



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ARTHUR JERONIMO SANTANA ARAGÃO

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOS PEDRA DO SAL E
JUREMA, PARNAÍBA - PIAUÍ.**

GEOCIÊNCIAS
U F P A

Belém- 2015

ARTHUR JERONIMO SANTANA ARAGAO

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOS PEDRA DO SAL E
JUREMA, PARNAÍBA - PIAUÍ.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito de cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Sergio Souza Gorayeb

Belém – PA
Fevereiro – 2015

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA

Aragão, Arthur Jeronimo Santana 1990-
Petrografia e geoquímica dos granitos pedra do sal e jurema,
Parnaíba – Piauí / Arthur Jeronimo Santana Aragão. – 2015.
85 f : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Paulo Sergio Souza Gorayeb
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) –
Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências,
Faculdade de Geologia, Belém, 2015.

1. Geoquímica. 2. Petrografia. 3. Granito Pedra do Sal. 4.
Granito Jurema (Piauí). I. Título.

CDD 22 ed. 551.9098112

ARTHUR JERONIMO SANTANA ARAGÃO

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOS PEDRA DO SAL E
JUREMA, PARNAÍBA – PIAUÍ.**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de
Geologia do Instituto de
Geociências da Universidade
Federal do Pará, como requisito
ao cumprimento às exigências
para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Data de Aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

Banca Examinadora:

Prof. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb - Orientador
Doutor em Geoquímica e Petrologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Cláudio Nery Lamarão - Membro
Doutor em Geoquímica e Petrologia
Universidade Federal do Pará

Prof. Evandro Luiz Klein - Membro
Doutor em Geoquímica e Petrologia
CPRM

*“Aos meus pais,
meus grandes exemplos e maiores incentivares na vida”*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por todos os desafios superados no curso de geologia;
A Faculdade de Geologia, por todo aprendizado acadêmico e pessoal que obtive ao longo desses anos de curso;

Ao meu orientador Prof. Dr. Paulo Gorayeb pela oportunidade;

Ao técnico Afonso Quaresma, por toda ajuda na atividade de campo deste trabalho;

Aos técnicos e responsáveis pelos laboratórios do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Para (UFPA).

Aos integrantes do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal (GPEC), em especial Bruna Nogueira e Hanna Sales pela grande ajuda nos momentos mais difíceis;

Aos meus tios Jose Aragão e Fatima Aragão, pelo valoroso incentivo ao decorrer do curso;

Aos meus irmãos Iris Aragão, Dagomar Junior, Alan Dias e Luana Santana, pelo grande e sincero apoio nessa caminhada;

Aos meus grandes amigos Tayson Nunes e Juscelino Palheta, pelas conversas e conselhos de todos esses anos;

Aos amigos do curso de geologia, pelo companheirismo e apoio ao longo do curso de geologia, em especial: Dayane Coelho, Franco Felipe, Helder Thadeu, Camila Fonseca, Leonardo Boiadeiro, Rafael Guimarães, Edson Louzada, Reinaldo Fontoura, Ailton Brito, Romulo Amaral, Vanessa Pinheiro, Meireanny Gonçalves, Patricia Rodrigues, Dante Alex, Christian Santana, Paulo Aviz, Ramon Carvalho, Renan Malone e Quézia Alencar;

Aos meus pais em especial, Dagomar Aragão e Maria Rosa, por terem me ensinado todos os valores de uma pessoa de bem, e sem eles jamais teria chegado a esta fase de minha vida.

*“Sonhos determinam o que você quer. Ação determina o que você conquista”
(Aldo Novak).*

RESUMO

A região costeira do Estado do Piauí é composta por depósitos sedimentares do paleozoico da Bacia do Parnaíba. Esta região está inserida entre duas grandes unidades geológicas/geotectônicas importantes, que são, a Província Borborema o fragmento cratônico São Luís. A oeste da área está localizado o fragmento cratônico São Luís, que é formado por rochas granitóides e sequências metavulcanosedimentares do Paleoproterozoico, expostas em janelas erosivas e tectônicas em meio a rochas sedimentares. O fragmento cratônico São Luís é margeado pelo Cinturão Gurupi do Neoproterozoico. Já a leste da área encontra-se a Província Borborema, caracterizada pela complexidade e variedade de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, que representam importantes marcadores temporais de processos geológicos de várias naturezas e tipos. Neste trabalho foram estudados os granitos Pedra do Sal e Jurema, que são corpos isolados pela cobertura de rochas sedimentares da região, e expostos através de janelas erosivas. Do ponto de vista petrográfico, o Granito Pedra do Sal foi descrito como uma rocha fanerítica de granulação grossa, textura granítica, e classificada como biotita-hornblenda monzogranito, e possuindo, ainda, faixa milonítica que modificou a trama de forma local. Já o Granito Jurema é petrograficamente descrito como uma rocha fanerítica de granulação média, e textura granítica com deformação acentuada, e classificada como muscovita-biotita microsienogranito. Quanto aos aspectos geoquímicos, o Granito Pedra do Sal mostrou-se metaluminoso, do tipo I, com assinatura geoquímica de ambiente tectônico de intraplaca tardi-orogênico, enquanto o Granito Jurema é peraluminoso do tipo S, formado em ambiente arco magmático sin-colisional, e ambos apresentaram assinaturas de ETR's com moderado a forte fracionamento, mais acentuado nos leve (TRL) e suave anomalia em európio. Em termos conclusivos os dois granitos não apresentam semelhanças significativas para correlacioná-los, e também divergem nos aspectos petrográficos do Granito Chaval, que é o granito de maior relevância que aflora na região, entretanto, mostram-se semelhantes nos aspectos petrográficos e geoquímicos aos granitos do fragmento cratônico São Luís e Cinturão Gurupi, como o Granito Negro Velha, que é um monzogranito com anfibólio e biotita, metaluminoso do tipo I, formado em ambiente tarde tectônico, e granitos a duas micas, peraluminosos tipo S da Suíte Tracuateua que se assemelham ao Granito Jurema.

Palavras-chave: Petrografia. Geoquímica. Granito Pedra do Sal. Granito Jurema.

ABSTRACT

The coastal region of Piauí State comprises paleozoic sedimentary deposits from Parnaíba Basin. This region is located between two big important geologic/geotectonic units, which are The Borborema Province and a São Luís Craton fragment. In the western part of the area, is located the São Luis Craton fragment, which comprises granitoids and paleoproterozoic Metavulcanosedimentary sequences, exposed in erosive and tectonic windows surrounded by sedimentary rocks. The São Luis cratonic fragment is surrounded by the neoproterozoic Gurupi Belt. On the other hand, in the east part of the area is located the Borborema Province, characterized by its complexity and large variety of metamorphic, igneous and sedimentary rocks, that represent important time markers of different types and natures. This search studied Pedra do Sal and Jurema Granites, whose bodies are isolated from the regional sedimentary rock cover, and are exposed through an erosive windows. Petrography has revealed that Pedra do Sal Granite is a coarse-grained faneritic rock, with granitic texture, and classified as a biotite-hornblende monzogranite, still having a milonitic band that locally modify the frame. On the other hand, Jurema Granite is petrographically described as a medium-grained faneritic rock, with granitic texture, high deformation and classified as moscovite-biotite microsinogranite. In terms of geochemical composition, Pedra do Sal Granite is metaluminous, Type I and its geochemical signature indicates late orogenic intraplate tectonic environment, while Jurema granite is peraluminous, Type S and comprises sin-colisional magmatic arc environment. Its REE distribution suggests strong fractionation, more accentuated in light REE, and soft Europium anomaly. When compared, both granites do not show important similarities. So they cannot be correlated and also diverge in petrographic aspects with Chaval Granite. However, their petrographic and geochemical aspects are compatible to São Luis Craton and Gurupi Belt granites, like Negra Velha Granite, that is a metaluminous, type I monzogranite with amphibole and biotite, formed in late tectonic environment; and the two micas, peraluminous, type S granites from Tracuateua Suite, that are similar to Jurema Granite.

Keywords: Petrography and geochemistry. Pedra do Sal granite. Jurema Granite

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 - Mapa de localização das áreas-alvo do estudo, mostrando as principais rodovias de acesso e cidades de referência. 17
- Figura 2.1 - Mapa simplificado da região costeira norte do Brasil, que compreende os estados do Pará, Maranhão, Piauí e Ceará, destacando as unidades geológica/geotectônicas de relevância para os granitos estudados. 19
- Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado do norte dos estados do Pará e Maranhão, destacando unidades do fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupí..... 23
- Figura 2.3 - Mapa geológico simplifica dos principais unidades do fragmento cratônico São Luís..... 27
- Figura 2.4 - Mapa com a compartimentação dos Domínios estruturais da Província Borborema mostrando a compartimentação estrutural que são encontradas na província seguindo a classificação de Santos et al. (2004). 29
- Figura 2.5 - Mapa geológico do noroeste da Província Borborema, Domínio Médio Coreaú, destacando as principais unidades geológicas e os alvos onde estão localizados os granitos Pedra do Sal e Jurema. 32
- Figura 3.1 - Mapa litológico da região onde estão localizados os alvos..... 37
- Figura 3.2 - Vista geral do Granito Pedra do Sal aflorando na região costeira do Estado do Piauí e exposto através de lajedos e blocos *in situ*, exposto na faixa de areia da Praia Pedra do Sal. 39
- Figura 3.3 - Fotos em escala de afloramento e escala macroscópica, destacando aspectos da rocha preservada e das faixas miloníticas do Granito Pedra do Sal. A – Granito cortado por faixas miloníticas discretas; B – Granito com maior frequência de faixas miloníticas; C – Granito cortado por relevantes faixas miloníticas; D – Contato das duas tramas (acima o protomilonito e abaixo o monzogranito deformado). 40

- Figura 3.4 - Aspectos gerais do Granito Jurema. A – visão geral da cava da Pedreira Jurema, com a perspectiva frontal do paredão da pedreira composta pelo Granito Jurema cortado por veios de quartzo e enclaves de rochas escuras, e ainda blocos soltos do granito; B – visão macroscópica da amostra representativa do Granito Jurema; C – visão mesoscópica do Granito Jurema. 42
- Figura 4.1 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976), com as amostras plotadas. 45
- Figura 4.2 - Imagens dos aspectos petrográficos do Granito Pedra do Sal, que estão divididas em: A – visão macroscópica da amostra; B – visão mesoscópica da rocha de textura tipicamente granítica; C – visão microscópica com luz polarizada de cristais de feldspato subédricos apresentando fraturas, textura granular hipidiomorfica; D – visão microscópica a luz natural que mostra cristais euédricos e subédricos de hornblenda com inclusões de titanita; E – visão microscópica com luz polarizada mostrando textura granular hipidiomórfica com leve deformação mostrada pelas relações de contato e subgrãos em quartzo além de que possui a mineralogia essencial completa; F – visão microscópica com luz polarizada da trama com maior deformação, mostrando cristais de microclínio perfitico e plagioclásio fraturados e levemente estirados, quartzo com subgrão e hornblenda estirada ou/e amendoadas com inclusões de titanita e presença de biotita. Legenda: Mc – microclínio, Pl – plagioclásio, Qtz – quartzo, Hb – hornblenda, Bt – biotita, Ttn – titanita. 48
- Figura 4.3 - Quadro esquemático simplificado indicando a ordem de cristalização dos minerais do Granito Pedra do Sal. 51
- Figura 4.4 - Imagens das amostras que representam os aspectos petrográficos do Granito Jurema, divididas em: A – amostra representativa do Granito Jurema; B – Amostra representativa do Granito Jurema, em que é possível observa seus aspectos graníticos diferenciados; C – visão microscópica com luz polarizada da típica textura do Granito Jurema, que mostra cristais anédrais, com

	indícios de deformação, sendo mais evidente no quartzo com contatos irregulares e extinção ondulante, com a presença de cristais subédricos de microclínio e plagioclásio; D – visão microscópica com luz polarizada da textura do granito em um maior estágio de deformação, onde é possível observar relações de contatos mais irregulares; E – visão microscópica com luz polarizada da textura deformada com a presença de micas; F – visão microscópica com luz polarizada que mostra uma textura de microgranitos deformados com duas micas (biotita e muscovita) dispersas aleatoriamente	55
Figura 4.5	- Quadro esquemático simplificado indicando a ordem de cristalização dos minerais.	57
Figura 5.1	- Diagramas geoquímicos. A - diagrama TAS; B - R1-R2.	60
Figura 5.2	- A - Diagrama binário SiO_2 versus K_2O ; B - diagrama binário referente a alumino-saturação; C - diagrama de tipologia de granitos que subdivide em granitos tipo-I e S de granitos tipo-A.	61
Figura 5.3	- Diagramas triangular de ambientes tectônicos de colocação.	62
Figura 5.4	- Diagrama binário R1-R2 de condições tectônicas de formação....	63
Figura 5.5	- Diagrama de ETR mostrando comportamento obtido para as amostra do Granito Pedra do Sal e Granito Jurema.	64
Figura 5.6	- Diagrama multielementos normatizado segundo composição química de condritos.	65
Figura 6.1	- Diagramas que mostram as assinaturas geoquímicas dos granitos Pedra do Sal e Jurema. A - diagrama de assinatura de ETR's das amostras representativas do Granito Pedra do Sal e Granito Negra Velha; B – diagrama multielementos dos granitos Pedra do Sal e Negra Velha.	69

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	Apresentação	14
1.2	Objetivos	16
1.3	Localização e acesso à área de estudo	16
1.4	Atividades e métodos de trabalho	17
1.4.1	Pesquisa bibliográfica	17
1.4.2	Atividade de campo	17
1.4.3	Análise petrográfica	18
1.4.4	Análise litoquímica	18
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
2.1	Fragmento cratônico São Luís	20
2.1.1	Suíte Intrusiva Tromai	21
2.1.2	Suíte Intrusiva Tracuateua	21
2.1.3	Suíte Rosário	22
2.2	Cinturão Gurupi	23
2.2.1	Granito Cantão	24
2.2.2	Granito Japiim	24
2.2.3	Granito Jonasa e Granito Ourém	25
2.2.4	Granito Maria Suprema	25
2.2.5	Granito Ney Peixoto	26
2.3	Noroeste da Província Borborema	28
2.3.1	Domínio Médio Coreaú (DMC)	29
2.3.1.1	Complexo Granja	30
2.3.1.2	Grupo Martinópolis	30
2.3.1.3	Grupo Ubajara	30
2.3.1.4	Grupo Jaibaras	31
2.4	Granitoides do NW Da Província Borborema	31
2.4.1	Granito Chaval	32
2.4.2	Suíte Intrusiva Meruoca	34
2.4.2.1	Granito Meruoca	34
2.4.2.2	Granito Mucambo	34
3	GEOLOGIA DA ÁREA	37

3.1	Contexto geológico local	37
3.2	Granitos Pedra do Sal e Jurema	38
4	PETROGRAFIA	44
4.1	Petrografia do Granito Pedra Do Sal	44
4.1.1	Biotita-hornblenda monzogranito	45
4.1.2	Discussão e interpretação dos dados	49
4.2	Petrografia do Granito Jurema	51
4.2.1	Biotita-muscovita microsienogranito	52
4.2.2	Discussão e interpretação dos dados	56
5	GEOQUÍMICA	58
6	ESTUDO COMPARATIVO	66
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	70
	RERERENCIAS	72
	ANEXOS	81
	ANEXO A -	

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A região costeira do Estado do Piauí é composta basicamente por depósitos sedimentares de praia, dunas, mangues e fluviais, e rochas sedimentares do paleozoico da Bacia do Parnaíba. Em meio a essas unidades sedimentares são registradas a ocorrência de rochas mais antigas da Província Borborema, tais como granitóides que afloram em janelas erosivas isoladas cujas coberturas impedem a correlação direta como as unidades do noroeste da Província Borborema a leste e do fragmento cratônico São Luís, a oeste.

