



Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN

Centro de Ciências Exatas e da Terra – CCET

Programa de Pós graduação em Geodinâmica e Geofísica - PPGG

DERICK GIORDANO FEITOSA GUERRA

Petrografia, química mineral e litoquímica do *augen* gnaiss Riacho Salgado (Lajes/RN), extremo nordeste da Província Borborema.

Dissertação n° 255/PPGG

Natal, RN

Dezembro de 2020

DERICK GIORDANO FEITOSA GUERRA

Petrografia, química mineral e litoquímica do *augen* gnaiss Riacho Salgado (Lajes/RN), extremo nordeste da Província Borborema.

Dissertação apresentada em 15 de dezembro de 2020 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) como requisito à obtenção do Título de Mestre em geodinâmica e Geofísica, Área de concentração Geodinâmica.

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Marcos Antonio Leite do Nascimento
Orientador - Departamento de Geologia da UFRN

Prof. Dr. Rafael Gonçalvez da Motta
Departamento de Geologia da UFRN

Prof. Dr. Vladimir Cruz Medeiros
Serviço Geológico do Brasil - CPRM
Natal, RN

Dezembro, 2020

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Guerra, Derick Giordano Feitosa.

Petrografia, química mineral e litoquímica do augen gnaisse Riacho Salgado (Lajes/RN), extremo nordeste da Província Borborema / Derick Giordano Feitosa Guerra. - 2020.
xvi, 104f.: il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2020.

Orientador: Marcos Antonio Leite do Nascimento.

1. Petrografia - Dissertação. 2. Química mineral - Dissertação. 3. Litoquímica - Dissertação. 4. Estado da arte - Dissertação. 5. Augen gnaisse - Dissertação. I. Nascimento, Marcos Antonio Leite do. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 552.2

Elaborado por Joseneide Ferreira Dantas - CRB-15/324

AGRADECIMENTOS

Esse trabalho é fruto de muitas conversas, discussões, esclarecimentos, chatices e que merece muitos agradecimentos. Afinal tudo o que me levou até aqui hoje tem grande influencias das coisas que irei citar aqui. Antes de mais nada gostaria de agradecer à Deus pelo dom da vida, e pelos aprendizados que venho tendo durante essa jornada que chamamos de vida.

Agradecer também à todos os professores do departamento de geologia que me ajudaram a entender um pouco esse maravilhosom intrigante e misterioso mundo da geologia, área extremamente fascinante e cheio de curiosidades para serem descobertas. Em especial, gostaria de agradecer ao meu orientador Prof. Dr Marcos Antonio Leite do Nascimento pela paciência que teve com minha pessoa, pelo Prof. Dr Rafael (até então recém chegado no departamento, mas que me ajudou muito na descrição do metamorfismo), ao Prof. Dr. Frederico pela ajuda nas análises químicas. Além disso, meu humilde agradecimento aos professores doutores Galindo, Jaziel, Raquel, Francisco Oliveira e Vanildo pelas conversas sobre o projeto do mestrado, sobre devaneios geológicos e por me inspirarem a serem pessoas que buscam sempre o conhecimento.

Aqui vai também um agradecimento ao pessoal da CPRM-NANA pelo fornecimento dos dados, em especial à Alan Pereira, Rogerio Cavalcanti e Alexandre Ranier pelo apoio no decorrer do projeto.

Claro que é necessário agradecer à Família Feitosa por todos os momentos de reunião. Cada vez fica mais claro que a família é a base para tudo acontecer. Em especial a minha mãe Selena, ao meu pai Elvis e aos meus irmãos Dayra e Hector pela melhor família que poderia ter.

Partindo para agradecer aos amigos que a geologia me trouxe, que me fizeram ser essa pessoa que sou hoje e que me ajudaram muito em tudo. Um salve para a galera da turma Kaio todo feio, Matheus d'bone, Wagner lux, Lidy presi, Barbariza, Txucaaaaa, Mega (às vezes conhecido como Cezar), Alamina da USP e Larize poof. Para os que não são da turma, entra o pessoal da cobrateia – ou geoquímica – Leticia, prof binho, Helio ou linho, Marilia, Sinhu, Pams, Thiago doido, Claudinha fofinha, Micael e todas as outras pessoas pertencentes ao grupo que fizeram minha estadia na

geologia mais divertida e cheia de aprendizados e troca de informações. Lena and Jana, you make part of this group and we will see each other again. E a nível de geologia Brasil, gostaria de agradecer a alguns amigos que fiz nessa jornada como Allan, Zarzar, Nayara, Acaua (UFPE), Camila, Djonga (UFMG), Nicole e Mary (UNIBH) Rato, Fraga, Marina, Ana, Thomas, Lara e outros (UNESP) Felipe e Fernanda (UFAM), Mari e taiz (UFBA), Fazenda (UFS), Camilo (Colombia), Tião (UFMT), Chuteira (UFPR) e mais alguns ai da vida.

Agradecer ao grupo de amigos de infância chamado UzXmen por todos os momentos de descontração e jogatinas na madrugada que rolaram. Sem vocês minha vida seria um pouco mais triste. Agradecer também aos amigos da vida, como Jessica, Nathalia, Freitas e mais gente que se eu for escrever vai ocupar muito espaço.

E por fim agradecer intensamente ao RAP, estilo de música crítico que deveria ser mais reconhecido pela população. Um estilo que mostra na cara os problemas sociais, que mostra como as pessoas podem encarar as dificuldades da vida, que mostra a filosofia da vida em formas de rimas, que incentiva o estudo para todos e que molda um caráter de uma pessoa. Outra forma de arte que merece meus sinceros agradecimentos são os livros. Uma paixão que descobri recentemente e que também ajudam a construir o caráter de uma pessoa.

RESUMO

O magmatismo paleoproterozoico na Província Borborema vem sendo estudado para melhor compreensão do período mais importante na formação de crosta terrestre. À luz deste contexto, o presente trabalho apresenta dados de petrografia, química mineral e litoquímica para rochas do *augen* gnaiss Riacho Salgado (AGRS), localizado nas proximidades do centro urbano de Lajes – RN, de idade paleoproterozoica (riaciana). Além disso, foi realizado um estudo da arte sobre a textura tipo *augen* e a litologia em questão no Domínio Rio Piranhas-Seridó (DPS). Na região estudada são descritos três eventos metamórficos, enquanto no presente trabalho foi descrito somente dois, denominados M₂ e M₃, e por consequência a definição de diferentes gerações de minerais, como quartzo, K-feldspato e plagioclásio formados em três gerações. Biotita, anfibólio, titanita e minerais opacos ocorrem em duas gerações. Allanita, zircão e apatita são considerados cristais do protólito. Epidoto, clorita, muscovita e carbonatos ocorrem como resultados de alterações. Os minerais opacos são classificados como magnetita, pirita e ilmenita. Por análises qualitativas da petrografia, infere-se um elevado grau metamórfico, em transição de fácies anfibolito superior à granulito. Em análises de Microscópio Eletrônico de Varredura, o zircão e titanita são indicativos de protólito granítico de crosta continental, enquanto as biotitas, ricas na molécula de annita, indicam natureza calcioalcalina. Os anfibólios classificados como pargasita a magnésio-hornblenda de natureza subalcalinos a alcalinos, já os plagioclásios são classificados como andesina. Na litoquímica, o AGRS corrobora o protólito ígneo e é classificado como rochas metaluminosas, cálcio-alcalina de alto-K (ou subalcalino), com anomalia positiva de Eu. Em termos geotectônicos sugere-se para o AGRS um ambiente de arco continental sin-subducção, com altos teores de Sr e Ba e caráter oxidante. Para os dados litoquímicos levantados da literatura, a classificação geoquímica e o ambiente geotectônico são semelhantes, fortificando a teoria da mesma gênese para os *augen* gnaisses observados no DPS, imersos na unidade metaplutônica do Complexo Caicó.

RESUMO: Petrografia; Química Mineral; Litoquímica; Estado da Arte; Augen gnaiss

ABSTRACT

The paleoproterozoic magmatism in Borborema Province have been studying for better understanding the most importante Earth's crust formation period, this period of great rock volume in state. In this connection, this article show petrographic, mineral chemistry and litochemistry data of Riacho Salgado *augen* gneiss (AGRS) located near of Laje's urban center, of paleoproterozoic age (rhyacian). In addition, state of art was conducted on the *augen*-type texture and the lithology in question of Rio Piranhas-Seridó Domain (DPS). Three metamorphic events are described in literature, while the present work only two have been described, called M2 and M3, and consequently the definition of differents minerals generation, such as k-feldspar and plagioclase with three generation. Quartz, biotite, amphibole, titanite and opaque minerals show two gerations. Allanite, zircon and apatite are protolith crystals. Epidote, clorite, muscovite and carbonate occur as alteration. The opaque minerals are classified as magnetite, pyrite and ilmenite. From qualitative analyses of petrography, a high grade metamorphic is inferred, in transition from superior amphibole to granulite facies. In SEM, zircon and titanite where indicated of continental crust granites, whereas biotite, rich in annite's molecule has indicate calcialkaline granites. In SEM zircon and titanite where indicated of continental crust granites, whereas biotite, rich in annite's molecule has indicate calcialkaline granites. Opaque minerals are classified as magnetite, pyrite and ilmenite. Amphibole are classified as pargasite and magnesian-hornblend of subalkaline and alkaline magmas. The plagioclase are andesine. In litochemistry, the AGRS shows igneous provenience, classified as metaluminous, high-K calcialkaline or subalkaline with positive anomalies of Eu. For geotectonic classification suggest for AGRS a continental arc syn subduction, with high Sr-Ba contents and oxidant character. For litochemical data collected from literature the geochemical classification and geotectonic environment are similar, fortifying theory of same genesis for *augen* gneiss observed in DPS, immersed in metaplutonic unity of Caicó Complex.

KEYWORDS: Petrograph; Mineral Chemistry; Litochemistry; State of Art; Augen gneiss

Sumário

AGRADECIMENTOS.....	iv
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Localização da área de estudo.....	3
2.1. Revisão bibliográfica.....	4
2.2. Petrografia e análises MEV	4
2.3. Litoquímica.....	5
3.1. Província Borborema.....	6
3.2. Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS).....	8
3.3. Unidades Arqueanas	10
3.3.1. Metamáficas/metaultramáficas:.....	10
3.3.2. Gnaisses ortoderivados:	11
3.4. Complexo Arábia e Unidades siderianas correlatas	13
3.5. Complexo Caicó.....	16
4. AUGEN GNAISSE – ESTADO DA ARTE	19
4.1. Definição de “ <i>augen</i> ”	19
4.2. Porfiroblasto X Porfiroclasto	20
4.3. Deformações dos cristais do grupo dos feldspatos.....	23
4.4. Tipos de <i>augen</i>	29
4.5. Síntese da textura <i>augen</i>	31
5. AUGEN GNAISSE DO DOMÍNIO RIO PIRANHAS SERIDÓ	33
6.1. Descrição de unidades	40
6.1.1. Caicó Indiviso	40
6.2.2. Caicó Ortognaisse granítico	40
6.2.3. Anfibolito.....	40
6.2.4. <i>Augen</i> gnaisse Riacho Salgado.....	41
6.2.5. Magmatismo Rio Ceará - Mirim	41
6.2.6. Depósitos Aluvionares	41
6.2. Geologia estrutural	43

6.2.1. Evento D1	43
6.2.2. Evento D2	43
6.2.3. Evento D3	43
6.2.4. Estruturas Frágeis	44
7. ARTIGO SUBMETIDO: PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E LITOQUÍMICA DO AUGEN GNAISSE RIACHO SALGADO (LAJES/RN), EXTREMO NORDESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA.	46
8. COMPLEMENTO DE TEXTURAS PETROGRÁFICAS	78
8.1. Minerais félsicos	78
8.2. Minerais maficos	81
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS	88
10. REFERÊNCIAS.....	90

Índice de figuras

Figura 1: Mapa de localização do corpo de estudo. Os pontos representam os afloramentos descritos por Costa e Dantas (2018). 3

Figura 2: Compartimentação do território Brasileiro (faixas, regiões, sistemas e crátons) de Schobbenhaus *et al.*, (1984). A PB compreende as regiões 1 e 2, a região de dobramentos Nordeste e Sergipano. 7

Figura 3: Divisão dos domínios observados na Província Borborema, segundo Medeiros *et al.*, (2017). O retângulo de cor verde indica a área de estudo. 8

Figura 4: Mapa geológico do RN com ênfase no Domínio Rio Piranhas Seridó em cinza (DPS). Retirado de Cavalcante *et al.*, (2018). A área de estudo está localizada pelo retângulo preto. 9

Figura 5: Histograma de comparação dos dados levantados na Tabela 1. No gráfico é mostrado de forma mais evidente dois dos três períodos iniciais de migmatização proposto por Ferreira *et al.*, (2020), em 2,9 e 2,65 Ga. 16

Figura 6: Diagrama simplificado ilustrando a variação vertical em uma zona de cisalhamento e suas respectivas texturas. Retirado de Fossen e Cavalcante (2017). A) no regime rúptil-dúctil é predominante o processo de recristalização do quartzo (plástico) e faturamento do feldspato (frágil). Os processos mais comuns são de “bulging”, rotação de subgrão e migração de grão, sendo relacionados a temperatura, mas dependendo também da pressão de fluidos presentes. B) Mecanismo de fraturamento. C) Regime plástico com cristal de feldspato (ao centro) fraturado e pequena recristalização de

quartzo nas bordas. D) Recristalização em alta temperatura, onde ambos os minerais apresentam comportamento plástico e o processo de difusão de grãos é importante..... 24

Figura 7: Mudanças no comportamento de quartzo e feldspatos segundo o metamorfismo. A esquerda se observa o granito com megacristais como protólito. Em grau metamórfico incipiente, tanto o quartzo quanto o feldspato apresentam comportamento rúptil. Em baixo/médio grau o quartzo adquire caráter dúctil, enquanto o feldspato é mais resistente e forma as “sombas de pressão”, ou estruturas de núcleo/manto. Em regime de alto grau, os agregados de quartzo e feldspatos apresentam deformação similar. Retirado de Passchier e Trouw (1996). 26

Figura 8: Fotomicrografia do cristal de plagioclásio com seus planos de macla polissintética deformados em aspecto de “*kink bands*” (Retirado de Silva, 2016). 26

Figura 9: Desenho esquemático de fraturas em *bookshelf* no interior do cristal de feldspato. Esse tipo de fratura pode acontecer tanto internamente quanto externamente. Retirado de Passchier e Trouw (1996). 27

Figura 10: Gráfico de fácies metamórficas, com destaque para a linha tracejada da curva de *solidus* de um granito saturado em água (Winter, 2010). B) representa as faixas de fusão parcial com presença de água no sistema (Weinberg e Hasalová, 2015). 29

Figura 11: Desenhos esquemáticos para evidenciar os tipos de deformação de porfiroclastos. Em A) é observado a deformação segundo o movimento sinistral. (Passchier e Trouw, 1996). Em B) está representado as mesmas estruturas de A), com movimento dextral. É importante notar a formação da estrutura “mica fish”, estrutura comumente encontrada em metamorfismo dinâmico e originada pela deformação/gênese dos minerais de mica. (Fossen, 2012). 30

Figura 12: Estruturas assimétricas (à esquerda) caracterizam a deformação não coaxial, ao passo que a deformação coaxial tende a formar estruturas mais simétricas. Retirado de Fossen (2012). 31

Figura 13: Mapa geológico da área de estudo, com destaque para os dois corpos aflorante na porção central que constituem o Augen Gnaiss Riacho Salgado. 39

Figura 14: A) Gnaisses bandados pertencente a unidade indivisa do Complexo Caicó; B) Ortognaiss de composição granítica a granodiorítica (Caicó Indiviso); C) Frente de lavra de rocha ornamental em gnaiss migmatítico a norte de Lajes – RN (Caicó Indiviso); D) Ortognaiss de composição granítica (ortognaiss granítico – Complexo Caicó). 42

Figura 15: A) Xenólito de gnaiss anfibolítico parcialmente migmatizados inclusos nos Augen gnaiss Riacho Salgado; B) Afloramento do tipo lajedo composto pelas rochas pertencentes ao Augen Riacho Salgado, com destaque a trama de foliação milonítica na rochas; C) Detalhe dos aspectos texturais em amostras coletadas no Augen gnaiss Riacho Salgado; e D) Dique de basalto relacionado ao Magmatismo Rio Ceará-Mirim intrusivo nos Augen gnaiss Riacho Salgado..... 42

Figura 16: A) Bandamento composicional gerado pela segregação de minerais máficos e félsicos na fase D_1 ; B) Geração de foliação S_2 em planos axiais de dobras isoclinais recumbentes na fase de deformação D_2 ; C) Lineações de estiramento L_{2x} contida em plano de foliação S_2 ; D) detalhe da Foliação milonítica (S_3) e da lineação de estiramento L_{3x} associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento da fase D_3 44

Figura 17: A) Detalhe em planta de estrutura do tipo SC associado a zonas de cisalhamento dextral atuando nas rochas do *Augen* gnaiss; B) Remobilizados de quartzo-feldspato e minerais máficos (Anfibólio, epidoto e micas) formando porfiroblastos com feições de sobra de pressão e cauda de recristalização corroborando a cinemático dextral; C) Dique de basalto de direção E-W intrusivo no *Augen* gnaiss em evento deformacional associado tectônica frágil do cretáceo; e D) par conjugado de fraturas relacionadas a processos de reativação de esforços do sistema de falhas de Afonso Bezerra durante a evolução da Bacia Potiguar..... 45

Figura 18: Dados geocronológicos recentes acerca dos *augen* gnaisses no DPS, à esquerda, e histograma comparativo de idades, à direita, em Bilhões de anos (Ga). A linha tracejada reflete os dados pretéritos. 50

Figura 19: Mapa regional, com ênfase no Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS), retirado de Cavalcante et al., (2018). A área de estudo está no retângulo preto. 50

Figura 20: o mapa geológico simplificado do AGRS de Costa e Dantas (2018). O corpo é representado pelos dois corpos ovais. 51

Figura 21: Aspecto de campo do corpo de estudo. A) estruturas do tipo S-C e a textura do tipo augen nos fenocristais de feldspato; B) dique de escala métrica do Vulcanismo Rio Ceará Mirim cortando a foliação do AGRS, exposto pela seta; C) xenólito de anfibolito de textura fina a média, composta por anfibólio (hornblenda), plagioclásio, biotita, quartzo e piroxênio; D) contato concordante entre AGRS e encaixante do Complexo Caicó. Fotos de campo cedidas por Costa e Dantas (CPRM). 52

Figura 22: Diagrama de Streckeisen (1976) para classificação do AGRS. As amostras plotam no campo preferencialmente monzogranítico, com duas em quartzo monzonito e uma em sienogranito. 53

Figura 23: mineralogia e textura da rocha em seções delgadas e polidas. (A) paragênese félsica, composto pela primeira geração de quartzo (qz I) e segunda geração de k-feldspato (kfs II) e plagioclásio (pl II). Notar a presença de mirmequita no cristal de plagioclásio recristalizado (mir); (B) primeira geração de k-feldspato (kfs I) com pertitas e bordejado por cristais de qz I; (C) primeira geração de plagioclásio (pl I); (D) mirmequita do tipo bulbosa no cristal de pl II, envolto por kfs II e pl II; (E) alguns dos minerais presentes da paragênese máfica, como biotita (bt I), anfibólio (hb I), allanita (aln), apatita (ap) e zircão (zrn) rodeados por minerais félsicos (qz I e kfs II); (F) um cristal de anfibólio (hb I) com geminação simples em tom esverdeado, bordejado por kfs II e bt I; (G) cristal de aln alongado, incluso por zrn e bordejado pela primeira geração de titanita (tnn I), quartzo (qz I) e kfs II; (H) observa-se as duas gerações de minerais opacos, a primeira como inclusão no anfibólio (op I), enquanto a segunda é posterior, seguindo os planos de clivagens, de tamanhos reduzidos (op II); (I) cristal euédrico de op I, em contato com ttn I e bt I, em matriz de kfs II. (J) zircão euédrico zonado, em contato com a primeira geração de biotita (bt I) e quartzo (qz I). (K) cristal subédrico de op I, de cor branca a levemente rosado, classificado como magnetita, bordejado por titanita (tnn I), caracterizando o processo de esfenitização. É possível observar lamelas nos planos de fraturas, ou nas bordas do cristal, de coloração branca, sendo um processo comum da magnetita, denominado de martitização. L) cristal euédrico a subédrico de cor amarelada (pirita)..... 54

Figura 24: Texturas e estruturas relacionadas aos eventos descritos, seguindo a sequência de evolução metamórfica. (A) o encurvamento da geminação do plagioclásio (pl II), marcando o início do evento D_2/M_2 , em contato com cristais de kfs II; (B) recristalização do plagioclásio (pl II) nas bordas de megacristais de k-feldspato (kfs I); (C) mirmequitas na borda do pl II; (D) a textura “chessboard subgrain” do quartzo; (E) processo de fusão parcial nos planos de fratura dos cristais de kfs II, ápice do evento D_2/M_2 , nas proximidades com cristais de quartzo (qz I) e biotita (bt I); (F) um aglomerado de muscovita e epidoto subédricos, já em estágio retrometamórfico; (G) o processo de cloritização das biotitas, seguindo os planos de clivagens; (H) uma massa criptocristalina de carbonato e epidoto, fim do retrometamorfismo; (I) o evento D_3/M_3 , zonas de cisalhamento, cortando a estrutura pretérita da rocha, com recristalização de quartzo (qz II), plagioclásio (pl III), feldspato alcalino (kfs III), biotita (bt II), hornblenda (hb II) e titanita (tnn II), sempre orientados. Note que os cristais são diminutos..... 56

Figura 25: Diagramas de química mineral. A) Hawthorne et al., (2012) para os anfibólios; B) e C) diagramas de Molina et al., (2009) para composição subalcalina a alcalina dos anfibólios; D) Deer et al., (1992) para classificação das biotitas ; E) o caráter subalcalino das biotitas pelo diagrama de Nachit et al., (1985); F) Abdel-Raman, através do MgO, para classificação de granitos calcioalcalinos. G) Deer et al., (1992) para classificação dos K-feldspatos e plagioclásios..... 60

Figura 26: Gráfico de Anderson e Smith (1995) para cálculo do barômetro Al em hornblenda. Os resultados expressam valores de 7 Kbar..... 62

Figura 27: Diagramas para determinação do protólito de rochas metamórficas com base em elementos maiores. A) Werner (1987); B) Marc (1992). 65

Figura 28: Diagramas tipo Harker para elementos maiores no AGRS, representados com pontos pretos. O campo em cinza representa os dados de Souza et al. (2007). O campo em rosa representa os dados de Medeiros et al. (2012). 66

Figura 29: Diagramas tipo Harker para elementos traços no AGRS, representados por pontos pretos. Os campos em Cinza representam dados de Souza et al. (2007), já o campo rosa representa dados de Medeiros et al. (2012). 66

Figura 30: Diagramas discriminantes para o AGRS. A) Maniar e piccoli (1989); B) e C) Frost et al. (2001); D) Rogers e Greenberg (1981); E) middlemost (1991); F) De La Roche et al. (1980); G) Rickwood (1989); H) Lameyre (1987). 68

Figura 31: Espectros de ETR e multielementares para o AGRS. A) espectro ETR; B) spidergram, ambos normalizados segundo o condrito de Sun e Mcdonoug (1989). Os campos em cinza e rosas representam os dados de Souza et al., (2007) e Medeiros et al., (2012), respectivamente. 69

Figura 32: Diagramas de ambientes tectônicos. A) e B) Dall’Agnol e Oliveira (2007); C) Thieblemont e Cannabis (1990); D) Thieblemont e Tegye (1994); E) Pierce e Peate (1995); F) Verma e Verma (2015). IA representa arcos de ilhas, CA representa arcos continentais e COL representa ambientes de colisão; G) Condie e Kroner (2013); H) Tarney e Jones (1994). 71

Figura 33: Processo de sericitização no interior do feldspato potássico. As ripas de sericita ocorrem em duas direções preferenciais, perpendiculares entre si. Em A) o cristal de feldspato com extinção ondulante e ripas em seu interior, em nicóis cruzados na objetiva de 10X. B) o foco nas ripas e seus planos de crescimento segundo a orientação cristalográfica, em nicóis cruzados e objetiva de 40X. 79

Figura 34: Fotomicrografias de mirmequitas em morfologias distintas. Em A) se observa mirmequita em cristal de plagioclásio geminado no contato com o feldspato alcalino (kfs II). Do lado oposto, observa um cristal de biotita (bt I); B) observa-se a mirmequita entre dois cristais de feldspatos alcalinos (kfs II); C) observa-se mirmequitas bulbosas levemente orientadas para o centro do cristal, seguindo o plano da geminação. O cristal de plagioclásio está entre dois cristais de feldspatos alcalinos (kfs II); D) mirmequita bulbosas no interior do plagioclásio; E) a textura mirmequítica está no interior do cristal de feldspato alcalino. Em suas bordas é nítido a mesma textura, porém de forma orientado perpendicular ao cristal; F) a textura mirmequítica em

formato globicular na borda do feldspato alcalino. Fotomicrografias em nicóis cruzados na objetiva de 10X. 80

Figura 35: Fotomicrografias de feldspatos. A) borda de feldspato recristalizada; B) fina camada de líquido na borda do K-feldspato, indicando migmatização; C) idem ítem B, com a presença da cunha de quartzo para melhor visualização. 81

Figura 36: Fotomicrografia mostrando em A) a biotita com processo de cloritização parcial (chl), de coloração verde, desenvolvidos segundo os planos de clivagem da biotita (bt I); B) o processo de cloritização total (chl), consumindo todo o cristal de biotita, em hábito pseudomórfico. As fotomicrografias apresentam matriz de feldspato potássico (kfs II). Ambas as imagens em nicóis descruzados e objetiva de 10X..... 82

Figura 37: Processo de cloritização da hornblenda (*hb*) iniciado no plano de clivagem. É nítida essa alteração pela diferença de cor existente. Os cristais de coloração marrom circundantes são biotitas..... 82

Figura 38: Mosaico de um cristal primário de allanita com borda de epidoto, caracterizando uma zonação normal em objetiva de 40X. A) com nicóis paralelos é visto a cor verde da borda de epidoto (pistacita) e o centro incolor da alanita. Ainda se observa a transformação de hornblenda em opaco, na porção inferior da figura. B) em nicóis cruzados torna-se mais evidente o processo de metamictização na biotita, causado pela alanita. C) e D) o cristal está paralelo ao eixo do microscópio, em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Percebe-se que ocorreu mudança na cor da borda de epidoto e no centro da figura D. Observa-se ainda a zonação do cristal. E) a rotação mostra o pleocroísmo baixo da borda do mineral em nicóis paralelos, e novamente a transformação de hornblenda em mineral opaco, e por fim em F) em nicóis cruzados o processo de metamictização da biotita com maior intensidade. 84

Figura 39: Cristais de allanita (aln) em contato, ou com inclusões de minerais opacos (op I) da primeira geração. A) um megacristal de allanita metamictizado com inclusões de minerais opacos. B) um pequeno cristal de allanita com inclusão dos minerais opacos, bordejado por biotita (bt I). C) allanita metamictizada em contato com minerais opacos, biotita e hornblenda (hb I). 85

Figura 40: Fotomicrografias de minerais opacos (op) e titanita (ttn). A) a textura de coalescência, acompanhando a orientação dos minerais máficos (bt e hb). B) e C) mostram a textura de esfenitização (ttn I). D) a segunda geração de titanita, oriunda da destabilização da biotita em retrometamorfismo..... 86

Figura 41: cristais de zircão. A) mostra a zonação de zircão, indicativos de zoneamento metamórfico. B) mostra-se um cristal de zircão com a porção superior deformada, e na porção inferior com contato suturado com outro cristal de zircão. 87

Índice de tabelas

Tabela 1: Sumário dos dados recentes acerca do arqueano e sideriano presente no DPS. LA é a sigla que representa Laser Ablation.	14
Tabela 2: Definição de porfiroblasto e porfiroclasto segundo diferentes autores.	22
Tabela 3: Tabela representativa dos dados isotópicos do litotipo <i>augen</i> gnaisse no Domínio Rio Piranhas Seridó, com suas respectivas localidades à esquerda. Esta tabela é a compilação de todos os dados existentes até o presente momento que englobam a litologia como inserida no Complexo Caicó.	37

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

O magmatismo paleoproterozoico da Província Borborema (PB) vêm sendo exaustivamente estudado para compreender de fato os processos envolvidos em sua gênese e diversos episódios metamórficos, visto que há uma gama de litologias associadas a este período. Um destes litotipos são os *augen* gnaisses, denominados e classificados de forma distinta por alguns autores, o qual recentemente recebeu maior ênfase graças a aquisição de novos dados geológicos, principalmente geocronológicos, como demonstrados em alguns trabalhos como Souza *et al.* (2007), Hollanda *et al.* (2011), Medeiros *et al.* (2012) e Souza *et al.* (2015). À luz deste contexto, será estudado de forma detalhada o *augen* gnaiss Riacho Salgado, localizado no município de Lajes (RN) a fim de incrementar informações sobre este litotipo.

O estudo detalhado do *augen* gnaiss Riacho Salgado fornece informações essenciais para o melhor entendimento do corpo, sua classificação quanto a real posição estratigráfica e em segundo plano para inferir sobre as condições petrogenéticas e deformacionais as quais o magmatismo paleoproterozoico foi submetido em sua gênese/evolução. Para a realização do estudo, serão exploradas informações de campo, petrografia em luz transmitida e refletida, análises geoquímicas de elementos maiores, traços e elementos terras raras (ETR) e química mineral de minerais máficos, fornecendo um estudo completo do referido alvo.

É importante salientar que o período de transição entre o final do arqueano/paleoproterozoico foi marcado por intensa atividade de formação de crosta, bem representada como um todo na Província Borborema. Assim, se faz imprescindível o estudo completo de corpos representativos deste período com o intuito final de compreender as condições geodinâmicas e geotectônicas para este fato de acreção crustal. O estudo deste período pode fornecer dados importantes acerca de processos de evolução crustal, como a recente teoria de crescimento progressivo de crosta (Condie, 2000 e outros).

1.2. Objetivos

A vigente dissertação busca incrementar dados e informações no magmatismo paleoproterozoico na Província Borborema, mais especificamente no Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS) onde se desenvolveu os estudos mais recentes (Souza *et al.*, 2007; Hollanda *et al.*, 2011; Medeiros *et al.*, 2012) dos *augen* gnaisses, para unificar e padronizar sua real posição estratigráfica nas diversas classificações existentes.

Com esta informação em mãos e agregando com os dados já existentes na literatura, é possível inferir sobre o contexto geotectônico de gênese e deformação desta litologia. Por fim, há possibilidade - com o tempo - de compreender o real motivo do período ser marcado por uma intensa formação de crosta na Província Borborema. É importante salientar que algumas propostas vêm sendo desenvolvidas para o entendimento do contexto geotectônico do DPS, como descrito por Souza et al., (2015) e Cunha (2019), mas que é necessária uma quantidade de dados mais robustos para assimilar de forma mais assertiva estas proposições.

Para concretizar, a dissertação em si busca como objetivos mais imediatos;

- 1 - Realizar um estudo do estado da arte sobre a problemática da litologia;
- 2 - Confeccionar um estado da arte sobre a textura *augen*, com ênfase em condições metamórficas;
- 3 - Caracterização petrográfica, mineralógica e textural com base em excursões de campo e microscopia de luz transmitida e refletida;
- 4 - Uso da química mineral semi quantitativa para auxiliar na descrição e identificação mineral;
- 5 - Caracterização litoquímica em elementos maiores;
- 6 - Utilização de elementos traços e ETR para buscar informações do contexto geotectônico inserido;
- 7 - Correlacionar os dados com a bibliografia para fortificar a linha de pesquisa sobre o corpo e sua classificação.

1.3. Localização da área de estudo

A área de estudo compreende aproximadamente 25 Km², localizada entre os municípios de Lajes, Pedro Avelino e Angicos, a aproximados 130 km da capital Natal, seguindo pela BR 304, no sentido Natal-Mossoró (Figura 1).

O acesso à área de estudo é feito na BR-304 até a chegada ao centro urbano de Lajes, para posteriormente seguir em estradas carroçáveis para o destino dos afloramentos, sempre em proximidade com o centro urbano. Os afloramentos observados em geral são do tipo rasteiro e de extensões variadas.

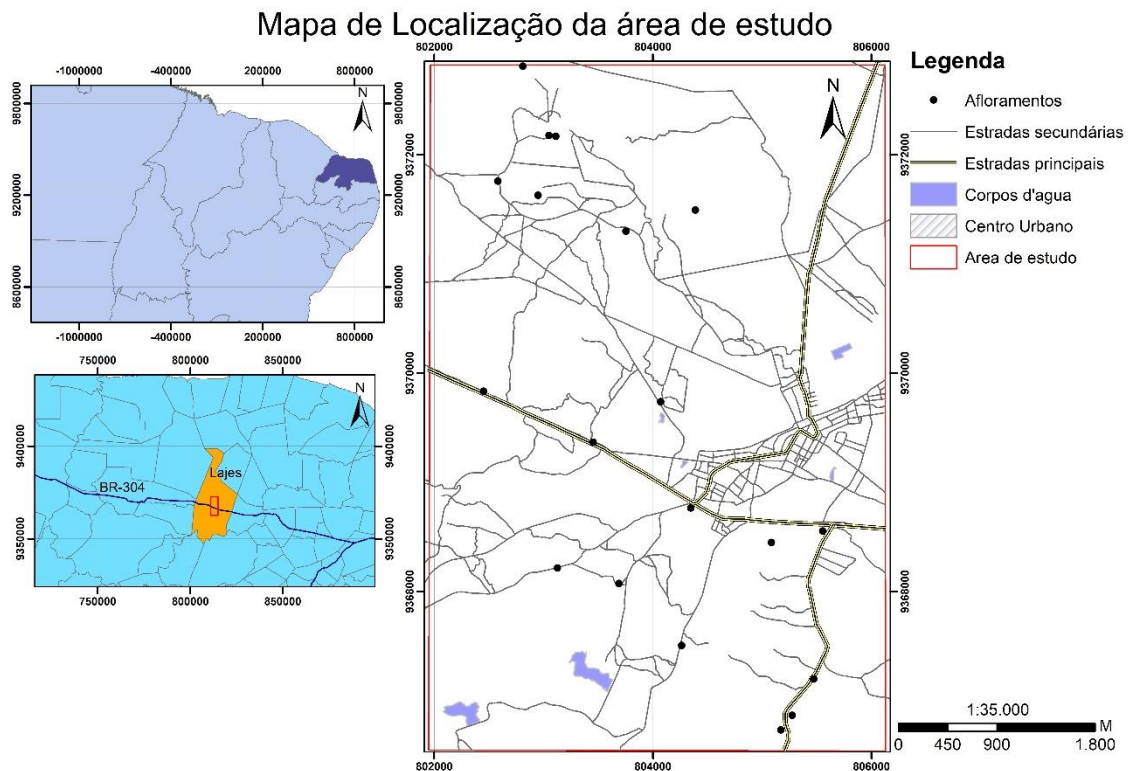


Figura 1: Mapa de localização do corpo de estudo. Os pontos representam os afloramentos descritos por Costa e Dantas (2018).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Revisão bibliográfica

A primeira etapa do projeto desenvolvida foi o levantamento de informações sobre a geologia, em âmbito regional e local, com o objetivo de notar as pesquisas que vinham sendo desenvolvidas no tema e na área de estudo. Assim, foi possível o entendimento sobre o contexto geológico, sobre os agentes relacionados à gênese de *augens*, processos metamórficos em geral, origem de migmatização em corpos plutônicos, análise e interpretação de dados litoquímicos e geocronológicos. A pesquisa foi direcionada para a busca de artigos científicos, livros, textos e relatórios de cartografias passados, organizados e distribuídos nos capítulos seguintes.

2.2. Petrografia e análises MEV

O trabalho de petrografia microscópica realizou-se no Departamento de Geologia da UFRN, com a descrição de onze seções delgadas do *augen* gnaiss Riacho Salgado, identificando as principais fases mineralógicas e suas respectivas paragêneses, hábitos, diferentes gerações do mesmo mineral, os parâmetros texturais e estruturais e as possíveis condições metamórficas associadas. As 11 seções citadas foram fornecidas pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), derivado da coleta de amostras em campo. Para tanto foi utilizado o Microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Olympus BX51. Para um detalhamento maior nos minerais, realizou-se concomitantemente a descrição petrográfica de minerais opacos, utilizando o microscópio Lumen em função de luz refletida.

As duas amostras descritas em seções polidas são bloquetes de rochas com tamanho aproximado 2 X 3 cm, selecionadas das amostras coletadas em campo com maior porcentagem aparente de minerais máficos. O processo de preparação inicia com o polimento em carbetto de silício 2000 e 3000 mesh, respectivamente. Posteriormente, seguiu para para o disco de polimento da marca Prazis APL-40, com pasta de diamante em 3, 1 e 0,25 micras para o acabamento e lubrificante DP-Lubricant Blue, da Struers.

As análises químicas mineral semiquantitativa foram obtidos através de microanálises em *Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy* (EDS) EDX-7000/8000 da

Oxford instruments, acoplado ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo VEGA3 da Tescan, do Laboratório de Caracterização de Minerais e Materiais (LACAMM) do Instituto Federal do Rio Grande do Norte (IFRN). As condições analíticas empregadas para análise foram de 20kV para a voltagem de aceleração, 20nA para corrente, 1 µm de diâmetro do feixe eletrônico e tempo médio de leitura de 50s por ponto. A acurácia das análises foi checada com análises de padrões internos do próprio laboratório. Não houve recalibração durante o processo de análises das amostras.

As amostras coletadas na etapa de campo foram selecionadas buscando a maior porcentagem de minerais máficos, por seguinte com preparação quatro bloquetes com dimensões aproximadas de 1 X 1 cm, polidas com carbetto de silício e pasta de diamantes e descritas de modo semelhante ao polimento das amostras de seções opacas. Após isto, já no LACAMM as mesmas foram direcionadas a metalização em ouro e por este motivo os picos de ouro observados nos gráficos foram retirados. A acurácia das análises foi checada com padrões internos do próprio laboratório e não houve recalibração durante o processo de análise das amostras. Foram analisados os minerais zircão, titanita, minerais opacos, anfibólio, biotita, plagioclásio e feldspato alcalino.

