnética do que a porção Sul, possivelmente associado a lineamentos magnéticos não aflorantes nessa porção. Com base nos dados magnéticos de 1ª derivada vertical pôde-se concluir que possivelmente as zonas de cisalhamento dúcteis apresentam profundidades inferiores a 0,5 Km e não afetam o corpo granítico. Algumas estruturas frágeis afetam estruturas dúcteis, por vezes causando seu deslocamento. E em relação as fontes magnéticas com menos de 0,5 Km de profundidade o plúton mostra-se homogêneo.

Cartografia Geológica

Os trabalhos de cartografia geológica permitiram individualizar oito unidades litoestratigráficas distintas para a área mapeada. Assim como identificar a ação de três eventos deformacionais dúcteis (D_1 , D_2 e D_3) que geram bandamento metamórfico composicional (restrito as rochas do embasamento cristalino), zonas de cisalhamento compressionais dextrais e zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais.

As rochas do PGSR ocorrem de forma intrusiva em rochas associadas ao Complexo Caicó de idade paleoproterozoica e em rochas metassedimentares neoproterozoicas do Grupo Seridó.

A fácies predominante do PGSR é composta por biotita monzogranito equigranular, subordinadamente ocorrem enclaves de hornblenda biotita quartzo dioritos exibindo feições de coexistência de magmas, além de diques de leucomicrogranitos e pegmatitos tardios.

Os dados de campo e petrográficos evidenciam que as estruturas regionais que ocorrem na área em torno no PGSR (zonas de cisalhamento dextrais, zonas de cisalhamento contracionais dextrais e dobramentos) não afetam as rochas do plúton. As deformações que são observadas nas rochas do PGSR (cristais de quartzo com extinção ondulante) estão ligadas a tramas magmáticas tardias.

Petrografia e Condições de Cristalização

A partir das alterações minerais observadas em seções delgadas pode-se inferir que ocorreu a ação de fluidos magmáticos em um estágio tardi-magmático (alterações deutéricas) que atuaram para as transformações da biotita em clorita e minerais opacos, esfenitização dos minerais opacos, assim como a formação de mica branca + carbonato e/ou argilominerais a partir da alteração dos feldspatos. Tais processos também seriam responsáveis pela geração de texturas mirmequítica e pertítica nas rochas da fácies principal do PGSR.

Condições de termobarométricas foram estimadas com base em parâmetros geoquímicos (Zr e P_2O_5), bem como por minerais normativos, com resultados mostrando temperatura mínima de *liquidus* da ordem de 800°C e temperatura de *solidus* da ordem de 700°C. As pressões final/mínima de cristalização sugerem ser da ordem de 2 a 5 Kbar.

Litogeoquímica

A caracterização litogeoquímica sugere que o PGSR é composto predominantemente por rochas peraluminosas, com assinatura de natureza transicional entre alcalina e cálcio-alcalina potássica (subalcalina), apresentando características litogeoquímicas de granitos da Suíte Cálcio-Alcalina de alto K Equigranular (como definida por Nascimento *et al.*, 2015), formado em ambiente tectônico provavelmente tardi a pós-colisional em relação à Orogenia Brasileira/Pan-Africana.

Geocronologia e Geologia Isotópica

Os dados geocronológicos U-Pb em zircões apresentam uma idade 557 ± 13 Ma para a fácies principal do plúton, o que vem a corroborar com os dados de campo e petrografia que demonstram que suas rochas seriam tardi a pós-colisional em relação a orogenia Brasileira. Os dados isotópicos Sm-Nd apresentam valores T_{DM} de 2.36 Ga, com ϵ_{Nd} para a idade de cristalização na ordem de -20,10 o que permite inferir a fonte para o magma foi crustal, de idade máxima paleoproterozoica, possivelmente do Complexo Caicó.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Almeida F.F.M., Leonardos Jr. O.H., Valença J. 1967. Review on granitic rocks of northeast South America. IUGS/UNESCO. Symp., Recife, 41p.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Fuck R. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* **17**: 1-29.
- Angelim L.A.A., Nesi J.R., Torres H.H.F., Medeiros V.C., Santos C.A., Veiga Júnior J.P., Mendes V.A. 2006. Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte – Escala 1:500.000. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 119 p.
- Araújo, M. G. de S., Brito Neves, B. B. de; Archanjo, C. J. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do magmatismo básico Meso-Cenozóico da Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 19, 25-29 nov. 2001, Natal. Resumos. Natal: SBG. Núcleo Nordeste, 2001. 369 p. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, **17**). p.260-261.

C

- Coney, P. J. 1989. Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. *Journ. Strut. Geol.*, **11**: 107-125.
- Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**: 29-333.
- Costa, A.P., Dantas, A.R., 2014. Programa Geologia do Brasil-PGB. Lajes. Folha SB.24-X-D-VI. Estado do Rio Grande do Norte. Carta Geológica e de Recursos Minerais. Recife: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, 90,00 x 70,00cm. Escala 1:100.000.