O conhecimento geológico da região nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão demonstra que as rochas granitóides e sequencias metavulcanossedimentares pré-cambrianas estão expostas em janelas erosivas e tectônicas em meio as coberturas fanerozóicas. Nessa região encontra-se duas unidade geotectônicas: o Cráton São Luís (ALMEIDA et al., 1968) e o Cinturão de Cisalhamento Gurupi (COSTA et al., 1988)

Segundo Palheta et al. (2009) a região do Gurupi, onde estão inseridas as unidades destacadas acima, possuem duas granitogênese principais, as quais podem ser correlacionadas, como no caso africano (Cráton Oeste Africano), a dois eventos geotectônicos distinto. O primeiro, de idade entre 2,15-2,16 Ga, gerou granitoides da Suíte Tromaí (plutons do tipo I). já o segundo, com idade entre 2,07-2,09 Ga, foi responsável pela formação de granitóides, do tipo S, pertencentes a Suíte Tracuateua, correlacionada ao Evento Transamazônico. Além de granitóides de idade paleoproterozóica, segundo Palheta et al. (2009) a região ainda contem um granitogênese relacionada ao Brasiliano de forma restrita, e pode ser caracterizada pelo retrabalhamento de rochas já existentes, proporcionada pela deformação implantada pela Zona de Cisalhamento Tentugal, resultando na formação do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, em cuja a evolução se distingue e dois estágios: colisão oblíqua e transcorrência sinistral (PASTANA, 1995; BORGES et al., 1996; COSTA; HASUI, 1997; COSTA, 2000).

Ao leste a Província Borborema é caracterizada pela complexidade e variedade de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, que representam

importantes marcadores temporais de processos geológicos de várias naturezas e tipos. Essa unidade geotectônica é representada por vários cinturões orogênicos e constitui uma área de aproximadamente 450.000 km² formado a partir do resultado da convergência entre os crátons Oeste Africano e São Francisco durante o ciclo de orogênias Brasileira/Pan-Africana responsável pela amalgamação final de Gondwana Ocidental entre 660 a 570 Ma. Esta província exibe registros de uma evolução geológica pré-cambriana policíclica e complexa, com registros de formação de rochas do Arqueano até o final do Neoproterozoico (BRITO NEVES; CORDANI, 1991).

A porção noroeste da Província Borborema destaca-se pela diversidade de corpos graníticos e pelo menos três eventos de granitogênese são registrados no Neoproterozoico (BRITO NEVES; CORDANI, 1991). Bizzi et al. (2003) afirmam que a granitogênese relacionada ao ciclo Brasileiro da Província Borborema, pode ser abordada como sucessões de pulsos magmáticos, agrupados como: Supersuíte I (precoce a sin-Brasiliano); Supersuíte II (tardi-Brasiliano); e Supersuíte III (pós-Brasiliano).

O presente estudo, localizado no norte do estado do Piauí envolveu dois alvos, a Praia da Pedra do Sal e pedreira da região de Jandira em que afloram rochas granitoides isoladas, expostas através de janelas erosivas em meio a unidades sedimentares. Esses ainda carecem de dados para que se façam correlações com outros granitoides conhecidos e integração em um contexto geológico regional. Com isso, um estudo realizado nesses dois granitos seria um importante passo na tentativa de esclarecer a natureza geológica dos mesmos.

Esse TCC na forma desta monografia contém resultados obtidos por análises petrográficas e geoquímicas em dois alvos localizados na costa do Estado do Piauí, sendo o primeiro denominado de Granito Pedra do Sal e o segundo o Granito Jurema.

No projeto original estava incluído a datação dos granitos pelo método Pb/Pb, entretanto, não foi possível sua execução devido aos problemas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso)/UFPA.

1.2 Objetivos

O principal objetivo deste trabalho foi à caracterização geológica dos alvos Granito Pedra do Sal e Granito Jurema, e a correlação com outros granitoides da região. Para o pleno desenvolvimento do trabalho, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

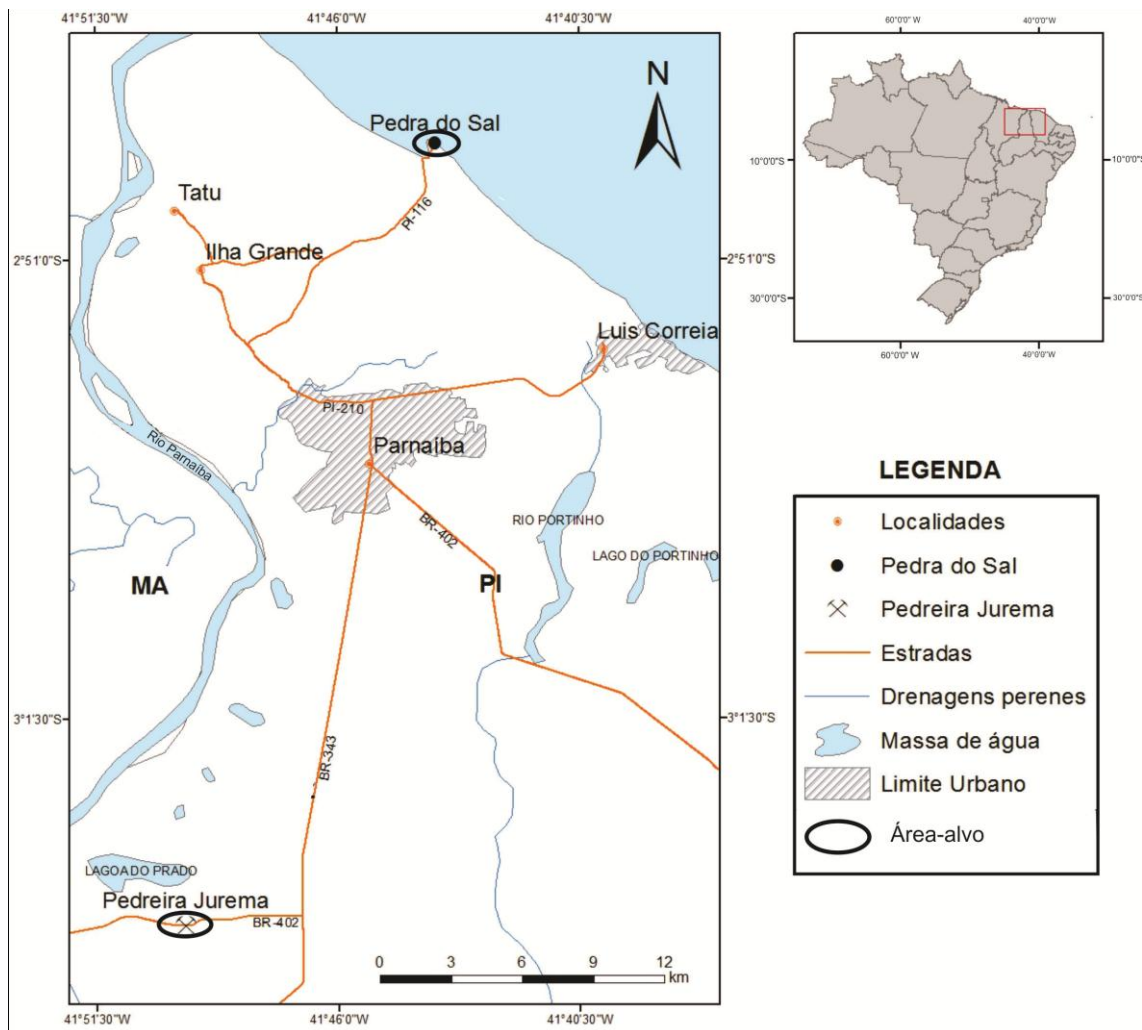
- Caracterizar petrograficamente os granitoides, definindo seus aspectos texturais, mineralogia e classificação petrográfica adequada.;
- Classificar geoquimicamente os granitoides estudados para definir suas séries magmáticas envolvidas e tipologia de rochas granitoides..
- Integrar e correlacionar os dados dos alvos com os demais granitoides das regiões nordeste da Província Borborema e noroeste do fragmento cratônico São Luís, tendo como base para esse estudo comparativo a bibliografia que descreve esses corpos granitoides.

1.3 Localização e acesso à área de estudo

A área onde se encontram os dois alvos está localizada na região noroeste do Piauí, nordeste do Brasil (Figura 1.1). O primeiro alvo é o Granito Pedra do Sal, que corresponde a um corpo granítico de dimensões desconhecidas, sendo que cerca de 3000 m² afloram na costa do estado do Piauí, 11 km ao norte da cidade de Parnaíba. O segundo alvo corresponde a um pequeno corpo granítico exposto na Pedreira Jurema, localizada na margem da rodovia BR-222, a 15 km da cidade de Parnaíba, próximo a divisa dos estados do Maranhão e Piauí (Figura 1.1).

O acesso à área, a partir de Belém, é feito por via aérea ou terrestre até a cidade de Parnaíba – PI, com cerca de 1.074 km de rodovia. De Parnaíba o acesso para o primeiro alvo pode ser feito pela rodovia PI-210 e em seguida a PI-116, cerca de 16 km de distância de Parnaíba por via terrestre. O segundo alvo (Pedreira Jurema) tem acesso pelas rodovias BR-343 e BR-222, cerca de 28 km de distância da cidade de Parnaíba.

Figura 1.1 - Mapa de localização das áreas-alvo do estudo, mostrando as principais rodovias de acesso e cidades de referência.



Fonte: Bancos de dados do DNIT e digitalizado pelo autor a partir de imagens de satélite (2014).

1.4 Atividades e métodos de trabalho

1.4.1 Pesquisa bibliográfica

O presente TCC envolveu inicialmente o levantamento bibliográfico dos principais trabalhos sobre a geologia do noroeste da Província Borborema e do fragmento cratônico São Luís, utilizando as principais referências existentes.

1.4.2 Atividade de campo

Os trabalhos de campo foram realizados no período de 2 a 4 de Janeiro de 2014 e envolveram a coleta de dados de campo com a descrição de afloramento em cada uma das áreas alvo do trabalho, e foi realizada seguindo

os parâmetros a seguir: a) localização do afloramento; b) caracterização do afloramento; c) classificação dos tipos de rocha e suas variações, forma dos corpos, dimensões, dentre outros; d) identificação da composição mineralógica dos litotipos e estimativas percentuais dos minerais que compõem; e) descrição dos aspectos texturais/estruturais; f) classificação das rochas presentes; g) coleta de amostras para estudos petrográficos, litoquímicos e geocronológicos.

1.4.3 Análise petrográfica

A análise petrográfica envolveu a descrição amostras de mão e lâminas delgadas em microscópio petrográfico convencional em luz transmitida, envolvendo a identificação de fases minerais, descrevendo formas, dimensões, relações de contato e análise textural. Em seguida, foram realizadas estimativas modais e os resultados foram utilizados para a classificação das rochas utilizando o diagrama QAP segundo os procedimentos de Streckeisen (1976) conforme estabelecido pela IUGS (International Union of Geological Society).