2.3. Litoquímica

O Serviço Geológico do Brasil (CPRM) forneceu nove dados de análises químicas aqui trabalhadas, sendo as mesmas amostras das seções delgadas. Duas amostras não foram analisadas para litoquímica. As análises englobam os elementos maiores, traços e Elementos Terras Raras (ETR), com a seguinte metodologia:

1 - A preparação inicial das amostras (limpeza e seleção) foi realizada no Laboratório de Petrografia da SUREG-RE/CPRM (Recife-PE);

2 - As demais etapas de preparação que inclui 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;

3 - As análises foram obtidas em rocha total por Fluorescência de Raios-X (elementos maiores), ICP MS e ICP OES para os elementos traços;

4 - A perda ao fogo (LOI) foi calculada pela diferença de peso da amostra após aquecer 0,2 g de amostra a 1000°C. O erro analítico inferior a 2% para os óxidos e inferior a 5% para os elementos traços. Os dados foram analisados e interpretados no Microsoft Excel 2010 para a confecção dos diagramas.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. Província Borborema

A Província Borborema (PB) descrita por Almeida *et al.* (1981) corresponde a uma entidade geotectônica de sequências metasupracrustais situadas no Nordeste do Brasil, depositadas sobre um embasamento gnáissico de idade arqueana a paleoproterozoica intrudida por inúmeros corpos granitoides de idade neoproterozoica (Almeida *et al.*, 1981; Dantas *et al.* 2013). Apresenta uma área de aproximadamente 380.000 Km² e sua maior parte apresenta um clima semi-árido. Esta Província é limitada a sul pelo Cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias sedimentares da margem costeira (Figura 2). De modo mais amplo, as estruturas desta província tectônica apresentam continuidade na África ao norte do Cráton São Francisco-Congo.

O desenvolvimento da PB é entendido como uma complexa faixa colisional de terrenos alóctones, terrenos estes com origens geotectônicas distintas, originada durante a convergência de placas, a exemplo do Cráton São Francisco e o Oeste da África, durante a construção do Gondwana ocidental em 600 Ma (Jardim de Sá, 1994; Souza *et al.*, 2007). Sua estabilização está relacionada diretamente com o ciclo brasileiro/pan-africano, último evento orogênico importante da região. Esta orogênese em questão deu origem ao intenso plutonismo granitoides e extensas zonas de cisalhamento, ambas de idade neoproterozoica. (Brito Neves *et al.*, 2000; Angelim *et al.*, 2006).

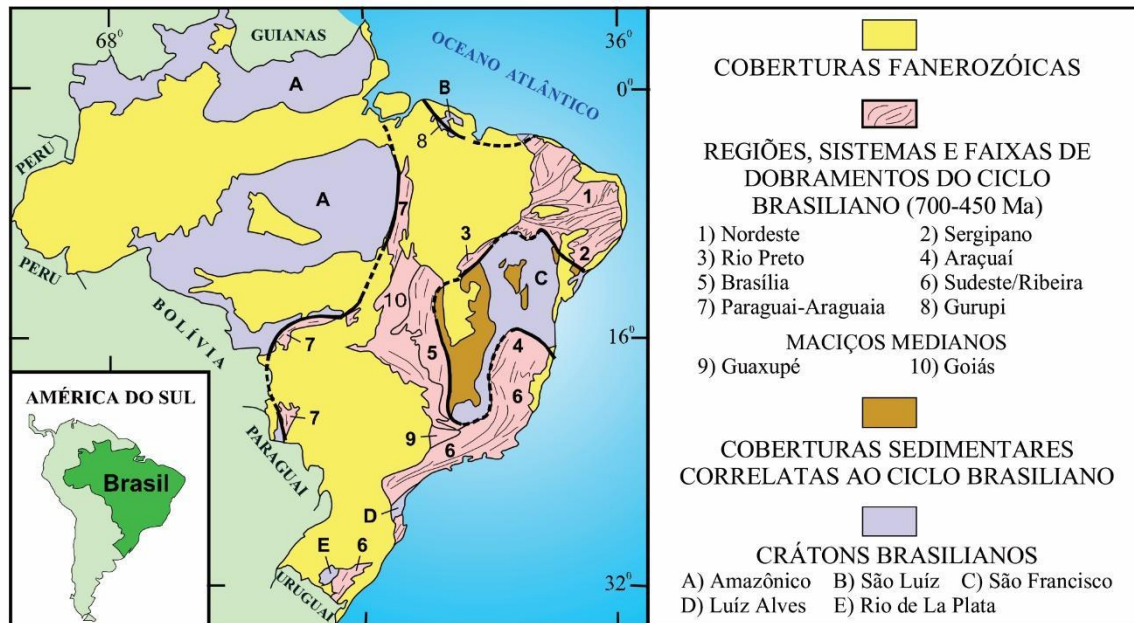


Figura 2: Compartimentação do território Brasileiro (faixas, regiões, sistemas e crátons) de Schobbenhaus *et al.*, (1984). A PB compreende as regiões 1 e 2, a região de dobramentos Nordeste e Sergipano.

Em estudos especificando a Província Borborema (PB), Van Schmus *et al.* (1997) dividiram-na em três domínios tectônicos fundamentais, limitados pelas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, ambas brasileiras de *trend* leste-oeste. O primeiro foi denominado Domínio Norte, ao norte da Zona de Cisalhamento Patos. O segundo chamado Domínio Central, entre as zonas de cisalhamentos Patos a norte e Pernambuco a sul como limites, e o terceiro Domínio Sul, compreendido entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco e o Cráton São Francisco. Esses três domínios foram posteriormente nomeados respectivamente como Subprovíncia Setentrional, Subprovíncia Zona Transversal e Subprovíncia Meridional (Delgado *et al.* 2003). Por fim, Medeiros *et al.* (2017) subdividiram a PB em nove domínios geotectônicos (Figura 3).

No estado do Rio Grande do Norte, a compartimentação tectônica é segmentada em três domínios: Domínio Jaguaribeano (JG), Domínio Rio Piranhas-Seridó (PS) e Domínio São José do Campestre (JC), de oeste para leste, respectivamente (Angelim *et al.*, 2006). Geologicamente, a área de estudo está inserida no Domínio Rio Piranhas-Seridó, que receberá maior ênfase a seguir.

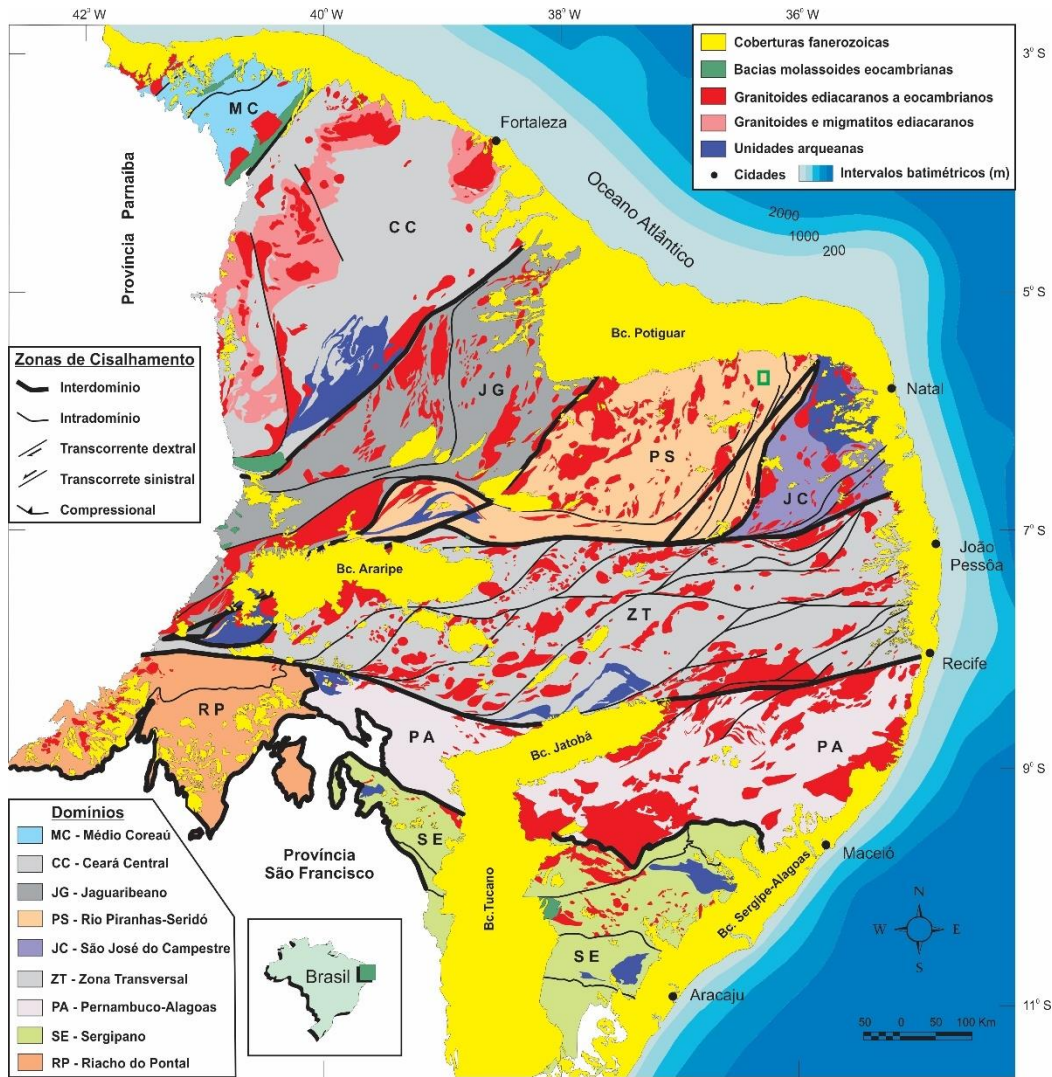


Figura 3: Divisão dos domínios observados na Província Borborema, segundo Medeiros *et al.*, (2017). O retângulo de cor verde indica a área de estudo.

3.2. Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS)

Segundo Angelim *et al.* (2006) e Medeiros (2011) o Domínio Rio Piranhas-Seridó ocupa uma extensa área na porção central do Estado do Rio Grande do Norte, limitado tectonicamente a oeste pelo Domínio Jaguaribeano por meio da Zona de Cisalhamento Portalegre; a leste, com o Domínio São José do Campestre por meio da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, a norte com as rochas sedimentares da Bacia Potiguar e a sul com a Zona de Cisalhamento Patos (Figura 4).

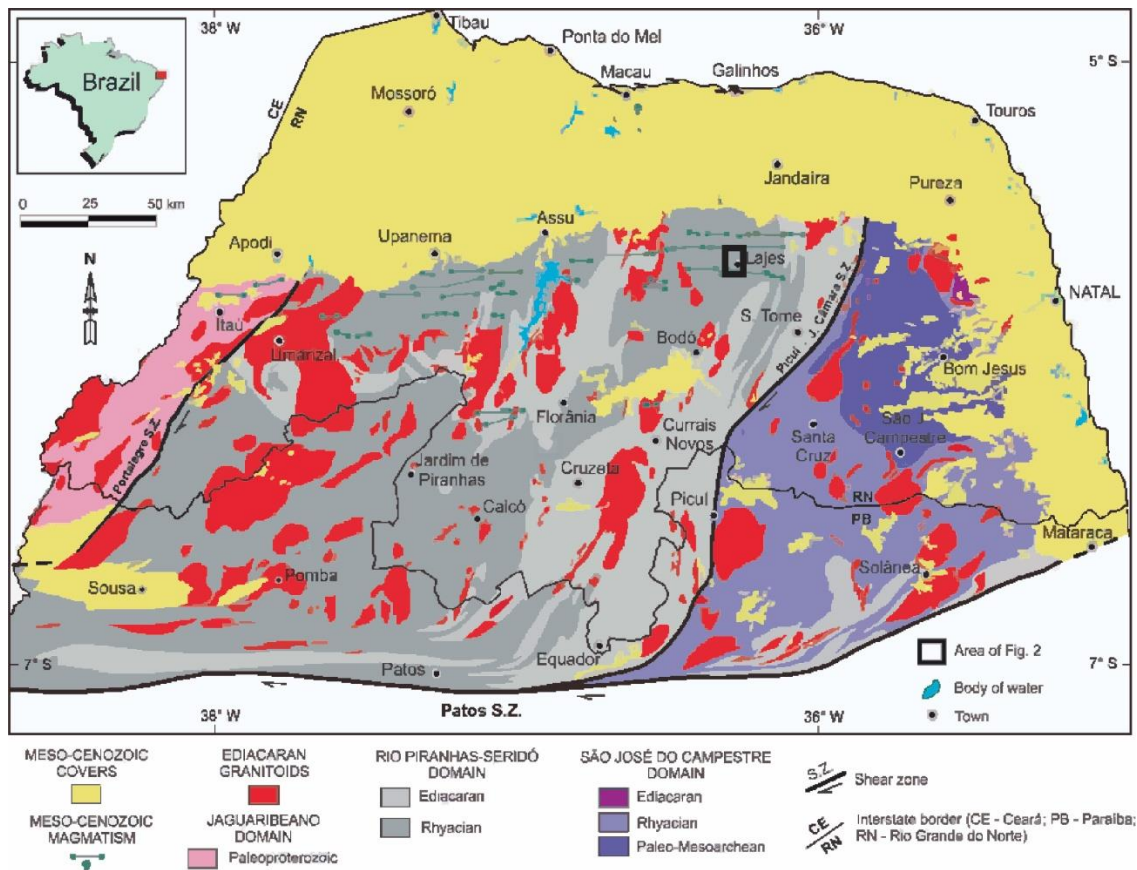


Figura 4: Mapa geológico do RN com ênfase no Domínio Rio Piranhas Seridó em cinza (DPS). Retirado de Cavalcante et al., (2018). A área de estudo está localizada pelo retângulo preto.

O embasamento desse domínio é constituído por ortognaisses lepidogranoblasticos e rochas metamáficas/metaultramáficas associadas datadas no período arqueano, seguindo por ortognaisses e gnaisses migmatíticos de idade sideriana do Complexo Arábia, com rochas metaplutônicas e metavulcanossedimentares de idade riaciana, que caracteriza o Complexo Caicó, além de uma suíte de *augen* gnaisses graníticos paleoproterozoica, denominada de Suíte Poço da Cruz (Ferreira *et al.*, 1998). Esta nomenclatura está seguindo uma nova linha de pesquisa, mostrada no tópico sobre o estado da arte dos *augen* gnaisses. A cobertura desse embasamento é constituída por um segmento de rochas supracrustais neoproterozoica designada de Faixa de Dobramentos Seridó (Brito Neves, 1975) ou simplesmente Faixa Seridó, composta pelo Grupo Seridó (Jardim de Sá, 1994), englobando as formações Jucurutu, Equador e Seridó, da base para o topo respectivamente, além de um volumoso plutonismo de características petrográficas e geoquímicas diversificadas, toda de idade ediacarana. Ainda se observa rochas vulcânicas mesozoicas de direção leste-oeste datadas pelo

método Ar/Ar por Araújo *et al.* (2001) em 146 e 113 Ma. A Figura 4 mostra de forma mais detalhada o Domínio Rio Piranhas-Seridó e suas litologias principais associadas.

3.3. Unidades Arqueanas

Para as rochas arqueanas recentemente encontradas no DPS, ainda não há uma nomenclatura adequada. Entretanto, os dados apresentados neste trabalho podem ser subdividido em dois grupos litológicos distintos: As rochas metamáficas/metaultramáficas e rochas gnáissicas.

3.3.1. Metamáficas/metaultramáficas:

Para o éon arqueano, os dados apresentam grande variabilidade de períodos distintos. Santos *et al.* (2020) nas minas Serra Verde e Oiticica dataram serpentinitos por U-Pb em zircão em 3747 ± 12 Ma e 3526 ± 5 Ma, interpretando como a idade de cristalização do protólito dos serpentinitos. Esta datação, até o presente estudo, mostra a rocha mais antiga encontrada na Província Borborema. Ruiz (2017) e Ruiz *et al.* (2019) obtiveram datação U-Pb em zircão em clinopiroxenitos na região de São Tomé, com 3506 ± 29 Ma e 3499 ± 42 Ma. Ainda em estudos isotópicos, os dados de Sm-Nd as rochas máficas/ultramáficas pelos referidos autores fornecem modelos TDM de 4.01 Ga e ϵ_{Nd} entre -4,01.

Ferreira *et al.* (2019), Ferreira (2019) e Ferreira *et al.* (2020) dataram algumas rochas anfibolíticas no Bloco Campo Grande pel método U-Pb em zircão, obtendo idades de 2663 ± 16 Ma e 2657 ± 14 Ma, ambas as amostras contendo zircões herdados em 2992 ± 17 Ma e 3007 ± 25 Ma respectivamente, além de mostrar intercepto inferior no período brasileiro.

Dantas *et al.* (2019) dataram pelo método U-Pb em zircão rochas metamáficas/metaultramáficas (metapiroxenitos, metagabros e anfibolitos) próximas a mina de Bonfim, chamados de Complexo Amarante. Segundo os autores este complexo representa uma sequencia bimodal de rochas básicas/ultrabásicas e rochas ácidas (ortognaisses indiferenciados), onde a datação do primeiro grupo de rochas forneceu idade em 3528 ± 66 Ma. Ainda na mesma região, os mesmo autores dataram um corpo

anfíbolítico com lentes finas de ilmenita, chamada de Serra do Ingá, com 2678 ± 4 Ma. Cavalcante et al. (2018) dataram um metagabrorito extraído de um furo de sonda nas proximidades da região da mina de saquinho, pelo método U-Pb em zircão, obtendo $2501 \pm 2,7$ Ma.

Como observado as rochas metamáficas/metaultramáficas apresentam grande espectro durante o período arqueano, período este antes só observados no Domínio São José do Campestre, com trabalhos de Dantas (1997). A partir desses e de levantamentos posteriores, poderá ser possível individualizações em unidades para estas rochas.

3.3.2. Gnaisses ortoderivados:

Assim como nas rochas metamáficas/metaultramáficas, os gnaisses ortoderivados datados até então apresentam grande variabilidade, atingindo boa parte do éon arqueano. Ruiz et al. (2019) dataram pelo método U-Pb em zircão um ortognaisse do embasamento na região de São Tomé, encontrando valores de 3508 ± 16 Ma, com TDM de 3,68 Ga e $\epsilon\text{Nd} -17,67$. Oliveira et al. (2013) dataram o gnaisse Morro do Careca, também próximo a mina Bonfim, encontrando valores de 3348 ± 23 Ma. Corrêa (2019) em estudos de ênfase em alterações e mineralizações de scheelita no DPS, dataram pelo método U-Pb em zircão, rochas com alteração de Ca-Ba e rochas graníticas do embasamento. Os resultados explanam 3324 ± 23 Ma e 2699 ± 11 Ma, respectivamente. Ambos os dados mostram intercepto inferior datado durante o período neoproterozoico. Cavalcante *et al.* (2018) no mesmo furo que dataram a rocha metamáfica descrita acima, observaram e dataram microaugen gnaisses bandados pelo método U-Pb em zircão em $2512 \pm 3,2$ Ma.

Em estudos da Folha Cedro, Gomes et al., (2019) dataram ortognaisses tonalíticos-granodioríticos com injeções graníticas, pertencentes ao Complexo Granjeiro, com idades variando de 2764 a 2713 Ma. Os autores denominaram esta litologia como unidade Unidade Riacho Boqueirão. Esta unidade apresentou idade de 2541 Ma.

Datações U-Pb em zircão de hornblenda biotita gnaisses e biotita gnaisses no Bloco Campo Grande, realizados por Ferreira *et al.* (2017) definem idades

mesoarqueana (3120 Ma e 2930 Ma) e idades neoarqueanas em álcalis-gnaisses e piroxenitos (2690 Ma). Já pelo método Sm-Nd a idade modelo TDM mostra épocas acrescionárias em 3,7; 3,3 – 3,1 e 2,7 Ga, respectivamente, com valores de ϵ_{Nd} entre -1,86 a -5,85. Isto evidencia a derivação destas rochas a partir de fontes crustais arqueanas. Os trabalhos posteriores de Ferreira et al. (2019), Ferreira (2019) e Ferreira et al. (2020) em migmatitos tonalíticos, utilizando o método U-Pb em zircão, obtiveram com idades de 2923 ± 14 Ma, 2983 ± 4 Ma e 2923 ± 12 Ma, interpretados como a cristalização do protólito. Entretanto, ambas as amostras apresentam recristalizações nas bordas dos zircões duante a deformação paleoproterozoica (2,0 Ga) e neoproterozoica (0,6-0,55 Ga).

Para o trabalho mais recente de Ferreira et al. (2020) a complexa história deformacional/metamórfica do Bloco Campo Grande se deve a três eventos de migmatização distintos, datados em 2,9; 2,65 e 1,95 Ga. As datações observadas em 2,9 e 2,65 Ga são indicativas de retrabalhamento da crosta arqueana, como já mostrada. Já a datação de 1,95 são indicativos deste retrabalhamentos das rochas mais recentes, apresentando uma anomalia fortemente positiva de Eu com TDM entre 2,4 a 2,6 Ga. Para eles, estes três eventos são demarcados de eventos anatéticos, uma vez que é possível observar tais idades em datações dos cristais de zircão. Há amostras no trabalho de Ferreira et al. (2020) que mostram três idades distintas, ambas com MSWD aceitável.

Assim posto, a identificação dos processos anatéticos podem ser expandidos para o DPS como um todo, o qual este presente trabalho mostra um reforço a esta teoria. Portanto, a idade deformacional/metamórfica de 1,95 Ga torna-se candidata para o processo de migmatização observados nas rochas do Complexo Caicó.

Portanto, as unidades arqueanas no DPS estão começando a ter dados significativos para uma possível interpretação geotectônica, e correlação regional com os Domínios adjacentes, como comentado por Souza et al. (2015), Cunha et al. (2019) e outros. Para Souza et al. (2015), os seis blocos geotectônicos acima do Lineamento Patos são caracterizados por fontes de magmas em ambientes de subducção de crosta oceânica (empobrecido ou metassomatizado). Já Cunha et al. (2019) sugere uma suíte metaplutônica paleo a mesoarqueana de afinidade TTG, seguido por uma suíte

metamáfica-metaultramáfica de associação toleítica-komatiítica mesoarqueana, seguidos por uma unidade metaplutônica neoarqueana. Ainda assim, os trabalhos não estão uniformizados quanto aos recentes dados e é necessário maiores estudos de caráter mais regional, bem como maior levantamento de dados.

Com a compilação dos dados supracitados na Tabela 1 e Figura 5 é possível correlacionar os três estágios de cristalização/deformação de Ferreira et al. (2020) para as rochas do embasamento do DPS. O primeiro grupo em rosa representa as rochas metamáficas e ortoderivadas pretéritas, posteriormente metamorfizadas. O grupo 2 representa as rochas metaígneas as quais houve o primeiro estágio de migmatização (até então) conhecidos, datados em 2,9. O terceiro grupo representa novamente a datação das rochas metaígneas, além de corroborar com a datação do segundo evento de migmatização, em 2,65 Ga. Na Figura 5 os dados geocronológicos coincidem com os períodos de migmatização.

3.4. Complexo Arábia e Unidades siderianas correlatas

Recentemente proposto por Costa e Dantas (2014; 2018), este Complexo é composto de ortognaisses e gnaisses migmatíticos com protólito granodiorítico a tonalítico. trata-se de rochas leucocráticas, inequigranulares média a grossa, além de lentes de anfibólitos. Datações realizadas pelo método U-Pb em zircão obtiveram idades de $2.456 \pm 4,2$ Ma em biotita-anfibólio ortognaisses localizados a noroeste da cidade de Lajes, RN. Na mesma amostra, uma análise isotópica de Sm-Nd forneceu idade modelo TDM em 2,56 Ga com valores ϵ_{Nd} de + 1,2. Este valor pode sugerir uma fonte juvenil para a cristalização do protólito do Complexo Arábia. Em dados gravimétricos, tal unidade apresenta densidade anômala em relação às rochas adjacentes.

Esta nomenclatura para rochas do período sideriano foi dada exclusivamente para as rochas descritas na Folha Lajes, realizadas pelos autores acima. Entretanto, novos trabalhos geocronológicos estão observando este mesmo período. Hollanda et al., (2011) descreveram e dataram gnaisses bandados na região de Santa Luzia, datando pelo método U-Pb, obtendo 2400 ± 40 Ma. Ferreira et al. (2017) na mesma pesquisa do Bloco Campo Grande observaram anfibólitos, datados em 2440 Ma. Cavalcante et al.

(2019) dataram metapiroxenitos e clinoproxenito-hornblenditos na região do povoado de Bom Jesus e obtiveram idades de 2381 ± 16 Ma.

No extremo sudoeste do DPS, Gomes et al. (2019) em estudo pela confecção da Folha Cedro, dataram pelo método U-Pb as unidades Ipaumirim e Coqueiro, composto por ortognaisses migmatítico, além de rochas metamáficas/metaultramáficas (anfíbolitos, hornblenditos, talco xistos, outros), respectivamente. As datações encontram-se na redondeza da Serra do Mudubin. Para a unidade Ipaumirim os dados mostram variação de 2498 a 2461 Ma, enquanto que a unidade Coqueiro apresenta idade de 2370 Ma. A Tabela 1 mostra um resumo sobre o texto descrito acima, resumindo as recentes datações para o arqueano e sideriano no DPS.

Tabela 1: Sumário dos dados recentes acerca do arqueano e sideriano presente no DPS.

Arqueano						
Localidade	Rocha	Método	idade (Ma)	TDM (Ga)	ϵNd	Referência
Serra Verde	Serpentinito	U-Pb	3747 \pm 12			Santos et al., (2019)
Oiticica	Serpentinito	U-Pb	3526 \pm 5			
São Tomé	Clinoproxenitos	U-Pb	3506 \pm 29	4,01	-4,01	Ruiz et al., (2017; 2019)
São Tomé	Ortognaisse	U-Pb	3508 \pm 16	3,68	-17,67	
Complexo Amarante	Metamáficas	U-Pb	3528 \pm 66			Dantas et al., (2019)
Serra do Ingá	Anfíbolito	U-Pb	2678 \pm 4			
Saquinho	Metamáficas	U-Pb	2512 \pm 2,7			Cavalcante et al., (2018)
Morro do careca (Bonfim)	Gnaisse	U-Pb	3348 \pm 23			Oliveira et al., (2013)
Depósito Bonfim	Alteração Ca-Ba em granito	U-Pb	3324 \pm 23			Correa et al., (2019)
Pedro Tomáz	Granito embasamento	U-Pb	2699 \pm 11			
Saquinho	Gnaisses bandados finos	U-Pb	2512 \pm 3,2			Cavalcante et al., (2018)

Sítio Roça Velha	Ortognaisse do Complexo Granjeiro	U-Pb	2764-2713			Gomes et al., (2019)
Serrinha	Ortognaises	U-Pb	2541			
Campo Grande (anfíbolitos)	Hb-bt gnaisse		3120			Ferreira et al., (2017)
	Bt gnaisse	U-Pb	2930	3,7; 3,3-	(-5,85 a -	
	alcali gnaisse Piroxenito		2690	3,1;2,7	1,86)	
Campo Grande (anfíbolitos)	Anfíbolito (borda)	U-Pb	2663±16	3,7-3,3	(-1,03 a -	Ferreira et al., (2019)
	Anfíbolito herdado (borda)	U-Pb	2992±17		7,97)	
	Anfíbolito (centro)	U-Pb	2657±14	1,97 a 8,17	1,95 - 2,65	
	Anfíbolito herdado (centro)	U-Pb	3007±25			
	Anfíbolito	U-Pb	2692±13	3,7-3,3	(-1,03 a - 7,97)	
	Paleossoma tonalítico	U-Pb	2923±14	3,2	-2,58	
Campo Grande (migmatitos)	Paleossoma paleoarqueano	U-Pb	2983±4			Ferreira (2019)
	Paleossoma paleoarqueano	U-Pb	2911±12	2,59 - 3,31	(-3,9 a +4,8)	
	Paleossoma neoarqueano	U-Pb	2682±25			Ferreira et al., (2020)
	Resíduo granodiorítico	U-Pb	2614±10			
	Paleossoma neoarqueano	U-Pb	2525±17			
Sideriano						
Lajes	Gnaisses migmatíticos	U-Pb	2456±4,2	2,56	1,2	Costa e Dantas (2014; 2018)
Santa Luzia	Gnaisses bandados	U-Pb	2400±40			Hollanda et al., (2011)
Campo Grande	Anfíbolitos	U-Pb	2440			Ferreira et al., (2017)
Bom Jesus	Metapiroxenitos	U-Pb	2381±16			Cavalcante et al., (2019)

Serra do Mudubin	Ortognaisses	U-Pb	2498 - 2461	Gomes et al., (2019)
	Metamáficas	U-Pb	2370	

Diante do surgimento de novos dados mais robusto, além de uma quantidade cada vez mais significativa de informações, sugere-se, assim como nas unidades arqueanas, um estudo detalhado para caracterização de uma nova unidade durante o sideriano, com dados petrológicos, geoquímicos e isotópicos.

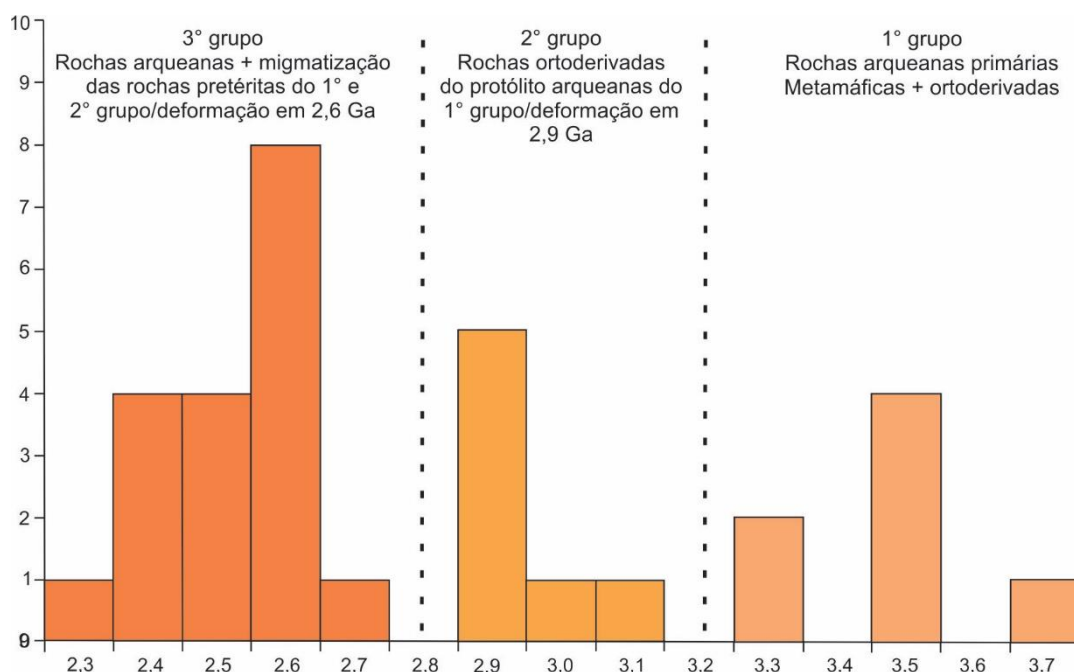


Figura 5: Histograma de comparação dos dados levantados na Tabela 1. No gráfico é mostrado de forma mais evidente dois dos três períodos iniciais de migmatização proposto por Ferreira et al., (2020), em 2,9 e 2,65 Ga.

3.5. Complexo Caicó

O complexo Caicó foi definido primeiramente por Meunieur (1964) e Ebert (1969) para descrever os metassedimentos do embasamento do Grupo Seridó, bem como os migmatitos e metabasitos os quais formavam a antiga “Série Ceará”. Ferreira e Albuquerque (1969) denominaram uma sequência litológica de alto grau metamórfico, denominando Grupo Caicó, composto de rochas ortoderivadas e metassedimentos na base da sequência metasupracrustal. Com o tempo, duas linhas de pensamento foram defendidas. A primeira propunha uma divisão para o embasamento em Grupo São

Vicente (ortognaisses e metassedimentos) intrudidos por ortognaisses graníticos denominados de Grupo Caicó (Hackspacher e Sá, 1984; Hackspacher *et al.*, 1986). A segunda linha empregou o termo Complexo Caicó, unindo os gnaisses migmatíticos ortoderivados e metassedimentares em caráter subordinado (Santos, 1973; Torres, 1973; Jardim de Sá, 1980; Jardim de Sá 1984; Jardim de Sá, 1994). Esta última definição foi adotada em trabalhos posteriores e se estabeleceu na literatura.

Segundo Jardim de Sá (1994), o Complexo Caicó é subdividido em duas unidades distintas: A unidade *metavulcanossedimentar* e a unidade de *ortognaisses*. Na primeira unidade é observado paragnaisses com granadas e anfibolitos (metabasaltos e metandesitos) de granulação fina com metariolitos, metagrauvas, formação ferríferas bandadas (BIFs), gnaisses calciossilicáticos, quartzitos e mármore subordinados (Souza *et al.*, 2007). Esta unidade é pobremente representada na cartografia regional por ser vista como uma unidade antiga migmatizada e confundida com as rochas da Formação Jucurutu, porção basal do Grupo Seridó (Angelim *et al.*, 2006). A unidade *ortognaisses* é predominante no DPS (Angelim *et al.*, 2006), representada por rochas metaplutônicas de composição máficas (quartzo diorítica e metagabros), metaultramáficas subordinados (hornblenditos, serpentinitos, talco xisto), gnaisses tonalíticos a graníticos com texturas variadas. Souza *et al.* (2007) sugerem que as rochas metaplutônicas do Complexo Caicó constituem intrusões contemporâneas, especialmente relacionadas entre si provavelmente com um magma parental comum, básico a intermediário menos evoluído. Para Fetter *et al.* (2000) os gnaisses pertencentes às duas unidades mostram graus variados de migmatização, desde pequenas porções até a completa fusão parcial da rocha.

Os dados geocronológicos para o Complexo Caicó refletem um período riaciano com valores negativos de ϵ_{Nd} , oriundos de um forte componente crustal (Souza *et al.*, 2007; Dantas *et al.*, 2013). Segundo Hollanda *et al.* (2011) o período riacino é considerado o mais importante de formação do Complexo Caicó, visto que há uma maior acreção crustal, datado entre $2,1 \pm 0,5$ Ga, confirmados por diversas datações encontradas na literatura (Hackspacher *et al.*, 1990; Legrand *et al.*, 1991a; Dantas, 1992; Jardim de Sá, 1994; Dantas, 1997; Souza *et al.*, 2007; Hollanda *et al.*, 2011; Sá *et al.* 2014; Souza *et al.*, 2015; Ferreira *et al.*, 2017; Cavalcante *et al.*, 2019; Correa, 2019;

outros). Souza *et al.* (2007) propõe um ambiente tectônico relacionado à subducção de rochas ortoderivadas do Complexo Caicó, em metamorfismo de fácies anfibolito com transição para granulito em porções específicas.

Nas unidades paleoproterozoicas dos domínios compreendidos a Norte do Lineamento Patos, em especial os domínios São José do Campestre, Domínio Rio Piranhas Seridó e Domínio Jaguaribeano, há dois grupos de ϵNd , um com valores abaixo de -1,5 e outro entre -1,5 e +1. Para esta diferenciação Souza *et al.* (2015) inferem que o primeiro grupo citado mostra forte influencia com fontes crustais mais antigas, associados também com anomalias negativas de Ta, Nb, Ti e P, enquanto que o segundo grupo é derivado de fontes do manto empobrecido.

Sá *et al.* (2014) realizaram datações U-Pb em zircão nas rochas metaplutônicas do Complexo Caicó e no Complexo Jaguaretama (Domínio Jaguaribeano), chegando à conclusão de que o embasamento de ambas as áreas é indistinguível por dados isotópicos, ambas de idade riaciana. Quando se une as inferências de Sá *et al.* (2014) e Souza *et al.* (2015) é possível inferir que ambos os domínios citados podem fazer parte de um grande domínio geotectônico, denominados por alguns como Domínio Rio Grande do Norte.

Apesar das rochas paleoproterozoicas do DPS constituírem mais de 50% da região, e com diversos trabalhos relacionados ao estudo de suas litologias, ainda carece de informações para correlacioná-los e propor novas hipóteses de gênese do magmatismo, como realizado por Souza *et al.* (2015).

Subsequente ao Complexo Caicó existe na literatura a Suíte Poço da Cruz (Ferreira 1998), composta principalmente por *augen* gnaisses datados aproximadamente de 2,0 Ga, relacionados ao ciclo Transamazônico. Entretanto a compreensão do magmatismo associado a esta unidade (Suíte Poço da Cruz ou granitoides G2) necessita de estudos adicionais, considerando o avanço de dados geocronológicos os quais serão explicados detalhadamente no capítulo seguinte em um estado da arte. Com a observação das principais litologias observadas na área de estudo, o presente trabalho segue para expor os dados na literatura sobre os *augen* gnaisses e os dados levantados no projeto de forma mais acurada.

4. AUGEN GNAISSE – ESTADO DA ARTE

Neste presente capítulo será realizado um estado da arte acerca das principais feições observadas, a textura tipo *augen* e suas características deformacionais/metamórficas. Por fim, será explanado um levantamento acerca dos principais estudos nesta temática na Província Borborema, Especialmente no Domínio Rio Piranhas – Seridó, onde há a maior quantidade de informações sobre a temática.

4.1. Definição de “*augen*”

A palavra *augen* deriva do alemão, que significa olhos, no plural. Ou seja, de forma simples, são cristais em formato de olhos. Segundo Shelley (1992) a textura *augen* são cristais que resistem à deformação plástica, adquirindo um formato sigmoide. Para Passchier *et al.* (1993) a estrutura do tipo *augen* são cristais isolados ou agregados de cristais grossos, em forma de lente ou chamado também de facóides ou ocelos, em uma matriz de granulação fina. Já, segundo Vernon (2004) e Fettes e Desmons (2007) essa textura representa lentes ou agregados de minerais geralmente de escala mesoscópica, sendo produto de deformação (como um clasto reliquiar por exemplo). Para Passchier e Trouw (2005), são cristais, ou agregados de cristais, em formatos de lentes, geralmente oriundo de porfiroclastos que se desenvolveu em alto grau metamórfico por recristalização parcial. Segundo Winter (2010) esta textura é formada por cristais em formatos de olhos (comumente feldspatos) derivados de megacristais pré-existentes deformados por cisalhamento, onde cada cristal individualmente é chamado *augen*. Logo, uma rocha com excesso desta textura recebe o nome da estrutura a frente, como *augen* gnaisse por exemplo.

É importante ressaltar que existe uma gênese sedimentar dos cristais de feldspatos, através da erosão e deposição de rochas pretéritas, entretanto para este caso é possível ser diferenciado dos demais em aspectos de campo e petrográfico (Bell e Jonhson, 1989; Verssallo e Veron, 2000). Por este motivo será discutido a origem ígnea ou metamórfica dos cristais de feldspatos para formar a textura *augen*.