F

Ferreira, V.P., Sial, A.N.; Jardim de Sá, E.F. 1998. Geochemical and isotopic signature of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.* . **11**: 439-455.

G

Galindo, A.C.; Dall'Agnol, R.; McReath, I.; Leterrier, J.; Nascimento, M.A.L. 1997a. Granitóide Quixaba: um magmatismo monzonítico (shoshonítico?) no extremo oeste da Faixa Seridó. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza, Boletim **15**, 268-272.

Galindo, A. C. ; SÁ, E. F. J. ; Nascimento, R. S. C. ; Holanda, M. H. B. M. ; Nascimento, M. A. L. ; LARDEAUX, J. M. 1997. Caracterização geoquímica e contexto geodinâmico dos granitoides alcalinos na porção oriental da Faixa Seridó RN-PB.. In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, 1997, Fortaleza. Atas, v. 1. p. 263-267.

H

Hackspacher, P. C.; Dantas, E. L.; Schmus, R. V. 1995. Datação do Metamorfismo Associado À Tectonica Colisional Transamazônica- U/Pb Em Titanita e Zircão. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, - SNET, 5, 19-22 nov. 1995, Gramado. Boletim de resumos expandidos. Gramado: SBG. Núcleo RS, 445 p. p. 379-381.

Hackspacher, P. C., Corsino, A. R., Srivastava, N. K., Tiriba, V. F. 1985. A Falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW-SE, na Bacia Potiguar emersa – RN. Boletim da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Geologia. Natal, **10**: 68-68.

Hollanda M.H.B.M. 1998. Mecanismos de Alojamentos de Magmas Granitóides: Exemplo do Plúton de Japi (RN) (M.Sc. thesis) Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, p. 126

Howell, D. G. 1995. Principles of terrane analysis. New application for global tectonics. 2.ed. [S.l]: Chapman & Hall, 245p.

J

Jardim de Sá, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 803p.

Jardim de Sá, E.F., Legrand, J.M., McReath, I. 1981. "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. Rev. Bras. Geoc., **11**: 50-57.

L

LASA Engenharia e Prospecções S.A. & Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda. 2010. Projeto Aerogeofísico Paraíba-Rio Grande do Norte e Pernambuco-Paraíba. Texto Técnico, Rep. Fed. do Brasil, MME/Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral/CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 389p.

M

Medeiros V.C. 2013. Geologia da Província Mineral Seridó. I Seminário das Províncias Metalogenéticas Brasileiras: A Província de W-Au Seridó. Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Currais Novos-RN. CD-Rom, 2-35 p.

Medeiros, V. C., Medeiros S, W. E., Jardim de Sá, E. F. 2011. Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat ETM+E aeromagnéticas no estudo do arcabouço crustal da porção central do domínio da Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. Revista Brasileira de Geofísica, **29(10)**: 83-97.

Medeiros, V.C.; Rocha, D.E.G.A.; Amaral, C.A.; Lins, C.A.C.; Souza, F.J.C.; Santos, R.B.; Barbosa, A.J.; Mendes, V.A.; Galvão, M.J.T.G. & Costa Filho, W.D. 2008. Geologia e

Recursos Minerais da Folha Sousa. Folha SB.24-X-A. Escala 1:250.000. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 312 p. + mapas.

N

Nascimento, M. A. L., Medeiros, V. C., Galindo, A. C. 2008. Magmatismo Ediacarano a Cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. IG. Série B, Estudos e Pesquisas, **18**: 4-27.

Nascimento M.A.L., Medeiros V.C., Galindo A.C. 2015. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowldge. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 281-299.

Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., Jardim de Sá, E.F. 1997. Considerações preliminares sobre o Granitoide Caxexa: um plutonismo alcalino aluminoso sintectônico na Faixa Seridó. *Proceeding of the 17th Symposium Geology of Northeastern*, Abstract, vol. 15, pp. 293–296.

Nascimento, R.S.C. 1998. Petrologia dos Granitóides Brasileiros associados à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB). (M.Sc. thesis) Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 133p.

S

Schobbenhaus C. et al. 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil incluindo depósitos minerais escala 1: 2.500.000*. Brasília: DNPM, Brasília, 501p. il.

Sial, A.N. 1987. Granitic rocks in northeast Brazil. In: *Intern. Symp. Granites Assoc. Miner.*, 1st, Salvador, Anais, 61-69.

Souza, Z.S., Vasconcelos, P.M.P., Nascimento, M.A.L., Silveira, F.V., Paiva, H.S., Dias, L.G.S., Thiede, D., Carmo, I.O., 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. *Short Papers-IV South Amer. Symposium on Isotope Geol*, pp. 691–694.