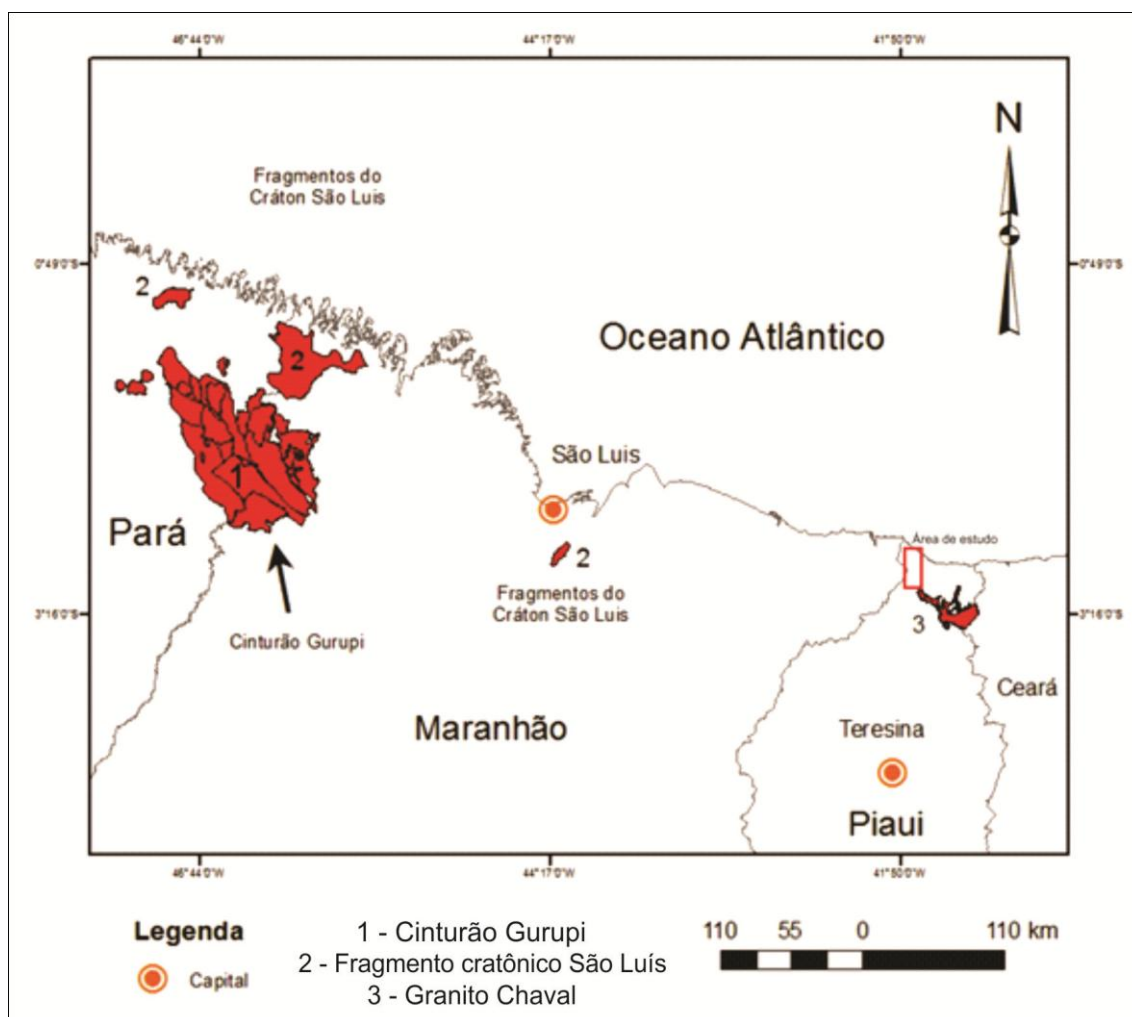
1.4.4 Análise litoquímica

Amostras representativas dos granitos Pedra do Sal e Jurema. Foram selecionadas a partir das análises petrográficas e receberam o tratamento de rotina para preparação de amostras no Laboratório de Preparação do IG/UFGA. As análises químicas foram realizadas no Laboratório ACME, Vancouver-Canadá, onde foram analisados os elementos maiores, traços e Terras Raras. Os resultados foram tratados e posteriormente plotados em diagramas geoquímicos apropriados. A classificação geoquímica seguiu os procedimentos indicados em Rollison (1993) e Henderson (1984), e foi baseada na avaliação do comportamento dos elementos maiores e menores, traços e Terras Raras. No tratamento dos dados foram utilizados diferentes diagramas geoquímicos que tornaram possível a classificação das séries magmáticas envolvidas, tipologia de rochas granitoides e assinaturas tectônicas dos granitoides estudados. Tais resultados permitiram discriminar e classificar com maior segurança as rochas e compará-las com granitoides da região.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área, objeto deste estudo está localizada em uma região de grande diversidade litológica, e os granitóides estudados ocorrem em meio a unidades de rochas sedimentares e depósitos costeiros recentes como janelas erosivas. Entretanto, a região também conta com ocorrência de rochas de duas importantes e expressivas unidades geológicas/geotectônicas, o fragmento cratônico São Luís, a oeste, e a porção noroeste da Província Borborema (Domínio Médio Correaú) a leste e mais próximo da área estudada (Figura 2.1). Existe a possibilidade de que esses granitóides pertençam a uma dessas unidades geológicas/geotectônicas, que serão apresentadas a seguir.

Figura 2.1 - Mapa simplificado da região costeira norte do Brasil, que compreende os estados do Pará, Maranhão, Piauí e Ceará, destacando as unidades geológica/geotectônicas de relevância para os granitos estudados.



Fonte: Banco de dado da CPRM (2014).

2.1 Fragmento cratônico São Luís

A porção exposta do fragmento Cratônico São Luís se estende em torno de 400 km na direção leste-oeste por 100 km na direção norte-sul, em áreas relativamente pequenas nos estados do Pará e Maranhão (KLEIN, 2004). Suas ocorrências são na forma de janelas tectônicas e erosiva, descontínuas em meio à cobertura fanerozoica, onde somente na porção entre os estados do Pará e Maranhão (região do Gurupí) há exposição contínuas de mais de 100 km. O limite leste do fragmento Cratônico São Luís se se estenderia além da área de exposição da Suíte Rosário, localizada a sul da cidade de São Luís. Esta demarcação do limite oriental tem como base dados geocronológicos do embasamento da Bacia de Barreirinhas, que acusaram idades do Neoproterozoico em regiões próximas, já observado por Sadowski (2000).

As ocorrências mais ocidentais estão expostas na região de Bragança-PA, e limitadas ao norte por rochas que afloram até a borda oceânica atual, sendo coberta por bacias costeiras fanerozoicas (KLEIN, 2004). Entretanto, dados gravimétricos da região oceânica indicam que a crosta continental (Cráton São Luís) estende-se a umas poucas dezenas de quilômetros a dentro da área oceânica. Para Hasui et al. (1984) o limite sul-sudoeste do Cráton São Luís é a Zona de Cisalhamento Tentugal que separa e articula as rochas do Cráton ao Cinturão Gurupí.

Os mais relevantes elementos estruturais identificados são a foliação metamórfica regional, mais evidente em rochas vulcanossedimentares e secundariamente em granitoides, zonas de cisalhamento de pequenos porte e fraturas (KLEIN, 2004). Essa foliação possui direções variáveis NE-SW e NW-SE, geralmente com moderados a altos ângulos de mergulho. Lineações de estiramento minerais são também observadas com atitudes variadas, de baixo a alto *rake* (COSTA, 2000; PALHETA, 2001). Entretanto, as rochas cratônicas estão mais preservadas da deformação de grande escala, em comparação com Cinturão Gurupí, ao sul (ABREU, 1990; PASTANA, 1995). As ocorrências graníticas mais importantes nesta unidade geológica/geotectônica são a Suíte Intrusiva Tromaí e Suíte Intrusiva Tracuateua (Figura 2.1).

2.1.1 Suíte Intrusiva Tromaí

Inicialmente definida por Costa et al. (1977) como Associação Anorogênica Tromaí, sendo composta por um conjunto vulcano-plutônico constituído por tonalitos, trondhjemitos, granodioritos, granitos, quartzo-andesitos, riolitos e dacitos. Entretanto, Segundo Klein et al. (2008), a Suíte Tromaí, assim denominada por Pastana (1995), é composta por granitoide de diversas composições na forma de batólitos, stocks e diques. Esta suíte é dividida em três unidades, denominadas de Tonalito Cavala, Granodiorito Bom Jesus e Granito Areal, baseado na mineralogia e características estruturais e na predominância de rochas do tipo.

Utilizando-se de dados geoquímicos, Pastana (1995) sugeriu que os granitoides da suíte são cálcio-alcálico de baixo potássio, tipo I e peraluminosos. Dados geocronológicos indicam idades entre 2168 Ma e 2147 Ma (KLEIN; MOURA 2001; KLEIN; MOURA 2003; KLEIN et al., 2005a). Outra unidade granitoide identificada por Klein et al. (2008) e o denominado Granito Negra Velha, o qual tem sido considerado mais jovem que a Suíte Tromaí.

2.1.2 Suíte Intrusiva Tracuateua

Esta unidade é composta por corpos granitoides aflorantes nas localidades de Tracuateua e Mirasselas no nordeste do Pará (COSTA, 2000). Os plútons são compostos por sienogranitos e monzogranitos de granulação média e grossa, maciços ou foliados quando afetados por zonas de cisalhamento. São compostos por quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovita e biotita, nesta ordem de menor abundância, além da fase acessória composta por zircão, apatita, rutilo, granada e minerais opacos (COSTA, 2000; PALHETA, 2001)

As características químicas dos granitos desta suíte mostram que essa unidade é extremamente peraluminosa, representando granitos do tipo-S e da série da ilmenita, apresentando efeitos tardios de albitização, feldspatização e graisenização que cortam a foliação que é definida por orientação de cristais de muscovita (LOWELL, 1985). Palheta et al. (2009) realizou datações, pelo método de evaporação de Pb em zircão, obtendo idades de 2080 ± 2 Ma e

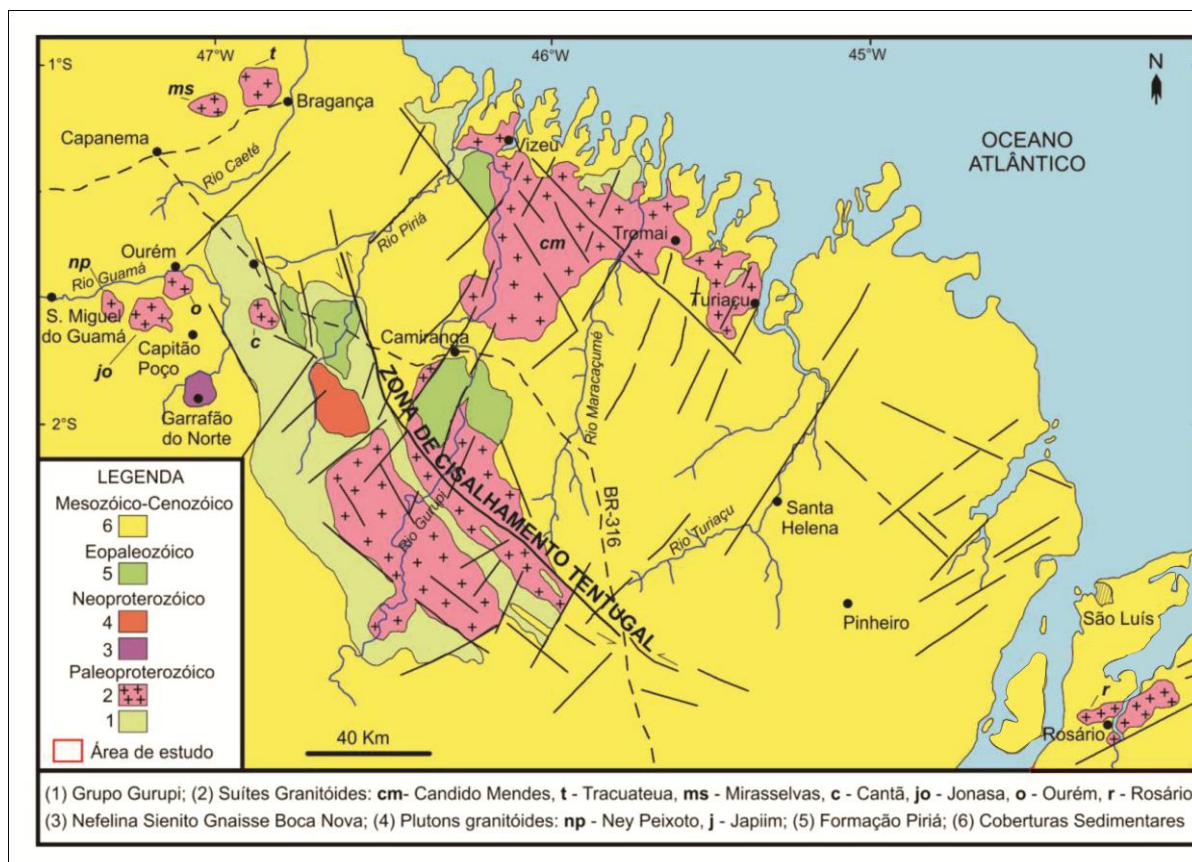
2086±9 Ma para os corpos de Tracuateua e Misselvas, respectivamente. Palheta (2001) obteve idade modelo Sm-Nd (TDM) no intervalo de 2.310 Ma a 2.500 Ma, com valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -1,33 e +1,15, confirmando a contribuição de crosta mais antiga do magma gerador.

2.1.3 Suíte Rosário

A região de Rosário está localizada aproximadamente a meia distância entre as ocorrências de rochas pré-cambrianas: a região do Gurupi e a região Noroeste do Ceará, onde ocorrem granitoides de idade semelhantes.

Segundo Gorayeb et al. (1999), a Suíte Rosário está situada na porção aflorante mais a leste do Cráton São Luís, e mais próxima da Província Borborema. Esta foi descrita como um batólito cujos estudos petrográficos indicam tratar-se de um extenso magmatismo de afinidade cálcio-alcálica e características de granito tipo I. É constituída por um conjunto de *plútons* que guardam paralelismo com complexos magmáticos de intrusões múltiplas. As transformações verificadas sobre esses granitoides estariam situadas no mesmo contexto dos processos termotectônicos que, em escala regional, tiveram lugar no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará, no oeste da Província Borborema (ABREU et al., 1988). Ainda Gorayeb et al. (1999) obteve idades Pb-Pb em zircão de granitoides da Suíte Rosário entre 2.08 a 2.13 Ga e que refletem a período de colocação desse conjunto de granitoides, no Paleoproterozoico.

Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado do norte dos estados do Pará e Maranhão, destacando unidades do fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupí.



Fonte: Gorayeb et al. (1999)

2.2 Cinturão Gurupí

O Cinturão Gurupí possui uma extensão aflorante longitudinal de cerca de 160 km na direção NW-SE e largura máxima de 50 km. O restante se encontra encoberto por rochas sedimentares fanerozoicas (KLEIN, 2004).

O Cinturão Gurupí apresenta uma maior complexidade estrutural evolutiva do que a área cratônica. Em virtude disso, as maiorias das suas unidades encontram-se alongadas segundo a direção noroeste-sudeste, que são geralmente paralelos e formam alternâncias em camadas e/ou lentes (KLEIN, 2004). As foliações metamórficas regionais e miloníticas ocorrem em todas as rochas, que se encontram também orientadas predominantemente nessa direção com mergulhos variáveis para sudoeste. As atitudes das foliações lineações de estiramento indicam registros de zonas de cavalgamento e transcorrência (COSTA et al., 1988; BORGES et al., 1994; PASTANA 1995; COSTA, 2000; RIBEIRO, 2002). A deformação ao longo do Cinturão distribuiu-se com intensidade variável, sendo forte nas porções centrais e sudeste, onde

esse contraste foi descrito por Costa et al. (1988) e Ribeiro (2002) como um importante elemento nessa configuração final.