A definição de Winter (2010) em junção com os estudos realizados por Passchier *et al.* (1993) e Passchier e Trouw (2005) confirmam que o primeiro caso – originado a partir de um cristal pretérito – é mais comum. A grande maioria dos *augen* observados são oriundos de granitos com textura grossa e megacristais disseminados pelo corpo (granito porfirítico), ocasionando alguns efeitos como aumento na granulometria da rocha pretérita (baixa razão nucleação/crescimento mineral), recristalização de quartzo e feldspatos (Passchier *et al.*, 1993), além de gerar a referida textura com aspecto de olhos.

Spry (1979) afirma que algumas texturas deformacionais/metamórficas em rochas granitoides são marcadas principalmente por encurvamento de feldspatos, deformação de geminação de plagioclásio (essas duas deformacionais), exsolução de feldspatos e piroxênios, recristalização da mineralogia presente, entre outros fatores. Segundo este autor, é difícil ter certeza quais minerais são formados em condições ígneas e quais minerais são formados em condições metamórficas, e entender o ambiente de formação do mesmo facilita essa separação mineral e em consequência os efeitos do metamorfismo/deformação atuantes na rocha. Para este fim, é imprescindível uma descrição de campo/petrográfica detalhada e cuidadosa, para argumentar com maiores evidências e defender seu posicionamento. Segundo Bucher e Frey (1994) os processos metamórficos envolvidos neste tipo de protólito (granitoides) ocorrem em uma ampla variação de pressão e temperatura. Entretanto, receberá maior ênfase a deformação pela temperatura, visto sua maior ocorrência na bibliografia.

4.2. Porfiroblasto X Porfiroclasto

Porfiroblasto é a junção das palavras pórfiro (do grego roxo) e blastos (do grego broto, ou brotar). Segundo os trabalhos de Becker (1903) o termo foi utilizado para grandes cristais imersos em uma matriz fina em rochas metamórficas, nome este derivado da textura porfirítica presentes em rochas magmáticas. Mehnert (1971) afirma que são cristais desenvolvidos durante o evento metamórfico. Spry (1979) adota um conceito mais amplo, de cristais maiores imersos em uma matriz fina, análogo com a textura porfirítica de rochas ígneas, em rocha metamórfica. Ainda na ideia deste autor, ele introduz o termo blastoporfirítico, o qual remete a uma textura reliquiar de um

granito porfirítico alterada por um evento metamórfico. Segundo Passchier e Trouw (1996; 2005) o termo porfiroblasto é referido como megacristais formado por crescimento metamórfico em uma matriz fina, e são fontes de processos deformacionais e metamórficos específicos. Fetter e Desmons (2007) define como cristais maiores imersos em uma matriz fina presente na rocha metamórfica. Por fim, Winter (2010) cita essa textura como semelhante a uma textura porfirítica de origem metamórfica, onde um ou mais minerais desenvolveram-se em larga escala em detrimento de outros, de modo que cada cristal é classificado como um profiroblasto.

Em contrapartida, o termo porfiroclastos é a junção das palavras pórfiro (do grego, roxo) e clastos (do grego, quebrado). Analisando cada palavra separadamente, é possível observar a distinção entre blasto e clasto, no qual o primeiro termo refere-se à “surgimento” enquanto o segundo tem relação com algo pretérito.

Segundo Becke (1903), Vernon (2004) e Fettes e Desmons (2007) a textura porfiroclástica refere-se a megacristais reliquiares em uma rocha metamórfica com matriz de granulação mais fina, produzida por deformações. Já Spry (1979) refere-se a esta textura como cristais reliquiares gerados pela redução dos grãos durante o metamorfismo dinâmico, imerso em matriz fina. Shelley (1983) sugere que esta textura é gerada por resistência a deformação plástica de cristais pretéritos. Passchier e Trouw (1996, 2005) denotam uma deformação em rochas miloníticas de agregados de grãos de composição semelhante imersos em uma matriz fina. Winter (2010) sugere que esta textura é remanescente de grãos pré-deformacionais (grãos sedimentares ou fenocristais) de tamanho maior em relação à matriz graças a sua maior resistência a deformação. Fossen (2012) afirma que porfiroclastos são grãos minerais reliquiares de maior dimensão, geralmente de feldspatos ou outro mineral resistente, imerso em uma matriz fina milonítica. Suas extremidades podem desenvolver mantos de material recristalizados. Essa recristalização na borda em casos específicos fornece dados acerca da cinemática da deformação.

Em suma, como será tratado no presente estudo daqui em diante, a textura porfiroblástica refere-se a megacristais onde sua blastese e crescimento mineral está ligada ao processo metamórfico. Já o porfiroclasto é um cristal pré-cinemático de origem reliquiar. Enquanto a primeira textura remete a gênese e crescimento metamórfico, a segunda textura refere à deformação, diminuição e metamorfismo de

cristais pretéritos, apenas no desenvolvimento – e não gênese do cristal – da textura. A Tabela 2 mostra de forma resumida a comparação entre os autores supracitados sobre tais definições.

Com a diferença entre porfiroblasto e porfiroclasto bem estabelecida, foi observado que, em geral, esses megacristais deformados em formatos de olhos são constituídos de feldspatos, agregados de feldspatos e quartzo, muscovita, anfibólio, piroxênio e outros (Passchier e Trouw, 2005), entretanto a predominância de minerais do grupo do feldspato como mineralogia principal para esta textura se dá por este grupo ser um dos principais constituintes de rochas, sejam ígneas, metamórficas ou sedimentares. Portanto, para entender os processos de deformação originários da textura *augen*, é de suma importância reconhecer as características deformacionais do principal mineral formador desta textura, os feldspatos. Assim, é possível determinar a temperatura de deformação e seus efeitos metamórficos associados para construir uma história evolutiva completa.

Tabela 2: Definição de porfiroblasto e porfiroclasto segundo diferentes autores.

	Porfiroblastos	Porfiroclastos
Becke (1903)	Grandes cristais imersos em uma matriz fina presentes em rochas metamórficas, cujo nome derivado do termo porfirítico de rochas ígneas.	----
Mehnert (1971)	Cristais desenvolvidos durante o evento metamórfico.	----
Spry (1979)	cristais maiores imersos em uma matriz fina, análogo com a textura porfirítica de rochas ígneas, em rocha metamórfica.	Cristais reliquiares gerados pela redução de grãos em metamorfismo dinâmico.
Shelley (1992)	----	Cristais pretéritos resistentes à deformação plástica.
Passchier e Trouw (1996; 2005)	Megacristais formados por crescimento metamórfico, imerso em uma matriz fina e são fontes de processos metamórficos e deformacionais específicos.	Deformação de grãos ou agregados de grãos em rochas miloníticas.
Vernon (2004)	----	Megacristais reliquiares em rochas metamórficas imerso em matriz fina produzidas por

		deformação.
Fettes e Desmons (2007)	Grandes cristais formados em uma rocha metamórfica, sobre uma matriz de cristais menores.	Grandes cristais reliquiar presente em uma rocha metamórfica, em uma matriz de granulação mais fina produzida por deformação.
Winter (2010)	Um ou mais minerais que se desenvolveram prioritariamente em relação a outros minerais da rocha metamórfica através de um evento metamórfico.	Remanescentes de grãos pré-deformacionais de maior granulometria em relação à matriz, graças à sua resistência à deformação.
Fossen (2012)	----	Grão mineral reliquiar de maior dimensão, geralmente de feldspatos ou outro mineral resistente, imerso em uma matriz fina milonítica. Suas extremidades podem refletir o sentido do cisalhamento.

4.3. Deformações dos cristais do grupo dos feldspatos

Os diferentes processos deformacionais geram estruturas distintas nos cristais do grupo dos feldspatos. Isso ocorre graças à variação de temperatura e pressão dirigida durante a deformação/metamorfismo, observado na Figura 6. De forma simples, cada variação na temperatura de deformação – principalmente – pode ocasionar diferentes respostas do cristal, sendo esta uma resposta de caráter rúptil e dúctil. Assim sendo, as formas em lentes (*augen*) em questão observados nos porfiroclastos são formadas a partir de determinada condição tectono-metamórfica, descritas a seguir a partir de diversos estudos sobre deformação deste grupo mineral.

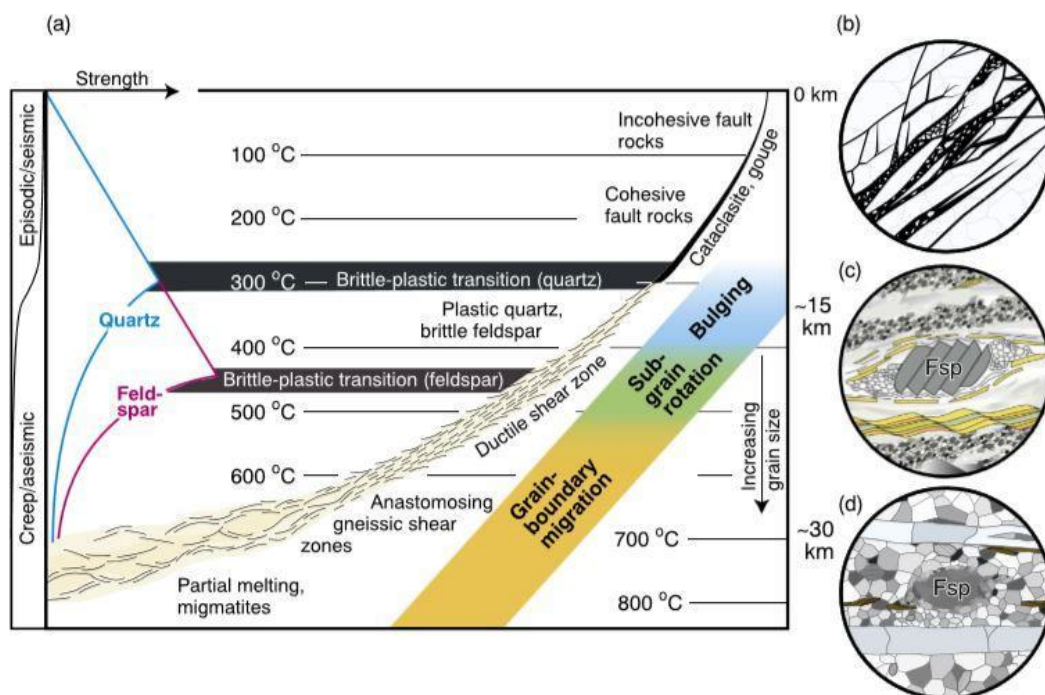


Figura 6: Diagrama simplificado ilustrando a variação vertical em uma zona de cisalhamento e suas respectivas texturas. Retirado de Fossen e Cavalcante (2017). A) no regime rúptil-dúctil é predominante o processo de recrystalização do quartzo (plástico) e faturamento do feldspato (frágil). Os processos mais comuns são de “bulging”, rotação de subgrão e migração de grão, sendo relacionados a temperatura, mas dependendo também da pressão de fluidos presentes. B) Mecanismo de fraturamento. C) Regime plástico com cristal de feldspato (ao centro) fraturado e pequena recrystalização de quartzo nas bordas. D) Recrystalização em alta temperatura, onde ambos os minerais apresentam comportamento plástico e o processo de difusão de grãos é importante.

A gênese desta textura ocorre principalmente em metamorfismo dinâmico, associado à zona de cisalhamento. Todavia Passchier *et al.* (1993) sugerem que a boudinagem e processos de extrema recrystalização, localmente, podem gerar a mesma estrutura.

A sequência do texto a partir de agora ocorrerá segundo as deformações observadas nos feldspatos em geral, iniciando com a deformação em baixas temperaturas em regime de metamorfismo progressivo, finalizando em temperaturas elevadas. Associado a isto, será visto a deformação de outros minerais para efeitos comparativos, principalmente de quartzo, comumente associado.

As alterações através da temperatura foram retiradas de Passchier e Trouw (1996; 2005). Os cristais de feldspatos iniciam seu processo deformacional em torno de 300°C principalmente relacionado ao regime frágil, com deformação mecânica (Figura

6 e 7). Segundo os autores, nesta temperatura é comum encontrar fraturamento, fluxo cataclástico (Figura 7) e encurvamento da geminação polissintética. Esse fluxo cataclástico é identificado principalmente por cristais angulares diminutos com uma orientação preferencial. Enquanto o feldspato reage com deformação rúptil, o quartzo reage com deformação dúctil, de modo que sua recristalização se inicia nesta faixa de temperatura (Voll, 1980). Entre 300°C e 400°C ocorre principalmente a deformação em *kinks bands* (Figura 8) da geminação dos plagioclásios, fraturamento em Bookshelf (Figura 9) e o início da textura *augen*. Esta última característica diagnosticada retrata o início da textura *augen*, entretanto o desenvolvimento mais acentuado, assim como a formação de uma “matriz” circundante nos cristais, ocorre a temperaturas mais elevadas.

Em baixas condições metamórficas, o que difere o comportamento do quartzo e os minerais do grupo do feldspato é a textura de “core-mantle” mais preservada no feldspato e mais homogênea no quartzo. Esta diferença reológica é explicada por Tullis et al., (1990) e Passchier e Trouw (1996) pela diferença de acomodação do mecanismo de deformação nos feldspatos e no quartzo. Ou seja, enquanto em baixas condições metamórficas a deformação é capaz de recristalizar o quartzo (caráter dúctil), os feldspatos acomodam melhor a deformação, sem necessariamente modificar sua estrutura interna (caráter rúptil), exemplificado na Figura 7. Já em temperaturas mais elevadas, o feldspato não suporta acomodar a deformação, recristalizando-o. Pela figura citada, percebe-se que os limites de temperatura e pressão de metamorfismo são semelhantes entre os trabalhos de Fossen e Cavalvante (2017) e Passchier e Trouw (1996).

Quando a temperatura atinge a faixa de 400°C a 500°C o processo de recristalização dos feldspatos passa a ser um processo de grande significância. Preferencialmente, estes diminutos neoblastos de feldspatos – neoblastos pois são originados durante o evento deformacional/metamórfico – encontram-se em contato com cristais maiores, neste caso os porfiroclastos. Segundo Hippertt (1990) os porfiroclastos em questão funcionam como acumuladores de tensão durante a deformação, tornando a área ao redor do megacristal com alta instabilidade e consequentemente com alta energia. Assim, os neoblastos apresentam maior facilidade de cristalização. Logo, quanto maior o megacristal, maior a tensão acumulada durante o

metamorfismo e conseqüentemente maior redução da granulometria dos grãos em contato com estes (Hippertt, 1990). Além desta característica, é observado também estrutura do tipo “core-mantle”, microzonas de cisalhamento, analisadas em seções delgadas, e a separação entre porfiroclastos e matriz de forma mais nítida e evidente.

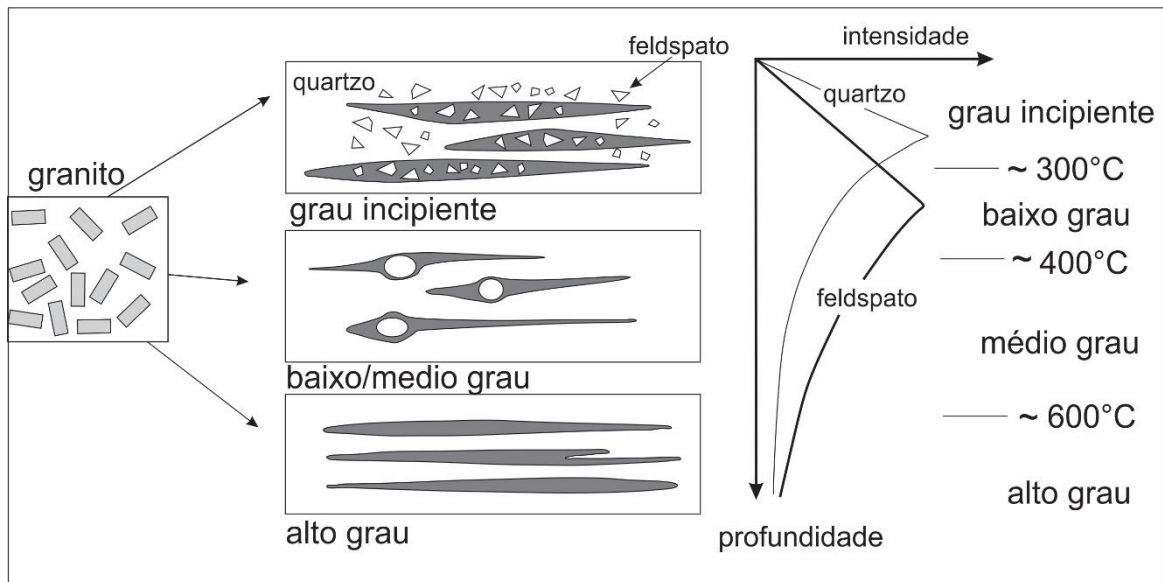


Figura 7: Mudanças no comportamento de quartzo e feldspatos segundo o metamorfismo. A esquerda se observa o granito com megacristais como protólito. Em grau metamórfico incipiente, tanto o quartzo quanto o feldspato apresentam comportamento rúptil. Em baixo/médio grau o quartzo adquire caráter dúctil, enquanto o feldspato é mais resistente e forma as “sombras de pressão”, ou estruturas de núcleo/manto. Em regime de alto grau, os agregados de quartzo e feldspatos apresentam deformação similar. Retirado de Passchier e Trouw (1996).

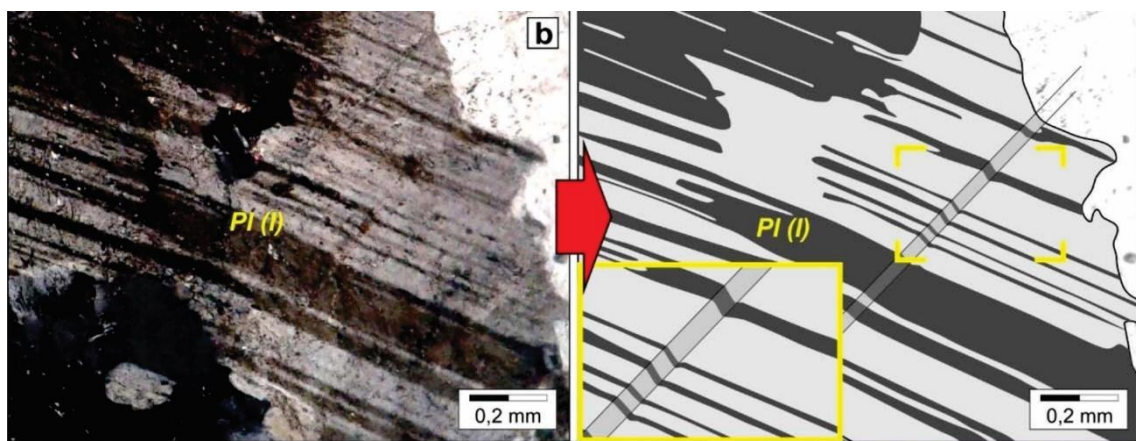


Figura 8: Fotomicrografia do cristal de plagioclásio com seus planos de macla polissintética deformados em aspecto de “kink bands” (Retirado de Silva, 2016).

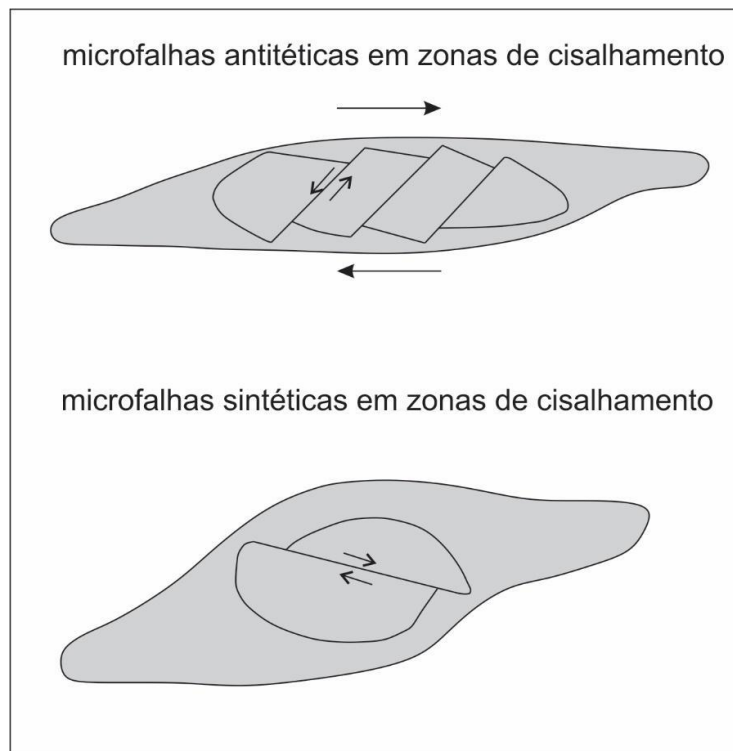


Figura 9: Desenho esquemático de fraturas em *bookshelf* no interior do cristal de feldspato. Esse tipo de fratura pode acontecer tanto internamente quanto externamente. Retirado de Passchier e Trouw (1996).

Acima de 500°C (médio grau metamórfico), são observados três características fundamentais. i) início a formação de texturas do tipo mirmequitas e pertitas. Ou seja, ambas as texturas de exsolução podem ser oriundas do protólito ou do metamorfismo de alto grau, justificando sua presença em rochas gnáissicas de alto grau; ii) é comum notar a granulometria reduzida dos cristais de tal modo que a rocha se torna uma matriz, com exemplo um ultramilonito. Neste estágio, os porfiroclastos podem desaparecer graças às condições deformacionais presentes. Então, a rocha torna-se constituída de uma matriz fina (>90% matriz); iii) os *augens* podem ser separados por uma fina camada de agregados de quartzo e feldspatos.

Em metamorfismo progressivo, é comum a formação da textura *chessboard subgrain* em quartzo. Caso o metamorfismo continue progredindo, formam-se migmatitos e processos de anatexia (Passchier e Trown, 2005). Para Mehnert (1971) os processos de anatexia podem se iniciar a partir de 600°C para corpos graníticos com presença de água.

O trabalho recente de Weinberg e Hasalová (2015) mostra algumas reações de fusão parcial hidratada, variando desde reações sem minerais peritéticos até com outros minerais peritéticos, como aluminossilicatos, piroxênios, titanitas e outros. Abaixo se mostra algumas dessas reações, com ênfase em ortognaisses

- 1) Biotita + quartzo + feldspato potássico + H₂O = melt (700-720°C/10kbar; Sawyer, 2010);
- 2) Biotita + plagioclásio + quartzo + (H₂O) = hornblenda + feldspato potássico + melt (650°-750°C/6-8 kbar; Reichardt et al., 2010; Weinberg e Hasalová, 2015);
- 3) Biotita + plagioclásio + quartzo + feldspato potássico + H₂O = granada + melt (Jung et al., 2009).

Alguns trabalhos com ênfase em determinar condições metamórficas em migmatitos e processos anatéticos mostram valores mais exatos para ocorrências dessas estruturas citadas, como por exemplo Harley (1989), Passchier *et al.* (1993) e Vernon e Clarke (2008). Entretanto estas características não serão tratadas. Para encerrar com gráficos metamórficos, a Figura 10 mostra dois desses gráficos, o primeiro mostrando as fácies metamórficas segundo sua faixa de temperatura e pressão, com a curva *solidus* em granitos hidratados (Winter, 2010), enquanto o segundo mostra uma ampliação nos campos de fusão parcial, e seus respectivos minerais marcadores (Weinberg e Hasalová, 2015)

Em suma, esses processos são os mais comuns observados em metamorfismo e deformação de feldspatos, principalmente com protólitos ígneos ácidos a intermediários. Como já foi mencionado, é difícil a identificação exata do regime metamórfico utilizando somente as texturas descritas aqui. Mas já é uma grande ajuda para o início da evolução do conhecimento, e se torna inviável a análise dos processos metamórficos por outros métodos sem que antes haja feito uma boa descrição macroscópica/microscópio petrográfico. Assim, com uma descrição detalhada pode-se passar para análises mais sofisticadas em reconhecimento de metamorfismo, como análises de química mineral e geocronologia por exemplo.

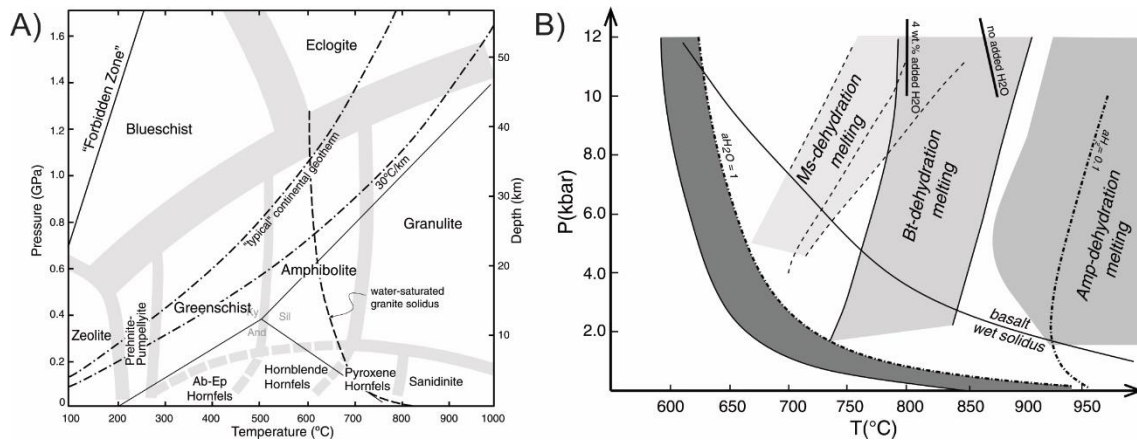


Figura 10: Gráfico de fácies metamórficas, com destaque para a linha tracejada da curva de *solidus* de um granito saturado em água (Winter, 2010). B) representa as faixas de fusão parcial com presença de água no sistema (Weinberg e Hasalová, 2015).

4.4. Tipos de *augen*

Agora, adentrando um pouco mais na textura tipo *augen*, este tópico tem como finalidade mostrar os diferentes tipos de *augen* observados, segundo os estudos dos autores já descritos e explanados acima. Neste momento é possível identificar a temperatura média de formação da textura e estabelecer critérios cinemáticos para uma melhor caracterização. É importante a ressalva de que as bordas nos megacristais deformados podem ser compostas pelo próprio cristal (monomineralica) em processo dúctil, ou também por recristalização em sombras de pressão, podendo indicar os mesmos processos cinemáticos. Neste último caso, ocorre a blastese de minerais distintos do megacristal (polimineralica). De modo geral, existem cinco tipos de deformação nos porfiroclastos, cada qual com uma nomenclatura específica, sendo elas: Θ (teta); Φ (fi); σ (sigma); δ (delta) e objetos complexos (Figura 11).

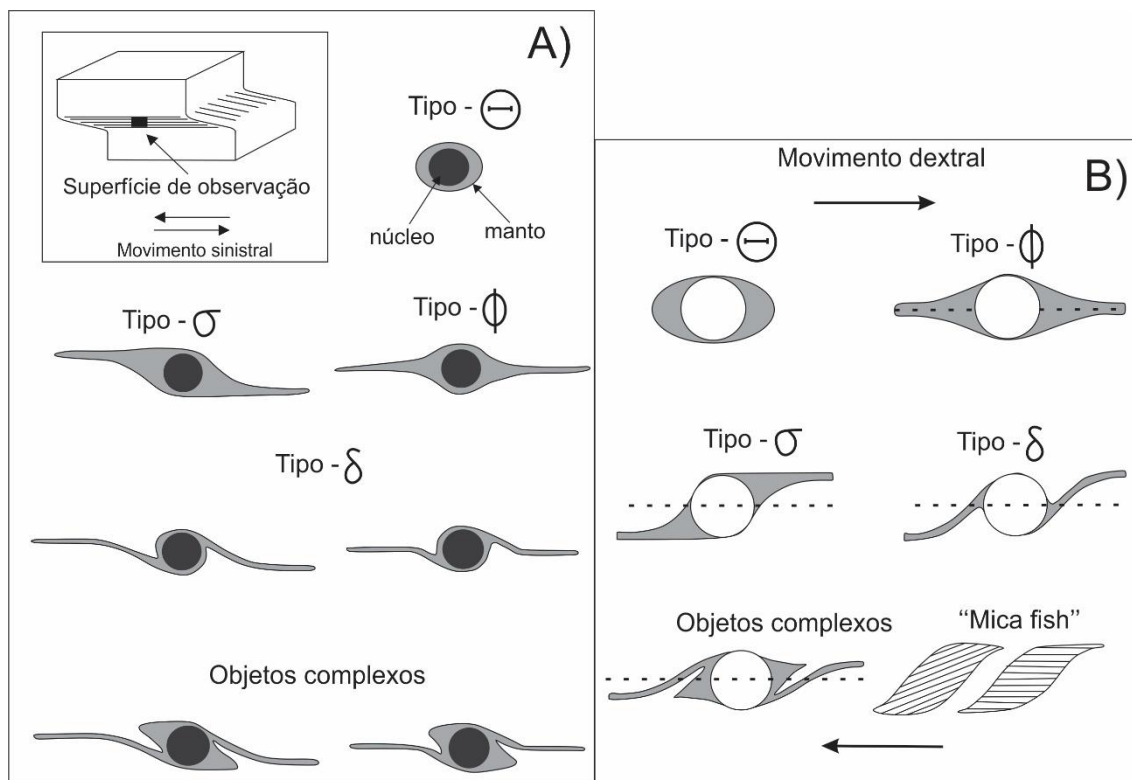


Figura 11: Desenhos esquemáticos para evidenciar os tipos de deformação de porfiroclastos. Em A) é observado a deformação segundo o movimento sinistral. (Passchier e Trouw, 1996). Em B) está representado as mesmas estruturas de A), com movimento dextral. É importante notar a formação da estrutura “mica fish”, estrutura comumente encontrada em metamorfismo dinâmico e originada pela deformação/gênese dos minerais de mica. (Fossen, 2012).

Como observado na Figura 11, apenas os três últimos são indicativos de critérios cinemáticos, visto que são assimétricos. Outra ressalva é que segundo Passchier e Trouw (1996) e reforçado por Winter (2010), os objetos complexos são formados pela rotação de porfiroclastos do tipo sigma e delta durante o evento deformacional. Ou seja, primeiramente a origem dos objetos complexos está relacionada aos porfiroclastos do tipo sigma e delta, o qual durante outro evento deformacional houve rotação do cristal, alterando de forma substancial suas bordas, ou sombras de pressão.

O cisalhamento puro, capaz de gerar estruturas simétricas, é caracterizado como uma deformação coaxial, enquanto cisalhamento simples, que geram estruturas assimétricas e são chamadas de deformações não coaxial. Assim sendo, deformações não coaxiais são indicativas de processos cinemáticos, enquanto a afirmativa é negativa para as deformações não coaxiais. A Figura 12 mostra essa relação de deformações coaxiais e não coaxiais com diversas estruturas.

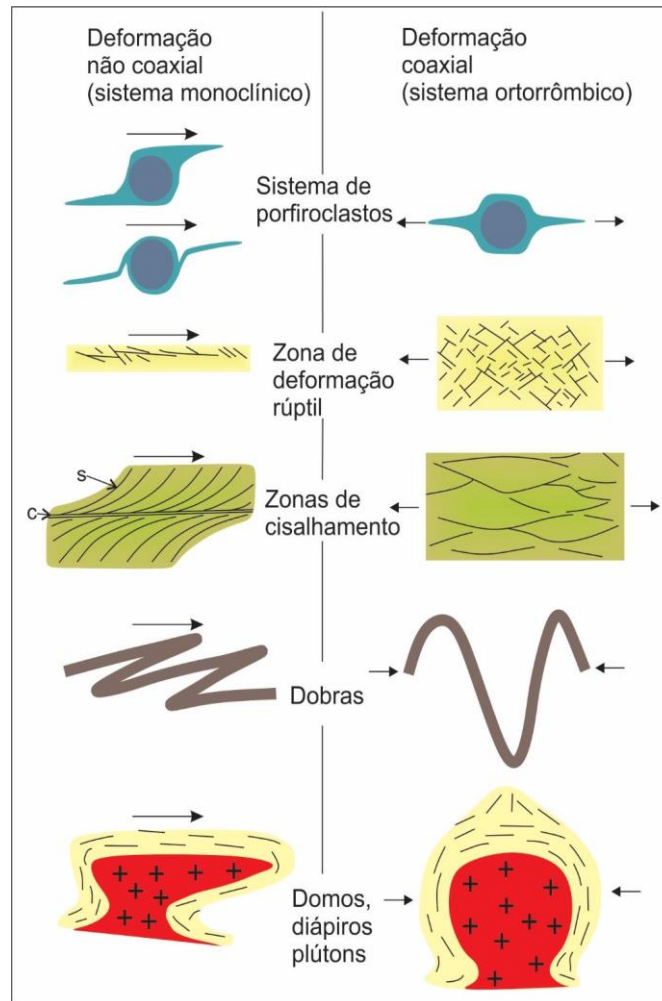


Figura 12: Estruturas assimétricas (à esquerda) caracterizam a deformação não coaxial, ao passo que a deformação coaxial tende a formar estruturas mais simétricas. Retirado de Fossen (2012).

4.5. Síntese da textura *augen*

Por fim, este é o resumo sobre a textura tipo *augen* e suas características metamórficas/deformacionais. Tal textura apresenta formato de olho e é constituída preferencialmente por feldspatos em geral, pelo simples fato de ser um constituinte de rocha mais comum na tipologia ígnea e metamórfica, gnáissica especificamente, embora se observe a mesma feição em outros minerais, como anfibólios, olivinas e outros.

No decorrer da pesquisa, se faz necessário a distinção entre entre porfiroblastos e porfiroclastos. Recapitulando, os porfiroblastos são cristais maiores em relação à matriz de uma rocha metamórfica onde sua origem (a blastese do mineral) se originou a partir do evento deformacional/metamórfico, seja qual for o evento, com subsequente crescimento anômalo. Já porfiroclastos são cristais pré-cinemáticos de uma rocha

protólito resistentes à deformação, formando muitas vezes sombras de pressão, em um evento de metamorfismo dinâmico, ou raramente em metamorfismo regional. Um exemplo nítido do primeiro caso é a blastese de granada em xistos observados na Província Borborema, enquanto que no segundo caso é comum observar porfiroclastos de feldspatos em metagranitos, ou gnaisses ortoderivados. Nos porfiroclastos se formam caudas de recristalização, sombras de pressão e outros processos associados ao metamorfismo, de modo que a gênese do cristal está relacionada ao protólito, e não ao evento deformacional/metamórfico. Este evento apenas deformou o cristal, mas não foi suficiente para geração e crescimento dos cristais.

À luz deste contexto, realizou-se um levantamento das principais características de deformação do grupo do feldspato correlacionando à faixa de temperatura, com informações para inferir o grau metamórfico o qual está inserido, a formação e a origem das principais feições de uma textura tipo *augen*. Os minerais do grupo do feldspato apresentam uma temperatura de diferente comportamento de 500°C, ou seja, abaixo desta faixa, tais minerais apresentam deformação sólida, como encurvamento da geminação, faturamento e outros, enquanto acima dessa temperatura prevalece à deformação dúctil, como exemplo a recristalização do mineral.

Todavia, foram descritas de forma simplificada algumas diferenças morfológicas e químicas entre porfiroblasto e porfiroclastos. Os porfiroblastos comumente apresentam foliações internas, não apresentam sombras de pressão, mostram inclusões com feições mais arredondadas e tais inclusões não apresenta diferença química da matriz. Para os porfiroclastos é ocorre o caso oposto. Assim Espera-se que este texto possa acrescentar informações no processo de descrição e análises de metamorfismo, principalmente em rochas ortoderivadas, protólito este normalmente mais difícil de se observar metamorfismo.

5. AUGEN GNAISSE DO DOMÍNIO RIO PIRANHAS SERIDÓ

Após análise detalhada da principal textura que fornece nome à rocha, será enfatizada a evolução dos conhecimentos nesta litologia ao longo do tempo no Domínio Rio Piranhas-Seridó, segundo diferentes autores sobre sua classificação.

Ebert (1969), Ferreira e Albuquerque (1969) e Lima *et al.* (1980) descreveram primeiramente *augen* gnaisses de composição granítica a quartzo monzonítica de natureza sin a tardi colisional, pertencendo aos gnaisses do embasamento do Grupo Seridó – conhecido regionalmente como Grupo São Vicente (migmatitos e metabasitos) – adotando a terminologia atualmente aceita como Complexo Caicó.

Posteriormente, Jardim de Sá (1978), Jardim de Sá *et al.* (1981) e Jardim de Sá (1994) descreveram a litologia citada acima, entretanto devido a critérios estruturais e geoquímicos, foi possível a segregação das rochas embasamento, sendo esta unidade mais jovem. Trata-se de rochas granitoides ortoderivadas, porfiríticas com textura tipo *augen*, em graus variáveis de *strain*, com variação textural de médio a grosso, possuindo biotita \pm anfibólio como principais fases máficas. Lima *et al.* (1980) descreveram rochas leucocráticas, foliadas, de caráter migmatítico contendo grandes concentrações de porfiroblastos róseos de microclima, ou ocelos formados por agregados minerais, extremamente semelhantes a litologia descrita por Ebert (1969), Ferreira e Albuquerque (1969) e Jardim de Sá (1978), denominando de gnaisses facoidais. Ainda segundo Lima *et al.* (1980) estes gnaisses facoidais podem estar associados com outros tipos de gnaisses do embasamento, como também migmatitos diversos. Assim, em trabalhos posteriores (Jardim de Sá *et al.*, 1981; Jardim de Sá, 1994) foi concebida a nomenclatura granitoides “G2” para este litotipo, sendo os “granitoides G1” as rochas gnáissicas conhecidas como Complexo Caicó. Segundo Jardim de Sá (1994) esses “granitoides G2” ocorrem associados intrinsecamente aos gnaisses do Complexo Caicó, próximos a contatos tectônicos entre embasamento paleoproterozoico/supracrustais neoproterozoicas.

Jardim de Sá *et al.* (1981) interpreta a unidade G2 como metagranitoides colisionais do período Transamazônico. Medeiros *et al.* (1991) estudando rochas semelhantes na região de Açú ressalta a equivalência com granitoides sin-orogênicos. Macedo *et al.* (1991) em seus trabalhos sobre os *augen* gnaisses relata a mesma características sin-orogênicas, adicionando informações geoquímicas, classificando como afinidade calcioalcalina potássica, derivando de fonte mantélica.

Em relação à dados geocronológicos, Macedo *et al.* (1984) realizaram datação Rb-Sr em rocha total em *augen* gnaisses róseos em fácies porfiríticas e equigranulares, obtendo 2007 ± 22 Ma, 2086 ± 78 e 2078 ± 242 Ma. Legrand *et al.* (1991) realizaram datações U-Pb em zircões em *augen* gnaisses nas proximidades da região de Angicos, obtendo idade de 1934 ± 12 Ma, concluindo que a rocha foi intrudida durante o paleoproterozoico inferior e deformada e milonitizada durante a tectônica brasileira. Jardim de Sá *et al.* (1987) dataram *augen* gnaisses da região de Serra Negra do Norte pelo método Rb-Sr em rocha total, fornecendo 2030 ± 84 Ma.