As relações geométricas e cinemáticas das estruturas internas à Zona de Cisalhamento Tentugal e ao Cinturão Gurupi como um todo têm levado a interpretação da evolução estrutural desse segmento regional, em regime tectônico de colisão oblíqua com transporte de massa de SW para NE seguido e/ou acompanhado de componente transcorrente sinistral (COSTA et al., 1988; BORGES et al., 1994; PASTANA, 1995; RIBEIRO, 2002).

Nas rochas aflorantes na porção centro-sudeste e centro-noroeste do Cinturão, revela-se que as primeiras estão afetadas em variáveis intensidades por um regime transcorrente oblíquo, materializado pela Zona de Cisalhamento Tentugal. Essa deformação continua presente para o sul registrada ao longo do perfil do rio Gurupí, e apenas localmente aparecem situações com foliações de baixo ângulo (KLEIN, 2004).

Os granitoides de mais destaque associados ao domínio do Cinturão Gurupí são granitos Cantão, Japiim, Jonasa, Ourém, Maria Suprema e Ney Peixoto, descritos a seguir.

2.2.1 Granito Cantão

Inicialmente, este granito foi descrito por Borges (1988) e mais tarde foi incluído na Suíte Intrusiva Brasileira por Costa (2000). Os contatos com suas encaixantes não foram estabelecidos, entretanto, sua ocorrência aparentemente é restrita ao domínio do Grupo Gurupí e a presença de enclaves de rochas similares às daquela unidade foram tomadas como sugestivas de uma relação intrusiva (COSTA, 2000; PALHETA, 2001). O corpo rochoso é constituído por biotitamonzogranito de granulação grossa e sem deformação (BORGES, 1988; COSTA, 2000; PALHETA, 2001). Palheta et al. (2009) obteve idades de 2163 ± 4 pelo método Pb/Pb em zircão.

2.2.2 Granito Japiim

Este granito foi descrito por Abreu et al. (1980) e mais tarde foi incluído por Hasui et al. (1984a) e Costa (2000) na Suíte Intrusiva Brasileira. Ele é representado por um corpo de dimensões batolíticas que apresenta contato tectônico e intrusivo com rochas do Grupo Gurupí, o que seria sugerido pela presença de diques de granito cortando rochas metassedimentares dessa

unidade (COSTA, 2000). Costa (2000) e Palheta (2001) descreveram-na como um pluton estruturalmente e petrograficamente heterogêneo, com porções maciças, algumas levemente foliadas e outras mais deformadas. Essa deformação de natureza tectônica e magmática define orientações NW-SE, e mergulhos moderados para SW e NE. Klein et al. (2012) dividiu este granito em três corpos distintos, baseado em composição e idades distintas. o primeiro foi denominado de Granito Japiin, que é um granito tipo S com idades 2116 ± 12 Ma. Já o segundo o Granito Anelis, é shoshonítico de idade 2100 ± 21 Ma. E por fim, o Granito Timbozal que é cálcio-alcálico de alto-K de idade 2116 ± 12 Ma.

2.2.3 Granito Jonasa e Granito Ourém

Estes dois corpos de granitoides ocorrem próximos um ao outro e não apresentam relações de contato visíveis com suas encaixantes devido estarem encobertos por depósitos fanerozoicos. Ambos foram incluídos na Suíte Intrusiva Brasileira (HASUI et al., 1984a; COSTA, 2000). Os granitos apresentam foliação milonítica orientada segundo $155-165^\circ$ Az, com mergulhos moderados para SW (PALHETA, 2001), com foliação magmática preservada no granitoide Jonasa. Nos aspectos petrográficos, os granitos Ourém e Jonasa apresentam composição monzogranítica e granodiorítica, respectivamente, e contém abundantes bolsões de granitos e pegmatitos. Ambos contém muscovita em proporções significativas e biotita (COSTA, 2000; PALHETA, 2001). O Granito Jonasa possui Idade de 2142 ± 9 Ma, obtidas por Klein et al. (2012) pelo método U-Pb em zircão.

2.2.4 Granito Maria Suprema

Este granito foi denominado por Pastana (1995), caracterizando como um único corpo alongado de muscovita granito. No entanto, Klein (2004) relata que o corpo não é contínuo, mostrando diferentes dimensões e área cartográfica sugerida.

As rochas dessa unidade encontram-se intercaladas com as rochas do Complexo Itapeva, dificultando a cartografia dessas unidades, visto que encontram-se paralelizadas e misturadas devido à transposição por intenso cisalhamento e zonas transcorrentes. Entretanto, a composição leucogranítica contendo muscovita, e a destacada coloração rósea do Granito Maria Suprema, destaca-os dos gnaisses tonalíticos de cor cinza do Complexo

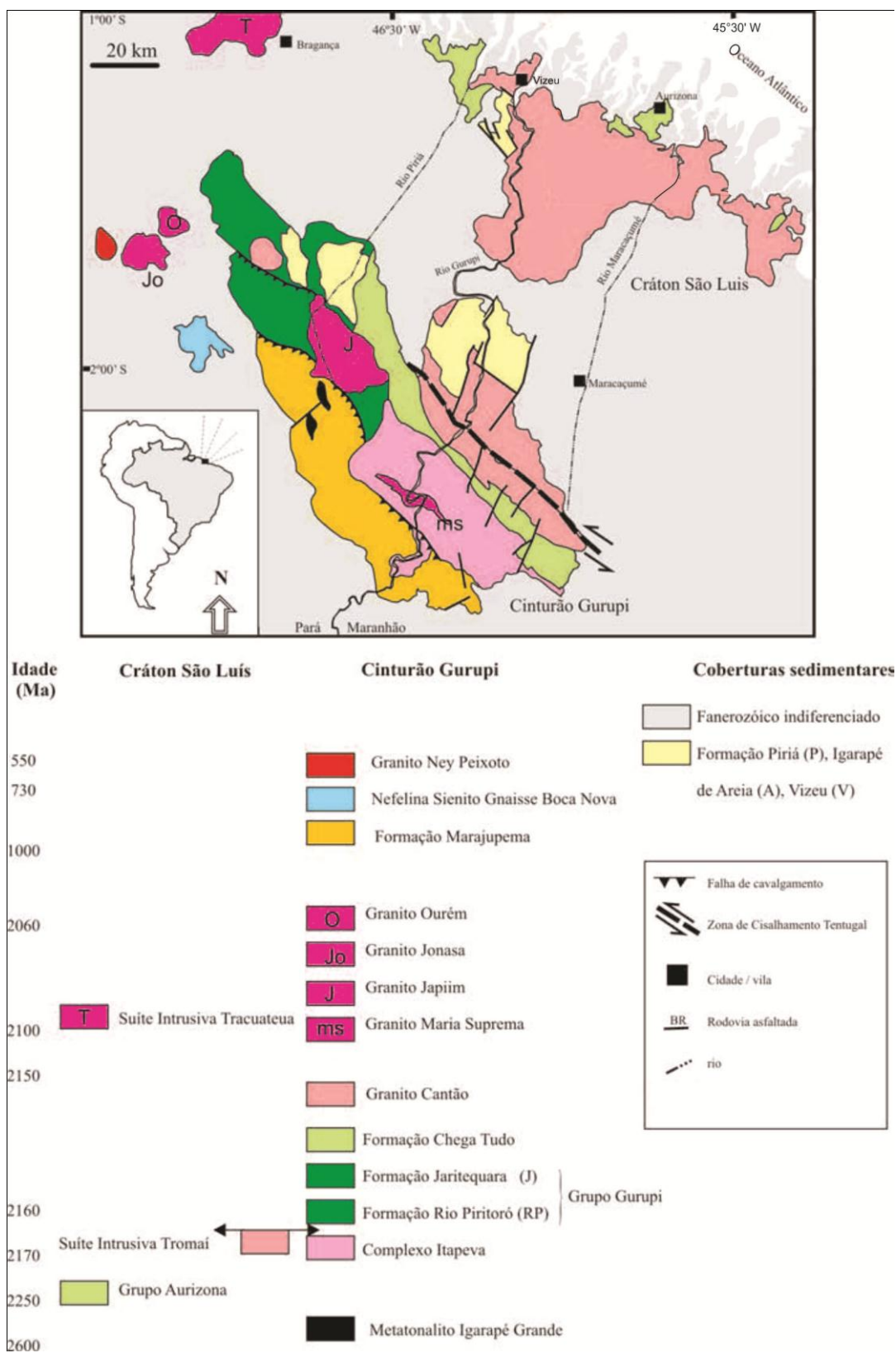
Itapeva. Klein et al. (2005) obtém idades de 2100 ± 12 Ma para o Granito Maria Suprema, pelo método U-Pb.

2.2.5 Granito Ney Peixoto

Este granito aflora como um corpo subcircular coberto pela sedimentação fanerozoica, sem que relações de contato visíveis sejam observadas, e também foi incluído na Suíte Intrusiva Brasileira (HASUI et al., 1984a; COSTA, 2000). Nas descrições de Costa (2000) e Palheta (2001) são mostradas que o corpo é constituído de sienogranitos e monzogranitos com duas micas, de granulação média, podendo apresentar porções pegmatoides, e que são incipientemente foliados segundo a direção $165-130^\circ$ Az, com mergulhos acentuados para SW.

Analisando dados geoquímicos, Villas e Souza (2007) indicou assinatura peraluminosas, com moderado fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP e moderada anomalia negativa de Eu, padrão este similar a granitos fortemente peraluminosos arqueanos de varias partes do mundo. O Granito Ney Peixoto possui características mais condizentes com as dos granitos sincolisionais, sugerindo que a região do Gurupi experimentou espessamento crustal também em tempos neoproterozóicos (VILLAS; SOUZA 2007). Palheta (2001) determinou a idade de posicionamento do corpo granítico pelo método de evaporação de Pb em zircão, obtendo 549 ± 4 Ma.

Figura 2.3 - Mapa geológico simplifica dos principais unidades do fragmento cratônico São Luís.



Autor: Klein et al. (2008)

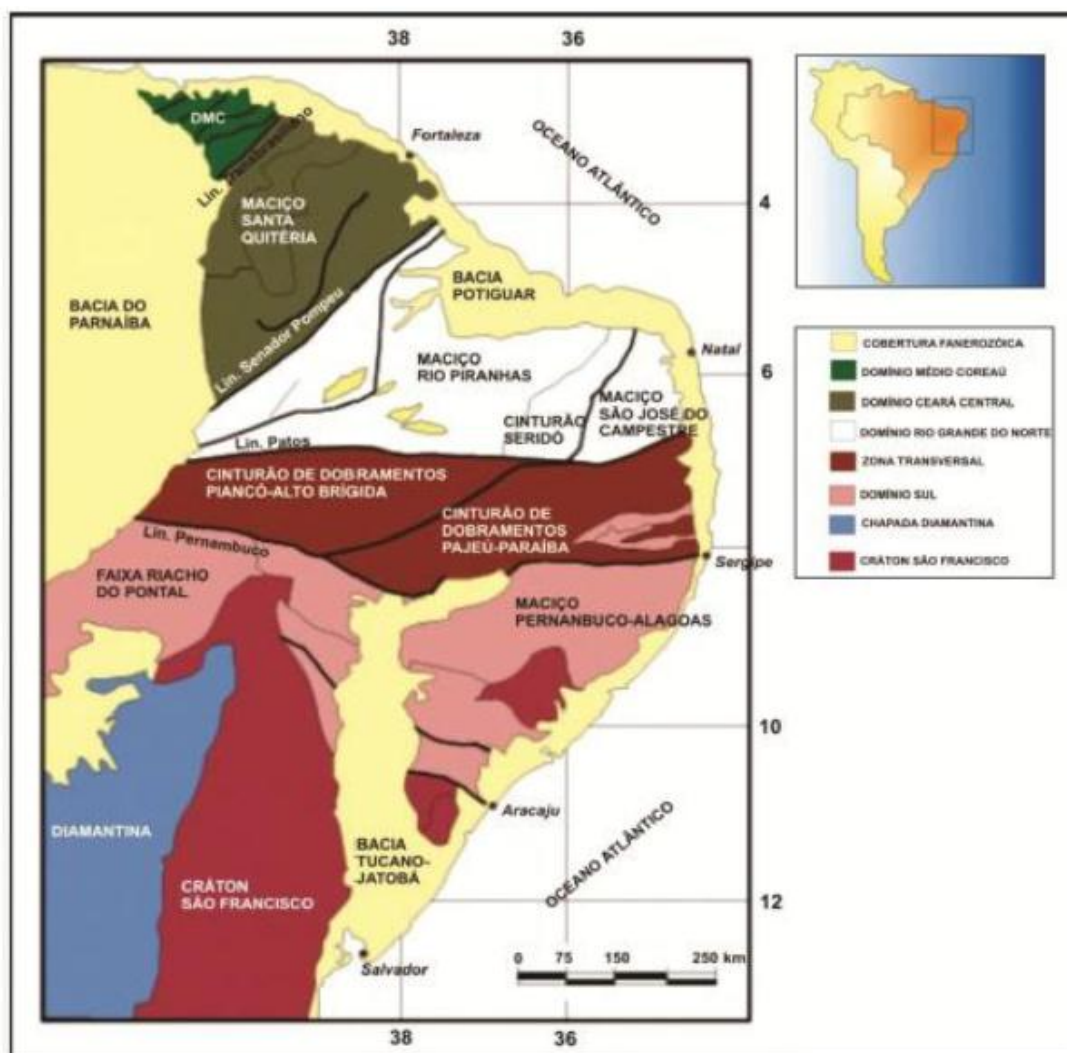
2.3 Noroeste da Província Borborema

A Província Borborema é um exemplo com registros da evolução geológica pré-cambriana policíclica complexa, com registros de idade do Arqueano ao Neoproterozoico, com forte influência dos ciclos Brasiliana/Pan-Africana. A região compreende a continuação na América do Sul, da Província Benin/Nigéria (África do Oeste) que apresenta com ela notáveis semelhanças geológicas (BRITO NEVES et al., 2000). Os ciclos Brasiliana/Pan-Africana, entre 660 e 570 Ma, foram responsáveis pela amalgamação final do continente Gondwana Ocidental. No oeste da África, a identificação de zonas de suturas materializadas por rochas metamórficas de alta pressão e sequências ofiolíticas e de arcos magmáticos oceânicos deixa claro o caráter colisional dessa orogenia que envolveu os crátons São Luís-Oeste África e São Francisco-Congo (BRITO NEVES et al., 2000).