Jardim de Sá (1994) obteve idades pelo método Pb-Pb em zircão de 2099 ± 22 , 2048 ± 20 e 1990 ± 10 Ma para o *augen* gnaiss a nordeste de Cerro Corá. Integrando estes dados com os explanados até então o autor estimou idade de $1,95 \pm 0,05$ para a intrusão dos protólitos granitoides G2, posteriormente deformados durante o ciclo Transamazônico. Apesar destes dados, o elevado erro inerente ao método Rb-Sr, podendo ser maior que 100 Ma, pode dificultar uma interpretação mais exata, de modo que estes dados podem fornecer informações sobre o evento deformacional/metamórfico do Complexo Caicó.

Assim, até o presente momento os *augen* gnaisses descritos na literatura foram realocados estratigraficamente, deixando de pertencer ao Complexo Caicó e tornando uma unidade separada, chamada de granitoides G2. Posteriormente, para fornecer uma nomenclatura mais adequada e englobar estes granitoides, Ferreira (1998) designou a Suíte Poço da Cruz, sendo cronologicamente subsequente ao Complexo Caicó. A nomenclatura foi adotada por diversos trabalhos seguintes, como exemplos os trabalhos de Ferreira e Santos (2000), Angelim *et al.* (2006), Medeiros *et al.* (2008), Souza *et al.* (2011) e outros.

Esta terminologia foi usada por Ferreira (1998) e Ferreira e Santos (2000) para descrever *augen* gnaisses de composição monzoníticas a graníticas com porções dioríticas, constituindo corpos tabulares (*sheets*) de espessuras variadas e proporções por vezes batolíticas (Angelim *et al.*, 2006). Os autores constataram que esta unidade é composta por ortognaisses de textura *augen* em cristais de feldspato potássico, podendo atingir 8 cm de comprimento (Medeiros *et al.*, 2008) imersos em uma matriz acinzentada de quartzo, feldspato e raramente muscovita. Apresenta uma foliação proeminente e proporções variadas de biotita e anfibólio, principais minerais da paragênese máfica (Souza *et al.*, 2011).

Segundo Angelim *et al.* (2006) esta litologia a suíte Poço da Cruz é considerada uma unidade litoestratigráfica sin a tardi tectônica ao evento Transamazônico (2,0 Ga), concordante com Jardim de Sá (1994) e Ferreira (1998), mas ainda com dúvidas sobre a foliação de baixo ângulo observada nos *augen* gnaisses ortoderivados. Assim, esta litologia passou a ser chamada de Suíte Poço da Cruz, que foi solidificada em algumas publicações e que remete a mesma litologia dos granitóides G2 de Jardim de Sá (1994).

Em estudos nos *augen* gnaisses ortoderivados, Souza *et al.* (2007) afirmam que esta litologia apresenta tendências calcioalcalinas de médio a alto-K, diferenciados dos típicos TTG's pobres em potássio (Martin, 1994). Por outro lado, a litologia é bastante semelhante aos granitoides neoproterozoicos calcioalcalinos enriquecidos em potássio, chamado de Suíte calcioalcalina de alto-K porfirítica (Nascimento *et al.*, 2008; 2015). Assim como os gnaisses tonalíticos e granitos gnaissificados do Complexo Caicó, as fácies mais evoluídas são enriquecidas em biotita, enquanto as fácies menos evoluídas predominam anfibólio como principal máfico (Souza *et al.*, 2007).

Ainda segundo Souza *et al.*, (2007), as condições *P-T* calculadas em anfibólio nos *augen* gnaisses e dos gnaisses tonalíticos estão na faixa de 705° a 732°C e 6,8 a 7,4 Kbar. Isto remete ao metamorfismo de transição entre fácies anfibolito e granulito, no campo de fusão parcial de granitos saturados em água (Souza *et al.*, 2007). Este dado pode correlacionar-se com a presença de *augen* gnaisses migmatíticos descritos na literatura e citado por Lima *et al.* (1980). Souza *et al.* (2007) realizaram datações Rb-Sr em rocha total nos *augens* gnaisses da região de Açú, obtendo idades de 2195 ± 65 Ma e 2179 ± 17 Ma, respectivamente. Deste modo, os autores sugeriram a exclusão da Suíte

Poço da Cruz e a realocaram inserida dentro da unidade metaplutônica do Complexo Caicó.

Outros dados geocronológicos realizados por Hollanda *et al.* (2011) e Hollanda e Archanjo (2015) nos *augen* gnaisses da região de Santana dos Matos e São José do Seridó forneceram idades de 2248 ± 18 Ma e 2208 ± 13 Ma, respectivamente. Desta forma, os autores afirmaram que a assinatura isotópica entre os *augen* gnaisses e as rochas metaplutônicas do Complexo Caicó são indistinguíveis, datadas entre 2,15 e 2,2 Ga, concordando com a inserção da litologia dentro das rochas ortoderivadas do embasamento do Complexo Caicó. Os mesmos autores dataram um *augen* gnaiss na região de Serra Negra do Norte, obtendo uma discórdia de 1770 Ma (intercepto superior) e cinco amostras concordantes de 1750 ± 12 Ma, estimando a melhor idade para a cristalização da rocha em questão. Este dado difere um pouco dos observados até então, mas traz uma atividade magmática em 1,75 Ga ainda não registrada no DPS, e pode fornecer novas implicações petrogenéticas observada no Domínio.

Hollanda *et al.* (2011) infere que o ambiente petrogenético é interpretado como fontes de magmas juvenis com pequena contaminação crustal, seguida por cristalização fracionada com alta pressão para formar a paragênese anfibólio + plagioclásio + magnetita. Durante o período de formação da crosta, as características deformacionais apresentam semelhanças de um ciclo orogenético convergente, isógrada da cianita.

Medeiros *et al.* (2012) realizaram datações em U-Pb em zircão em dois *augen* gnaisses nas proximidades de Florânia e Genezaré, obiveram idades em 2225 ± 17 Ma e 2171 ± 20 Ma, respectivamente. Estes dados indicam a idade de cristalização dos corpos e estão próximas com os dados prévios de Souza *et al.* (2007) e Hollanda *et al.* (2011), podendo relacionar esta litologia com o período riaciano e correlacionando com o magmatismo paleoproterozoico do Complexo Caicó. Para os dados litoquímicos, os mesmos autores segregam dois grupos, um de mais baixa sílica (63,2 - 69%) e um de alta sílica (74 - 76,4%). O primeiro grupo apresenta caráter metaluminoso e padrão variando de subalcalino a calcioalcalino potássica, enquanto o grupo de alta sílica mostra caráter peraluminoso com boas semelhanças a granitos do tipo-A.

Cavalcante *et al.* (2017) realizaram um furo estratigráfico nas proximidades da mina de ferro de Saquinho, Cruzeta (RN), onde descreveram biotita *augen* gnaiss de

composição álcali-feldspato granítica a sienogranítica, datadas pelo método U-Pb em zircão (LA-ICPMS) em 2233 ± 29 Ma. A Tabela 3 mostra este levantamento bibliográfico simplificado, com os dados isotópicos em U-Pb e Sm-Nd com as idades modelo da litologia pertencente ao Complexo Caicó. Costa e Dantas (2018) dataram o augen gnaiss Riacho Salgado, objeto do presente estudo, imerso no projeto da Folha Lajes, e encontraram idades de $2234 \pm 7,3$ Ma.

Como já proposto por Souza et al., (2007) e Souza et al., (2015), os *augen* gnaisses do DPS são interpretados recentemente como uma litologia imersa na unidade metaplutônica do Complexo Caicó, visto que sua gênese esta intimamente relacionada aos seus magmas progenitores. Por este motivo o corpo augen gnaiss Riacho Salgado é tratado como uma unidade pertencente ao Complexo Caicó.

Tabela 3: Tabela representativa dos dados isotópicos do litotipo *augen* gnaiss no Domínio Rio Piranhas Seridó, com suas respectivas localidades à esquerda. Esta tabela é a compilação de todos os dados existentes até o presente momento que englobam a litologia como inserida no Complexo Caicó.

Localidade	Método (mineral)	Idade (Ma)	Tdm (Ga)	ϵ_{Nd}	Referencia
Açu	Rb-Sr (rocha total)	2195 ± 62			Souza <i>et al.</i> (2007)
Açu	Pb-Pb ICP-MS	2179 ± 17			Souza <i>et al.</i> (2007)
Santana dos Matos	U-Pb SHRIMP / Sm-Nd	2208 ± 13	5,18	-16,43	Hollanda <i>et al.</i> (2011)
São José do Seridó	U-Pb SHRIMP / Sm-Nd	2248 ± 18	2,81	-3,91	Hollanda <i>et al.</i> (2011)
São Rafael	U-Pb SHRIMP / Sm-Nd	2236 ± 80	2,72	-3,91	Hollanda <i>et al.</i> (2011)
Antônio Martins	U-Pb SHRIMP / Sm-Nd	2172 ± 24	2,51	-1,93	Hollanda <i>et al.</i> (2011)
Serra Negra do Norte	U-Pb SHRIMP / Sm-Nd	$1,741 \pm 9,6$	2,45	-6,87	Hollanda <i>et al.</i> (2011)
Genezaré	U-Pb LA-ICPMS	2171 ± 20			Medeiros <i>et al.</i> (2012)

Florânia	U-Pb LA- ICPMS	2252 ± 17	Medeiros <i>et al.</i> (2012)
Cruzeta	U-Pb LA- ICPMS	2233 ± 29	Cavalcante <i>et al.</i> (2017)
Lajes	U-Pb LA- ICPMS	2234 ± 7,3	Costa e Dantas (2018)

6. GEOLOGIA LOCAL

Na área do presente estudo seis unidades geológicas distintas foram identificadas e cartografadas, sendo assim agrupadas: i) quatro unidades de idades paleoproterozoicas correlatas ao Complexo Caicó (Caicó indiviso, Ortognaisse, anfibolitos e *augen* gnaisse), ii) uma unidade cretácea relacionada ao magmatismo Rio Ceara-Mirim; iii) uma unidade cenozoica associada aos depósitos aluvionares (Figura 13).

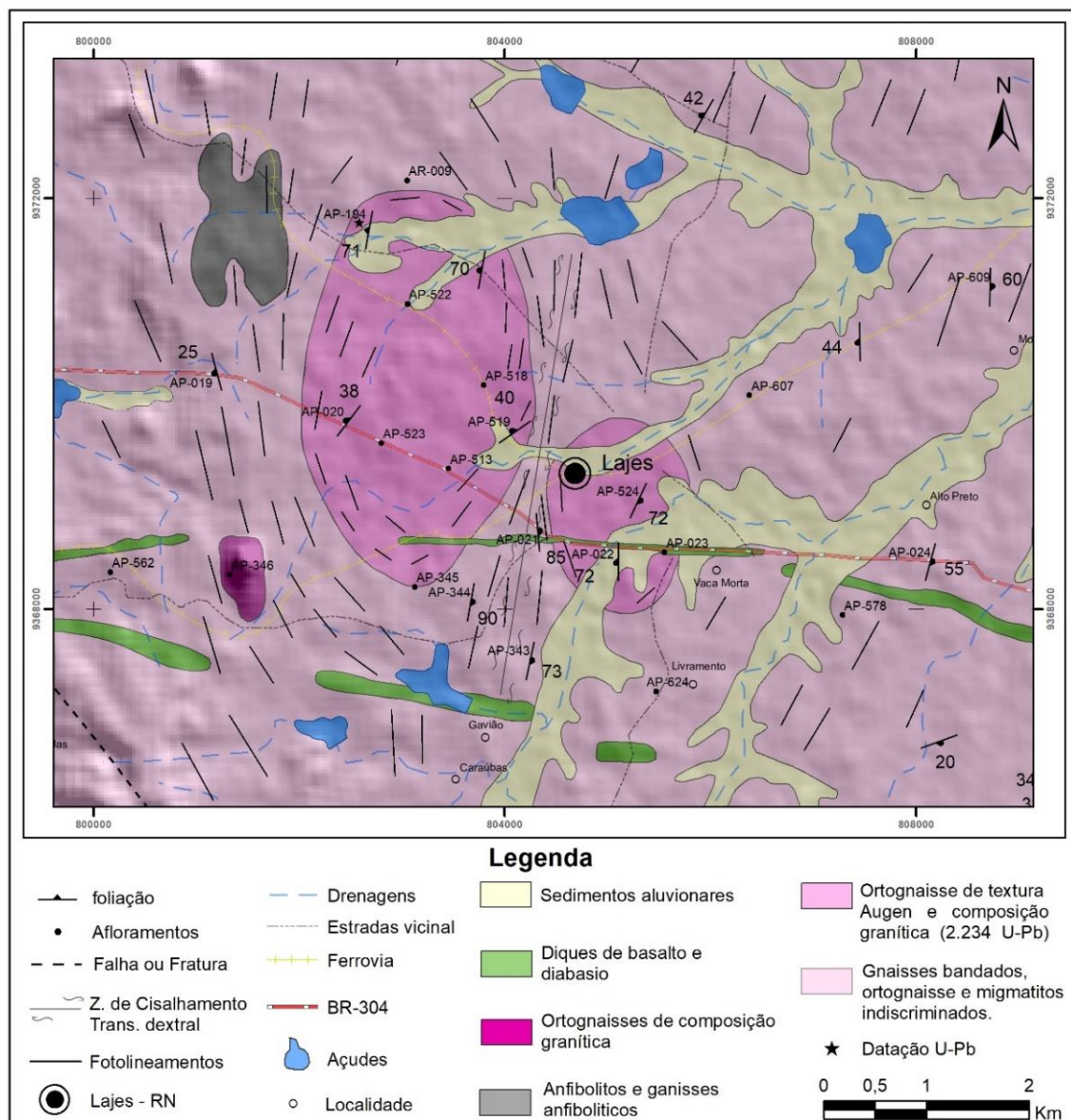


Figura 13: Mapa geológico da área de estudo, com destaque para os dois corpos aflorante na porção central que constituem o Augen Gnaiss Riacho Salgado.

6.1. Descrição de unidades

6.1.1. Caicó Indiviso

Considerada como sendo a unidade basal do para as rochas na região a unidade indivisa do Complexo Caicó é constituída principalmente por gnaisses bandados, ortognaisses e migmatitos, que na presente escala do trabalho não foram possíveis de serem individualizados em sua distribuição espacial (Figura 13). Os gnaisses bandados apresentam composições diversas, exibem alternâncias composicionais marcada por suas bandas máficas e félsicas (Figura 14A), por vezes apresenta-se cortados por diques de granitos e pegmatitos. Os ortognaisses e migmatitos ocorrem sob a forma de faixas alongadas e irregulares, intercalados aos gnaisses bandados (Figura 14B, C). Nos migmatitos é possível muitas vezes observar a atuação de diferentes gerações e graus dos processos de migmatização.

6.2.2. Caicó Ortognaisse granítico

Os ortognaisse de composição granítica correlacionada as rochas do Complexo Caicó são rochas leucocráticas de coloração cinza, inequigranulares com granulação média a grossa (Figura 14D). Sues constituintes minerais principais são quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. Como minerais acessórios e traços foram descritos minerais opacos, clorita, sericita, apatita, titanita, zircão e allanita. Sua ocorrência se dá sob a forma de um pequeno corpo em destaque na topografia, situado a sudoeste da cidade de Lajes – RN (Figuras 13).

6.2.3. Anfibolito

Os anfibolitos relacionados ao Complexo Caicó foram identificados em duas formas distintas *i*) corpos/lentes encaixados nos gnaisses indivisos; *ii*) sob a forma de xenólitos dentro dos ortognaisse e *Augen* gnaisse (Figura 15A), por vezes migmatizados. Suas rochas apresentam textura fina a média, sendo compostos essencialmente por anfibólio (hornblenda), plagioclásio, biotita, quartzo e piroxênio. Como acessórios ocorrem minerais opacos, magnetita e allanita. A ocorrência mais expressiva desta unidade se dá sob a forma de um corpo alongado de direção norte-sul situado a noroeste da cidade de Lajes-RN (Figura 13).

6.2.4. *Augen* gnaiss Riacho Salgado

Os *Augen* gnaiss (alvo deste estudo) ocorrem sob a forma de dois corpos ovais, alongados na direção norte sul, situados na porção central da área de estudo (Figura 13). A descrição de suas rochas em campo permitiu sua caracterização como sendo formada por biotita ortognaisses de textura *Augen*, de granulação grossas, inequigranular, leucocráticas, de cor variando entre tons de cinza claro a rosada (Figuras 15B, C). Em campo sua composição foi estimada variando entre monzogranítica a granodiorítica.

6.2.5. Magmatismo Rio Ceará - Mirim

As rochas do magmatismo Rio Ceará-Mirim ocorrem sob a forma de enxame de diques de basaltos e diabásios que ocorrem com direção preferencial Leste-Oeste (Figuras 13 e 15D). Os basaltos são melanocráticos, de coloração preta, textura afanítica com granulação muito fina a microcristalina. Sua composição é dada por plagioclásio, clinopiroxênio (augita), olivina e minerais opacos, dispersos em uma matriz ultrafina serpentizada, como minerais secundários (preenchendo amígdalas semicirculares) foram observados quartzo e calcita. Os diabásios são melanocráticos de coloração variando entre preta à cinza esverdeados, sua textura é fanerítica, com granulação fina a média, sua mineralogia é constituída por plagioclásio, clinopiroxênio (augita-diopsídio), olivinas e minerais opacos. Como minerais de alterações são observados actinolita, clorita, calcita e epidoto.

6.2.6. Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares ocorrem ao longo das principais redes de drenagem (rios e riachos) que cortam a área estudada (Figura 13), seus depósitos são constituídos por sedimentos arenosos, por vezes argilosas.

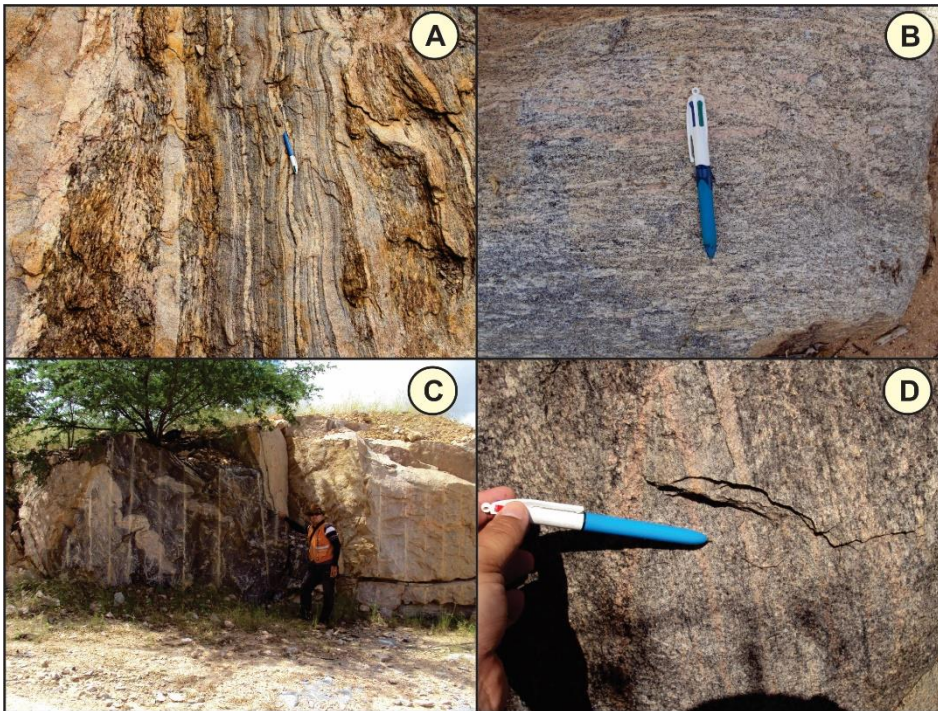


Figura 14: A) Gnaisses bandados pertencente a unidade indivisa do Complexo Caicó; B) Ortogneisse de composição granítica a granodiorítica (Caicó Indiviso); C) Frente de lavra de rocha ornamental em gnaisse migmatítico a norte de Lajes – RN (Caicó Indiviso); D) Ortogneisse de composição granítica (ortogneisse granítico – Complexo Caicó).



Figura 15: A) Xenólito de gnaisse anfibolítico parcialmente migmatizados inclusos nos Augen gnaisse Riacho Salgado; B) Afloramento do tipo lajedo composto pelas rochas pertencentes ao Augen Riacho Salgado, com destaque a trama de foliação milonítica na rochas; C) Detalhe dos aspectos texturais em amostras coletadas no Augen gnaisse Riacho Salgado; e D) Dique de basalto relacionado ao Magmatismo Rio Ceará-Mirim intrusivo nos Augen gnaisse Riacho Salgado.

6.2. Geologia estrutural

O levantamento geológico realizado na região reconheceu a atuação de três eventos deformacionais de natureza dúcteis designados de D₁, D₂ e D₃, os quais têm suas origens atribuídas ao período pré-cambriano. Além destes, falhas / fraturas também foram identificadas em nível de afloramento, sendo estas estruturas relacionadas a um regime frágil, correlacionado à tectônica fanerozoica.

6.2.1. Evento D1

Evento observado apenas nas rochas do embasamento cristalino (Complexo Caicó), sendo caracterizado por um bandamento metamórfico de alto grau (S₁), marcado pela alternância entre faixas máficas (biotita e anfibólio) e faixas félsicas de composição quartzo-feldspáticas (Figura 16A), ocorrendo também deformações sub-sólida em rochas magmáticas associadas a essa fase de deformação.

6.2.2. Evento D2

Este evento deformacional é caracterizado pela formação de dobras isoclinais recumbentes e uma foliação (S₂) de baixo ângulo na qual por vezes pode-se observar a presença de lineações de estiramento (L_{2x}) com *rake* forte na foliação S₂ (Figuras 16B, C).

6.2.3. Evento D3

Evento deformacional é caracterizado por zonas de cisalhamento transcorrentes (dextrais) em escala regional e de afloramentos, assim como dobramentos regionais sinformais e antiformais (Figura 13). Em afloramentos próximos a zona de cisalhamento que ocorrem entre os dois corpos do *augen* gnaisse Riacho Salgado é possível observar a presença de uma foliação milonítica de alto ângulo (S₃) associada a uma lineação de estiramento (L_{3x}) sub-horizontal (Figuras 16D). Também em escala de afloramento, estruturas S-C e porfiroblastos assimétricos indicam o sentido de movimento dextral para as zonas de cisalhamento associadas a esta fase de deformação (Figuras 18A, B).

6.2.4. Estruturas Frágeis

A tectônica frágil foi caracterizada na área de estudo a partir da identificação em afloramentos de estruturas frágeis como falhas e fraturas, as quais no geral são verticalizadas e apresentam direções predominantes E-W, NW-SE, e NE-SW. No geral as fraturas de direção E-W estão preenchidas por diques de basalto relacionados ao magmatismo Rio Ceará-Mirim (Figuras 17C) que apresentam idades Ar-Ar de 127 a 111 Ma obtidas por Araújo *et al.*, (2001) e de 132 Ma em anfibólios segundo Souza *et al.*, (2003). Segundo Hackspacker *et al.* (1985) as falhas / fraturas de direções NW-SE e NE-SW por vezes forma pares conjugados de falhas (Figura 17D). No âmbito regional, as falhas com direção NW-SE possivelmente tem sua origem relacionada a processos de reativação de esforços do sistema de falhas de Afonso Bezerra, o qual seria o sistema mais importante do sistema rúptil de direção NW relacionado a evolução da Bacia Potiguar.



Figura 16: A) Bandamento composicional gerado pela segregação de minerais máficos e félsicos na fase D_1 ; B) Geração de foliação S_2 em planos axiais de dobras isoclinais recumbentes na fase de deformação D_2 ; C) Lineações de estiramento L_{2x} contida em plano de foliação S_2 ; D) detalhe da Foliação milonítica (S_3) e da lineação de estiramento L_{3x} associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento da fase D_3 .

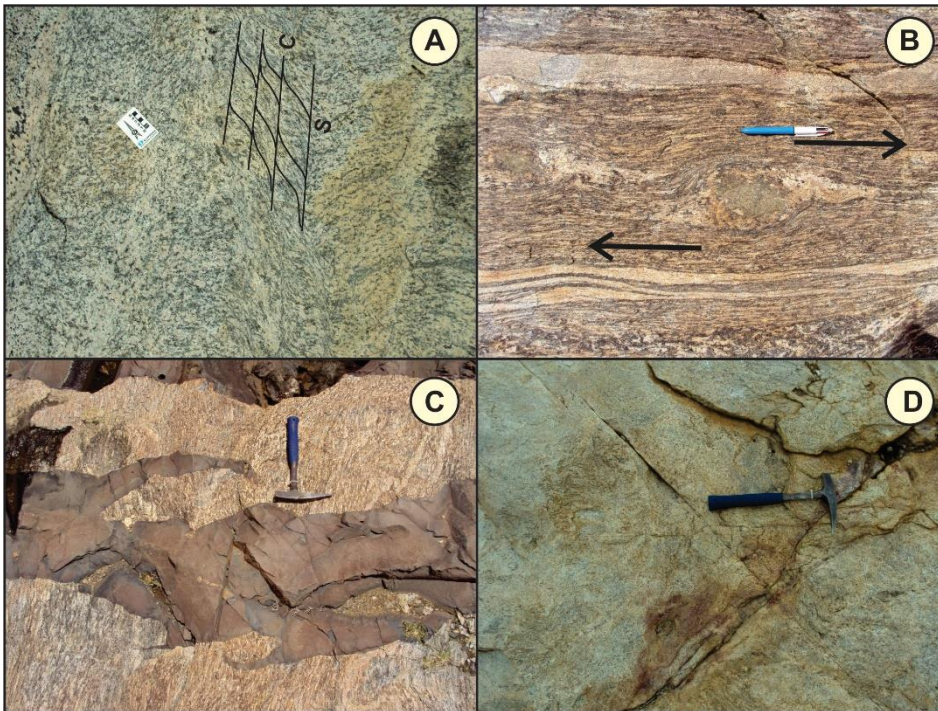


Figura 17: A) Detalhe em planta de estrutura do tipo SC associado a zonas de cisalhamento dextral atuando nas rochas do *Augen* gnaiss; B) Remobilizados de quartzo-feldspato e minerais máficos (Anfibólio, epidoto e micas) formando porfiroblastos com feições de sobre de pressão e cauda de recristalização corroborando a cinemático dextral; C) Dique de basalto de direção E-W intrusivo no *Augen* gnaiss em evento deformacional associado tectônica frágil do cretáceo; e D) par conjugado de fraturas relacionadas a processos de reativação de esforços do sistema de falhas de Afonso Bezerra durante a evolução da Bacia Potiguar.

7. ARTIGO SUBMETIDO: PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL E LITOQUÍMICA DO AUGEN GNAISSE RIACHO SALGADO (LAJES/RN), EXTREMO NORDESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Petrografia, química mineral e litoquímica do *augen* gnaiss Riacho Salgado (Lajes/RN), extremo nordeste da Província Borborema.

Petrograph, mineral chemistry and lithochemistry of Riacho Salgado augen gneiss (Lajes/RN), Northeast of Borboreme Province.

Derick Giordano Feitosa Guerra¹, Marcos Antonio Leite do Nascimento¹, Frederico Castro Jobim Vilalva¹, Alan Pereira da Costa², Alexandre Ranier Dantas²

¹ Pós-graduação em geodinâmica e geofísica, departamento de geologia da universidade federal do Rio Grande do Norte (UFRN), caixa postal 1678, Bairro Lagoa Nova, CEP 59078-970, Natal, RN, Brasil (derickguerra@ufrn.edu.br; frederico@geologia.ufrn.br; marcos@geologia.ufrn.br); ² Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Núcleo de Apoio de Natal (alan.costa@cprm.gov.br; alexandre.dantas@cprm.gov.br)

RESUMO: O magmatismo paleoproterozoico na Província Borborema vem sendo estudado para melhor compreensão do período mais importante na formação de crosta terrestre. À luz deste contexto, o presente trabalho apresenta dados de petrografia, química mineral e litoquímica para rochas do *augen* gnaiss Riacho Salgado (AGRS), localizado no centro urbano de Lajes (RN), de idade paleoproterozoica (riaciano). Essas rochas mostram dois eventos metamórficos, M₂ e M₃, e por consequência a definição de diferentes gerações de minerais, como quartzo, K-feldspato e plagioclásio formados em três gerações. Biotita, anfibólio, titanita e minerais opacos ocorrem como duas gerações. Allanita, zircão e apatita são considerados cristais do protólito. Epidoto, clorita, muscovita e carbonatos ocorrem como resultados de alterações. Os minerais opacos são classificados como magnetita, pirita e ilmenita. Em MEV, o zircão e titanita são indicativos de protólito granítico de crosta continental, enquanto as biotitas, ricas na molécula de annita, indicam natureza calcioalcalina. Os anfibólios são classificados como pargasita a magnésio-hornblenda de natureza subalcalinos a alcalinos, já os plagioclásios são classificados como andesina. Na litoquímica, o AGRS corrobora o protólito ígneo e é classificado como rochas metaluminosas, cálcio-alcalina de alto-K (ou subalcalino), com anomalia positiva de Eu. Em termos geotectônicos sugere ambiente de arco continental sin-subducção, com altos teores de Sr e Ba.

ABSTRACT: The paleoproterozoic magmatism in Borborema Province have been exhaustively studying for better understanding the most importante Earth's crust formation period, this period of great rock volume in state. In this connection, this article show petrographic, mineral chemistry and lithochemistry data of Riacho Salgado

augen gneiss (AGRS) located in Laje's urban center, of paleoproterozoic age. In petrograph where possible set two metamorphic events, M₂ and M₃, consequently many minerals generations, like quartz, k-feldspar and plagioclase occurring in three generations. Biotite, amphibole, titanite and opaque minerals show two generations. Allanite, zircon and apatite be protolith crystals. Epidote, chlorite, muscovite and carbonate occur as alteration. The opaque minerals be classified as magnetite, pyrite and ilmenite. In MEV, zircon and titanite were indicated of continental crust granites, whereas biotite, rich in annite's molecule has indicate calcalkaline granites. Amphibole be classified as pargasite and magnesian-hornblend of subalkaline and alkaline magmas. The plagioclase are andesine. In lithochemistry, the AGRS shows igneous provenience, classified as metaluminous, high-K calcalkaline or subalkaline with positive anomalies of Eu. For geotectonic classification, determined continental arc syn subduction, with high Sr-Ba contents. The compiled lithochemistry are befitting with presented data, corroborating more recente classification this lithology, immersed of Caicó Complex metaplutonic unity.

INTRODUÇÃO

Inserido no Domínio Rio Piranhas – Seridó (DPS), na zona urbana do município de Lajes (RN), se localiza o corpo denominado *augen* gnaiss Riacho Salgado (AGRS). Em estudos prévios, tal corpo é classificado como um *augen* gnaiss com porções migmatizadas (Barbalho, 1992), de caráter cálcioalcalino de alto-K, datadas do período riaciano (Costa e Dantas, 2014; 2018).

O estudo mais recente realizado por Costa e Dantas (2018) carece de informações petrográficas e litoquímicas mais detalhadas afim de extrair mais dados acerca do seu contexto geotectônico e de seus eventos metamórficos associados. Assim o presente trabalho visa preencher esta lacuna. Além disto, será mostrada uma compilação de dados acerca desta litologia – *augen* gnaisses – no DPS com o intuito de unificar as informações existentes e realizar seus respectivos estudos comparativos.

Os *augen* gnaisses do (DPS) foram alvo de diversos estudos e classificações estratigráficas distintas. Primeiramente foram inseridos no Complexo Caicó (2,2 Ga) por Ebert (1969), que devido a dados geocronológicos foram realocados como uma unidade posterior específica, denominada granitoides G₂ (Jardim de Sá, 1994) ou Suíte Poço da Cruz (Ferreira et al., 1998), ambos datados em 2,0 Ga. Dados geocronológicos e isotópicos mais robustos e precisos realocaram esta litologia como uma unidade metaplutônica do Complexo Caicó (Souza et al., 2007), propondo a gênese deste Complexo através de suas diferentes litologias por um magma parental. Apesar disto, a unidade Suíte Poço da Cruz todavia é observada na literatura em corpos de *augen* gnaisses, denotando apenas os corpos datados do riacino como cronocorrelatos ao Complexo Caicó.

Portanto, o presente estudo busca realizar um estado da arte mais detalhado desta litologia dentro do DPS, extrair da petrografia informações relevantes sobre as condições metamórficas submetidas, realizar interpretações de química mineral semiquantitativa, reinterpretar os dados existentes para gerar dados comparativos, e por fim correlaciona-los com os dados da literatura já existentes para a litologia.

MATERIAIS E MÉTODOS

O presente estudo baseia-se na reinterpretação petrográfica e litoquímica de rochas do *augen* gnaiss Riacho Salgado, ambos os dados fornecidos pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM (Costa e Dantas, 2018), além de acrescentar informações inéditas sobre química mineral semiquantitativa. As amostras coletadas em afloramentos foram identificadas, seguiram para confecção de lâminas delgadas, e posteriormente as mesmas prosseguindo para etapa de análises litoquímicas, finalizando em preparação e análises geocronológica. As análises de química mineral semiquantitativa foram baseadas nas mesmas amostras coletadas.

Para isto, as onze seções cedidas foram descritas e classificadas segundo Streckeisen (1976) por contagem de 1000 pontos no microscópio de luz transmita da marca Olympus BX51. Os minerais foram analisados de acordo com sua disposição e feições a fim de determinar diferentes gerações, acrescentando dados do metamorfismo. As seis amostras de seções polidas foram confeccionadas em bloquetes de tamanhos 2 x 3 cm e 1 x 1 cm no Laboratório de Laminação da UFRN, sendo o último tamanho para as análises em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), realizado no Laboratório de caracterização de minerais/materiais (LACAMM) do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte (IFRN).

As análises químicas mineral semiquantitativa foram obtidos através de microanálises em *Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy* (EDS) EDX-7000/8000 da Oxford instruments, acoplado ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo VEGA3 da Tescan, do Laboratório de Caracterização de Minerais e Materais (LACAMM) do Instituto Federal do Rio Grande do Norte (IFRN). As condições analíticas empregadas para análise foram de 20kV para a voltagem de aceleração, 20nA para corrente, 1 µm de diâmetro do feixe eletrônico e tempo médio de leitura de 50s por ponto. A acurácia das análises foi checada com padrões internos do próprio laboratório. Não houve recalibração durante o processo de análises das amostras.

As amostras selecionadas em campo seguiram para litoquímica, com preparação inicial, limpeza e seleção, realizadas pelo Laboratório de Petrografia da Superintendência Regional de Recife/Serviço Geológico do Brasil. As etapas de secagem, britagem a 2 mm, homogeneização, quarteamento, pulverização de 250-300g de amostra em moinho de aço foram realizadas no laboratório da GSG Geosol Ltda. Para os elementos maiores as análises foram obtidas em fluorescência de Raios X e para os elementos traços em ICP MS e ICP OES. A perda ao fogo foi calculada com aquecimento de 0,2 g de amostra a 1000°C. O erro analítico é menor que 2% para os óxidos e 5% para os elementos traços. Posteriormente se faz a correlação entre os dados geoquímicos do AGRS com a literatura.

GEOLOGIA REGIONAL

O DPS ocupa uma extensa área do estado do Rio Grande do Norte, com rochas datadas do arqueano ao paleoproterozoico (gnaisses e metamáficas) aos derrames vulcânicos cenozoicos (Jardim de Sá, 1994; Fetter et al., 2000; Angelim et al., 2006; Souza et al., 2007; Hollanda et al., 2011; Cavalcante et al., 2017; Costa e Dantas, 2018; Ruiz et al., 2019; entre outros). Nesse contexto, serão enfatizados os *augen* gnaisses datados do riaciano.

Os *augen* gnaisses foram primeiramente classificados por Ebert (1969) e Ferreira e Albuquerque (1969) como rochas ortoderivadas do Complexo Caicó, de 2,2 Ga. Em seguida, Jardim de Sá et al., (1981) e Jardim de Sá (1994) com dados geocronológicos Rb-Sr realocaram tais rochas sendo posterior ao Complexo Caicó, denominando assim os “granitoides G₂”, de 2,0 Ga. Ferreira et al., (1998) criou a unidade Suíte Poço da Cruz para a referida litologia, com uma nomenclatura mais adequada (Ferreira et al., 1998). Apesar dos dados, é importante citar que o elevado erro analítico para o método Rb-Sr pode distorcer um pouco a interpretação.

Recentemente, com dados isotópicos de Souza et al., (2007), Hollanda et al., (2011) e Medeiros et al., (2012) os *augen* gnaisses riacianos foram inseridos na unidade metaplutônica do Complexo Caicó (Tabela 4; Figura 18). Todavia, ainda são encontrados na literatura corpos de *augen* gnaisses cronocorrelatos à “Suíte Poço da Cruz”. Segundo Souza et al., (2007) os *augen* gnaisses fazem parte de uma complexa história petrogenética o qual originou o Complexo Caicó. A Figura 19 mostra o mapa regional com ênfase do DPS, enquanto o mapa geológico simplificado do corpo está representado na Figura 20.

Tabela 4: Estado da arte dos *augen* gnaisses estudados no DPS.

<i>augen</i> gnaisses riacianos				
Eberth (1969); Ferreira e Albuquerque (1969)	Jardim de Sá <i>et al.</i> , (1981); Jardim de Sá (1994)	Ferreira <i>et al.</i> (1998)	Souza <i>et al.</i> (2007)	Hollanda <i>et al.</i> (2011); Medeiros et al. (2012); presente trabalho
Complexo Caicó	Granitoides "G2"	Suíte Poço da Cruz	Unidade metaplutônica do Complexo Caicó	Unidade metaplutônica do Complexo Caicó
Relações de campo e petrográficas	Geoquímicos, estruturais e geocronológicos	Relações de campo e petrográfica	Petrográficos, petrológicos e geocronológicos	petrográficos, isotópicos e geocronológicos
Critérios para definição da nomenclatura				

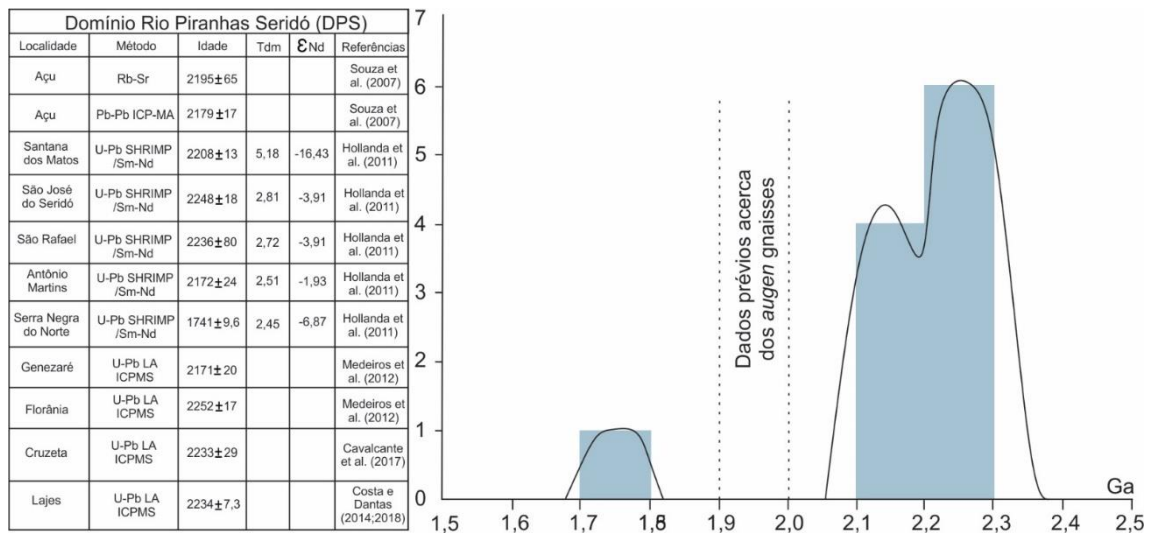


Figura 18: Dados geocronológicos recentes acerca dos *augen* gnaisses no DPS, à esquerda, e histograma comparativo de idades, à direita, em Bilhões de anos (Ga). A linha tracejada reflete os dados pretéritos.

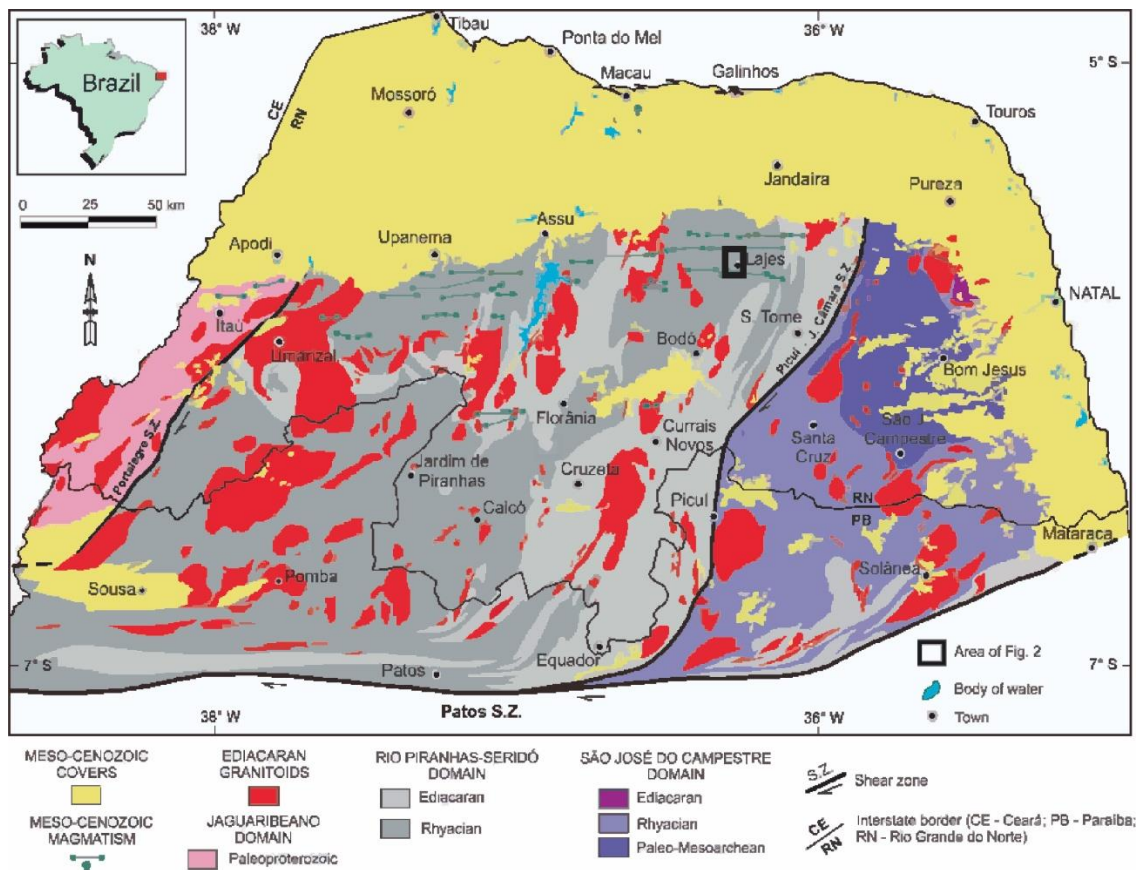


Figura 19: Mapa regional, com ênfase no Domínio Rio Piranhas Seridó (DPS), retirado de Cavalcante et al., (2018). A área de estudo está no retângulo preto.

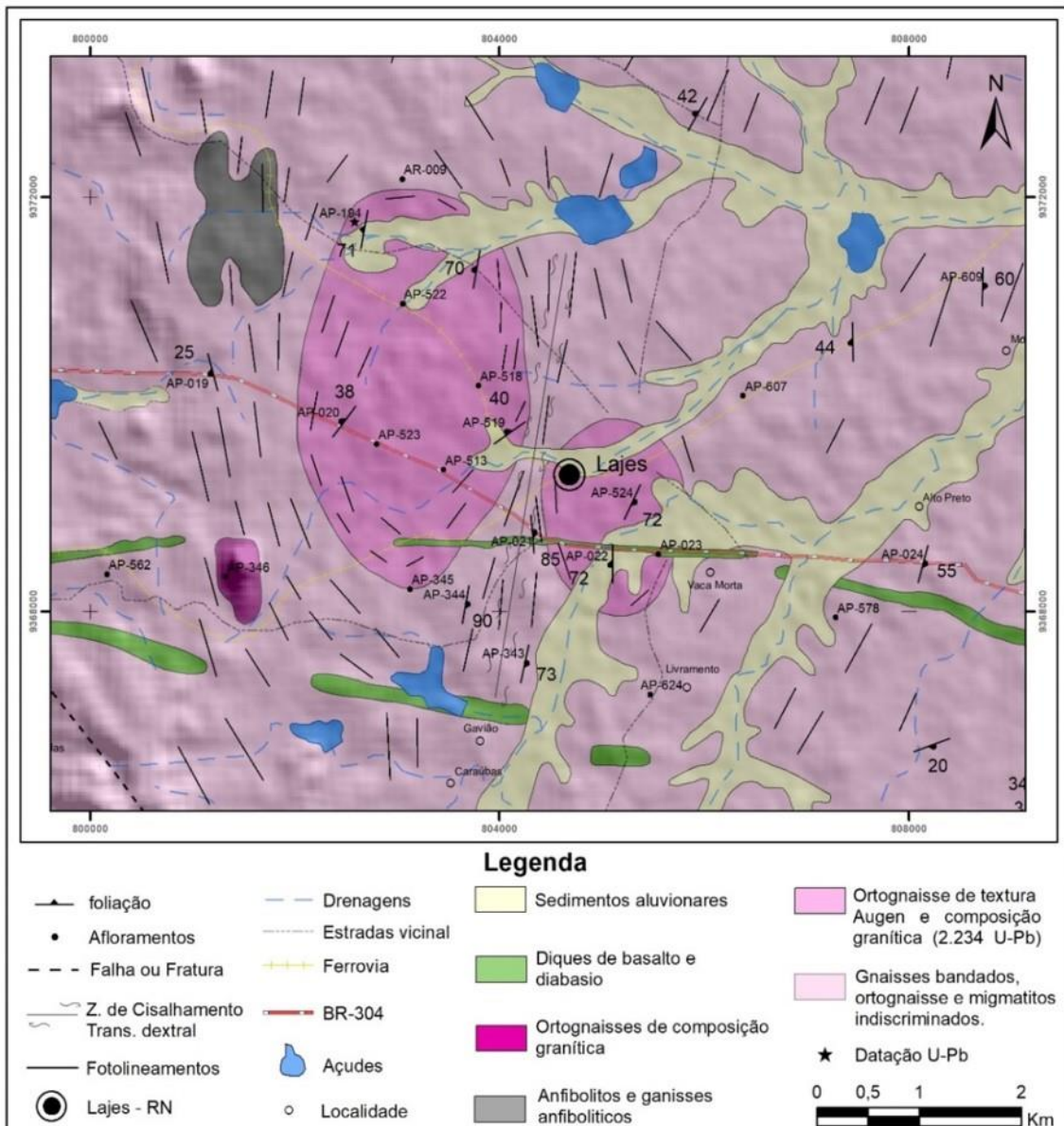


Figura 20: Mapa geológico simplificado da área de ocorrência do AGRS (Costa e Dantas, 2018). O AGRS correspondem aos dois corpos ovais.

GEOLOGIA LOCAL

Segundo Costa e Dantas (2014; 2018), o AGRS ocorre sob a forma de dois corpos ovais, alongados na direção norte sul (Figura 20), sendo descritos como biotita ortognaisses de textura *augen*. São rochas inequigranulares, de granulação grossa, leucocrática em tons de cinza claro a rosa, de composição monzogranítica a granodiorítica. Os autores observaram três eventos deformacionais de caráter dúctil (D₁, D₂ e D₃), e um de caráter rúptil. O evento D₁ é marcado por formar o bandamento de alto grau, com consequente foliação S₁. No evento D₂ é originado dobras isoclinais, com foliação S₂ paralela a S₁. D₃ são deformações associadas a zonas de cisalhamento, formando estruturas S-C, porfiroclastos sigmoides e foliação milonítica. A deformação

rúptil é marcada por falhas NW-SE e NE-SW. A Figura 21 mostra algumas feições de campo e suas estruturas.

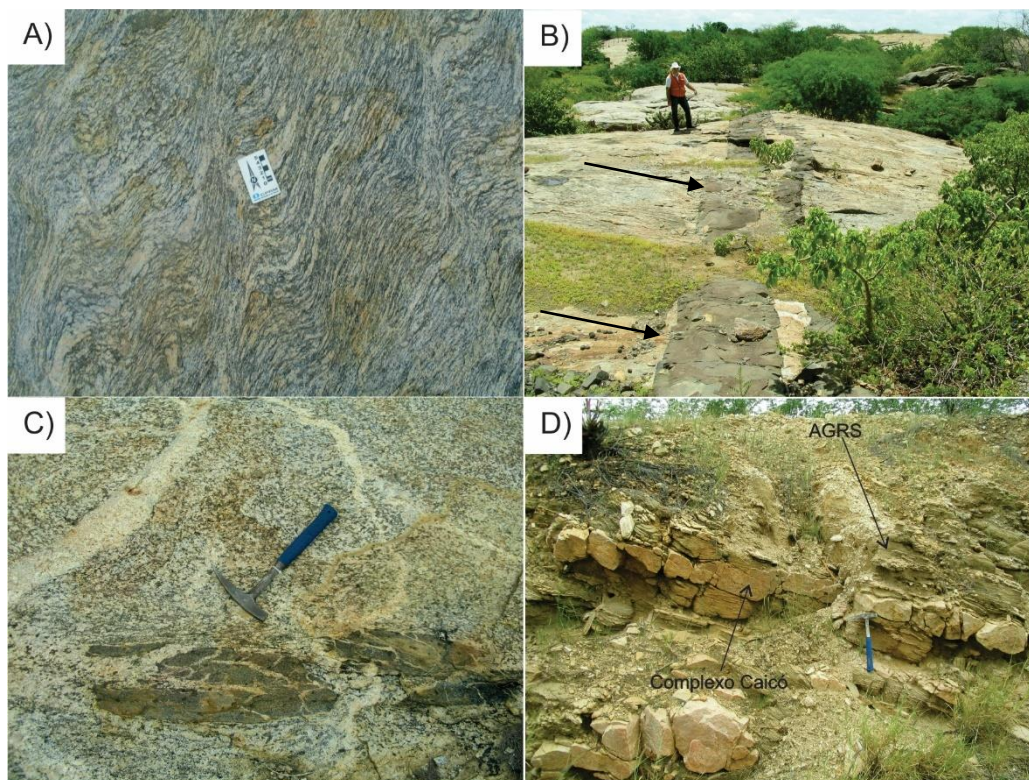


Figura 21: Aspecto de campo do corpo de estudo. A) estruturas do tipo S-C e a textura do tipo augen nos fenocristais de feldspato; B) dique de escala métrica do Vulcanismo Rio Ceará Mirim cortando a foliação do AGRS, exposto pela seta; C) xenólito de anfibólito de textura fina a média (rochas escuras), composta por anfibólio (hornblenda), plagioclásio, biotita, quartzo e piroxênio; D) contato concordante entre AGRS e encaixante do Complexo Caicó. Fotos de campo cedidas por Costa e Dantas (CPRM).

PETROGRAFIA

As rochas coletadas são classificadas como gnaisses lepidonematoblásticos de composição monzogranítica à quartzo monzonítica (Figura 22), com quartzo-plagioclásio-K-feldspato acima de 65%. Biotita e anfibólio são as fases máficas principais, sendo a primeira o mineral predominante, além de allanita, titanita, minerais opacos, apatita e zircão como acessórios. Epidoto, clorita, muscovita e carbonatos são observados como alteração/desestabilização de biotita e plagioclásio. Nas seções foram observados dois eventos metamórficos distintos, o primeiro mais antigo (M_2) associado à gênese dos bandamentos do corpo (D_2), e outro evento posterior caracterizado por microzonas de cisalhamento (D_3), cortando a estrutura pretérita do gnaisse (M_3). Não foi observado o evento D_1/M_1 propriamente dito, possivelmente por obliteração dos eventos seguintes.

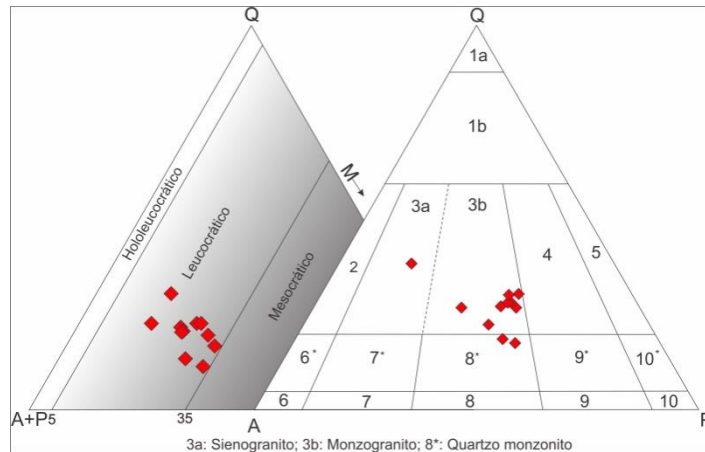


Figura 22: Diagrama de Streckeisen (1976) para classificação do AGRS. As amostras plotam no campo preferencialmente monzogranítico, com duas em quartzo monzonito e uma em sienogranito.

Minerais félsicos

Observam-se duas gerações de quartzo, sendo a primeira (qz I) recristalizada, xenomóblastica, com extinção ondulante e localizada nas bandas félsicas (Figura 23A), causadas pelo evento D_2/M_2 . Já a segunda (qz II) relaciona exclusivamente ao evento (D_3/M_3), ocasionado por zonas de cisalhamento, cortando as estruturas pretéritas. O K-feldspato ocorre em três gerações. O primeiro (kfs I) são definidos como porfiroclastos de granulometria acima de 4 mm (Figura 23B), alterados pelo evento D_2/M_2 , enquanto o kfs II (Figura 23A) representam a maioria dos cristais, localizados nas bandas félsicas ou recristalizados na borda de outros cristais. Ambos apresentam caráter hipidio-xenoblastico, textura pertítica, extinção ondulante, geminação simples e em padrão xadrez. A última geração (kfs III) compõe neocristais localizados nas microzonas de cisalhamento (D_3/M_3). O plagioclásio é xenoblástico, com gerações e características análogas ao K-feldspato, geminação polissintética tipo albita, por vezes encurvada, além de conter mirmequitas bulbosas nas bordas de K-feldspatos, ou no interior dos plagioclásios (Figura 23D). Tanto os megacristais descritos como Kfs I como o Pl I (Figura 23C) apresentam feições tipo *augen*.

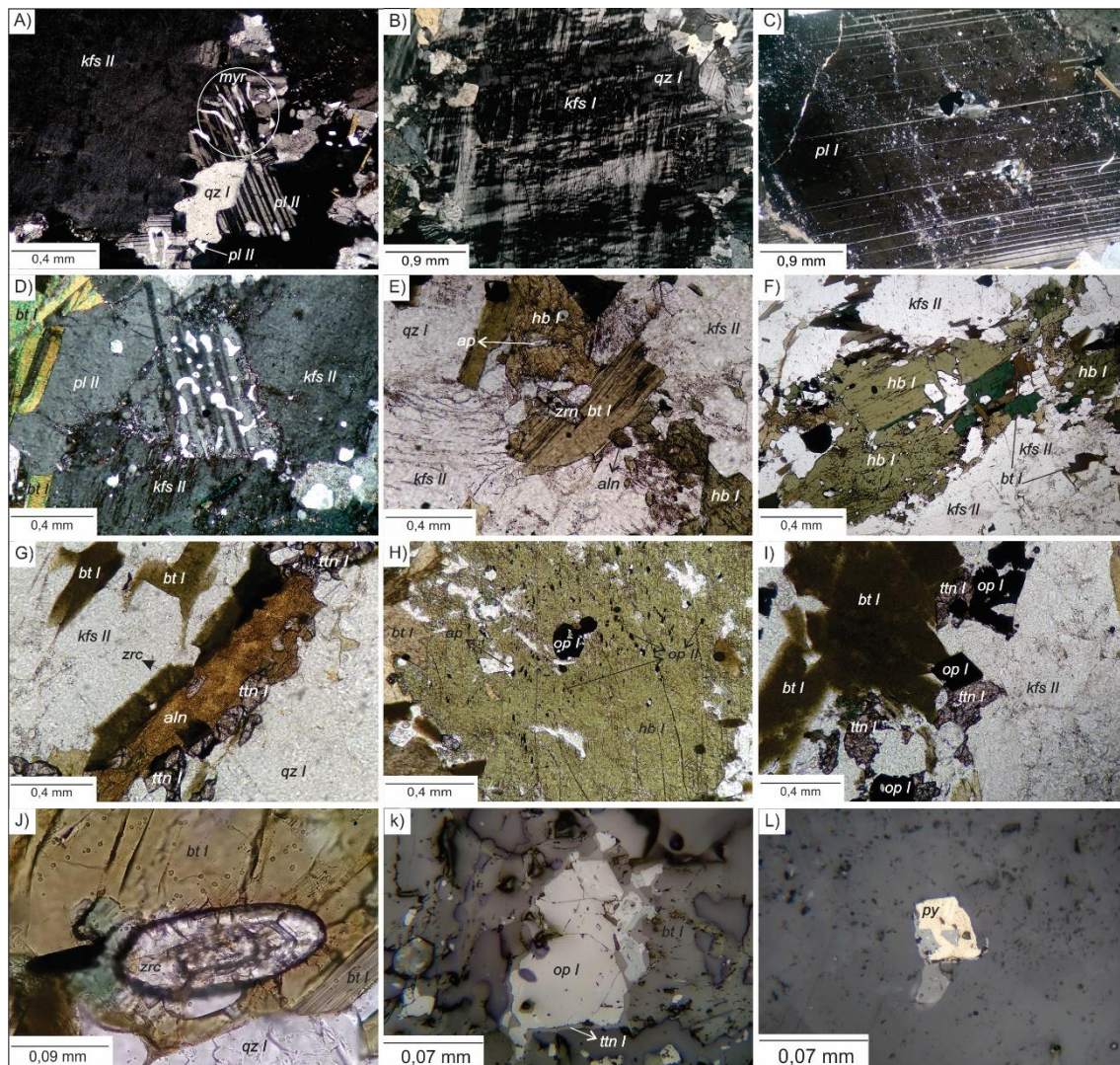


Figura 23: mineralogia e textura da rocha em seções delgadas e polidas. (A) paragênese félsica, composto pela primeira geração de quartzo (qz I) e segunda geração de k-feldspato (kfs II) e plagioclásio (pl II). Notar a presença de mirmequita no cristal de plagioclásio recrystalizado (mir); (B) primeira geração de k-feldspato (kfs I) com perfitas e bordejado por cristais de qz I; (C) primeira geração de plagioclásio (pl I); (D) mirmequita do tipo bulbosa no cristal de pl II, envolto por kfs II e pl II; (E) alguns dos minerais presentes da paragênese máfica, como biotita (bt I), anfibólio (hb I), allanita (aln), apatita (ap) e zircão (zrn) rodeados por minerais félsicos (qz I e kfs II); (F) um cristal de anfibólio (hb I) com geminação simples em tom esverdeado, bordejado por kfs II e bt I; (G) cristal de aln alongado, incluso por zrn e bordejado pela primeira geração de titanita (ttn I), quartzo (qz I) e kfs II; (H) observa-se as duas gerações de minerais opacos, a primeira como inclusão no anfibólio (op I), enquanto a segunda é posterior, seguindo os planos de clivagens, de tamanhos reduzidos (op II); (I) cristal euédrico de op I, em contato com ttn I e bt I, em matriz de kfs II. (J) zircão euédrico zonado, em contato com a primeira geração de biotita (bt I) e quartzo (qz I). (K) cristal subédrico de op I, de cor branca a levemente rosado, classificado como magnetita, bordejado por titanita (ttn I), caracterizando o processo de esfenitização. É possível observar lamelas nos planos de fraturas, ou nas bordas do cristal, de coloração branca,

sendo um processo comum da magnetita, denominado de martitização. L) cristal euédrico a subédrico de cor amarelada (pirita).

Minerais máficos

A biotita se separa em duas gerações, ambas hipidioblásticas ripiformes, uma clivagem bem definida e forte pleocroísmo, variando de castanho a marrom. A bt I (Figura 23E) foi cristalizada em campo ígneo, posteriormente recristalizada pelo evento D_2/M_2 , constituindo o bandamento máfico. Em alguns cristais desta geração se observar o processo de cloritização. Já a bt II é formada durante o evento metamórfico D_3/M_3 , localizado nas zonas de cisalhamento. O anfibólio pertence à família das hornblendas (hbl), subdividido em duas gerações, semelhante às biotitas. A primeira compõe o bandamento máfico, com pleocroísmo de cor verde, à amarela, por vezes com processo de alteração, geminação simples (Figura 23F) e textura poiquiloblástica. A hbl II ocorre restrita as zonas de cisalhamento (D_3/M_3).

A allanita (Figura 23E, G) apresenta cor laranja, por vezes como porfiroclastos, hipidio-xenoblástica, intensamente metamictizadas e com zonação normal. A titanita ocorre como duas gerações texturais, sendo o primeiro (ttn I) idio-hipidioblástica losangular (Figura 23G), localizados nas bandas máficas. Ocorre também localizado nas bordas dos minerais opacos, como esfenitização. A ttn II é xenoblástica e se localiza preferencialmente em contato com as biotitas, durante o retrometamorfismo D_2/M_2 . Os minerais opacos (op) ocorrem em duas gerações. Os op I (Figura 23H, I) são cristais idio-hipidiomórficos losangulares, típicos de magnetitas, ou agregados com textura em coalescência, sendo estes anédricos. Ambas as ocorrências morfológicas podem apresentar processo de esfenitização. Os op II (Figura 23I) têm sua gênese relacionada à desestabilização de biotitas e anfibólios, por meio do retrometamorfismo do evento principal. Apatita (Figura 23E) e zircão são cristais diminutos idiomórficos oriundos do protólito ígneo, este último por vezes zonados (Figura 23J). Epidoto, clorita, muscovita e carbonatos são fases exclusivamente de alteração da biotita e plagioclásio.

Minerais opacos

As seções polidas analisadas explanam dados acerca das duas gerações de opacos descritas nas seções polidas. Para os op I foram descritos dois minerais distintos. O primeiro é idio-hipidioblástico de cor branca a levemente rosado, de alta reflectância, isotrópico, com processo de martitização em suas bordas (Figura 23K) ou em região de fraturas, classificado como magnetita. A segunda fase, pouco observada, ocorrem como cristais hipidiomórficos disseminados de cor amarela, fracamente pleocróica, reflectância média e anisotropia fraca a inexistente, determinado como pirita (Figura 23L). A segunda geração de minerais opacos são cristais hipidiomórficos ripiformes de cor e características semelhantes, classificada como ilmenita.

Metamorfismo

Nas seções foram observados dois eventos distintos, denominados D_2/M_2 e D_3/M_3 , sendo o primeiro evento o mais evidente nas descrições. O início do evento principal é marcado pelo encurvamento da geminação polissintética dos plagioclásios, mostrado na Figura 24A, cerca de 300°C (Voll, 1980). Segundo Voll, 1980 e Passchier e Trown, 1996, entre 300 – 400°C inicia-se o processo de formação dos *augen* nos cristais de feldspatos, além da recristalização das biotitas. Na faixa entre 400-500°C se inicia a recristalização dos feldspatos, localizado ainda nas bordas de megacristais (Figura 24B)

ou zonas de maior instabilidade. O desenvolvimento da feição *augen* nesta faixa de temperatura é mais evidente (Passchier e Trown, 1996). Acima de 500°C a recristalização dos feldspatos e anfibólios passa a ser um fator fundamental na definição do metamorfismo. A presença de mirmequita oriunda de um evento deformacional/metamórfico, em junção com a presença de voláteis (Figura 23A, 24C), indicam faixas entre 500-600°C (Simpson e Wintsch, 1989; Harlov e Wirth, 2000; Menegon et al., 2006), bem como a textura *chessboard subgrain* (Figura 24D), indicando recristalização dinâmica. Acima desta faixa, o processo de fusão parcial é atuante. Vernon e Clarke (2008) sugerem que este processo ocorra a partir de 650°C em regime saturado em água. Este processo anatético é observado pela presença de material fundido no interior do cristal de feldspato em quartzo (Figura 24E). Para o pico metamórfico, são descritas duas reações gerais:

- I) Biotita + plagioclásio + quartzo + (H₂O) ↔ hornblenda + K-feldspato + melt (Weinberg e Hasalová, 2015).
- II) Biotita + plagioclásio + quartzo + (H₂O) ↔ plagioclásio + hornblenda + titanita + melt (Weinberg e Hasalová, 2015).

Ambas as reações de fusão parcial (I e II) são peritéticas da hornblenda, indicando temperaturas na faixa de 650°C - 750°C e pressão entre 6 – 8 Kbar (Reichardt e Weinberg, 2012b; Weinberg e Hasalová, 2015). Estes valores são válidos para granitoides cálcioalcalinos ou gnaisses feldspáticos (Lappin e Hollister, 1980; Reichardt et al., 2010; Weinberg e Hasalová, 2015) e passam a nortear os valores encontrados por cálculos termobarométricos, mostrados a seguir.

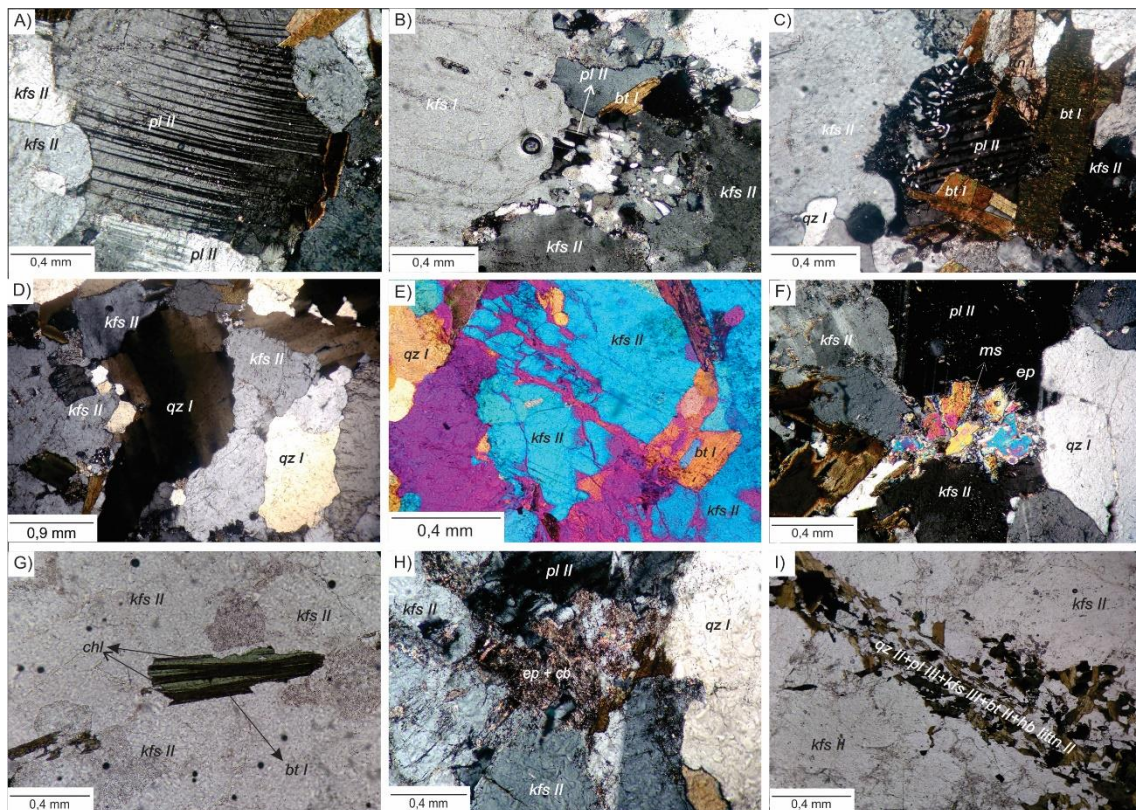
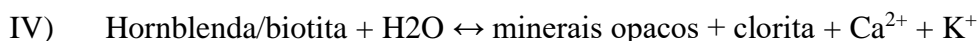
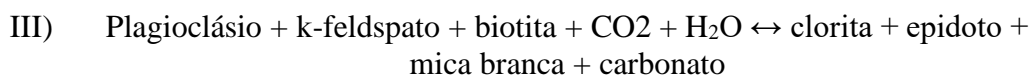


Figura 24: Texturas e estruturas relacionadas aos eventos descritos, seguindo a sequência de evolução metamórfica. (A) o encurvamento da geminação do plagioclásio

(pl II), marcando o início do evento D₂/M₂, em contato com cristais de kfs II; (B) recristalização do plagioclásio (pl II) nas bordas de megacristais de k-feldspato (kfs I); (C) mirmequitas na borda do pl II; (D) a textura “chessboard subgrain” do quartzo; (E) processo de fusão parcial nos planos de fratura dos cristais de kfs II, ápice do evento D₂/M₂, nas proximidades com cristais de quartzo (qz I) e biotita (bt I); (F) um aglomerado de muscovita e epidoto subédricos, já em estágio retrometamórfico; (G) o processo de cloritização das biotitas, seguindo os planos de clivagens; (H) uma massa criptocristalina de carbonato e epidoto, fim do retrometamorfismo; (I) o evento D₃/M₃, zonas de cisalhamento, cortando a estrutura pretérita da rocha, com recristalização de quartzo (qz II), plagioclásio (pl III), feldspato alcalino (kfs III), biotita (bt II), hornblenda (hb II) e titanita (ttn II), sempre orientados. Note que os cristais são diminutos.

Com o decréscimo de temperatura novas fases minerais surgem, como os cristais de epidoto, clorita, muscovita e carbonato (Figura 24F, H), além do processo de cloritização das biotitas (Figura 24G) e se estabilizam. As reações a seguir mostram o surgimento dos minerais:



A reação geral do retrometamorfismo é exemplificada pela reação III. Já a reação IV mostra localmente a desestabilização das principais fases máficas com presença de fluidos, para originar os minerais opacos. O evento D₃/M₃ restringe-se exclusivamente em zonas de cisalhamento. É caracterizado pela recristalização de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, anfibólio e biotita, de forma orientada, cortando toda a estrutura da rocha (Figura 24I), sendo característicos de fácies anfibólito.

Migmatização e metamorfismo

Segundo o recente trabalho de Ferreira et al., (2020) houveram diferentes estágios de migmatização no DPS, sendo eles entre 2,9; 2,65 e 1,95 Ga. Segundo os autores, este último evento, em consonância com a similaridade entre leucossomas graníticos estudados por Ferreira et al., (2020) e o magmatismo clacioalcalino de alto-K analisados neste trabalho sugerem fontes arqueanas semelhantes. Assim, a junção dos trabalhos sugere que o processo de migmatização observado na litologia é oriundo do evento Transamazônico, em 1,95 Ga, com influência das rochas pretéritas.

ANÁLISES MEV

Foram analisados os minerais zircão, titanita, minerais opacos, anfibólio, biotita, plagioclásio e feldspato alcalino. Todos os minerais analisados são oriundos do protólito ou recristalizados no primeiro evento metamórfico (D₂/M₂). Para o zircão (Tabela 5), a razão Zr/Hf observada em uma análises mostra valor de 17,83. Este dado é sugestivo de granitos fracionados (Wang, 1996; Breiter e Skoda, 2017). A titanita (Tabela 6) mostra a reação de substituição acoplada dada por $\text{Al} + \text{Fe} \leftrightarrow \text{Ca} + \text{Ti}$.

Tabela 5: Análises dos cristais de zircão.

Amostra	AM519A	AM518A	AM518A	AM194B	AM522B	AM522B	AM522B
Esp. análise	1	4	8	7	11	12	13
Posição	c	c	c	c	b	c	c
SiO2	30,06	30,85	30,54	30,66	30,59	29,72	30,1
ZrO2	69,03	69,15	69,46	69,34	67,47	70,28	69,9
HfO2	-	-	-	-	1,94	-	-
Al2O3	0,91	-	-	-	-	-	-
Total	100	100	100	100	100	100	100
Si	0,932	0,956	0,948	0,951	0,955	0,929	0,938
Zr	1,043	1,044	1,052	1,049	1,027	1,071	1,062
Hf	-	-	-	-	0,017	-	-
Al	0,033	-	-	-	-	-	-

Tabela 6: Análises dos cristais de titanita.

Amostra	AM518A	AM518B	AM518B	AM518B	AM522B
Esp. análise	14	4	5	6	22
Posição	c	c	c	C	c
SiO2	30,45	30,97	32,18	30,75	34,6
TiO2	38,63	37,44	36,62	37,85	35,57
Al2O3	1,44	1,81	1,85	1,82	2,24
FeO	1,08	1,96	1,29	1,46	1,56
CaO	28,39	27,82	28,07	28,11	26,03
Total	99,99	100	100,01	99,99	100
Si	1,080	1,094	1,126	1,086	1,190
Ti	0,807	0,779	0,755	0,788	0,721
Al	0,077	0,096	0,097	0,097	0,116
Fe	0,032	0,058	0,038	0,043	0,046
Ca	1,079	1,052	1,053	1,064	0,959

A Tabela 7 mostra as análises referentes aos minerais opacos. Na primeira geração as análises são cristais de magnetita e uma de pirita. Para as magnetitas, o processo de substituição $3\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+} + \text{Al}$ denota a presença de martitização, observada nas descrições de seções polidas. Já os op II foram classificados como ilmenitas ($\text{Fe}^{2+}_{70-84}\text{Fe}^{3+}_{5-25}\text{Mn}_{5-9}$). Foi possível determinar uma reação de substituição acoplada, segundo a reação $\text{Al} + 2\text{Mn} + \text{Fe}^{3+} \leftrightarrow 2\text{Ti} + 2\text{Fe}^{2+}$. A dicotomia entre o processo de esfenitização observado nas descrições e a ausência de Ti na primeira geração de minerais opacos sugere que o Ti se remobilizou para as finas bordas de titanitas presentes em alguns cristais, no início do retrometamorfismo, ainda em condições elevadas (Bohlen et al., 1983; Van Baalen, 1993).

Tabela 7: Análises dos cristais de magnetita (mg), ilmenita (ilm) e pirita (py).

Mineral	Mg	mg	mg	mg	mg	mg	mg	ilm	ilm	ilm	ilm	ilm	Py
Amostra	AM51 9C	AM51 8A	AM51 8A	AM51 8A	AM51 8B	AM51 8B	AM19 4B	AM51 9B	AM51 9D	AM51 9D	AM51 9D	AM19 4B	AM51 9B
Esp. análise	1	1	2	6	1	2	8	1	1	3	4	2	3
Posição	C	c	c	c	-	-	c	c	c	c	c	c	c
SiO2	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-	0,48
TiO2	-	-	-	-	-	-	-	46,46	45,1	46,44	44,97	51,22	-
Al2O3	1,84	-	0,77	0,88	-	0,63	-	1,34	1,21	0,73	1,21	-	0,71
FeO	98,16	100	99,23	99,12	100	99,37	100	48,45	50,87	48,86	50,2	44,23	34,29
MnO	-	-	-	-	-	-	-	2,95	2,82	3,97	3,24	4,55	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,37	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	64,51
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99,99	-	99,99
Si	-	-	-	-	-	-	-	0,020	-	-	-	-	0,020
Ti	-	-	-	-	-	-	-	0,870	0,845	0,873	0,842	0,971	-
Al	0,077	-	0,032	0,037	-	0,027	-	0,039	0,036	0,022	0,035	0,000	0,045
Fe+3	1,923	2,000	1,968	1,963	2,000	1,973	2,000	0,181	0,274	0,232	0,281	0,058	-
Fe+2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,828	0,786	0,789	0,764	0,874	1,219
Mn	-	-	-	-	-	-	-	0,062	0,059	0,084	0,068	0,097	-
Ca	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,715

Os anfibólios (Tabela 8) apresentam valores médios de $(Ca+Na)_B=1,92$; $(Na+K)_A=0,50$ e fração molar $(XMg)=0,38$, sendo assim pertencentes ao grupo dos anfibólios cálcicos. Segundo a classificação de Hawthorne et al. (2012) os anfibólios estão na transição entre pargasita (com $Fe^{3+} > Al^{VI}$) e magnésio-hornblenda (com $Fe^{3+} < Al^{VI}$) (Figura 25A). Os cálculos foram rebalanceados para exclusão da molécula de H_2O . Observa-se a substituição baseado na troca catiônica $Fe^{3+}_{(C)} + Al^{VI}_{(C)} + Ti_{(C)} + Ca_{(b)} \leftrightarrow 3Fe^{2+}_{(C)} + 2Mg_{(C)} + 2Na_{(b)}$, onde o sítio C é o principal responsável pela reação. A substituição $2Fe^{2+} + Mg \leftrightarrow 2Fe^{3+}$ apresenta alta correlação, sendo a principal reação do sítio C. Já no sítio B observa-se a substituição $Ca + 2Na \leftrightarrow Fe^{2+} + Mn^{2+}$. Para os diagramas proposto por Molina et al. (2009), que definem o TiO_2 como o principal parâmetro de alcalinidade do magma parental (Figura 25B, C), a composição dos anfibólios plotam no campo transitório de subalcalino e alcalino. O teor de TiO_2 é baixo, típico de magmas subalcalinos, e baixos valores de MgO e Na_2O/K_2O , típico de magmas alcalinos.