Brito Neves et al. (2001) dividiram a Província Borborema em cinco grandes domínios estruturais denominados Médio Coreaú (DMC), Ceará Central (DCC), Rio Grande do Norte (DRGN), Transversal (ZT) e Sul (DS).

As evidências geológicas sugerem que esses domínios crustais foram arranjados em sua presente disposição antes do fim do Cambriano, seguindo uma significativa fase de deslocamento transcorrente do fim do ciclo Brasiliano. Durante o Fanerozóico os limites desses segmentos crustais, não sofreram grandes perturbações, pois as estruturas dos domínios principais não tiveram grandes modificações (BRITO NEVES et al., 2001). Grande número de corpos granitóides é encontrado no nordeste da Província Borborema nos domínios Médio Coreaú e Ceará Central

Figura 2.4 - Mapa com a compartimentação dos Domínios estruturais da Província Borborema mostrando a compartimentação estrutural que são encontradas na província seguindo a classificação de Santos et al. (2004).



Fonte: Santos et al. (2004)

2.3.1 DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ (DMC)

Este domínio está situado no noroeste do estado do Ceará, tendo como limite leste a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, componente do Lineamento Transbrasiliiano-Kandi, e compreende terrenos paleoproterozoicos (Complexo Granja), a neoproterozoicos (Grupos Martinópolis e Ubajara) e cambro-ordovicianos (Graben Jaibas).

O Domínio Médio Coreaú consiste em um embasamento composto de rochas metamórficas de alto grau (ortognaisses e granulitos) juvenis, com idades de 2,35 Ga, sequências vulcanossedimentares (Grupo Martinópolis), sucessões sedimentares pelítica-carbonática (Grupo Ubajara) do

Neoproterozóico, sequências vulcanossedimentares (Grupo Jaibaras), e plutons graníticos pós-orogênicos. Ao longo do Lineamento Transbrasiliano ocorrem uma série de bacias transtensionais e plútons pós-orogênicos, ocupando espaços separados, muitos destes cobertos pelas rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Parnaíba (BRITO NEVES et al., 2001).

2.3.1.1 Complexo Granja

Definido por Nascimento et al. (1981), o Complexo Granja é considerado o embasamento das faixas Martinopole e Ubajara que é constituído por ortogneisses TTG, granulitos ortoderivados e paraderivados e gnaisses migmatíticos. Baseando-se em idades U-Pb, Sm-Nd e Pb-Pb, Fetter (1999) considera os gnaisses TTG como correspondentes a uma crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático durante o Sideriano (2,5 a 2,3 Ga), com retrabalhamento nos eventos Transamazônico e Brasileiro. Datações U-Pb em titanita nos gnaisses migmatizados e isócrona mista Sm-Nd nos granulitos forneceram valores que variam entre 553 e 557 Ma, que foi interpretado com idade do metamorfismo no Neoproterozoico do Complexo Granja (FETTER, 1999)

2.3.1.2 Grupo Martinópolis

Este grupo é composto por sequências supracrustais de margem continental passiva, depositada entre 775 e 808 Ma e metamorfisadas em torno de 650 Ma (U-Pb em titanita) (SANTOS et al., 2004). As unidades correspondentes ao Grupo Martinópolis são representadas na parte inferior por quartzitos e metacalcários, intercalados com rochas metavulcânicas (Formação São Joaquim), seguindo por uma sequência metapelitocarbonática (Formações Covão e Santa Terezinha).

2.3.1.3 Grupo Ubajara

Este grupo, de idade Neoproterozoica, é composto por três formações. Na parte inferior se tem a Formação Caiçaras é constituída por ardósias, metasiltitos, metarenitos e metapelitos, que caracterizam em ambiente deposicional fluvial meandrante; a Formação Trapiá formada por metapelitos e arenitos ardosianos típicos de ambiente de planície de mare, e a Formação

Frecheirinha, na parte superior, constituída por metacalcários de ambiente marinho plataformar (QUADROS; ABREU, 1995). A deposição do grupo se deu em extensas áreas na ordem de milhares de quilômetros, em ambiente de margem continental (ABREU et al., 1993)

2.3.1.4 Grupo Jaibaras

Oliveira (1992) afirma que esse grupo preenche pequenos semigrábens e foi depositado em cunhas elásticas molássicas, caracterizadas por paraconglomerados brechóides proximais da Formação Massapé, além de elásticos finos da Formação Pacujá, ambos de idades tardi-brasilianas. Todas as sequências são afetadas por zonas de cisalhamento/falhas com magnitudes, natureza de deformação e idades variadas. A Formação Massapé é composta por paraconglomerados brechóides polimícticos/polimodais, de aparência bastante desorganizada. A Formação Pacujá é formada por arenitos finos/médios a argilitos, grauvacas, além de arenitos conglomeráticos arcoseanos. Alcançou anquimetamorfismo, tendo se depositado em ambientes lacustres, nas partes mais distais do Gráben Martinópole.

2.4 Granitoides do NW da Província Borborema

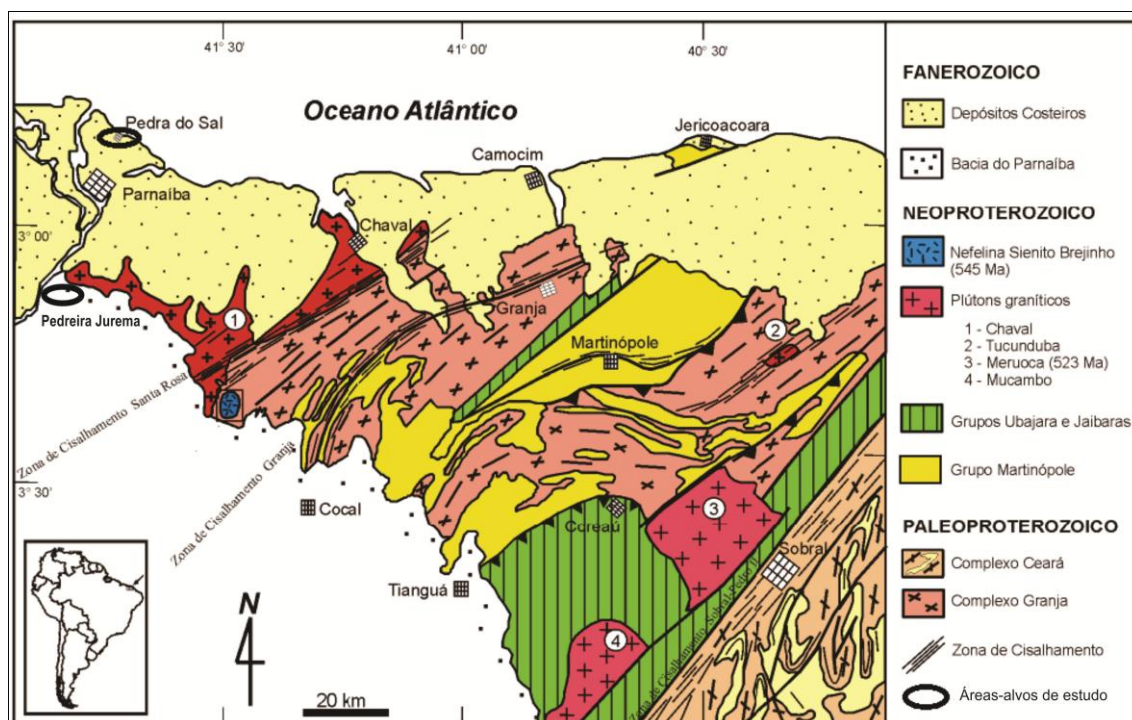
O ciclo Brasileiro na Província Borborema é descrito por Brito Neves *et al.* (2003) como um típico ciclo supercontinental e ocorreu em território sul-americano com designações de Brasileiro e Pampeano, sendo marcado por uma intensa granitogênese e desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento e sequências supracrustais metamorfizadas na fácies anfibolito alto (Almeida *et al.*, 2002). Os granitos possuem padrões químicos variados, sendo agrupados em suítes cálcio-alcalina de alto-K, cálcio-alcalinas, trondjemítica-alcalina, peralcalina (SIAL, 1984) e transicional shoshonítica-alcalina (GUIMARÃES et al., 1998). Essa variedade de rochas graníticas foi gerada a partir de diversos eventos tectônicos sin a pós-orogênica Brasileira (ALMEIDA et al., 2002).

Bizzi et al. (2003) afirmam que a granitogênese Brasileira da Província Borborema pode ser abordada como uma sucessão de pulsos magmáticos precoce a sin-Brasileiro (Supersuíte I), tardi-Brasileiro (Supersuíte II) e pós-Brasileiro (Supersuíte III). No contexto das supersuítes sin a tardi-Brasileiro,

se tem como representante o Batólito Santa Quitéria, com quatro tipos de granitos, inserido no Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Já a Supersuíte pós-Brasiliano é representada pela Suíte Intrusiva Meruoca, compostas pelos plútons Meruoca, Mucambo e Serra da Barriga, intrudidos nas rochas metassedimentares dos grupos Ubajara e Jaibaras, ou nas rochas supracrustais do Complexo Ceará (GORAYEB et al., 1988).

Na Província Borborema há granitoides, localizados no seu extremo noroeste, que foram afetados por processos de cisalhamento, onde ocorrem faixas e/ou zonas miloníticas. Exemplos desses granitoides que podem ser citados são os granitos Chaval e Tucunduba, que são recortados por zonas de cisalhamento transcorrente semelhante à descrita por Gama Junior et al. (1988) no Granito Pedra do Sal, podendo ou não ter alguma relação.

Figura 2.5 - Mapa geológico do noroeste da Província Borborema, Domínio Médio Coreaú, destacando as principais unidades geológicas e os alvos onde estão localizados os granitos Pedra do Sal e Jurema.



Fonte: Gorayeb et al (2011)

2.4.1 Granito Chaval

Gorayeb et al. (1995) estima que o Granito Chaval é um corpo batolítico com mais de 2000 km², inserido no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do

Ceará (ABREU et al., 1988). Está localizado entre o delta do Rio Parnaíba e a região de Chaval-Camocim, próximo ao litoral do Piauí e Ceará. A extensa cobertura sedimentar Paleozoica e depósitos recentes restringem sua área aflorante, e seu limite oriental é marcado pela Zona de Cisalhamento Santa Rosa (GORAYEB et al., 2010).

Em nível regional, o corpo apresenta deformação variada, ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Santa Rosa, com desenvolvimento de feições tectógenas seletivamente, seguindo um zoneamento bem definido. Foliação milonítica e aleitamento tectônico que orientam-se na direção N30-60°E representam as estruturas planares, com mergulho de 50 a 60° para SE, enquanto as lineações de estiramento apresentam baixos valores de mergulho para SW. Nas zonas mais deformadas ocorrem minerais fortemente estirados em arranjos lenticulares (feldspato, biotita, anfibólio) placoides (biotita, quartzo) e fitado (quartzo) (GORAYEB et al., 1995).

Segundo Gorayeb et al. (1995) o Granito Chaval é basicamente um metagranito porfirítico, fanerítico grossa, com fenocristais euédricos zonados, de até 8 cm, compondo 5 e 15% do total da rocha. Apresentam textura porfirítica e matriz granular hipidiomórfica preservada, mesmo com a deformação observada. A rocha magmática plutônica original pode ser classificada como Hornblenda-biotita monzogranito porfirítico, segundo o diagrama de Streckeisen (1976).

Datação realizada por Gorayeb et al. (1995) pelo método Pb-Pb em zircão no Granito Chaval definiram idade de 1990 ± 18 Ma, interpretada preliminarmente como de cristalização e de colocação desse batólito. Entretanto, conforme revelado mais tarde, representaram cristais herdados da rocha fonte. Fetter et al. (2008) realizaram datações U-Pb em monazita e obtiveram idade de 591 ± 10 Ma para a cristalização do Granito Chaval. Nogueira e Gorayeb (2013) realizaram datações pelo método de evaporação-ionização de Pb em monocristais de zircão que permitiu a obtenção da idade de $633 \pm 3,3$ Ma, interpretada como de cristalização do Granito Chaval, divergindo em 40 Ma da datação de Fetter et al. (2008) posicionando-o no final do Neoproterozoico.

2.4.2 Suíte Intrusiva Meruoca

A Suíte Meruoca é composta pelos plútons Meruoca, Mucambo, Serra do Barriga, Anil e Pajé e estão intrudidos nas rochas sedimentares dos grupos Ubajara e Jaibaras formando auréolas de metamorfismo de contato que atingiram condições máximas da fácies hornblenda-hornfels (GORAYEB et al., 1988; GORAYEB; SOARES, 1988).

2.4.2.1 Granito Meruoca

O Granito Meruoca é constituído por uma fácies granítica avermelhada e uma fácies cinza contendo faialita e abrange sienogranitos, quartzo sienitos, monzonitos e hornblenda biotita granitos (GORAYEB et al., 1988), com idades U-Pb em zircão de 523 ± 9 Ma (ARCHANJO et al., 2009). Esse corpo granítico é descrito como leucocrático de coloração cinza esverdeada, com granulação variando de média a grossa, destacando-se álcali-feldspatos, quartzo e em menor quantidade biotita e anfibólio, e contém clorita e muscovita como produtos de alteração. Os acessórios estão representados por zircão, apatita, titanita, monazita, epidoto e minerais opacos, tendo ainda a presença de fluorita como produto das reações tardimagmáticas (TORQUATO et al., 2008). Possui textura granular hipidiomórfica ou seriada. Essas rochas são de natureza ígnea plutônica, classificadas como biotita sienogranito, ou biotita-hornblenda granito.