As biotitas (Tabela 9) são enriquecidas na molécula de annita (Deer et al., 1992), com $XFeO^*$ geral entre 0,74 e 0,82 (Figura 25D) e apresenta a seguinte reação de substituição $Si + Al + Mg \leftrightarrow Ti + Fe + Mn$. Os cálculos foram rebalanceados para exclusão da molécula de H_2O . No diagrama elaborado Nachit et al. (1985) As amostras plotam preferencialmente no campo subalcalino, com duas amostras plotando no campo calcioalcalino (Figura 25E). No diagrama de Abdel Rahman (1994), para o MgO , as amostras plotam majoritariamente no campo calcioalcalino (Figura 25F). Os

plagioclásios (Tabela 10) são classificados como andesina (Figura 24g) com processo de substituição dado pela reação acoplada $Si + Na \leftrightarrow Al + Ca$. Já os K-feldspatos (Tabela 10) apresenta teor da molécula de ortoclásio acima de 88% e o restante na molécula de albita.

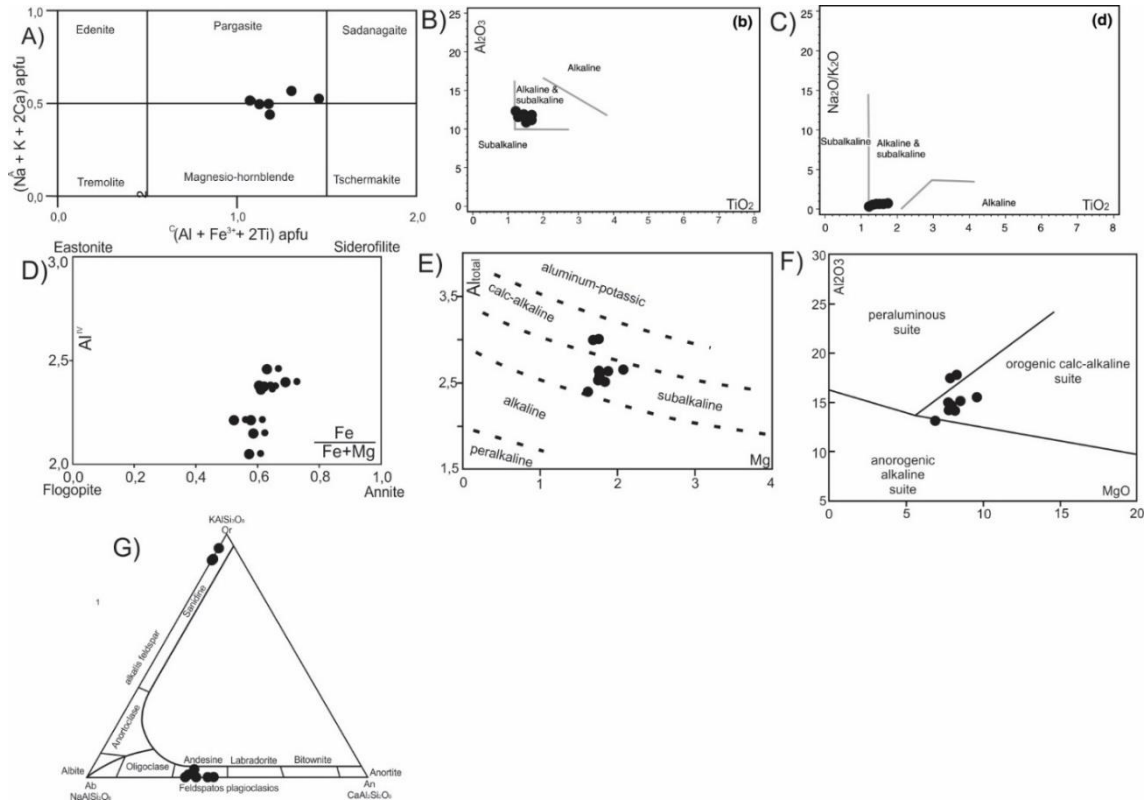


Figura 25: Diagramas de química mineral. A) Hawthorne et al., (2012) para os anfibólios; B) e C) diagramas de Molina et al., (2009) para composição subalcalina a alcalina dos anfibólios; D) Deer et al., (1992) para classificação das biotitas ; E) o caráter subalcalino das biotitas pelo diagrama de Nachit et al., (1985); F) Abdel-Raman, através do MgO, para classificação de granitos calcioalcalinos. G) Deer et al., (1992) para classificação dos K-feldspatos e plagioclásios.

Tabela 8: Análises dos cristais de hornblenda.

Amostra	AM519A	AM519A	AM194B	AM194B	AM194B	AM194B
Esp. análise	5	6	9	10	5	6
Posição	b	c	b	c	b	c
SiO₂	39,34	40,13	43,58	43,25	43,22	43,59
TiO₂	1,25	1,52	1,45	1,32	1,67	1,63
Al₂O₃	12,18	11,24	11,73	11,46	11,65	11,43
FeO	24,71	24,85	20,01	20,43	20,13	19,94
MgO	5,68	5,93	6,96	7,09	7,07	7,18
MnO	0,40	-	0,52	0,50	0,46	0,36
CaO	10,77	10,60	10,66	10,60	10,31	10,50
Na₂O	1,05	1,22	1,26	1,29	1,40	1,40
K₂O	1,60	1,61	1,52	1,68	1,71	1,68
total	96,99	97,11	97,69	97,61	97,61	97,72

Si	6,125	6,252	6,606	6,590	6,573	6,618
Al	1,875	1,748	1,394	1,410	1,427	1,382
[T]	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,146	0,178	0,165	0,151	0,191	0,186
Al	0,360	0,315	0,701	0,648	0,661	0,663
Fe ³⁺	0,804	0,634	0,150	0,136	0,131	0,091
Fe ²⁺	2,372	2,496	2,386	2,454	2,414	2,435
Mg	1,318	1,377	1,537	1,610	1,603	1,625
Mn ²⁺	-	-	0,024	-	-	-
[C]	5,000	5,000	4,999	4,999	5,000	5,000
Mn ²⁺	0,053	-	0,043	0,065	0,059	0,046
Fe ²⁺	0,042	0,108	-	0,013	0,015	0,005
Ca	1,797	1,769	1,731	1,731	1,680	1,708
Na	0,108	0,123	0,226	0,192	0,246	0,240
[B]	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	1,999
Na	0,209	0,246	0,144	0,189	0,167	0,172
K	0,318	0,320	0,294	0,327	0,332	0,325
[A]	0,527	0,566	0,438	0,516	0,499	0,497

Tabela 9: Análises de biotitas.

Amostra	AM519B	AM519B	AM518A	AM518A	AM518B	AM518B	AM194B	AM522B	AM522B
Esp. análise	5	6	9	10	7	8	1	23	24
Posição	c	c	B	c	b	c	c	b	c
SiO ₂	36,25	35,19	35,76	35,77	37,55	32,25	38,19	38,76	39,65
TiO ₂	3,97	3,99	2,62	3,37	2,76	3,61	3,76	2,28	1,49
Al ₂ O ₃	14,15	13,67	14,25	13,58	14,50	12,44	14,86	16,84	17,02
FeO	25,00	26,54	25,61	25,14	23,25	31,40	20,84	22,21	21,77
MgO	7,64	7,46	7,52	7,86	8,18	6,65	9,19	7,55	7,87
MnO	0,00	0,39	0,46	0,50	0,35	0,58	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	8,96	8,78	9,80	9,82	9,35	9,29	9,04	8,20	8,02
total	95,98	96,03	96,03	96,04	95,94	96,21	95,88	95,85	95,82
Si	5,636	5,538	5,623	5,619	5,786	5,275	5,786	5,849	5,947
Al iv	2,364	2,462	2,377	2,381	2,214	2,398	2,214	2,151	2,053
Al vi	0,229	0,074	0,263	0,134	0,419	0,000	0,440	0,845	0,955
Ti	0,464	0,472	0,310	0,398	0,320	0,444	0,428	0,259	0,168
Fe	3,251	3,493	3,368	3,303	2,996	4,295	2,641	2,803	2,731
Mg	1,771	1,750	1,763	1,841	1,879	1,621	2,076	1,698	1,760
Mn	0,000	0,052	0,061	0,067	0,046	0,080	0,000	0,000	0,000
K	1,777	1,762	1,965	1,968	1,838	1,938	1,747	1,578	1,534

Tabela 10: Análises de plagioclásios (pl) e K-feldspatos (kfs).

Mineral	pl	pl	Pl	pl	pl	pl	kfs	kfs	kfs
Amostra	AM519A	AM519A	AM519A	AM519B	AM518A	AM518A	AM522B	AM522B	AM522B
Esp. análise	7	8	9	7	12	13	19	20	21
Posição	b	c	C	b	c	c	c	b	c
SiO ₂	60,93	60,96	60,3	61,62	62,77	62,1	66,45	66,18	67,14
Al ₂ O ₃	24,85	24,73	25,47	24,35	23,63	24,1	17,64	18,05	17,68
CaO	7,01	7,68	8,48	8,13	6,75	6,94	-	-	-
Na ₂ O	7,21	6,63	5,75	5,9	6,58	6,23	0,59	0,61	1,11
K ₂ O	-	-	-	-	0,27	0,63	13,09	13,19	12,78
BaO	-	-	-	-	-	-	2,23	1,96	1,29
Total	100	100	100	100	100	100	100	99,99	100
Si	2,704	2,705	2,676	2,728	2,773	2,749	2,212	2,203	2,235
Al	1,300	1,293	1,332	1,270	1,230	1,258	0,519	0,531	0,520
Ca	0,333	0,365	0,403	0,386	0,319	0,329	0,000	0,000	0,000
Na	0,620	0,570	0,495	0,506	0,564	0,535	0,010	0,010	0,018
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,036	0,139	0,140	0,136
Ba	-	-	-	-	-	-	0,015	0,013	0,008

Geobarometria

Os valores de geotermobarometria esperados nos cálculos devem refletir o processo metamórfico principal, M₂, em consonância com dados da petrografia. Para as estimativas de pressão, a assembleia mineral quartzo + k-feldspatos + plagioclásio + biotita + hornblenda + titanita + minerais opacos presente na rocha permite o uso do geobarômetro Al em hornblenda, calibrado por Anderson e Smith (1995). Segundo o gráfico abaixo, o valor está em 7 Kbar (Figura 26), com erro de ±0,6 Kbar.

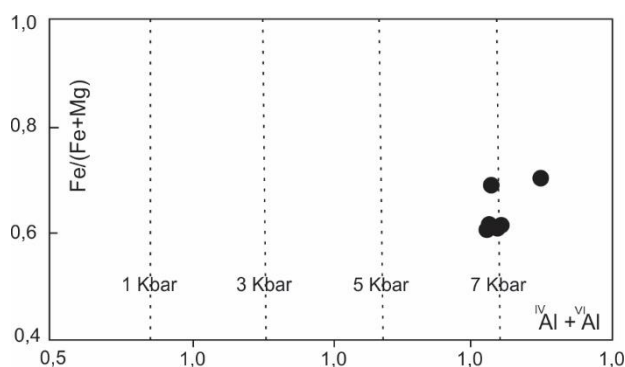


Figura 26: Gráfico de Anderson e Smith (1995) para cálculo do barômetro Al em hornblenda. Os resultados expressam valores de 7 Kbar.

Geotermometria

Com a presente mineralogia, o par plagioclásio-hornblenda é o mais adequado para determinação de temperatura, utilizando os cálculos de Holland e Blundy (1994) para a reação edenita + albita. Pelo método o valor observado é de 731°C (±40°C). Assim, o

dados PT apresentado condiz com o metamorfismo em fácies anfibolito à granulito. Perceba que ambos os dados refletem fielmente o intervalo estabelecido na análise petrográfica.

Quando comparado com os *augen* gnaisses analisados por Souza et al. (2007), os valores termobarométricos estão semelhantes. Para os autores, a unidade litológica apresenta pressão entre 7,4-6,8 Kbar e temperatura de 732-705°C. Portanto, pode-se assumir que a pressão de 7±0,6 Kbar e a temperatura de 731±40°C representa o ápice do evento metamórfico M₂, em fácies anfibolito superior à fácies granulito.

LITOQUÍMICA

Foram obtidas nove análises litoquímicas (Tabela 11) as quais explana valores de sílica compreendendo entre 60,9% – 66,4%. Para fins de efeitos comparativos, os gráficos apresentados a seguir apresentam dados compilados dos trabalhos de Souza et al., (2007) e Medeiros et al (2012). No contexto dos elementos maiores a rocha apresenta baixos valores de MnO (0,06 – 0,11%), TiO₂ (0,67 – 0,99%) e P₂O₅ (0,05 – 0,36), moderados de CaO (3,01 – 4,01%), MgO (1,0 – 1,55%) e Na₂O (2,82 – 3,26) e valores elevados de K₂O (3,24 – 4,69). Para os elementos traços, os valores são moderados a elevados para o Ba (2184 ppm – 3223 ppm), Sr (380,9 ppm – 485,3 ppm), Y (14,41 ppm – 50,45 ppm) e Zr (467,6 ppm – 685,4 ppm).

Tabela 11: Análises litoquímicas em elementos maiores (%), traços (ppm) e ETR (ppm) para os augens gnaisses Riacho Salgado. Os valores de (Eu/Eu*) foram calculados pela fórmula $[Eu_N/(Sm_N+Gd_N/2)]$.

Tabela de análises litoquímicas									
Elementos	APR345	APR193	APR518	APR519	APR020	APR194	APR522	APR523	APR524
	A	A	A	A	C	A	A	A	A
SiO ₂ (%)	65,5	64,6	66,4	63,6	65,3	60,9	62,6	64,1	63,8
TiO ₂	0,69	0,82	0,67	0,85	0,87	0,99	0,87	0,87	0,92
Al ₂ O ₃	14,9	15	14,6	15	14,8	15,1	14,8	14,7	15,3
Fe ₂ O ₃	5,82	7,64	5,99	6,51	6,59	8,32	7,72	7,13	7,66
MnO	0,06	0,09	0,07	0,08	0,07	0,11	0,09	0,11	0,1
MgO	1	1,34	1,05	1,18	1,12	1,55	1,33	1,1	1,37
CaO	3,01	3,57	3,06	3,02	3,3	4,01	3,69	3,45	3,89
Na ₂ O	2,82	3,26	2,89	2,99	3,13	3,17	3,1	3,05	3,23
K ₂ O	4,79	3,24	4,46	4,46	3,86	3,26	3,71	4,13	3,5
P ₂ O ₅	0,225	0,296	0,219	0,268	0,255	0,365	0,313	0,274	0,315
LOI	0,49	0,24	0,13	0,27	0,23	0,46	0,17	0,16	0,19
Total	99,305	100,09 6	99,539	98,228	99,525	98,235	98,393	99,074	100,27 5
Ba (ppm)	3061	2184	2870	3223	3065	2482	2741	2790	2193
Be	2,8	<0.1	1,7	2,3	2,5	1,4	1,5	<0.1	3,2
Co	7,2	10	6,7	8	7,7	9,6	8,5	6,2	8,8
Cs	0,67	0,31	0,65	1,4	0,6	0,19	0,44	0,67	0,5
Ga	22,4	15,8	20,7	20,6	23,5	23,4	22,2	23,1	16,6
Hf	11,99	11,35	10,38	13,25	12,28	14,34	13,26	16,52	9,57
Nb	16,46	13,48	14,39	18,47	18,48	23,52	21,62	28,84	18,2

Rb	129,2	59,5	151,3	134,2	115,8	89,5	97,8	111,9	80,8
Sn	1,7	0,7	1,5	1,8	2,3	1,8	2,1	1,5	2,3
Sr	389,7	419,9	383,5	419,3	453	485,3	435,7	406,6	380,9
Ta	0,96	0,46	1,14	1,29	1,17	1,69	1,57	2,48	1,28
Th	23,1	5,7	8,2	8	3,9	4,3	11,2	7,7	6,4
U	0,94	0,67	0,57	1,05	0,94	1,34	1,06	1,35	0,86
W	3,9	<0.1	1	1,5	1,3	1,7	1,4	2,6	0,9
Y	28,49	14,41	30,27	22,02	25,87	31,9	37,14	50,45	28,81
Zr	486,8	478,9	461,2	599	626,3	634,3	634,5	685,4	467,6
Mo	1,21	0,96	0,51	0,83	0,99	1,47	1,36	2,24	0,9
Cu	13,1	11,2	9,5	13,6	8,5	11,9	11,3	9,4	10,6
Pb	5	7,4	5,2	5,8	4	2,8	6,8	3,9	6,1
Zn	53	76	50	71	59	69	66	61	73
Ni	8,2	10,7	8,4	7,3	7,6	11,6	9	6,6	8,4
La	121,2	53,9	108	73,4	43	69	92,6	91,9	70,6
(ppm)									
Ce	222,8	103	203,2	143,7	91,9	144,2	193	188,8	135,4
Pr	21,49	9,87	21,24	15,29	10,05	16,15	20,83	20,56	15,25
Nd	79,6	40,1	73,9	53,5	42,3	62,2	77,2	81,4	57,3
Sm	11,8	6,9	10,9	7,8	7,8	10,6	12,6	14,6	10,2
Eu	4,46	3,19	4,35	4,02	3,77	4,32	4,11	5,54	2,89
Gd	10,46	6,57	10,4	8,07	7,26	10,13	11,9	13,85	7,89
Tb	1,07	0,54	1,55	0,87	0,94	1,19	1,53	1,85	1,15
Dy	6,23	3,63	6,4	4,11	5	6,78	7,28	9,94	6,17
Ho	1,05	0,54	1,38	0,81	0,98	1,3	1,31	1,93	1,13
Er	3,2	1,68	3,08	2,31	2,58	3,31	4,07	5,36	3,07
Tm	0,25	0,14	0,5	0,32	0,31	0,39	0,42	0,67	0,4
Yb	2,3	1,5	2,3	1,7	2,1	2,6	3	4,4	2,6
Lu	0,18	0,15	0,21	0,17	0,18	0,19	0,21	0,25	<0.05
ETRt	486,09	231,71	447,41	316,07	218,17	332,36	430,06	441,05	314,05
(Eu/Eu*)	1,194	1,419	1,223	1,526	1,497	1,249	1,004	1,166	0,943

Determinação de protólito por diagramas de litoquímica

Para determinação do protólito, foram utilizados os diagramas de Werner (1987) e Marc (1992), onde ambas as amostras definem um protólito ígneo (Figura 27). Apesar disto, vale a ressalva de que os elementos maiores são em grande parte móveis durante o metamorfismo e é necessária uma precaução nos dados (Barbosa e Fonteilles, 1989), mas para os devidos fins deste trabalho, quaisquer diagramas utilizados fornecem o mesmo protólito como produto. Este dado está em consonância com dados de campo, petrografia e química mineral apresentado anteriormente, validando as informações extraídas dos diagramas. Além disso, os dados da literatura apresentam o mesmo protólito, exemplificados pelos campos cinza e rosa (Figura 27). Com este dado, é possível aprofundar os estudos acerca do protólito ígneo e obter maiores discussões geotectônicas.

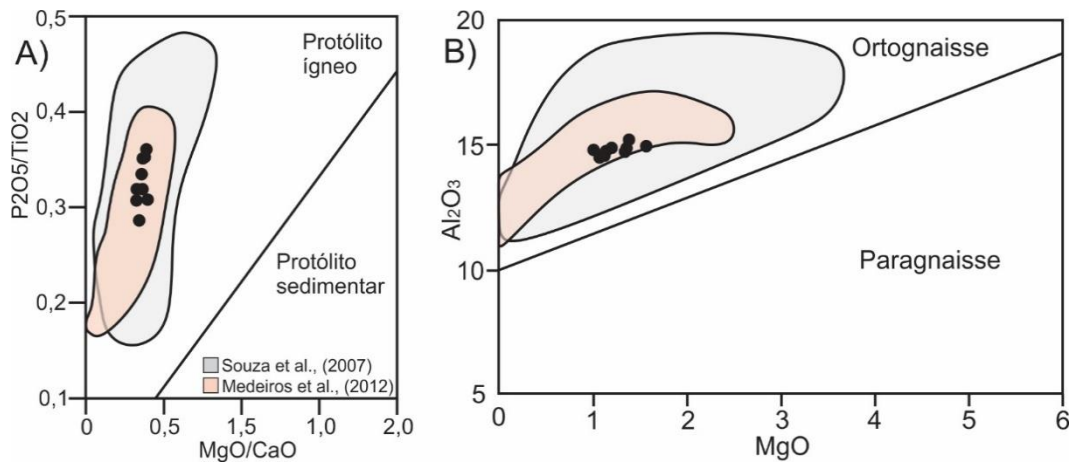


Figura 27: Diagramas para determinação do protólito de rochas metamórficas com base em elementos maiores. A) Werner (1987); B) Marc (1992).

Diagramas de variação

Os diagramas tipo Harker os dados mostram correlação negativa para os óxidos Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , indicando fracionamento dos principais minerais máficos, como zircão, apatita, titanita, minerais opacos, hornblenda, biotita possivelmente plagioclásio. Para o K_2O a correlação é positiva, sugerindo não fracionamento do K-feldspato durante a evolução magmática (Figura 28).

Para os elementos traços, se observa uma correlação negativa nos elementos Co, Hf, Sr, Nb, Zr, Zn, Ta, enquanto que Rb mostra uma discreta correlação positiva. Já os demais elementos traços em junção com os Elementos Terras Rara (ETR) não citados mostram resultados dispersos, dificultando sua correlação (Figura 29).

Quando comparado com os dados da literatura, os elementos maiores do AGRS apresentam o mesmo padrão de tendência. Já para os elementos traços e elementos terras raras a correlação não é possível, com a exceção dos elementos Co, Sr, Ni e Rb.

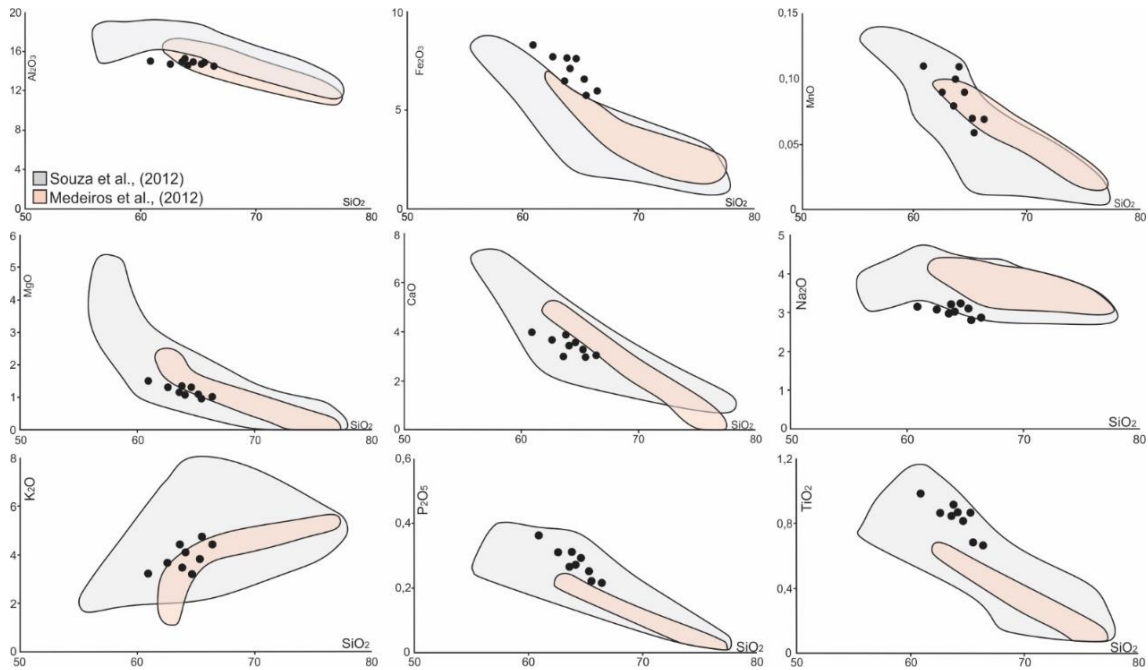


Figura 28: Diagramas tipo Harker para elementos maiores no AGRS, representados com pontos pretos. O campo em cinza representa os dados de Souza et al. (2007). O campo em rosa representa os dados de Medeiros et al. (2012).

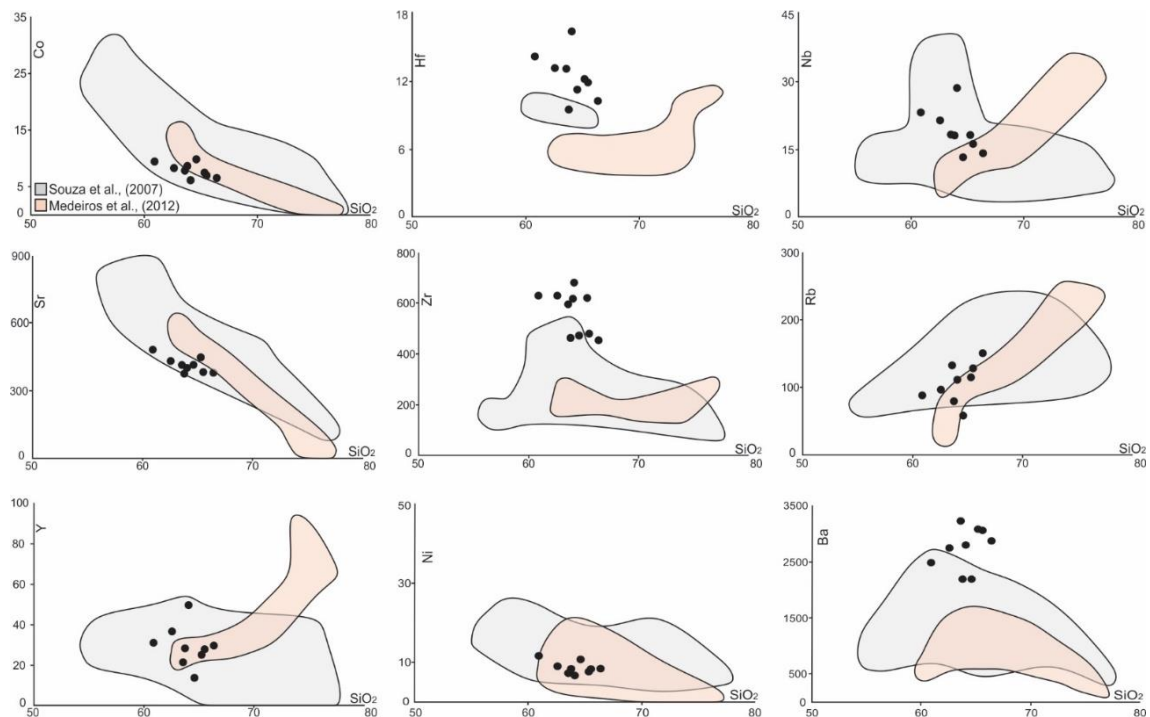


Figura 29: Diagramas tipo Harker para elementos traços no AGRS, representados por pontos pretos. Os campos em Cinza representam dados de Souza et al. (2007), já o campo rosa representa dados de Medeiros et al. (2012).

Índice de aluminosidade e Séries magmáticas

No que se refere ao contexto químico de associações magmáticas, segundo o diagrama de Maniar e Piccoli (1989) o AGRS Salgado apresenta caráter metaluminoso (Figura 30A). Para séries magmáticas, os diversos diagramas explanados mostram um caráter transitório entre os campos calcioalcalino e alcalino. Frost et al., (2001) confeccionaram dois diagramas aqui utilizados para caracterização de corpos e inferência sobre tipologia de granitoides. Um dos diagramas é denominado “Fe-number”, enquanto o segundo diagrama utiliza o índice MALI (índice modificado de álcalis na rocha). Para o diagrama “Fe-number” as amostras plotam no campo *ferroan* (Figura 30B), enquanto que no segundo as amostras plotam entre os campos de álcali-calcica e cálcio-alcalina (Figura 30C). Segundo Rogers e Greenberg (1981) as análises se sobrepõem entre os campos cálcio-alcalino e alcalinos (Figura 30D). No diagrama de Middlemost (1997) as amostras plotam na intersecção entre os campos cálcio-alcalino e transicional (Figura 30E). Para o esquema confeccionado por De La Roche et al., (1980) as amostras seguem o *trend* subalcalino (Figura 30F). Para caracterizar de forma mais efetiva esse caráter transitório, o diagrama proposto por Rickwood (1989) denota uma classificação mais específica, plotada no campo calcioalcalino de alto-K (Figura 30G). Já no diagrama de Lameyre (1987) as amostras caem no campo subalcalino e apresentam *trend* granodiorítico a tholeítico (Figura 30H).

Quando comparados com os campos observados de Souza et al., (2007) e Medeiros et al., (2012) as informações são semelhantes. Assim, pode-se afirmar que os *augen* gnaiesses presentes no DPS são metaluminosos, apresentam altos valores de XFeO, plotando no campo *ferroan* de Frost et al., (2001), de caráter calcioalcalinos de alto-K, ou subalcalinos. No caso específico do diagrama de De La Roche et al., (1980), os dados de Souza et al., (2007) apresentam valores muito elevados para o eixo R1, acima de 3000, e por este motivo não foi plotado no devido diagrama.

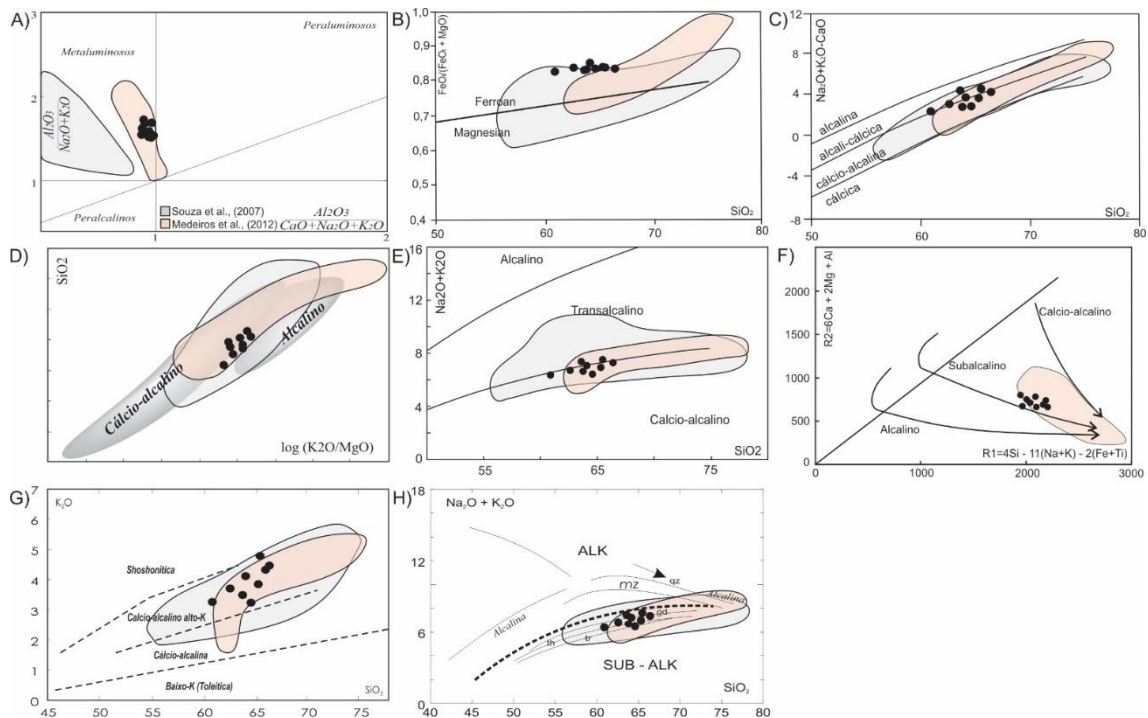


Figura 30: Diagramas discriminantes para o AGRS. A) Maniar e piccoli (1989); B) e C) Frost et al. (2001); D) Rogers e Greenberg (1981); E) middlemost (1991); F) De La Roche et al. (1980); G) Rickwood (1989); H) Lameyre (1987).

Elementos Terras Raras (ETR)

O padrão de ETR em rochas metamórficas é assunto de controvérsias. Entretanto, para os fins deste estudo, o padrão ETR será utilizado para uma interpretação mais regional dos corpos comparados. Os valores foram normalizados segundo o condrito de Sun e McDonough (1989). Com relação aos ETR (Figura 31A) os valores para o AGRS são moderados (218,17 ppm – 486,09 ppm), apresentando enriquecimento dos Elementos Terras Raras Leve (ETRL) em comparação com Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) mostrado pela razão $Ce_N/Yb_N = 12,15$ a $26,90$, comum em granitoides calcioalcalinos (Hederson, 1984).

A razão La_N/Lu_N varia entre 25,60 e 72,16, sugerindo fracionamento dos ETR. Para analisar o Eu, é necessário analisar sua anomalia, se existente, em relação à razão Eu/Eu^* em rocha total. Das amostras obtidas, os valores variam de 0,94 a 1,52, segundo o cálculo mostrado na Tabela 8. Esta anomalia positiva de Eu pode indicar acúmulo de plagioclásio durante a cristalização (Comin-Chiaramonti e Mantovani, 2015) bem como influência do anfibólio na assimilação do Eu (Hederson, 1984), ou extração de líquido durante o processo de anatexia. Esta anomalia de Eu é sugerida pela segunda hipótese, de assimilação do elemento pelo anfibólio, demonstrada mais a seguir. Esta característica é observada em suítes TTG's de crosta profunda, encontradas em terrenos de alto grau (Weaver e Tarney., 1981; Tarney e Jones., 1994).

Todavia, os espectros compilados da literatura apresentam algumas divergências quando comparados com o AGRS. De semelhança, ambos apresentam enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP. O principal fator de diferença entre eles está na anomalia de Eu. Enquanto os dados de Souza et al., (2007) não há anomalia de Eu, os dados de Medeiros et al., (2012) mostram dois grupos litoquímicos, sendo o grupo 1 com

pronunciado empobrecimento de Eu e um padrão planar de ETR pesados (ETRP). Esse padrão pode indicar fontes/resíduo um pouco mais enriquecida em ETRP, onde os minerais portadores destes elementos não solubilizaram durante o evento. O grupo 2 apresenta uma anomalia em menor grau quando comparado ao grupo 1. Para o Lu, os dados de Souza et al., (2007) apresentam um leve enriquecimento em relação ao Yb, enquanto para os dados de Medeiros et al., (2012) o padrão segue retilíneo e para o AGRS o Lu está mais empobrecido em relação ao Yb. Ou seja, para os ETRs não é possível fazer uma correlação assertiva em geral, visto sua variabilidade de comportamento.

Spidergram

O spidergram mostra o comportamento dos elementos incompatíveis da rocha e foram normalizados segundo o condrito Sun e McDonough (1989) com o resultado expresso na Figura 31B. O gráfico apresenta um decrescimento dos valores em direção aos termos mais à direita, como Y e Yb, quando comparado com os valores mais à esquerda, como Ba e Rb por exemplo. Além disso, se observa picos negativos de Ta, Sr, P, Ti e Y e enriquecimento dos ETRL, como La e Ce, em comparação com os ETRP, como Tb e Yb.

O empobrecimento destes elementos citados é indicativo de uma composição de crosta continental, principalmente pelas anomalias de Ta, P e Ti (Tarney e Jones, 1994) com valores – ao menos – dez vezes maior quando se compara com o condrito. Isto pode indicar um retrabalhamento na crosta durante a fusão parcial, ou somente uma composição mais evoluída da crosta.

É perceptível que os espectros do AGRS com a literatura apresentam mesmo padrão, variando apenas a intensidade. Logo, por meio deste diagrama é possível inferir que esta litologia apresenta composição de granitos de crosta continental. Este dado será fortificado com os diagramas geotectônicos a seguir.

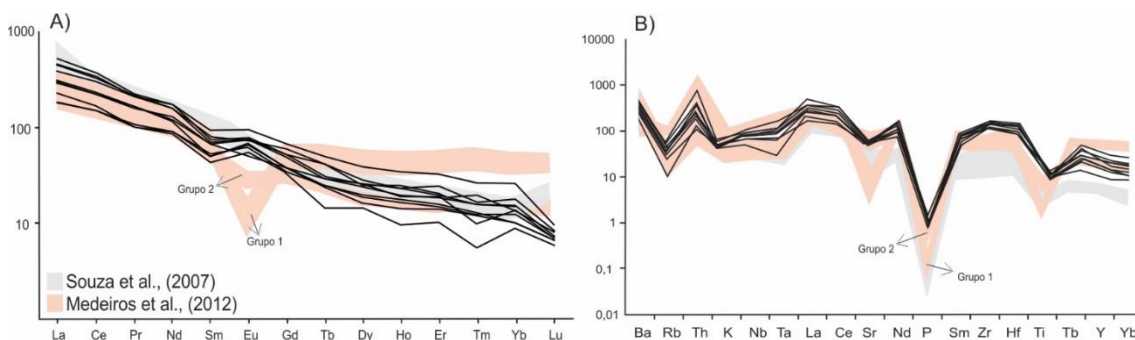


Figura 31: Espectros de ETR e multielementares para o AGRS. A) espectro ETR; B) spidergram, ambos normalizados segundo o condrito de Sun e McDonough (1989). Os campos em cinza e rosas representam os dados de Souza et al., (2007) e Medeiros et al., (2012), respectivamente.

Ambientes tectônicos

Os diagramas de Dall’Agnol e Oliveira (2007) relacionam os elementos maiores para classificação em granitos tipo-A. Entretanto, os autores explanam que esta classificação pode ser semelhante com granitos orogênicos cálcioalcalinos, ou granitos tipo I segundo

diferentes classificações. Ainda assim, as amostras plotam na intersecção entre o campo de granitos tipo-A oxidados e calcioalcalinos (Figura 32A, B). Nesse ambiente oxidante o Eu mostra caráter trivalente (Eu^{3+}), sendo incorporado pelo anfibólio ao invés do plagioclásio. Esta informação se faz útil para explicar a anomalia positiva de Eu observada no espectro ETR.

Tratando de determinação geotectônica, o diagrama ternário proposto por Thieblemont e Cannabis (1990) expõe um ambiente pós-colisão e sin-subducção na formação do protólito (Figura 32C). Já pelo diagrama Thieblemont e Tegye (1994) o resultado das amostras é transitório entre os campos de granitos de arco magmático e granitos de colisão continente-continente calcioalcalinos-alcálicos (Figura 32D). No diagrama de Pierce e Peate (1995) as amostras apresentam um aumento significativo das razões Nb/Yb e Th/Yb, sugestivo de granitos de arcos continentais (Figura 32E).