2.4.2.2 Granito Mucambo

O Granito Mucambo é descrito como uma rocha de granulação grossa com textura porfirítica nas bordas, com a presença característica de muitos autólitos (quartzo dioríticos) e xenólitos de rochas encaixantes do Grupo Ubajara, além de exibir bem marcada auréola de metamorfismo de contato. Nesse corpo a predominam granitos com biotita e hornblenda, e por todo o seu flanco oeste granodioritos e quartzo sienitos subordinados. Segundo Gorayeb et al. (1993) a composição do Granito Mucambo é essencialmente sienogranítica a monzogranítica, com abundância de enclaves com diferentes naturezas e tamanhos, veios pegmatitos graníticos e diques aplíticos. Estão registrados efeitos de metamorfismo de contato nas encaixantes (GORAYEB;

SOARES, 1988). A idade U-Pb em zircão atribuída ao Granito Mucambo é de 542 ± 6 Ma (FETTER, 1999).

2.4.2.3 Granito Serra da Barriga

O granito Serra da Barriga, segundo Mattos et al. (2007), é de caráter intrusivo do tipo circunscrito, com discretas estruturas de fluxo magmático e xenolíticas restritas as bordas do maciço. O arranjo litológico está representado por sienogranitos inequigranulares, megaporfíricos de granulação média a grossa e de coloração predominantemente rosada, contendo internamente corpos semi-anelares de biotita monzogranito porfírico, sienogranitos inequigranulares bem como raros veios apolíticos e pegmatíticos próximo ao contato com as rochas encaixantes. Localmente ocorrem feições de mistura de magma, mostrando pela interação entre os biotita granitos e sienogranitos com texturas cumuladas, presentes nas bordas do corpo magmático. De maneira geral, os granitos apresentam estruturas isotrópicas é composta basicamente por quartzo, microclínio, oligoclásio e subordinadamente albita intersticial, sugerindo processos metassomáticos nos estágios finais de cristalização. A mineralogia também compreende cristais de biotita, hornblenda e traços de opacos, titanita, apatita, zircão, allanita e fluorita. Dados litoquímicos sugerem que estes granitos são de natureza peraluminosa de filiação cálcioalcalina alto K, altamente evoluídos, com alguma contaminação crustal. Idades U-Pb em monazita do sienogranito apresenta concórdia com intercepto superior com $522\pm 7,6$ Ma que representa idade de cristalização no Cambriano.

2.4.2.4 Granito Anil

Definido originalmente por Gorayeb et al. (1994), o Granito Anil é estabelecido por um extenso corpo que aflora a aproximadamente 40 km a SSW de Sobral. Apresenta-se como um batólito de forma elíptica alongado na direção NNE-SSW, com 35 km de comprimento por 11 km de largura. Possuem variações composicionais de granodiorito a monzogranito, e apresentam localmente massas irregulares, veios, corpos alongados tipo dique e bolsões de composição álcali-feldspato granítica e leucoquartzo sienítica. Esse corpo encontra-se intrudido em paragneisses de alto grau metamórfico do Complexo Ceará (GORAYEB et al., 1994). O contato com os gnaisses é brusco, com

presença de enclaves máficos nas bordas da intrusão e localmente há veios graníticos e diques projetados a partir de seu flanco leste. Determinações isotópicas pelo método Rb-Sr em rocha total revelaram idade de 587 ± 19 Ma (GORAYEB; LAFON, 1995).

2.4.2.5 Granito Pajé

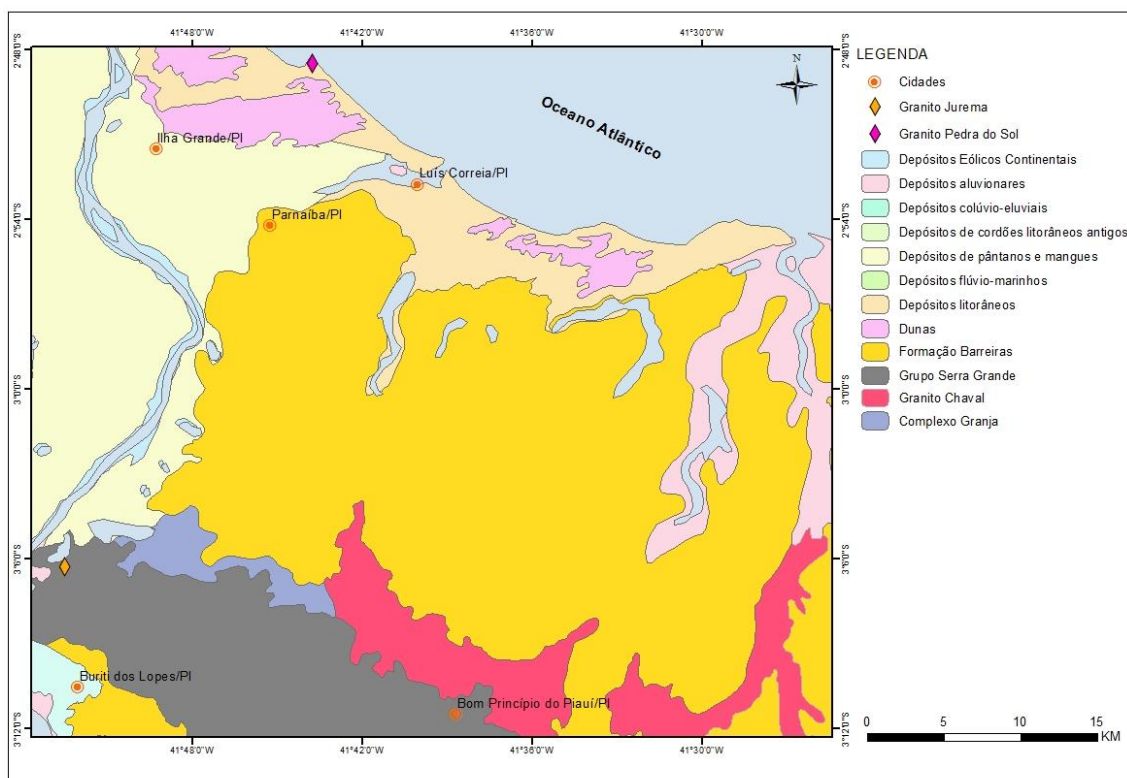
Gorayeb e Abreu (1991) definiram o Granito Pajé originalmente como um corpo de dimensão batolítica que ocupa uma área de cerca de 190 km², com formato semelhante a um “8”, forma essa resultante do deslocamento sinistral da Zona de Cisalhamento Rio Groaíras que o divide quase simetricamente. Ainda Gorayeb e Abreu (1991) sugerem que as dimensões são de aproximadamente de 25 km de comprimento na direção N-S e larguras variando entre 3,5 a 12 km. Gorayeb e Soares (1994) baseando-se em aspectos texturais e mineralógicos destacaram seis fácies petrográficas assim definidas: monzogranito porfirítico, monzogranito seriado, micromonzogranito, hornblenda monzogranito, sienogranito e granodiorito. Nascimento (2012) descreveu na parte norte do corpo uma rocha leucocrática, de cor cinza levemente rosada, com cristais inequigranulares de granulação grossa, com textura granular hipidiomórfica, constituído essencialmente por microclina, oligoclásio (An₂₂₋₂₉) e quartzo, biotita e anfibólio são os minerais menos abundantes, geralmente em proporções menores que 10%. Os minerais acessórios são representados por apatita, zircão, titanita, alanita e minerais opacos. Datações pelo método Pb-Pb em zircão revelam idade de cristalização de $529 \pm 2,7$ Ma.

3 GEOLOGIA DA ÁREA

3.1 Contexto geológico local

A área de estudo em que estão inseridos os granitos Pedra do Sal e Jurema está situada numa região onde afloram rochas do noroeste da Província Borborema (Dominio Médio Corraú), recobertas por rochas sedimentares do nordeste da Bacia do Parnaíba e rochas sedimentares da Formação Barreiras. A litoestratigrafia da área de estudo é composta pelo Granito Chaval, recoberto por rochas sedimentares do Grupo Serra grande e Formação Barreiras, além de paleoduna, mangues e depósitos sedimentares fluviais, eolitos e costeiro (Figura 3.1)

Figura 3.1 - Mapa litológico da região onde estão localizados os alvos.



Fonte: Banco de dados da CPRM (2014).

Segundo Gorayeb et al. (1995), o Granito Chaval é um corpo batolítico com mais de 2000 km², inserido no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará (ABREU et al., 1988), e é intrusivo nos ortognaisses do Complexo Granja. Basicamente é composto por quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita. Com frequência, as rochas exibem marcantes feições miloníticas (textura porfiroclástica) com estruturas tipo augen e foliação S-C com quartzo fitado,

anastomosado (GORAYEB et al., 2011). Na área estudada temos exposições da porção oeste do Granito Chaval, que segundo Gorayeb et al. (2014) pertence a porção não deformada que demonstra a evolução plutônica formado em nível crustal relativamente raso e preserva a trama magmática original.

O Grupo Serra Grande é uma unidade litoestratigráfica de grande relevância na região, de idade corresponde aos períodos Ordoviciano-Siluriano. A origem desta unidade litoestratigráfica está relacionada à sequência siluriana (ciclo transgressivo-regressivo completo) que está assentada sobre rochas proterozóicas ou depósitos cambrianos (ordovicianos?) (VAZ et al., 2007). Segundo Costa et al. (1979) a formação (atualmente Grupo) Serra Grande é formado por arenito grosseiros e conglomerados com ocasionais intercalações com folhelhos e siltitos, que condiciona um típico relevo cuestiforme, com escama voltadas para leste e reverso para oeste, em direção ao centro da bacia, em concordância com o mergulho das camadas.

O Grupo Barreiras é formado por um cobertura sedimentar terrígena continental, de idade pliocênica, depositada por sistemas fluviais entrelaçados associados a leques aluviais planícies de areia, planícies de lama, sendo provável das marés (ROSSETI et al., 1989). Segundo Costa et al. (1979) na área de estudo desse trabalho o Grupo Barreiras corresponde a um pacote de material areno-argiloso de cores vermelha e creme amarelada, com delgados e raros níveis caulínicos. Esse conjunto não estratificado, especialmente constituído de areia média e fina, mal selecionada, ocasionalmente siltosa e mesmo argilosa, e raras intercalações com leitos grosseiros.

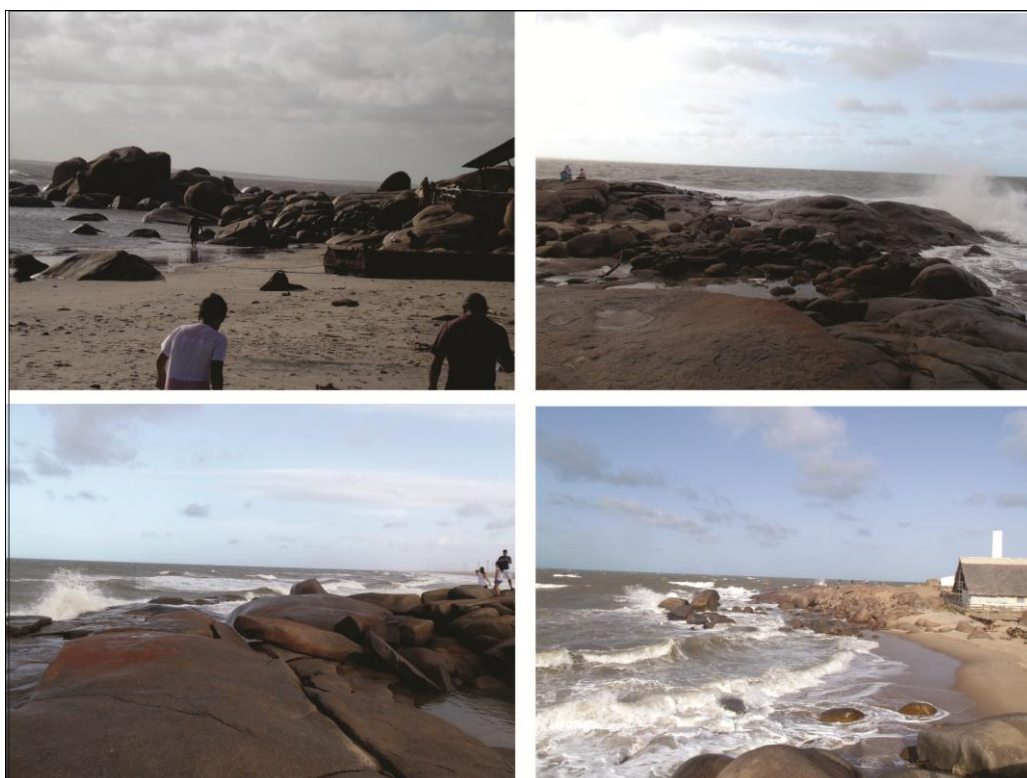
Os depósitos costeiros ocorrem ao norte da região estudada, área costeira, e possuem uma expressiva relevância. Esses depósitos são subdivididos basicamente em seis, que são: Depósitos de Pantano; Depósitos de Mangues; Peleodunas; Depósitos eólicos continentais; Depósitos litorâneos e; Depósitos aluvionares

3.2 Granitos Pedra do Sal e Jurema

Segundo Gama Junior et al. (1988), o Granito Pedra do Sal constitui um corpo granítico com 3000 m² de área aflorante, localizado ao extremo noroeste do Estado do Piauí, na Praia Pedra do Sal, em meio a depósitos costeiros que

impedem de relacionar o corpo com rochas da região. O granito está exposto na forma de lajedos e blocos *in situ*, geralmente abaulados, localizados na faixa de areia da Praia Pedra do Sal (Figura 3.2).

Figura 3.2 - Vista geral do Granito Pedra do Sal aflorando na região costeira do Estado do Piauí e exposto através de lajedos e blocos *in situ*, exposto na faixa de areia da Praia Pedra do Sal.