Alguns diagramas mais recentes, como nos diagramas de Verma e Verma (2013), as amostras plotam preferencialmente no campo de arcos continentais, CA (Figura 32F). Já no diagrama proposto por Condie e Kroner (2013) mostram um protólito de arcos continentais, ou no intercepto com grandes províncias ígneas felsicas, ou LIP (Figura 31G). Os campos observados englobam as amostras do artigo de referência. No ternário de Tarney e Jones (1994) os dados em geral mostram granitos de altos valores de Ba-Sr, indicativos de fontes crustais em ambientes colisionais (Figura 32H), pouco comuns em terrenos proterozoicos segundo os próprios autores. Nos diagramas A), B) e H), os dados de Medeiros et al., (2012) divergem em dois grupos distintos. O grupo mais evoluído plota na região de granitos tipo-A reduzidos, enquanto no diagrama H) as mesmas amostras plotam em baixos teores de Ba-Sr. Essa distinção já havia sido sugerida pelos autores, possivelmente explicada pela semelhança das análises mais evoluídas com granitos tipo-A.

Para esses altos valores de Sr-Ba, Tarney e Jones (1994) sugerem alguns modelos. 1) o magma precursor é enriquecido quando comparado ao MORB; 2) a crosta é subestimada por magmas máficos de mesmas características quando sofrem fusão hidratada através de plumas mantélicas (Atherton e Petford, 1993); 3) Resultam da penetração de crosta inferior em um volume de magma carbonático, associado novamente a plumas mantélicas (Green e Wallace, 1988). O modelo proposto por Souza et al., (2007) para geração das rochas do Complexo Caicó é baseado na fusão parcial de um manto metassomatizado para geração do magma parental, seguido por assimilação e cristalização fracionada em condições crustais, originando as diversas litologias presentes no referido domínio. É perceptível que este modelo pode ser correlacionado com a segunda hipótese da geração de granitoides de alto Ba-Sr de Tarney e Jones (1994). Recentemente novos dados geocronológicos encontraram rochas metamáficas-metaultramáficas de idade arqueana no DPS (Ferreira et al., 2017; Ruiz et al., 2019; Santos et al., 2019) fornecendo subsídio para sua influência destas rochas na geração dos ortognaisses do Complexo Caicó, mais especificamente no *augen* gnaisses.

Assim, ao observar a junção dos dados de literatura com os dados do AGRS fica nítido um protólito granítico calcioalcalino de colisão continente-continente, ou de um arco continental para a gênese desta litologia, sugerido por Souza et al., (2007) e reforçado no presente estudo. Esta informação se faz útil para fortificar a teoria de crescimento progressivo de crosta continental pré 2,0 Ga, dada alguns argumentos como a ausência de crosta félsica no início de formação da terra, bem como ausência de zircão no

arqueano, e estudos isotópicos de Nd e Hf (Nagler e Kramers, 1998; Condie, 1998; Belousova et al., 2010; Condie e Kroner, 2013; Cioffi, 2016).

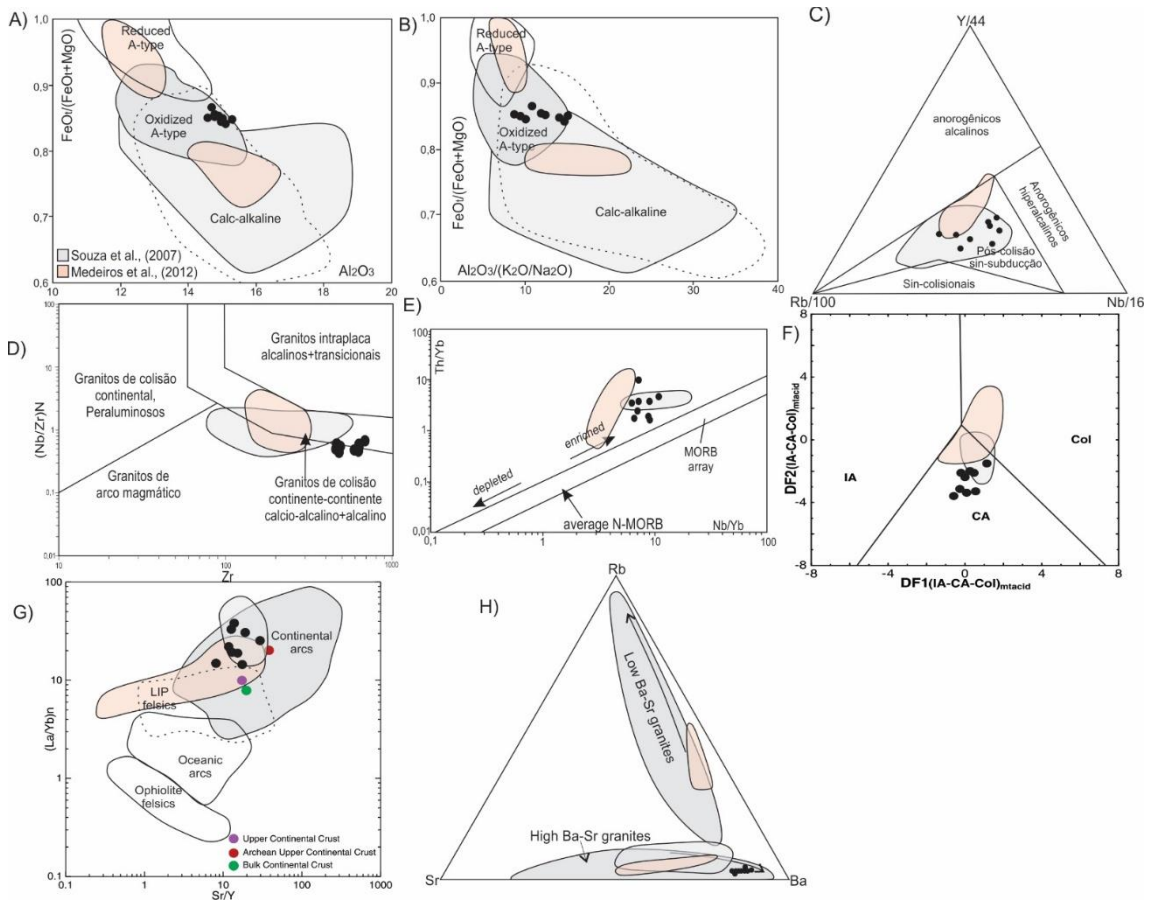


Figura 32: Diagramas de ambientes tectônicos. A) e B) Dall’Agnol e Oliveira (2007); C) Thieblemont e Cannabis (1990); D) Thieblemont e Tegye (1994); E) Pierce e Peate (1995); F) Verma e Verma (2015). IA representa arcos de ilhas, CA representa arcos continentais e COL representa ambientes de colisão; G) Condie e Kroner (2013); H) Tarney e Jones (1994).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O intuito do presente trabalho é reforçar a recente classificação dos augen gnaiesses riacianos presente no Domínio Rio Piranhas Seridó, como uma unidade metaplutônica do Complexo Caicó. Com isso, foi feito um estudo petrográfico de detalhe, concomitante com química mineral e litoquímica. Para unificar os dados, houve um levantamento bibliográfico acerca desta litologia existente na literatura, e posteriormente comparados.

Para análises petrográficas foi possível determinar sua mineralogia, seu protólito ígneo e reações metamórficas em transição de fácies anfibolito para granulito, observando processos e texturas de fusão parcial. Na química mineral foi possível determinar a composição de zircão, titanita, minerais opacos, anfibólios, biotitas, plagioclásios e k-feldspatos, além de fornecer numericamente a mesma faixa de temperatura e pressão observado em seções delgadas, em 731°C e 7 Kbar, respectivamente. Este dado está em

consonância com dados de química mineral exposto por Souza et al., (2007). Os anfibólios são classificados entre pargasita e magnésio-hornblenda e de caráter subalcalino a alcalino. As biotitas são enriquecidas na molécula de annita de magmas calcioalcalinos. Os plagioclásios são andesina.

Na litoquímica, o protólito ígneo foi reforçado. Os diagramas tipo Haker do AGRS e da literatura são semelhantes para os elementos maiores, enquanto os traços não. De forma geral, são corpos metaluminosos classificados como calcioalcalinos de alto-K, ou subalcalinos. No espectro ETR o AGRS apresenta caráter oxidante, ambiente para a carga 3⁺ do Eu, sugerindo sua anomalia positiva. Vale salientar que o estágio de oxidação não é o único fator de controle do elemento, embora tenha sido adotado pelos autores. No restante do espectro, os dados mostram um enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, entretanto as divergências quanto ao Eu e aos ETRP dificultam uma interpretação conjunta. Todavia para o spidergram, as análises conjuntas apresentam boa correlação, indicativas de granitos de crosta continental. O contexto geotectônico da litologia remete a arcos continentais pós-colisão e sin subducção, com altos teores de Sr-Ba, associados à fusão de rochas máficas pretéritas, observadas e datadas recentemente. Esta informação fortifica a teoria de um magma parental para geração das diferentes litologias observadas no Complexo Caicó, como descrito por Souza et al., (2007), além de ampliar a disponibilidade de dados para a teoria de crescimento progressivo da crosta.

Assim, os *augen* gnaisses observados no DPS seguem uniformes dentro do contexto geotectônico da região, imersos na unidade metaplutônica do Complexo Caicó. Com esta unificação dos dados, espera-se discutir com maior profundidade sobre uma possível separação de unidade, como uma única suíte, e o crescimento progressivo da crosta durante o paleoproterozoico, visto a disponibilidade para efetuar tais estudos na Província Borborema.

REFERÊNCIAS

- Abdel-Rahmam A. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*. 35(2), 525-541.
- Anderson J. L., Smith. D. R. (1995). The effects of temperature and fO₂ on the Alin-hornblende barometer. *American Mineralogist*. 80, 549-559.
- 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. Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- Atherton, M. P., Petford, N. (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146.
- Barbalho, A. H. P. (1992). Mapeamento geológico de uma área a SE da Cidade de Lajes (RN). Relatório de Graduação, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

- Barbosa, J. S. F., Fonteilles, M. (1989). Caracterização dos protólitos da região granulítica do sul da Bahia - Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, Bahia, v. 19, n. 1, p.3-16.
- Belousova, E. A., Kostitsyn, Y. A., Griffin, W. L., Begg, G. C., O'Reilly, S. Y., Pearson, N. J. (2010). The growth of continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*. 119, 457-466.
- Bohlen, S. R., Wall, V. J., Boettcher, A. L. (1983). Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Mineralogist*. 68, 1049-1058.
- Breiter, K., Skoda, R. (2017). Zircon and whole-rock Zr/Hf ratios as markers of the evolution of granitic magmas: Examples from the Teplice caldera (Czech Republic/Germany). *Mineralogy and Petrology*. 111(4), 435–457.
- Cavalcante, R., Medeiros, V. C., Dantas, A. R., Costa, A. P., Cunha, A. P da C., Sá, J. M., Rodrigues, J. B. (2017). Isotopia das rochas U-Pb das rochas arqueanas e paleoproterozoicas e C-O das rochas neoproterozoicas do furo estratigráfico do depósito de ferro de saquinho (Cruzeta, RN). XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste. 199. João Pessoa.
- Cavalcante, R., Medeiros, V. C., Dantas, A. R., Costa, A. P., Cunha, A. P da C., Sá, J. M., Rodrigues, J. B., Dantas, A. R., Nascimento, M. A. L., Cunha, A. L. C (2018). Neoproterozoic units of the Saquinho region, eastern Rio Piranhas-Seridó domain, Borborema Province (northeastern Brazil): implications for the stratigraphic model. *Journal of the Geological Survey of Brazil* vol 1, n 1, 11-29.
- Celis, A. (2015). *Titanite as an indicator mineral for alkaline Cu-Au porphyry deposits in south central British Columbia*. Tese (Doutorado). University of British Columbia.
- Cioffi, C. R. (2016). *Processos de acreção e retrabalhamento continental no embasamento do orógeno Brasília meridional*. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo.
- Comin-Chiaramonti, P., Mantovani, M. S. M. (2015). Tópicos especiais em petrologia magmática. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP, Sér. didát.*, 4, p. 3-73.
- Condie, K. C. (2000). Episode crustal growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*. 322, 153-162.
- Condie, K. C., Kroner, A. (2013). The building blocks of continental crust: Evidence of a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of Archean. *Gondwana Research*. 23, 394-402.
- 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.
- Costa, A. P., Dantas, A. R. (2018). Programa Geologia do Brasil-PGB. Lajes. Folha SB.24X-D-VI. Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:100.000. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais. Recife. Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

- Dall'Agnol, R., Oliveira D, C. (2007). Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*. 93(3-4):215-233.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). An introduction to the rockforming minerals (Vol. 2). Hong Kong: Longman Scientific & Technical.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, 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*, v. 29, n 1-4, p. 183-210.
- Ebert, H. Geologia do Alto Seridó: nota explicativa da folha geológica de Currais Novos. SUDENE, Div. Geol., Sér. Geol. Reg., 11, p 120, 1969.
- Ferreira, A. C. D. (2015). *Intrusões Máficas-ultramáficas do Domínio Rio Grande do Norte, província Borborema: ambiente tectônico e potencial para depósitos magmáticos*. Dissertação (Mestrado). Brasília: Universidade de Brasília – UnB.
- Ferreira, A. C. D., Dantas, E. L., Fuck, R. A., Nedel, I. M., Reimold, W. U. (2020). Multiple stages of migmatite generation during the Archean to Proterozoic crustal evolution in the Borborema Province, Northeast Brazil. *Gondwana Research* (2020), <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.09.005>.
- Ferreira, C. A. (1998). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caicó. Folha SB.24-Z-B - Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM.
- Ferreira, J. A. M., Albuquerque, J. P. T. (1969). Sinopse da geologia da Folha Seridó: Série Geologia Regional, Recife. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste/SUDENE. 18, 52.
- Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Dos Santos, T. J. S., Arthaud, M., Nogueira Neto, J. A. (2000). U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Palaeoproterozoic supercontinent ‘Atlantica’. *Revista Brasileira de Geociências*. 30, 102-106.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., Frost, C. D. A. (2001). Chemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 42, n. 11, p. 2033-2048.
- Green, D. H., Wallace, M. E. (1988). Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature*, 336, 459-462.
- Harlov, D. E., Wirth, R. (2000). K-feldspar-quartz and K-feldspar-plagioclase phase boundary interactions in garnetopyroxene gneiss's from the Val Strona di Omegna, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 140, 148–162.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., Welch, M. D. (2012). IMA report nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97, 2031-2048.
- Henderson P. (1984). *Rare Earth Elements Geochemistry*. Developments in Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, v.2, 510p.

- Holland, T., Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 116, 433-47.
- Hollanda, M. H. B. M., Aarchanjo, C. J., Souza, L. C., Dunyi, L., Armstrong, L. (2011). Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province-NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 287-300.
- Jardim de Sá, E. F. (1994). *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan- Africana*. Tese (Doutorado). Brasília: Universidade de Brasília – UnB.
- Jardim de Sá, E. F., Legrand, J. M., McCreath, I. (1981). “Estratigrafia” de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*. 11. 50-57.
- Kowallis, B. J., Christiansen, E. H., Griffen, D. T (1997). Compositional variations in titanite: Geological Society of America Abstracts with Programs. 29(6), 402.
- Lameyre, J. (1987). Granites and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 349-359.
- Lappin, A. R., Hollister, L. S. (1980). Partial melting in the Central Gneiss Complex near Prince Rupert, British. *Columbia American Journal of Science*. 280, 518-545.
- Maniar,, P. D., Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 101, n. 5, p. 635-643.
- Marc, D. (1992). Granites and rhyolites from the northwestern USA: temporal variation in magmatic processes and relations to tectonic settings. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*. 83, 51-64.
- Medeiros, V. C., Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Dantas, E. L. (2012). Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó – Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Geologia USP, Série Científica*. 12(2), 3-14.
- Menegon, L., Pennacchioni, G., Stunitz, H. (2006). Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites. *Journal of metamorphic geology*. 24. 553-568.
- Middlemost, E. A. K. (1997). *Magma, rocks and planetary development*. Harlow: Longman.
- Molina, J. F., Scarrow, J. H., Montero, P.G., Bea, F. (2009). High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 158, 69–98.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M., Carron, J. P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitóides. *Comptes Rendus Hebd. l’Academie. Science, Paris*, 301(2), 813-818.

- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (1996). *Micro-tectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Pearce, J. A., Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth Planet Science*. 23, 251-285.
- Pupin J. P. 2000. Granite genesis related to geodynamics from Hf-Y in zircon. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science* 91, 245–256.
- Reichardt, H. Weinberg, R. F. (2012b) Hornblende Chemistry in Meta- and Diatexites and its Retention in the Source of Leucogranites: an Example from the Karakoram Shear Zone, NW India, *Journal of Petrology*. 53. 6, 1287–1318.
- Reichardt, H., Weinberg, R. F., Andersson, U.B., Fanning, M. C. (2010). Hybridization of granitic magmas in the source: the origin of Karakoram Batholith, Ladakh, NW India. *Lithos*. 116, 249-272.
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, v. 22, p. 247-263.
- Rogers, J. J. M., Greenberg, J. K. (1981). Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 92: 6-9.
- Ruiz, F. V., Giustina, M. E. S. D., Oliveira, C. G., Dantas, E. L., Hollanda, M. H. B. (2019). The 3.5 Ga São Tomé layered mafic-ultramafic intrusion, NE Brazil: Insights into a Paleoproterozoic Fe-Ti-V oxide mineralization and its reworking during West Gondwana assembly. *Precambrian Research*. 326, 462-478.
- Santos, F. G., Neto, M. T. O. C., Ferreira, V. P., Bertolli, A. L. (2020). Eo to Paleo metamafic-ultramafic rocks from the central portion of the Rio Grande do Norte Domain, Borborema Province, northeast Brazil: The oldest South American platform rocks. *Journal of South American Earth Science*. 97, 1-13.
- Simpson, C., Wintsch, R. P. (1989). Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*. 7, 261-257.
- Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F. (2007). CalcAlkaline Magmatism At The Archean-Proterozoic Transition: The Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*. 48, 2149-2185.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication 42, 313–345.
- Tarney, J., Jones, C. E. (1994). Trace element geochemistry of orogenic igneous rock and crustal growth models. *Journal of the Geological Society*. London. 151, 855-868.
- Thiéblemont D., Cabanis B., (1990). Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 8:23-35.

- Thiéblemont, D., Téguy, M. (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*. II, 319. 87-94.
- Van Baalen, M. R. (1993). Titanium mobility in metamorphic system: a review. *Chemical Geology*. 110, 233-249.
- Verma, S. P., Verma, S. K. (2013). First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 22: 931-995.
- Vernon, R. H., Clarke, G. L. (2008). *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press.
- Wang R. C., Fontan F., Xu S. J., Chen, X. M., Monchoux, P. (1996) Hafnian zircon from the apical part of the Suzhou granite, China. *Can Mineral* 34:1001–1010
- Weaver, B. L., Tarney, J. (1981) Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models. *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 171-180.
- Weinberg, R. F., Hasalová, H. (2015). Water fluxed melt of the continental crust: A review. *Lithos*, 212. 155-185.
- Werner, C. D. (1987). Saxonian granulites: a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes. *Gerlands Beitrage zur Geophysik*, 96: 271–290.

8. COMPLEMENTO DE TEXTURAS PETROGRÁFICAS

Este capítulo surge da adaptação do trabalho de Guerra (2017), tendo uma finalidade mais expositiva, mostrando algumas fotomicrografias não presente no artigo, mas que podem ser utilizadas como referência para estudos de seções delgadas e polidas. Algumas referências como Bard (1986) e Mackenzie e Adams (1994) serviram de referência para o estudo. A linha de raciocínio segue a mesma da petrografia do artigo, com dois eventos metamórficos observados, denominados M_2 (metamorfismo predominante) e M_3 (metamorfismo dinâmico, gerado pela zona de cisalhamento). Costa e Dantas (2018) descrevem três eventos metamórficos em campo (M_1 , M_2 e M_3), entretando, em seções delgadas o evento M_1 não foi observado, visto uma possível obliteração de suas feições.

De forma resumida, foi observadas diferentes gerações do mesmo mineral, afetados pelos eventos metamórficos. Foram diagnosticadas três gerações de k-feldspato e plagioclásio; duas gerações de quartzo, biotita, hornblenda, titanita e minerais opacos; e uma geração de apatita, zircão, allanita, epidoto, clorita, muscovita e carbonatos. As fotomicrografias apresentadas terão como ênfase implicações metamórficas.

8.1. Minerais félsicos

A Figura 33 mostra o processo comum de sericitização no interior dos cristais de k-feldspato. Trata-se de uma alteração própria dos cristais de feldspatos, resultando em diminutos cristais de mica branca, ocasionados por alteração deutérica e/ou hidrotermal (Vlach, 2002). Essa alteração, até o presente estudo, não há qualquer relação com o metamorfismo.

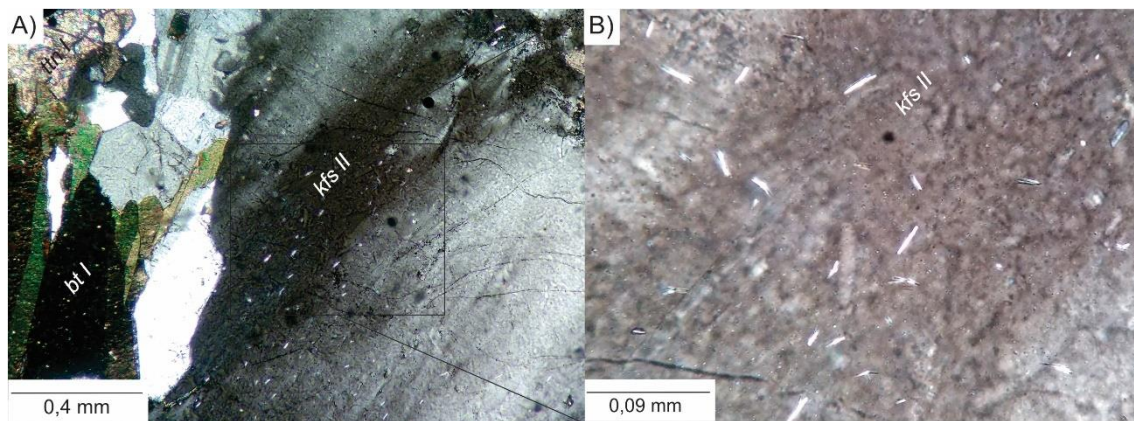


Figura 33: Processo de sericitização no interior do feldspato potássico. As ripas de sericita ocorrem em duas direções preferenciais, perpendiculares entre si. Em A) o cristal de feldspato com extinção ondulante e ripas em seu interior, em nicóis cruzados na objetiva de 10X. B) o foco nas ripas e seus planos de crescimento segundo a orientação cristalográfica, em nicóis cruzados e objetiva de 40X.

Outra textura interessante é a mirmequita. Esta por sua vez pode ocorrer em diversos hábitos e muito comum em rochas granitóides, sendo mostrada na Figura 34. Além disto, sua gênese pode estar relacionada tanto a eventos magmáticos como metamórficos, e distingui-los não é fácil (Deer et al., 1992; Harlov e Wirth, 2000; Vlach, 2002; Menegon et al., 2006; outros).

Em metamorfismo incipiente de rochas granitoides, praticamente não há alteração mineralógica, ou qualquer alteração textural, o que dificulta esta análise (Spry, 1979; Bucher e Frey, 1994). Por isto, as mirmequitas podem se preservar no metamorfismo. Já acima de 500°C, tal textura pode originar-se, sendo típico de fácies anfibolitos até granulitos (Wirth e Voll, 1989; Harlov e Wirth, 2000; Menegon et al., 2006). Por este motivo, se faz necessário a distinção em gerações minerais, para tentar facilitar o trabalho.

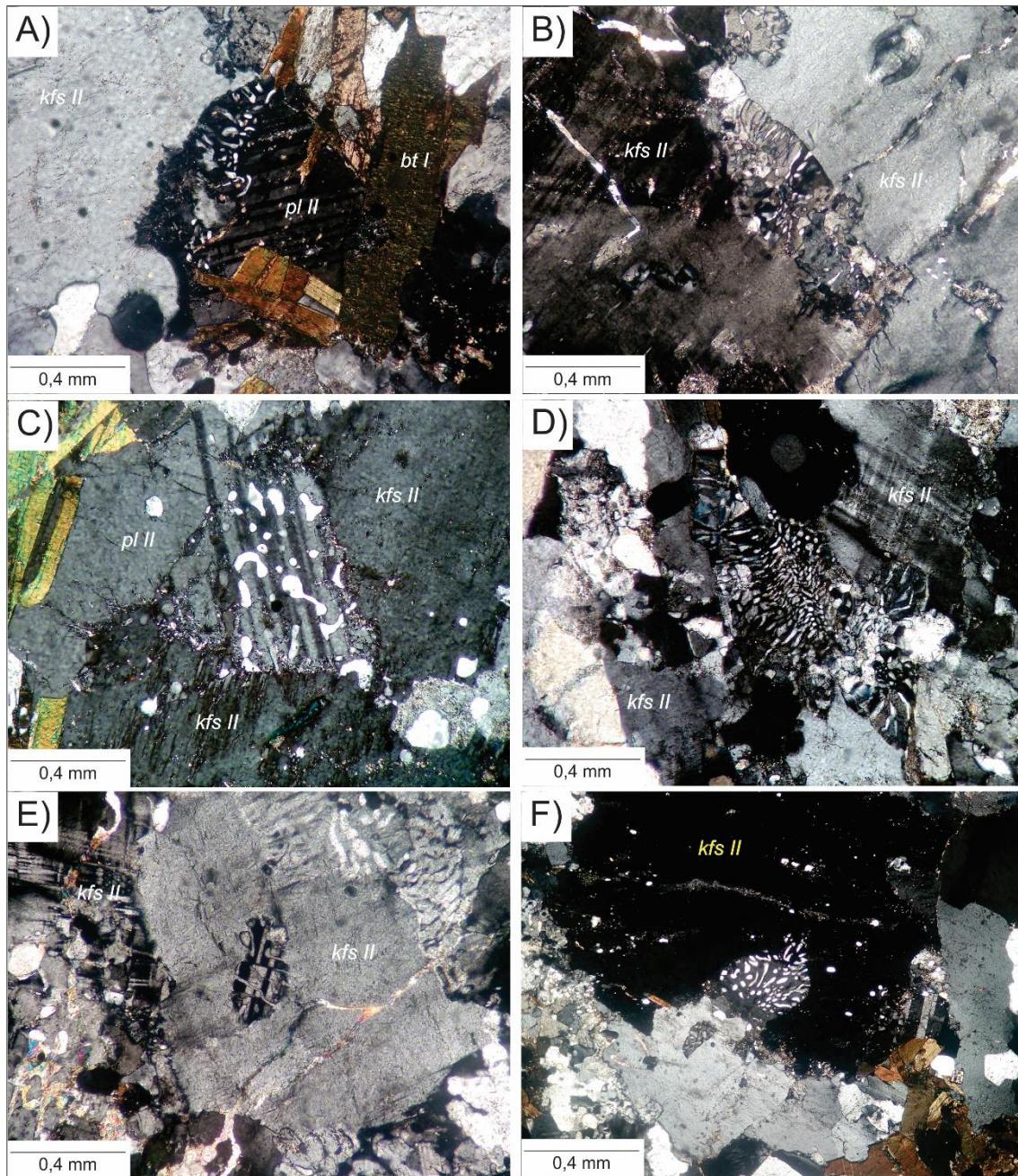


Figura 34: Fotomicrografias de mirmequitas em morfologias distintas. Em A) se observa mirmequita em cristal de plagioclásio geminado no contato com o feldspato alcalino (kfs II). Do lado oposto, observa um cristal de biotita (bt I); B) observa-se a mirmequita entre dois cristais de feldspatos alcalinos (kfs II); C) observa-se mirmequitas bulbosas levemente orientadas para o centro do cristal, seguindo o plano da geminação. O cristal de plagioclásio está entre dois cristais de feldspatos alcalinos (kfs II); D) mirmequita bulbosas no interior do plagioclásio; E) a textura mirmequítica está no interior do cristal de feldspato alcalino. Em suas bordas é nítido a mesma textura, porém de forma orientado perpendicular ao cristal; F) a textura mirmequítica em formato globular na borda do feldspato alcalino. Fotomicrografias em nicóis cruzados na objetiva de 10X.

Na mesma faixa de temperatura, se observa a recristalização do feldspato potássico (Vidal et al., 1980; Passchier e Trown 1996) como mostrado na Figura 35A. Caso o metamorfismo seja progressivo, é comum formar finas lentes de líquido percolantes entre os cristais, que podem ser indicativos de fusão parcial (Figura 35B e C). Em ambos os casos, o metamorfismo é indicativo de fácies anfibolito superior.

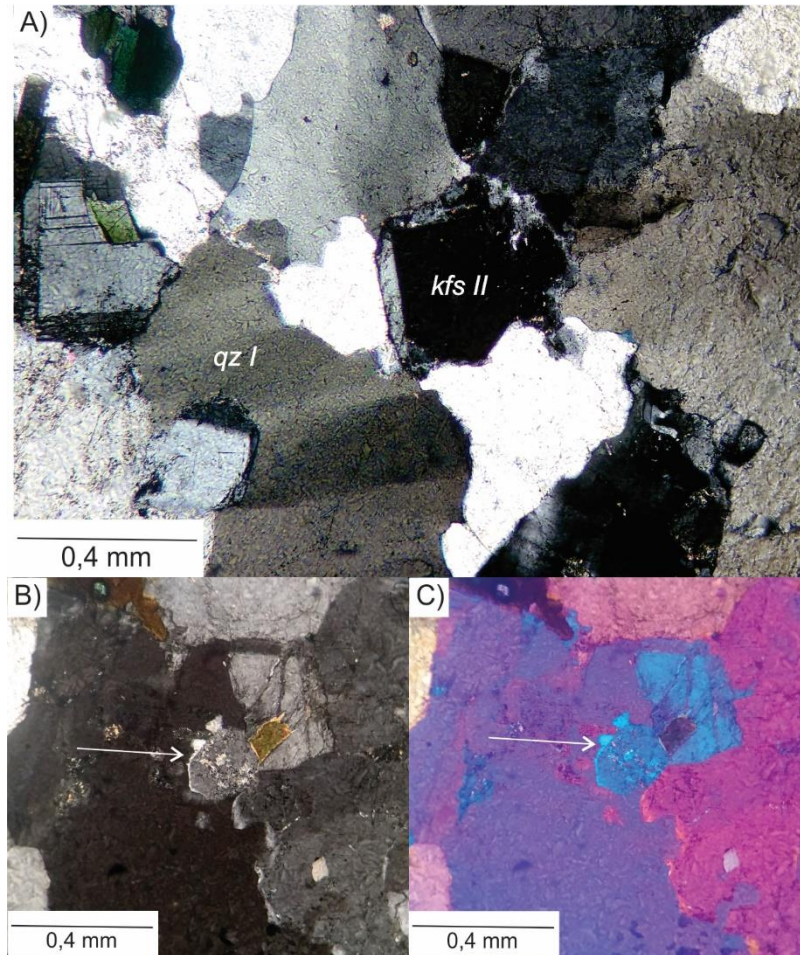


Figura 35: Fotomicrografias de feldspatos. A) borda de feldspato recristalizada; B) fina camada de líquido na borda do K-feldspato, indicando migmatização; C) idem ítem B, com a presença da cunha de quartzo para melhor visualização.

8.2. Minerais maficos

O processo de cloritização nos cristais de biotitas ocorre como uma alteração de hidratação independente do metamorfismo. Entretanto, quando tratado de rochas metamórficas tal textura pode indicar processos de retrometamorfismo, em detrimento de alívio de pressão, queda na temperatura e outros fatores. Por este motivo é importante analisar se este processo está atrelado a um evento metamórfico ou não. No

caso do presente estudo, a presença de cloritização indica retrometamorfismo do evento principal D₂/M₂, sendo a alteração de forma parcial (Figura 36A) ou total (Figura 36B). Além disso, também é possível observar este mesmo processo em outros minerais máficos, principalmente em cristais de anfibólios e piroxênios (Figura 37).

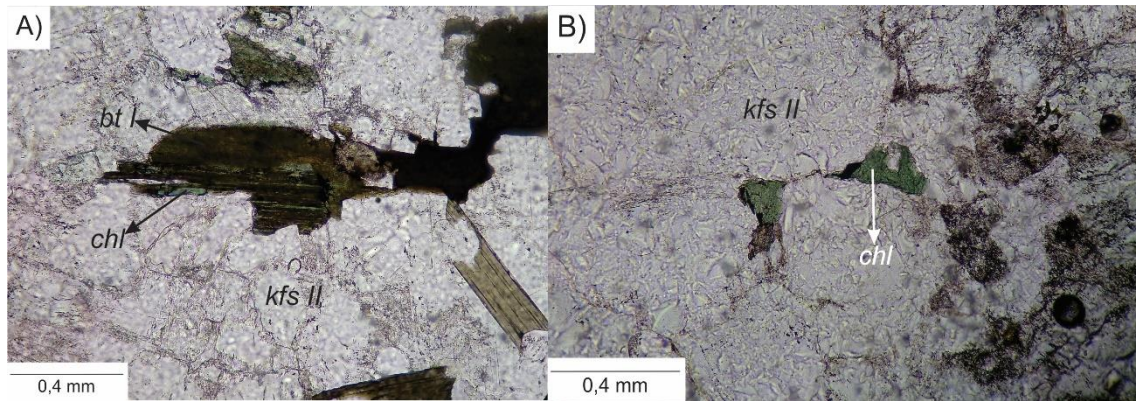


Figura 36: Fotomicrografia mostrando em A) a biotita com processo de cloritização parcial (chl), de coloração verde, desenvolvidos segundo os planos de clivagem da biotita (bt I); B) o processo de cloritização total (chl), consumindo todo o cristal de biotita, em hábito pseudomórfico. As fotomicrografias apresentam matriz de feldspato potássico (kfs II). Ambas as imagens em nicóis descruzados e objetiva de 10X.

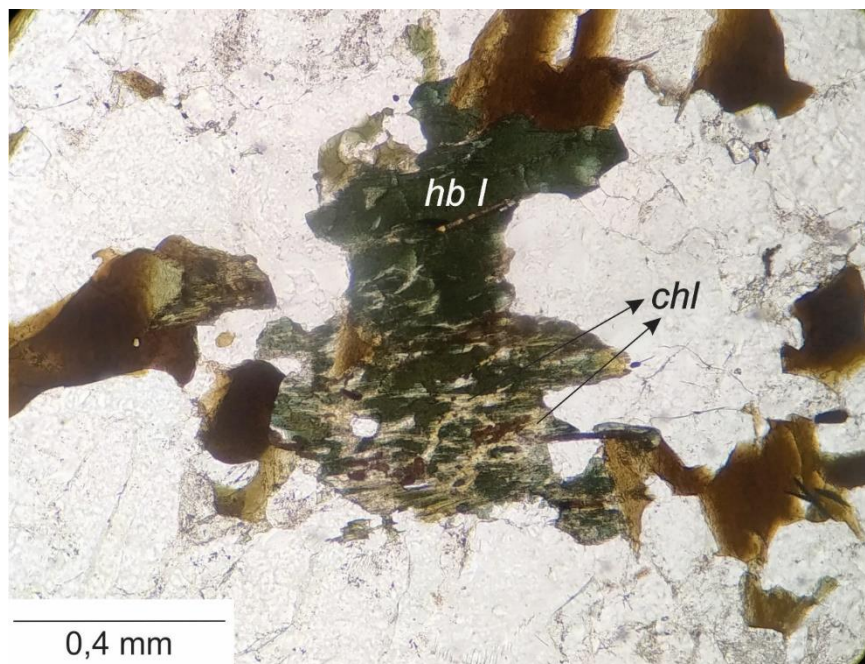


Figura 37: Processo de cloritização da hornblenda (*hb*) iniciado no plano de clivagem. É nítida essa alteração pela diferença de cor existente. Os cristais de coloração marrom circundantes são biotitas.

A zonação normal dos epidotos é uma textura comum em rochas graníticas. O centro do mineral é composto por allanita, enquanto suas bordas são de epidoto. Muitas vezes elas estão bem formadas, mas a Figura 38 abaixo mostra que isso não é regra.

Durante a rotação da platina, é perceptíveis uma diferença básica: (1) a diferença de pleocroísmo detrimento de sua posição. No caso é possível observar um cristal de tom laranja no centro (Figura 38A) que ao giro da platina apresenta tons mais fracos (Figura 38B e C). Na Figura 38A, o cristal de epidoto apresenta cor verde forte, enquanto nas demais figuras seu tom fica mais fraco, semelhante à allanita. Para o segundo caso, as cores de interferências são discrepantes entre si (Figura 38B, D, F).

Na Figura 39 é mostrado um quadro de cristais de allanita, com tamanhos variados. Alguns apresentam inclusão de minerais opacos (Figura 39A e B), outros apenas com processo de metamictização (Figura 39A e C). Este processo está relacionado à radiação de elementos radioativos, presente na composição da allanita, sem haver relação com o metamorfismo.