Fonte: autor

As observações de campo efetuadas neste trabalho mostram que a rocha possui duas tramas principais. A primeira é tipicamente ígnea, isotrópica, composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e anfibólio, que é superposta por uma trama milonítica (Figura 3.3). Essa trama milonítica encontra-se distribuída ao longo de faixas de cisalhamento descontínuas, com espessura centrimétricas e comprimento da ordem de dezenas de metros. Essas faixas de distribuição não-penetrativas foram estudadas por Gama Junior et al. (1988), que as descrevem com um caráter transcorrente de movimentação dextral e as principais orientações estão entre 20-40°Az, com mergulho 55-70° NW até vertical, sendo que algumas dessas faixas variando para direção E-W e por vezes invertendo o seu caimento. Ainda Gama Junior et al. (1988) afirmam que existem outras faixas, de menor expressão, que

possuem orientação 140 a 120 Az, com alto mergulho e movimentação sinistral. Próximo a essas faixas pode se observar variações nos aspectos texturais e diminuição da granulação. Assim, a rocha preservada, tipicamente ígnea, transforma-se gradativamente para protomilonitos, milonitos e ultramilonitos nas partes mais internas das faixas de cisalhamento.

Figura 3.3 - Fotos em escala de afloramento e escala macroscópica, destacando aspectos da rocha preservada e das faixas miloníticas do Granito Pedra do Sal. A – Granito cortado por faixas miloníticas discretas; B – Granito com maior frequência de faixas miloníticas; C – Granito cortado por relevantes faixas miloníticas; D – Contato das duas tramas (acima o protomilonito e abaixo o monzogranito deformado).



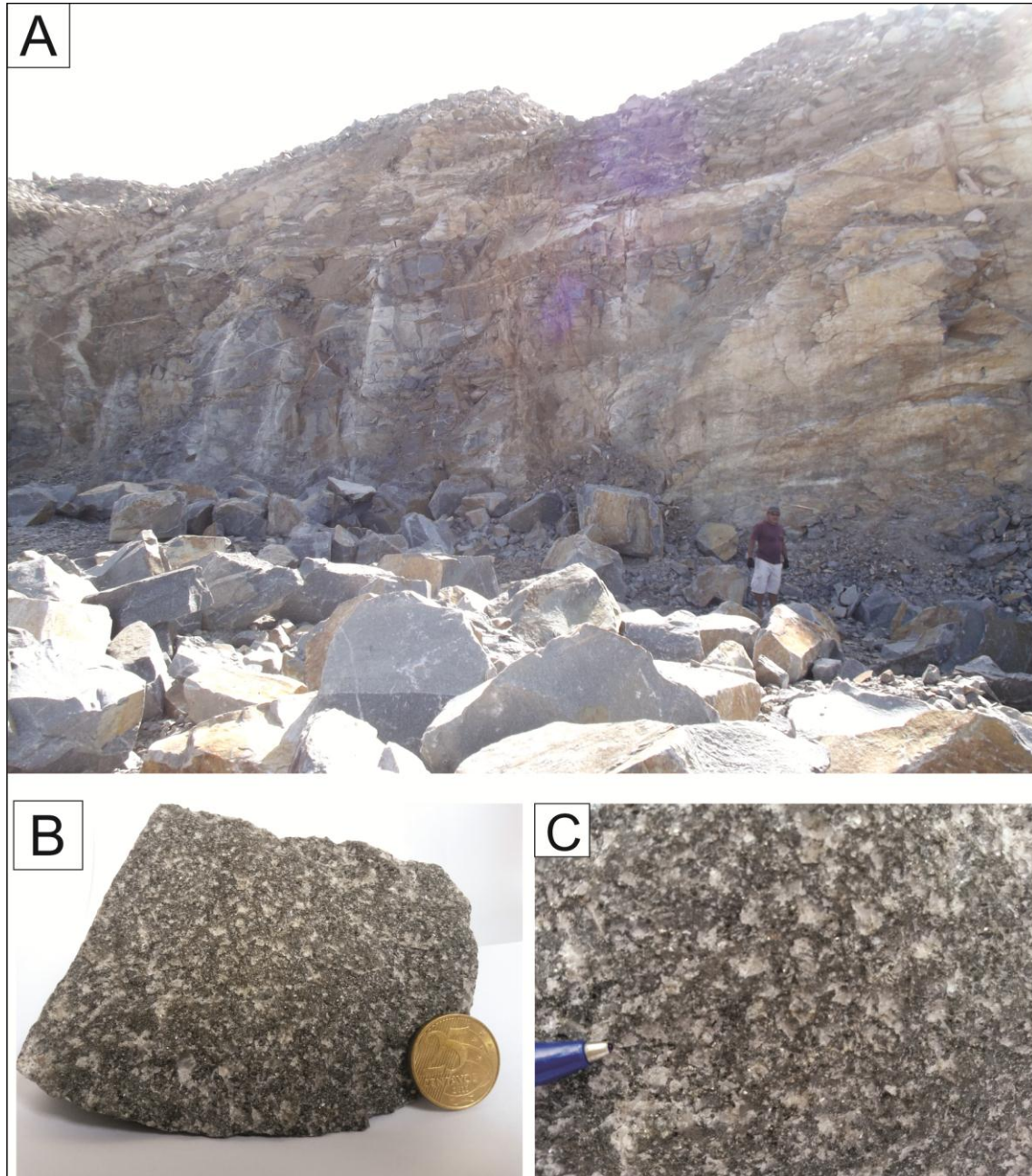
Fonte: Autor

Neste trabalho esse granito foi classificado petrograficamente como biotita-hornblenda monzogranito, tendo como base aspectos mineralógicos e texturais das porções mais preservadas. Gama Junior et al. (1988) descreveram bem as variações petrográficas-estruturais desse corpo em seus estudos, em que dividiu em cinco domínios: a - Granito Isotrópico e levemente deformado; b - Granito Pouco Deformado com início de recristalização; c - Protomilonitos

Foliados com recristalização acentuada; d - Milonitos fortemente foliados; e -. Ultramilonitos.

O Granito Jurema nunca foi descrito na literatura e aqui é individualizado na região noroeste do Estado do Piauí, próximo à divisa do Estado do Maranhão, mais precisamente a norte da cidade de Buruti Lopes e a sudoeste da cidade de Paraíba. Este corpo está exposto na forma de pequenos morros abaulados na forma de lajedos, mas sua maior exposição é na Pedreira Jurema, onde é utilizado para a produção de brita. Na pedreira o granito está exposto em paredões e blocos soltos (Figura 3.4)

Figura 3.4 - Aspectos gerais do Granito Jurema. A – visão geral da cava da Pedreira Jurema, com a perspectiva frontal do paredão da pedra composta pelo Granito Jurema cortado por veios de quartzo e enclaves de rochas escuras, e ainda blocos soltos do granito; B – visão macroscópica da amostra representativa do Granito Jurema; C – visão mesoscópica do Granito Jurema.



Fonte: Autor

O Granito Jurema possui dimensões desconhecidas, entretanto, existe uma grande área de exposição na área da Pedreira Jurema. As relações de contatos do Granito Jurema exposto na pedreira com granitoides da região não

são claras, pois se trata de um corpo granítico isolado por rochas sedimentares do Grupo Serra Grande, entretanto, a região apresenta afloramentos do Granito Chaval a aproximadamente 25km do ponto onde está a pedreira.

Os aspectos petrográficos no campo não são claros, por conta da granulação fina, mas inicialmente pode-se constatar que se trata de uma rocha de coloração cinza escuro com tons rosados, de composição granítica (sieno ou monzongranto), com mineralogia composta por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio e aparentemente textura isotrópica. As rochas ainda apresentam enclaves de rochas mais escuras e veios de quartzo.

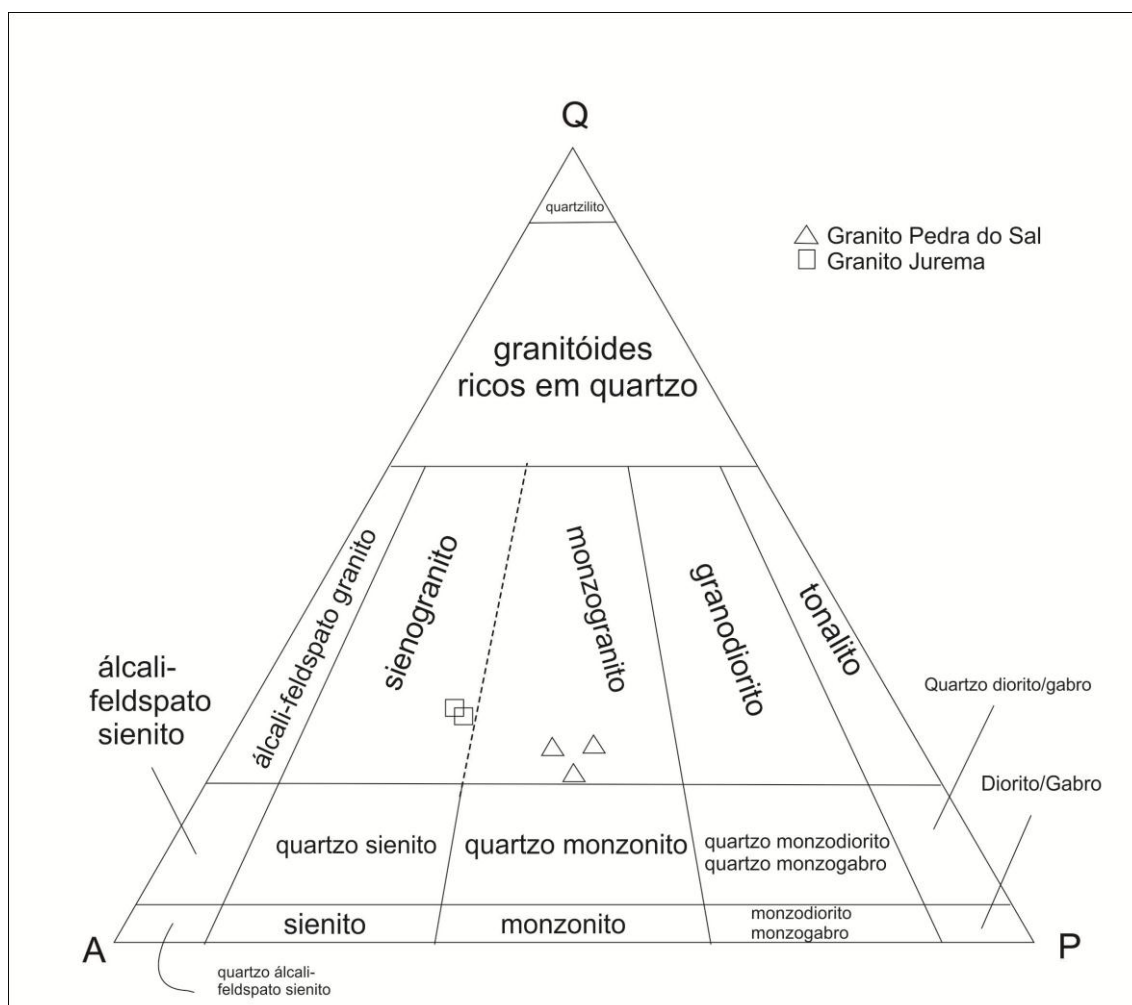
4 PETROGRAFIA

4.1 Petrografia do Granito Pedra do Sal

Os estudos petrográficos desenvolvidos neste trabalho no Granito Pedra do Sal envolveram a descrição macroscópica e microscópica de três amostras representativas do corpo, que permitiram a obtenção de informações texturais e mineralógicas que auxiliaram na classificação, caracterização da tipologia granítica e na interpretação dos processos magmáticos de sua formação. O estudo também conta com descrição de feições relacionadas a processos tectono-metamórficos de cisalhamento que afetam este granito.

As análises petrográficas realizadas neste estudo verifica tratar-se de rochas leucocráticas (M=20-25), com coloração cinza levemente rosada, de granulação grossa, inequigranular, com textura granular hipidiomórfica. Porém, a rocha apresenta porções granoblásticas referentes à recristalização e modificação metamórfica com efeitos deformacionais. A associação mineral é composta essencialmente por microclínio, oligoclásio (An_{28}), quartzo, hornblenda, biotita e titanita. Os constituintes acessórios são zircão, apatita e minerais opacos. As amostras PDS-01A, PDS-01B e PDS-01C são representativas do Granito Pedra do Sal que mostram poucas variações mineralógicas, entretanto apresentam variações texturais significativas com a proximidade das faixas miloníticas que foram bem descritas por Gama Junior *et al.* (1988). Baseando-se nessas informações e na estimativa modal foi possível classificar as rochas estudadas como monzogranito, conforme Streckeisen (1976) (Figura 4.1).

Figura 4.1 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976), com as amostras plotadas.



4.1.1 Biotita-hornblenda monzogranito

As amostras PDS-01A, PDS-01B e PDS-01C apresentam coloração cinza com tons rosados, granulação grossa e compostas basicamente por microclínio, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita. Os minerais acessórios são zircão, apatita, titanita e minerais opacos. Entre as amostras ocorre pequena variação nas proporções de biotita e titanita.

Sob observação microscópica a rocha apresenta a textura granular hipidiomórfica. Entretanto, exibe feições que indicam deformações evidentes, principalmente o quartzo, tais como cristais segmentados, amedoados e estirados com leve orientação, e por vezes recristalizados.

Os cristais de microclínio correspondem a 30-40% do total da rocha e ocorrem como cristais subédricos com tamanho de 1,5 a 3,5 mm. Esses cristais

apresentam maclamento xadrez, e os mais preservados de deformação exibem contatos retos e por vezes levemente curvos com o restante da trama. Além disso, alguns cristais mostram intercrescimento perítico com albita na forma de filete (Figura 4.2). Afora isso, alguns cristais apresentam inclusões de biotita e zircão.

Os cristais de plagioclásio (An₂₈) representam entre 30 e 40% da rocha, e estão divididos em duas gerações. Os cristais da primeira geração (PI1), predominante na rocha, são de origem magmática e ocorrem de forma subédrica a anédrica, e medem aproximadamente 1,5 a 4 mm. Esses cristais apresentam maclamento albita, albita-carlsbad e carlsbad, e os mais preservados exibem contatos retos e por vezes curvos. A segunda geração (PI2) está na forma de intercrescimento perítico.

Os cristais de quartzo que representam 15-25% da rocha, anédricos, com tamanho entre 0,5 e 4 mm (Figura 4.2). Esses cristais são os mais deformados na trama. Entretanto alguns deles ainda apresentam contatos levemente curvos, sendo os mesmos posicionados de forma intergranular a outros minerais, principalmente plagioclásio e microclínio e exibindo uma extinção ondulante incipiente.