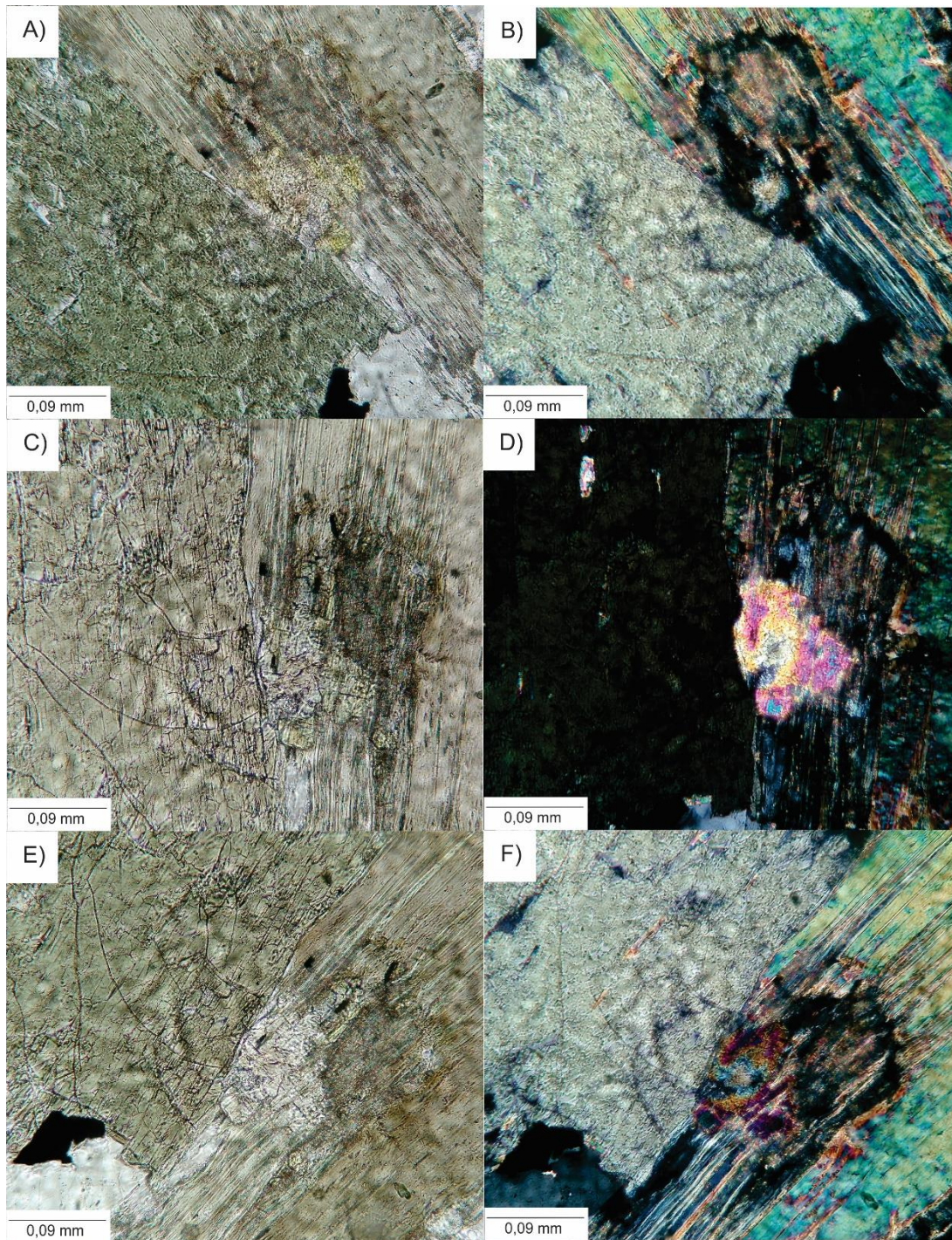


Figura 38: Mosaico de um cristal primário de allanita com borda de epidoto, caracterizando uma zonação normal em objetiva de 40X. A) com nicóis paralelos é visto a cor verde da borda de epidoto (pistacita) e o centro incolor da alanita. Ainda se observa a transformação de hornblenda em opaco, na porção inferior da figura. B) em nicóis cruzados torna-se mais evidente o processo de metamictização na biotita, causado pela alanita. C) e D) o cristal está paralelo ao eixo do microscópio, em nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Percebe-se que ocorreu mudança na cor da borda de epidoto e no centro da figura D. Observa-se ainda a zonação do cristal. E) a rotação mostra o pleocroísmo baixo da borda do mineral em nicóis paralelos, e novamente a

transformação de hornblenda em mineral opaco, e por fim em F) em nicóis cruzados o processo de metamictização da biotita com maior intensidade.

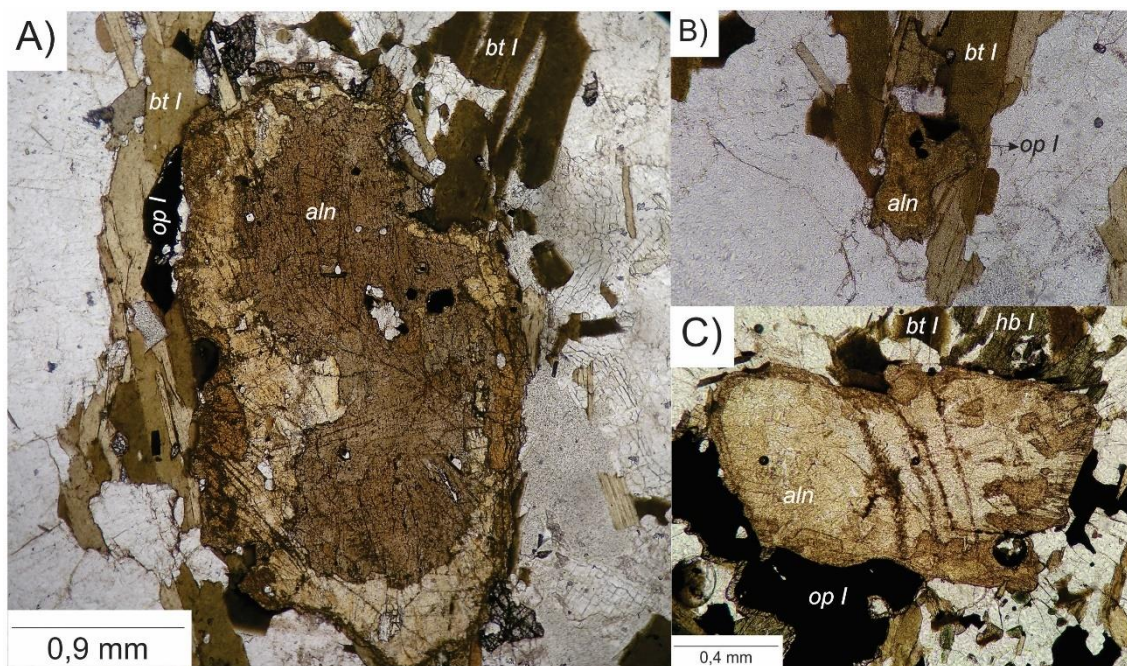


Figura 39: Cristais de allanita (aln) em contato, ou com inclusões de minerais opacos (op I) da primeira geração. A) um megacristal de allanita metamictizado com inclusões de minerais opacos. B) um pequeno cristal de allanita com inclusão dos minerais opacos, bordejado por biotita (bt I). C) allanita metamictizada em contato com minerais opacos, biotita e hornblenda (hb I).

Nos minerais opacos, uma textura para se analisar é a coalescência, agregados de vários minerais formando um único mineral. Não há registro, até então, de uma influência metamórfica para esta textura (Figura 40A).

Para as titanitas, foram diagnosticadas duas gerações do mineral, sendo a primeira de cristais com hábito idioblástico, ou por vezes com hábito hipídio a xenoblástico como coroas bordejando os minerais opacos (Figura 40B e C), enquanto a segunda está relacionada a outros minerais, como biotita principalmente (Figura 40D). Quando se aprofunda na mobilidade do Ti em terrenos metamórficos, observa-se que o elemento tem uma forte relação com os ETR (Soubiès et al., 1991; Van Baalen, 1993), pois ambos são classificados como elementos de alto potencial iônico (high field strength elemento – HFSE) e consequentemente imóveis, como Zr, Hf, Nb e outros. Para haver mobilização do Ti, segundo Mueller (1976) e Van Baalen. (1993) é necessário: 1) grande quantidade de água no sistema fluido; 2) metamorfismo elevado, fácies anfíbolito superior até eclogito em pequena escala, com campo de tensão

diferencial; 3) zonas de cisalhamento extensas, podendo ser móveis em escala de metros. Uma exceção é alteração do próprio mineral que apresenta titânio em condições metamórficas mais baixas, como biotita, podendo gerar rutilo ou titanita (Van Baalen, 1993).

No caso do AGRS é importante mostrar duas características importantes. A primeira remete as bordas de titanita em minerais opacos, com gênese atribuída ao evento metamórfico – ainda em fácies anfibolito a granulito – através de tensão diferencial (Bohlen et al., 1983; Van Baalen, 1993). O segundo ponto é a formação de titanita a partir de minerais com titânio, como a biotita, em condições metamórficas mais baixas (Van Baalen, 1993).

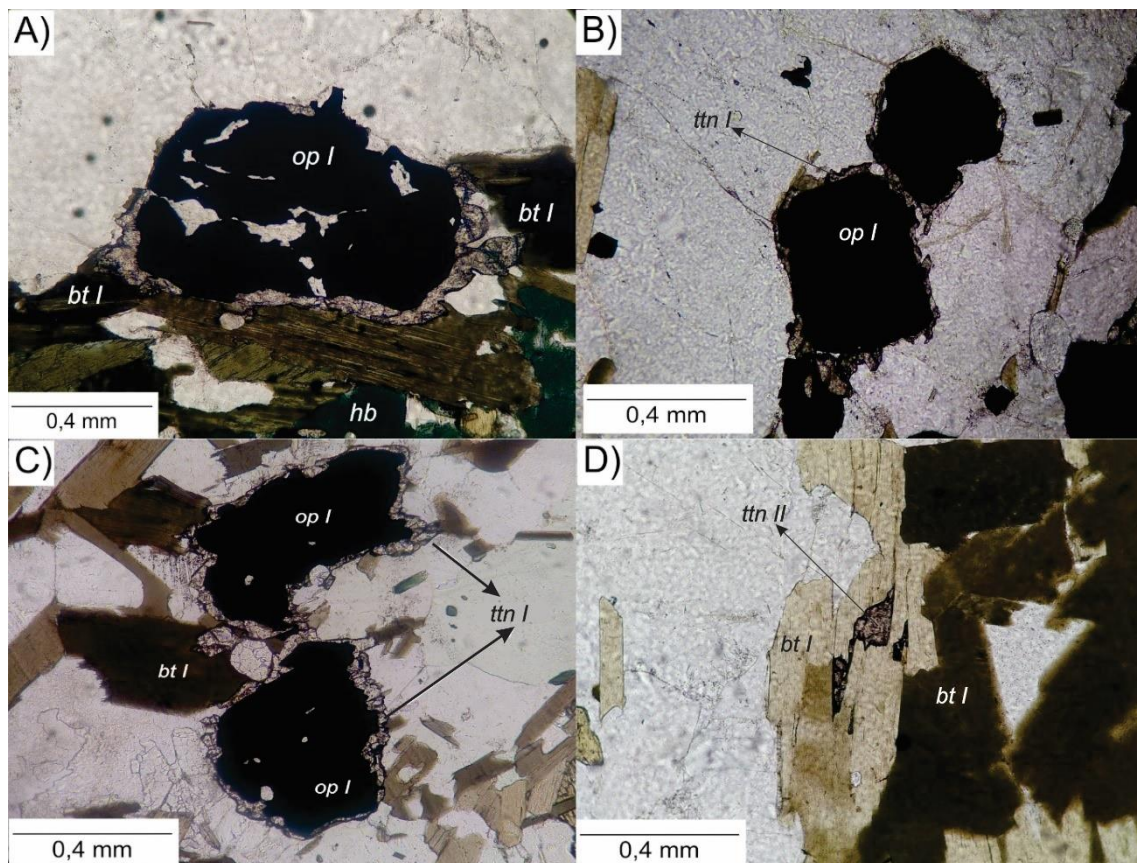


Figura 40: Fotomicrogrfias de minerais opacos (op) e titanita (ttn). A) a textura de coalescência, acompanhando a orientação dos minerais máficos (bt e hb). B) e C) mostram a textura de esfenitização (ttn I). D) a segunda geração de titanita, oriunda da destabilização da biotita em retrometamorfismo.

Por fim, em relação ao mineral zircão é mostrado na Figura 40 dois cristais distintos. O primeiro está zonado (Figura 41A), enquanto o segundo estão com a borda superior deformada, com um cristal adentrando o mineral. Além disso, o contato com

outro zircão na porção inferior da foto mostra um contato suturado (Figura 41B). Esses cristais de zircão apresentam caráter ígneo, como vêm sendo tratados até então, mas é importante observar com mais atenção os hábitos deste mineral.

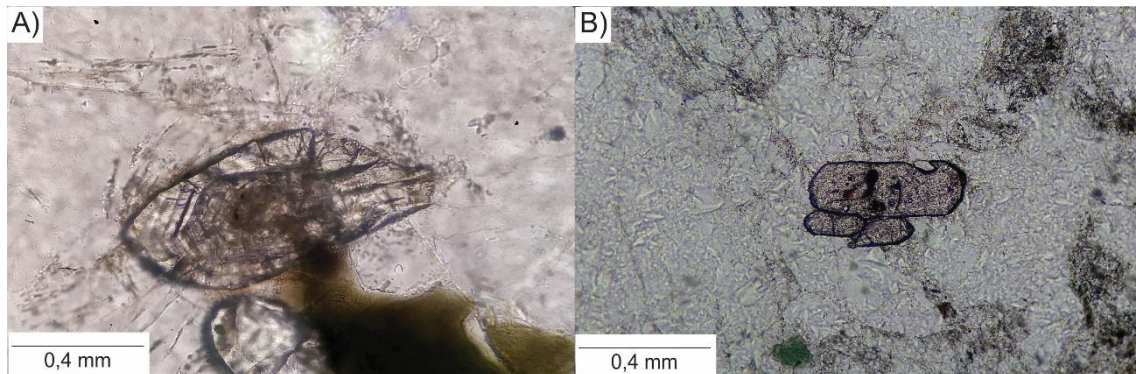


Figura 41: cristais de zircão. A) mostra a zonação de zircão, indicativos de zoneamento metamórfico. B) mostra-se um cristal de zircão com a porção superior deformada, e na porção inferior com contato suturado com outro cristal de zircão.

Este capítulo, como já mencionado, objetiva mostrar algumas feições petrográficas que não englobaram no presente artigo, além de enfatizar a influência metamórfica nos minerais, seja progressiva ou regressiva. Assim, a caracterização do corpo AGRS torna-se mais embasada, além de servir de parâmetro para outros estudos petrográficos.

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Através do estudo do AGRS, concomitante com levantamento de dados da bibliografia, foi possível extrair algumas informações relevantes, além de sugerir maiores estudos à frente, descritas abaixo em tópicos:

1. O estudo aprofundado da textura *augen* permitiu um maior entendimento de sua gênese e de informações metamórficas que podem ser extraídas através de sua presença.
2. O levantamento do estado da arte acerca da litologia forneceu maior conhecimento da linha de pesquisa, além de unificar em uma única pesquisa informações dispersas acerca dos *augen* gnaisses do DPS;
3. Na análise petrográfica foi descrito dois eventos metamórficos, M₂ e M₃, correlacionados com a geologia de campo de Costa e Dantas (2018). Não foi possível identificar o evento M₁, provavelmente pela sua obliteração em decorrência dos outros eventos subsequentes;
4. Em seções delgadas, foi possível inferir o protólito ígneo, além de determinar diferentes gerações minerais e condições metamórficas atuantes na rocha. K-feldspatos e plagioclásios apresentam três gerações; quartzo, biotita, hornblenda, titanita e minerais opacos ocorrem em duas gerações; allanita, apatita, zircão mostram em uma geração, derivada do protólito; A amplitude do metamorfismo foi estabelecida entre 6-8 Kbar e 650°-750°C de pressão e temperatura, respectivamente, em transição de fácies anfíbolito superior a granulito, com presença de fusão parcial da rocha.
5. Na química mineral foram analisados os minerais zircão, titanita, minerais opacos, anfíbólio, biotita e plagioclásio. Para os minerais opacos, a primeira geração é determinada como magnetita e pirita, enquanto a segunda geração é classificada como ilmenita. O plagioclásio é classificado como andesina;
6. O anfíbólio foi classificado na transição entre pargasita e magnésio-hornblenda, onde sua composição está na transição entre magmas

subalcalinos e alcalinos. A biotita é enriquecida na molécula de anita de magmas calcioalcalinos ou subalcalinos;

7. As condições de termobarometria foram calculadas, obtendo $7 \pm 0,6$ Kbar e $731^{\circ} \pm 40^{\circ}\text{C}$. Estes valores estão em consonância com a petrografia e com dados da literatura (Souza *et al.*, 2007).
8. Pela litoquímica o AGRS é caracterizadas como metaluminoso, calcioalcalino de alto-K, ou subalcalino ou transicional, semelhante com os demais corpos descritos na literatura O padrão ETR apresenta enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e leve anomalia positiva de Eu, explicado por seu caráter oxidante. O spidergram indica granitos de crosta continental, semelhante com as informações da literatura;
9. É atribuído um contexto geotectônico de arcos continentais pós colisão e sin-subducção, com altos teores de Sr-Ba. A junção destes dados fortifica a teoria de um magma parental precursor das rochas do Complexo Caicó.
10. A deformação/metamorfismo principal do corpo é sugerido de idade Transamazônica, visto suas condições de campo correlacionados com dados da literatura.

Assim, fica a recomendação de realizar estudos isotópicos mais robustos para discussão sobre a teoria de crescimento da crosta, bem como estudos petrológicos experimentais para processos de migmatização e fusão parcial em rochas graníticas.

10. REFERÊNCIAS

A

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17: 1-29.
- Andrade, F. G. G. (2006). Lineações minerais em porfiroblasto. Dissertação de mestrado. Universidade Estadual Paulista (UNESP). 87p.
- 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.
- Araujo, M. G. de S., Brito Neves, B. B., Archanjo, C. J. (2001). Idades 40AR/39AR do magmatismo básico Meso-Cenozico da Província Borborema oriental, Nordeste do Brasil. XIX Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal. SBG/Núcleo Nordeste. p.260-261.
- Archanjo, C. J., Salim, J. (1986). Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). XII Simpósio de Geologia do Nordeste, João Pessoa. SBG/Núcleo Nordeste. 556p.
- Ashworth, J. R. (1985). Introduction. In: Ashworth, J. R. (ed) *Migmatites*, 1-35, Blackie, Glasgow.

B

- Bard, L. P. (1986). *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Riedel, Dordrecht, 364p.
- Becke, F. (1903). *Über mineralbestand und struktur der kristallinen schiefer*, Denkschr. *Akademie Wissenschaften in Wien*. 75, 1. Congr. Geol. Internat. 9 th Vienna.
- Bell, T. H., Johnson, S. E. (1989). The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallisation of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe

Thrust mylonite zone, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*.7, 151–168.

Bohlen, S. R., Wall, V. J., Boettcher, A. L. (1983). Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Mineralogist*. 68, 1049-1058.

Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. Tectonic evolution of South America. In: SBG, Intern. Geol. Congr., 31st, Rio de Janeiro, Brazil. 854p.

Brito Neves, B. B. (1975). Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência 198p. 1975.

Brown, M. (1973). The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geological Association*, 84: 371-382.

Bucher, K., Frey, M. (1994). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag. 318p.

C

Caby, R., Arthaud, M. H. (1986). Major precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, v.14, p.871-874.

Caby, R., Sial, A. N., Arthaud, M. H., Vauchez, A. (1991). Crustal evolution and the brasiliano orogeny in northeast Brazil. In: Dallmeyer, R. D.; Lécorché, J. P. (eds). *The West african orogeny and circum-atlantic correlatives*. Springer-Verlag: 373-397.

Castro, A., Patiño Douce, A. E., Corretgé, L. G., De La Rosa, J. D., El-Biad, M., El-Hmidi, H. (1999). Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain. An experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 135: 255-276.

Cavalcante, R., Medeiros, V. C., Costa, A. P., Dantas, A. R., Cunha, A. L. C., Lima, R. B., Spisila, A. L., Lages, G. A., Rodrigues, J. B. (2019). Caracterização das rochas metmáficas-ultramáficas da região de Saquinho (Cruzeta/RN), Domínio Rio

Piranhas-Seridó. XXVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Aracajú.
SBG/Núcleo Bahia/Sergipe

Cavalcante, R., Medeiros, V. C., Dantas, A. R., Costa, A. P., Cunha, A. P da C., Sá, J. M., Rodrigues, J. B. (2017). Isotopia das rochas U-Pb das rochas arqueanas e paleoproterozoicas e C-O das rochas neoproterozoicas do furo estratigráfico do depósito de ferro de saquinho (Cruzeta, RN). XXVII XXVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, João Pessoa. 199. SBG/Núcleo Nordeste.

Cavalcante, R., Medeiros, V. C., Dantas, A. R., Costa, A. P., Cunha, A. P da C., Sá, J. M., Rodrigues, J. B., Dantas, A. R., Nascimento, M. A. L., Cunha, A. L. C (2018). Neoproterozoic, Rhyacian and Neoproterozoic units of the Saquinho region, eastern Rio Piranhas-Seridó domain, Borborema Province (northeastern Brazil): implications for the stratigraphic model. Journal of the Geological Survey of Brazil vol 1, n 1, 11-29.

Condie, K. C. (2000). Episode crustal growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*. 322, 153-162.

Correa, R. S. (2019). A província scheelitífera do Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil: metalogenia e implicações geotectônicas. Tese (doutorado). Universidade de Brasília. Brasília.

Costa, A. P., Dantas, A. R. (2014). Programa Geologia do Brasil-PGB. Lajes. Folha SB.24X-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.

Costa, A. P., Dantas, A. R., (2018). Geologia e recursos minerais da Folha Lajes SB.24-X-D-VI: Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:100000. Programa de Geologia do Brasil (PGB). Recife, CPRM.

Costa, A. P., Dantas, A. R., Oliveira, R. G., Medeiros, V. C.(2015). Complexo Arábia: Unidade Sideriana no Domínio Rio Piranhas-Seridó, NE do Brasil.XXVI XXVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal. SBG/Núcleo Nordeste

Cunha, A. L. C., Lages, G. A., Costa, A. P., Cavalcante, R., Dantas, A. R. (2019). Posposta da carta de ambiente tectônico para a Faixa Seridó e áreas adjacentes,

Província Borborema. XXVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Aracajú. SBG/Núcleo Bahia/Sergipe.

D

Dantas, A. R., Cavalcante, R., Costa, A. P., Cunha, A. L. C., Lages, G. A., Spisilla, A. L., Rodrigues, J. B. (2019). Unidades arqueanas na porção norte da Faixa Seridó – corpo máfico Serra do Ingá e Complexo Amarante. XXVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Aracajú. SBG/Núcleo Bahia/Sergipe.

Dantas, E. L. (1992). Evolução tectonomagmática do maciço polidiapírico São Vicente/Florânia-RN. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional). 272p.

Dantas, E. L. (1997). Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - universidade estadual de Campinas, instituto de Geociências e Ciências exatas. Rio Claro.

Dantas, E. L., Souza, Z. S., Wernick, E., Hackspacher, P. C., Martin, H., Xiaodong, D., Li, J. W. (2013). Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga são José do campestre massif, Borborema province, NE Brazil. *Precambrian Research*, 227: 120-156.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). An introduction to the rockforming minerals (Vol. 2). Hong Kong: Longman Scientific & Technical.

Delgado, I. de M., Souza, J. D., Silva, L. C., Filho, N. C. S., Santos, R. A., Pedreira, A. J., Guimarães, J. T., Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Gomes, I. P., Filho, J. V. L., Valente, C. R., Perrotta, M. M., Heineck, C. A. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L. A. (ed.) et al. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Geology, tectonics and mineral resources of Brazil. Brasília: CPRM. cap.5, p.227 - 334.

E

Ebert, H. (1969). Geologia do Alto Seridó: nota explicativa da folha geológica de Currais Novos. SUDENE, Div. Geol., Sér. Geol. Reg., 11, p 120.

F

- Ferreira, J. A. M., Albuquerque, J. P. T. (1969). Sinopse da geologia da Folha Seridó: Série Geologia Regional, Recife: SUDENE, 18, p. 52.
- 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 of South America Earth Science*. 11, p. 439-455.
- Ferreira, C. A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caicó (1989). Folha SB.24-Z-B - Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM. 152p. il; + mapas.
- Ferreira, A. C. D., Dantas, E. L., Filho, C. F. F., Santos, T. J. S. (2017). Bloco Arqueano Campo Grande, Domínio Rio Grande do Norte: Dados Preliminares. XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste, João Pessoa. SGB/Núcleo Nordeste.
- Ferreira, A. C. D., Dantas, E. L., Santos, T. J. S., Fuck, R. A., Tedeshi, M. (2019). High-pressure metamorphic rocks in the Borborema Province, Northeast Brazil: Reworking of Archean oceanic crust during proterozoic orogenies, *Geoscience Frontiers*, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.03.004>.
- Ferreira, A.C.D., Dantas, E.L., Fuck, R.A., Nedel, I.M., Reimold, W.U. (2020). Multiple stages of migmatite generation during the Archean to Proterozoic crustal evolution in the Borborema Province, Northeast Brazil. *Gondwana Research* (2020), <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.09.005>.
- Ferreira, A. C. D. (2019). Migmatitos e retroeclogitos do Bloco Arqueano Campo Grande, Província Borborema, NE do Brasil. Tese (doutorado). Universidade de Brasília.
- Ferreira, C. A., Santos, E. J. (2000). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE. Folha SB. 24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco. Escala 1: 500.000. Geologia e Metalogênese. CPRM. Recife: CPRM. 1 CD ROM.
- Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Santos, T. J. S., Arthaud, M., Nogueira Neto, J. A. (2000). U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil:

implications for the existence of the Palaeoproterozoic supercontinent 'Atlantica'.
Revista Brasileira de Geociências. 30, 102 – 106.

Fettes, D., Desmons, J. (eds.) (2007). *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*, p. 256. Cambridge University Press. Cambridge.

Fosse, H. (2012). *Geologia estrutural*. São Paulo, Oficina de textos. 584p.

Fossen, H., Cavalcante, G. C. G. (2017). Shear zone – a review. *Earth Science*. Ver. 171, 434-455.

G

Gomes, I. P., Braga, I. F., Rocha, J. M. A. C., Palheta, E. S. M., Filho, D. V., Freire, D. P. C., Holanda, J. L. R. (2019). Carta geológica. Folha SB.24-Y-B-VI Cedro. Escala 1.100000. Estado do Ceará. Fortaleza: CPRM.

Guerra, D. G. F. (2017). Caracterização petrográfica e litoquímica do augen gnaiss Riacho Salgado, Lajes (RN). Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia. UFRN. 76.

H

Hackspacher, P. C., Sá, J. M. (1984). Critérios litoestruturais para diferenciação do embasamento Caicó do Grupo Seridó, RN, Brasil. VI Simpósio de Geologia do Nordeste, p 263-277.

Hackspacher, P. C., Silva, C. A., Santos, J. P. (1986). A geologia do complexo gnáissico-migmatítico entre São Vicente e Florânea (RN), uma análise preliminar. Atas VII Simpósio de Geologia do Nordeste. P252-269.

Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., Dantas, E. L. (1990). Um embasamento transamazônico Província Borborema. in: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, natal: SBG. núcleo nordeste. v.6 p.2683-2696.

Harley, S. L. (1989). The origins of granulites: A metamorphic perspective. *Geological Magazine*. 126:215-247.

- Harlov, D. E., Wirth, R. (2000). K-feldspar-quartz and K-feldspar-plagioclase phase boundary interactions in garnetopyroxene gneiss's from the Val Strona di Omegna, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 140, 148–162.
- Hibbard, M. J. (1965). Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. *American Journal of Science*. 263: 245:261.
- Hippertt, J. F. M. (1990). Contribuição à geologia e petrologia dos "augen" gnaisses de Niterói, RJ. 223 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Souza, L. C., Danyi, L., Armstrong, L. (2011). Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province-NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, pp. 287-300.
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Bautista, J. R., Souza, L. C. (2015). Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Research*. 258, p. 186-207.

J

- Janasi, V. A. (1997). Crustal anatexis and granite genesis in the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil: some constraints from elemental geochemistry. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(1): 139 – 150
- Jardim de Sá, E. F. Comentários sobre o posicionamento estratigráfico e estrutural das hospedeiras da mineralização scheelitífera no Seridó RN-PB. *Revista Ciência*, UFRN. 2. p 53-57. 1980
- Jardim de Sá, E. F. (1978). Revisão preliminar sobre a Faixa Dobrada do Seridó e eventuais correlatos no Nordeste. *Revista Ciência*. UFRN. 1, 77-83.
- Jardim de Sá, E. F. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. UnB. Tese de Doutorado. Brasília, 803p.

Jardim de Sá, E. F. (1984). Geologia da região do Seridó: reavaliação dos dados. XI Simpósio de geologia do nordeste, 1984, Natal. SBG/Núcleo Nordeste. 278-296.

Jardim de Sá, E. F.; Legrand, J. M.; McCreath, I. (1981). "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*. 11, 50-57.

Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F., Legrand, J. M., McCreath, I., Galindo, A. C., Sá, J. M. (1987). Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Serido region, NE Brazil. International symposium on granites and associated mineralizations – ISGAM. Extended abstracts. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais - SGM. 298 p. 1, 103 – 110.

Jung, C.; Jung, S., Nebel, O., Hellebrand, E., Masberg, P., Hoffer, E. (2009). Fluid-present melting of meta-igneous rocks and the generation of leucogranites – constraints from garnet major – and trace elements data, Lu-Hf whole rock garnet ages and whole rock Nd-Sr-Hf-O isotope data. *Lithos*. 111, 220-235.

L

Legrand, J. M.; Liegeois, J. P.; Deutsch, S. (1991). Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. XIV Simpósio de Geologia do Nordeste. Recife. SBG/Núcleo Nordeste, p.276-279.

Lima, E. A. M., Wanderley, A. A., Vieira, A. T., Medina, A. I. M., Barbosa, A. J., Vasconcelos, A. M., Amaral, C. A., Sato, E. Y., Silva, E. H. R. O., Leite, J. F., Moraes, J. F. S., Ribeiro, J. A., Nesi, J. R., Angelim, L. A. A., Calheiros, M. E. V. (1980). Projeto scheelita do Seridó. Relatório final. Recife: DNPM/CPRM. 35v. il.

M

Macedo, M. H. F., Jardim de Sá, E. F., Peucat, J. J., Souza, Z. S., Martin, H. (1991). Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Caicó (RN) e suas implicações tectônicas. XIV Simpósio de Geologia do Nordeste. Recife. SBG/Núcleo Nordeste. p.256-259.

- Macedo, M. H. F., Jardim de Sá, E. F., Sá, J. M. (1985). Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. XI Simpósio de Geologia do Nordeste. Natal. SBG/Núcleo Nordeste. p.253-62.
- Mackenzie, W. S., Adams, A. E. (1994). A Color Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section. Wiley. USA, p 192.
- Martin, H. (1994). The Archean grey gneiss and the genesis of continental crust. In: Condie, K. C. (ed) The Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier, 205-259.
- Martins, L. (2005). *Geração e migração de magmas graníticos na crosta continental: estudos de detalhe em granitos e migmatitos da região de Nazaré Paulista (SP)*. 159 f. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Medeiros, H. de, Leterrier, J., Martin, H., Jardim de Sá, E. F. (1991). Petroquímica do Granitóide G2 a Sudeste de Au (Faixa Seridó, RN) XIV Simpósio de Geologia do Nordeste. Recife. SBG/Núcleo Nordeste. p.189-194.
- Medeiros, V. C. (2008). Geologia e recursos minerais da Folha Sousa - SB.24-Z-A Escala 1:250.000: nota explicativa. Sistema de informações Geográficas - SiG. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 1 CD Rom 1 mapa geológico. Programa de Geologia do Brasil - PGB. levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Medeiros, V. C., Medeiros, 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., Cavalvante, R., Cunha, A. L. C., Dantas, A. R., Costa, A. P., Brito, A. A., Rodrigues, J. B., Silva, M. A. O furo stratigráfico de Riacho Fechado (Currais Novos/RN), domínio Rio Piranhas Seridó (Província Borborema, NE do Brasil): Procedimentos e resultados. *Estudos Geológicos*. 27(3) 2017.
- Medeiros, V. C., Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Dantas, E. L. (2012). Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó – Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Geologia USP, Série Científica*. São Paulo. 12 (2), p. 3-14.

Medeiros, V. C., Medeiros, W. E., Jardim de Sá, E. F. (2011). Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 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*, 29:83-97.

Mehnert, K.R. 1971. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing. Co., Amsterdam, 405 p.

Mehnert, K. R.; Busch, W. The Ba content of K-feldspar megacrystals in granites: a criterion for their formation. *Neuer Jahrbuch für Mineralogie*. 140: 221-252. 1981.

Menegon, L., Pennacchioni, G., Stunitz, H. (2006). Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites. *Journal of metamorphic geology*. 24. 553-568.

Meunier, A. R. (1964). Succession stratigraphique et passages lateraux dus au metamorphisme dans la Série Ceará, Ante cambrien du Nord-Est brésilien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v. 259, p. 3796-3799.

Mueller, R. F. (1967). Mobility of the elements in metamorphism. *Journal of Geology*. 75: 565-582.

N

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.

Nascimento, M. A. L., Medeiros, V. C., Galindo, A. C. (2008). Magmatismo ediacarano ao cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, 18. 4-25.

O

Oliveira, C. G., Dantas, E., Silva, V. S., Neto, L. R., Dantas, R., Cavalcante, J. (2013). Contribuições ao enquadramento metalogenético da Província Mineral Seridó. In I seminário de Províncias Metalogenéticas Brasileiras, Currais Novos.

P

- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (1996). *Micro-tectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Publ.
- Passchier C. W., Trown, R. A. J. (2005). *Microtectonics*. Second edition, Springer-Verlag. Berlin.
- Passchier C. W., Myers J. S., Kroner A. (1993). *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. Tradução. Márcio C. H Figueiredo. São Paulo. Editora da Universidade de São Paulo. 188p.

R

- Read, H. H. *The granite controversy*. Murby, London, 430 pp. 1957.
- Reichardt, H., Weinberg, R. F., Andersson, U.B., Fanning, M. C. (2010). Hibridization of granitics magmas in the source: the origin of Karakoram Batholith, Ladakh, NW India. *Lithos*. 116, 249-272.
- Ruiz, F. V., Giustina, M. E. S. D., Oliveira, C. G., Dantas, E. L., Hollanda, M. H. B. (2019). The 3.5 Ga São Tomé layered mafic-ultramafic intrusion, NE Brazil: Insights into a Paleoproterozoic Fe-Ti-V oxide mineralization and its reworking during West Gondwana assembly. *Precambrian Research*. 326, 462-478.
- Ruiz, F. V. (2017). *Mineralogia e petrologia da ocorrência paleoproterozoica de magnetita vanadífera de São Tomé, NE do Brasil*. Dissertação (mestrado). Universidade de Brasília. Brasília.

S

- Sá, J. M., Souza, 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. *Geologia Usp. Série Científica*. 14 (3), 97-110.
- Santos, E. J. (1973). *Província Scheelitífera do nordeste*. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. 3, p 1.

- Santos, F. G., Neto, M. T. O. C., Ferreira, V. P., Bertolli, A. L. (2020). Eo to Paleo metamafic-ultramafic rocks from the central portion of the Rio Grande do Norte Domain, Borborema Province, northeast Brazil: The oldest south American platform rocks. *Journal of South American Earth Science*. 97, 1-13.
- Sawyer, E. W. (2010). Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluids. *Lithos*. 166, 273-286.
- Sawyer, E. W. (2008). Atlas of migmatites. Special Publications of the Canadian Mineralogist. Vol. 9. 386p.
- Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, R. G., Asmus, H. E. eds.(1984). Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Departamento Nacional de Produção Mineral. 501p.
- Sederholm, J. J. (1907). On granite and gneiss. Bulletin of the Geological Society of Finland. 23: 1 – 110.
- Shelley, D. (1992). Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope. Chapman & Hall. London.
- Silva, M. A. Magmatismo granítico neoproterozoico no Domínio Rio Piranhas - Seridó: Cartografia e petrografia do *plúton* Serra do Acauã. Relatório (Graduação). UFRN. Natal, 2016.
- Simpson, C., Wintsch, R. P. (1989). Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*. 7, 261-257.
- Solar, G. S., Brown, M. (2001). Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: Possible source of peraluminous leucogranite in plutons. *Journal of petrology*. 42: 789 – 823.
- Soubiès, F., Melfi, A. J., Autefage, F. (1991). Comportamento geoquímicos dos elementos terras raras nos alteritos da jazida de fosfato e titânio de Tapira (Minas Gerais, Brasil): a importância dos fosfatos. *Revista Brasileira de Geociências*. 21 (1), 3-16.

Souza, L. C., Sá, J. M., Legrand, J. M., Maia, H. N. (2011). Mapa geológico da Folha Pau dos Ferros. Escala 1:100.000. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F. (2007). CalcAlkaline Magmatism At The Archean-Proterozoic Transition: The Caicó Complex Basement (Ne Brasil). *Journal of Petrology*, v. 48, 2149-2185.

Souza, Z. S., Kalsbeek, F., Deng, X. D., Frei, R., Kokfelt, T. F., Dantas, E. L., Li, J. W., Pimentel, M. M., Galindo, A. C. (2015). Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from archaean to neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*. 68, p.68-96.

Spry, A. (1979). *Metamorphic Textures*. Pergamon. Oxford, UK.

T

Thompson, A. B. (1999). Some time-space relationship for crustal melting and granitic intrusion at various depths. In: Castro, A; Fernandez, C; Vigneresse, J. L. (eds): *Understanding granites. Integrating new and classical techniques*. Geological society of London especial publication. 168: 7 – 25.

Thompson, A. B., Connolly, J. A. D. (1999). Melting of continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of geophysical research*, 100. 15565 – 15579.

Torres, H. H. F. (1973). Projeto Tungstênio – Molibdênio. Relatório Final. DNPM-CPRM. Vol 1. 221p.

Tullis, J., Dell'Angelo, L., Yund, R. A. (1990) Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. In: Hobbs BE, Heard HC (eds) *Mineral and rock deformation: laboratory studies*. AGU, *Geophysical Monograph Series*. 56:67–81.

V

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Babinski, M., Fetter, A. H., Dantas, E. L. (1997). Application of U–Pb and Sm–Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implications for the evolution of West Gondwana. *Resumos extendidos*,

Simpósio da América do Sul em Geologia Isotópica, Campos do Jordão-SP, Brasil, Junho, p. 27–29.

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M. (2003). The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*. 127, p. 287-327.

Vernon, R. H. (1981). *Metamorphic process*. second edition. London. George Allen – Unwin. 247 p.

Vernon, R. H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press. Cambridge, UK.

Vernon, R. H., Clarke, G. L. (2008). *Principles of Metamorphic Petrology*, Cambridge University Press, 446 pp.

Vassallo, J. J., Vernon, R. H. (2000). Origino f megacrystic felsic gneiss at broken hill. *Australian Journal of Earth Sciences*. 47, 733–748.

Vlach, S. R. F. (2002). A classe dos tectossilicatos: guia geral da teoria e exercícios. *Geologia USP, Série Didática*. 1, 1-49.

Van Baalen, M. R. (1993). Titanium mobility in metamorphic system: a review. *Chemical Geology*. 110, 233-249.

Vidal, J. L., Kubin, L., Debat, P., Soula, J. C. (1980). Deformation and dynamic recrystallization of K feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, 13.

Voll, G. (1980). Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstaetter See zur Wurzelzone – Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen Wichtiger Minerale. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie*. 160, 321-335.

W

Weinberg, R. F., Hasalová, H. (2015). Water fluxed melt of the continental crust: A review. *Lithos*, 212. 155-185.

Winter, J. D. (2010). Principles of igneous and metamorphic petrology. 2a ed. Pearson College Div. 722 p.

Wirth, R., Voll, G. (1987). Cellular intergrowth between quartz and sodium-rich plagioclase (myrmekite) - an analogue of discontinuous precipitation in metal alloys. Journal of materials Science, 22. 1913-1918