Os cristais de hornblenda representam 10-15% da rocha. Ocorrem como cristais euédricos ou subédricos, cujo tamanho varia entre 1 e 3 mm. Exibem frequentemente maclamento simples (carlsbad), com contatos retos e levemente curvos e apresentam um pleocróismo forte, variando de marron-amarelado (X), verde-amarronzado (Y) a verde-oliva (Z). Geralmente apresentam inclusões de cristais de titanita, de zircão e apatita, e ainda apresenta transformação para biotita.

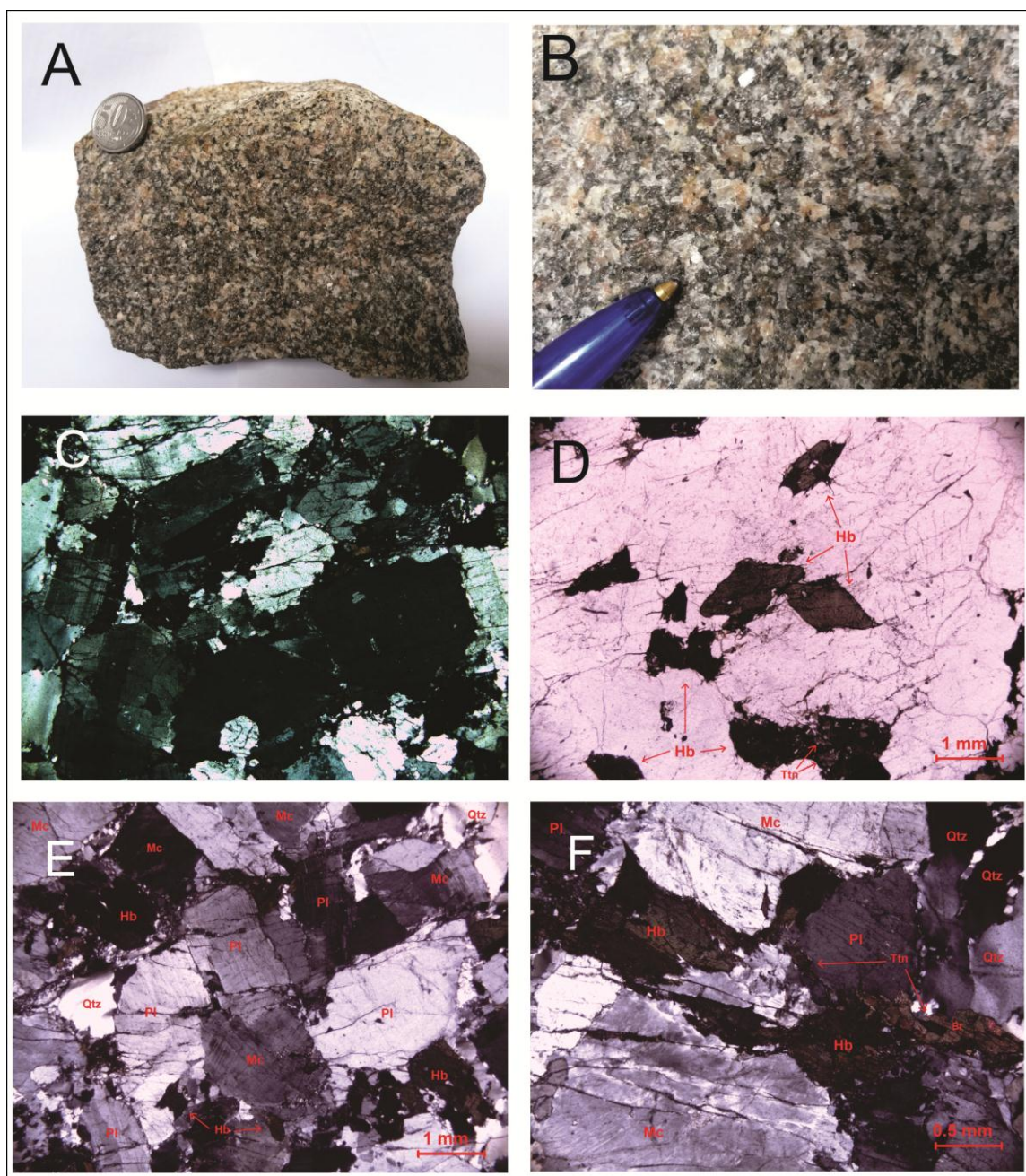
Os cristais de biotita representam 5-10% da rocha, ocorrem como lamelas subédricas e anédricas que se distribuem aleatoriamente na rocha, com tamanho entre 0,5 e 1 mm (Figura 4.2). São tipos fortemente pleocróicos variando do verde amarronzado (Z=Y) ao amarelo claro (X), e ainda exibem contatos retilíneos. Geralmente eles estão associados a cristais de hornblenda com uma relação de transformação e também ocorrem intersticialmente.

A fase acessória é composta por titanita, principal mineral acessório que por vezes ocorre de forma euédrica, acompanhado por cristais de apatita e zircão, mais raros e ocorrem na forma subédrica principalmente inclusos em plagioclásio e microclínio.

As características descritas até então são da porção preservada da rocha, que exhibe uma textura ígnea típica de granitos (Figura 4.2). No entanto, os efeitos da deformação cisalhante frágil-dúctil não podem ser ignorados, especialmente nos cristais de quartzo e feldspatos. Essa deformação pode ser observada na forma de microfraturas que afetam os cristais, cristais estirados, amendoados, cominuidos, com extinção ondulante moderada a forte, contatos irregulares (serrilhados), além de cristais recristalizados. Os cristais de quartzo são os mais afetados pela deformação cisalhante que atuou na rocha, exibindo contatos extremamente irregulares, cristais com extinção ondulante forte, formando com frequência subgrãos e novos grãos, além de porções com evidente recristalização. Os feldspatos estão menos deformados que os cristais de quartzo, ainda assim exibem diversas feições que evidencia esse esforço, como cristais fraturados, estirados, amendoados, cominuidos e raramente recristalizados. Os cristais de hornblenda são, dentre os minerais essenciais, são os que apresentam os menores reflexos dos processos deformacionais que afetaram a trama da rocha, estando eles com forma euédrica e subédrica, levemente estirados e amendoados, com pouco faturamento.

As características dessa rocha são semelhantes aos domínios petrográfico-estruturais A e B descritos por Gama Junior et al. (1988), em que o Domínio A é classificado como granito isotrópico a levemente deformados, e o Domínio B como granito pouco deformado com início de recristalização, os dois situados no campo do monzogranito no diagrama de Streckeisen (1976).

Figura 4.2 - Imagens dos aspectos petrográficos do Granito Pedra do Sal, que estão divididas em: A – visão macroscópica da amostra; B – visão mesoscópica da rocha de textura tipicamente granítica; C – visão microscópica com luz polarizada de cristais de feldspato subédricos apresentando fraturas, textura granular hipidiomórfica; D – visão microscópica a luz natural que mostra cristais euédricos e subédricos de hornblenda com inclusões de titanita; F – visão microscópica com luz polarizada mostrando textura granular hipidiomórfica com leve deformação mostrada pelas relações de contato e subgrãos em quartzo além de que possui a mineralogia essencial completa; F – visão microscópica com luz polarizada da trama com maior deformação, mostrando cristais de microclínio peritítico e plagioclásio fraturados e levemente estirados, quartzo com subgrão e hornblenda estirada ou/e amendoadas com inclusões de titanita e presença de biotita. Legenda: Mc – microclínio, Pl – plagioclásio, Qtz – quartzo, Hb – hornblenda, Bt – biotita, Ttn – titanita.



Fonte: Autor

4.1.2 Discussão e interpretação dos dados

A ordem de cristalização dos minerais do Granito Pedra do Sal é proposta com base em aspectos texturais, relações entre os minerais e estudo de inclusões, e relações entre os minerais primários e suas respectivas transformações tardi a pós-magmáticas. Busca-se com isso, alcançar uma melhor compreensão da história da cristalização e conseqüentemente, da evolução magmática do Granito Pedra do Sal (Figura 4.3). A ordem de cristalização foi deduzida a partir da análise das amostras que apresentam menor grau de deformação, as quais ainda guardam as características ígneas primárias, tornando possível o estabelecimento com maior precisão da sucessão de cristalização mineral durante a evolução magmática.

O início da cristalização se deu pela formação da fase acessória, tais como: zircão, apatita, titanita e minerais opacos, marcando assim o início da cristalização do líquido magmático, entretanto não foi possível estabelecer a relação de crescimento entre esses minerais. Tal interpretação baseou-se no fato de essas fases minerais apresentarem-se como inclusões em cristais de hornblenda, microclínio e plagioclásio, sugerindo sua cristalização precoce.

A cristalização de hornblenda ocorre nos momentos iniciais da cristalização, esses cristais apresentam formas subédricas e euédricas, mostrando que se formaram em condições de temperatura elevadas, juntamente com um grande período de cristalização resultando em cristais bem desenvolvidos. Os cristais de biotita ocorrem em intervalos de temperatura semelhantes aos da hornblenda, tornando difícil estabelecer uma relação temporal na ordem da cristalização dos mesmos, entretanto é possível notar que a hornblenda cristaliza-se primeiro que a biotita através da relação textural entre esses cristais, onde os cristais biotita ocorrem intersticiais aos cristais de hornblenda, portanto a biotita é posterior.

Outros minerais que se formaram após o início da cristalização da fase acessória são os cristais de plagioclásio, seguido de microclínio e quartzo, levando a cristalização de grande parte da rocha. A cristalização lenta desses

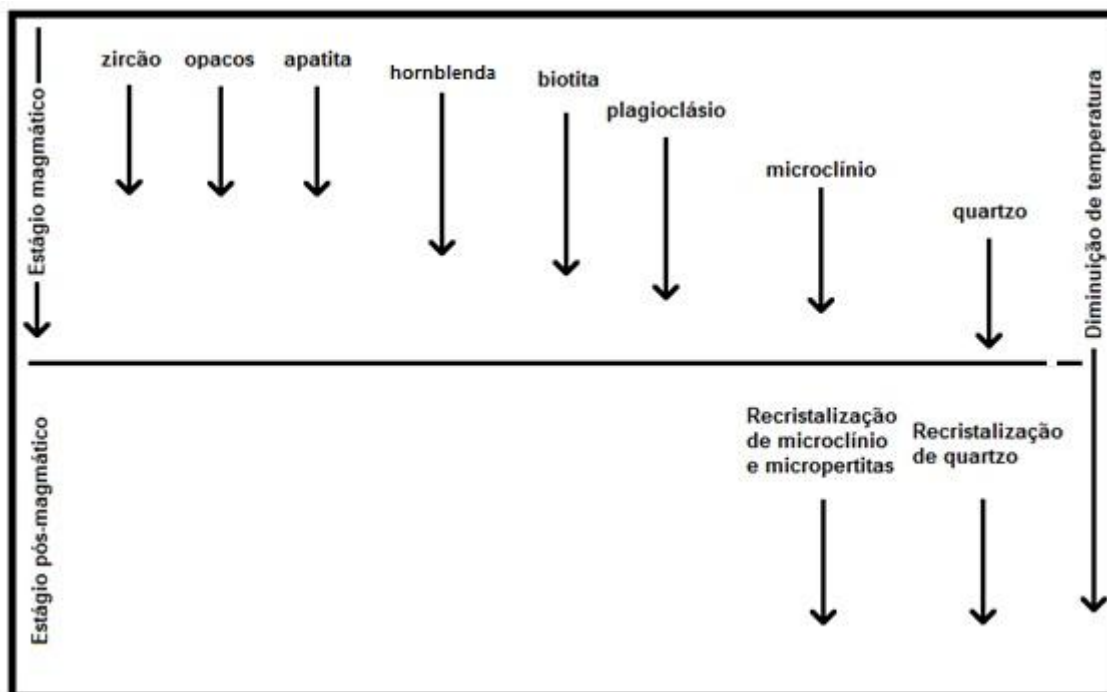
cristais permitiu um bom crescimento e desenvolvimento os mesmos, formando assim uma textura granular hipidiomórfica típica.

As relações de cristalização entre os cristais de quartzo e microclínio são de difícil definição, pois a temperatura do magma granítico não deveria situar-se muito acima das temperaturas cotéticas e estes minerais cristalizam em intervalos de temperaturas semelhantes. Porém, a quantidade elevada de microclínio perítico e o seu alto teor de K_2O indicam que o início da cristalização do microclínio pode ter antecedido a do quartzo. Também, as frequentes formas subédricas dos cristais de microclínio e as formas geralmente anédricas dos cristais de quartzo, por vezes ocorrendo nos interstícios entre os outros cristais, indicam que a cristalização do quartzo se deu posteriormente ao microclínio.

As transformações pós-magmáticas são registradas pela presença de intercrescimentos perítico, relacionados à reação de exsolução de cristais de microclínio. Outras transformações relacionadas à ação de fluidos e processos hidrotermais localizados são registrados pela sericitização do plagioclásio e cloritização da biotita.

As consequências de deformação cisalhante, recristalização e neoformação de minerais são retratadas basicamente pelas evidências de deformação que levaram ao estiramento e orientação mineral, faturamento e recristalização dos minerais essenciais, sendo menos evidente nos cristais de plagioclásio e hornblenda, e mais presente no quartzo e biotita. Tais consequências modificaram, em parte, as feições originais da textura ígnea das rochas e impuseram um novo arranjo textural que reflete diretamente a deformação devido aos processos de deformação cisalhante, que afetou a rocha formando faixas miloníticas dispersas por todo o corpo.

Figura 4.3 - Quadro esquemático simplificado indicando a ordem de cristalização dos minerais do Granito Pedra do Sal.



Fonte: Autor

4.2 PETROGRAFIA DO GRANITO JUREMA

Os estudos petrográficos desenvolvidos neste trabalho no Granito Jurema envolveram a descrição macroscópica e microscópica de duas amostras representativas do corpo, em que foi possível obter informações texturais e mineralógicas que auxiliaram na classificação, caracterização da tipologia granítica e nas interpretações dos processos magmáticos de sua formação. Este estudo também conta com descrições relacionadas a feições que mostram a atuação de processos tectono-metamórfica de cisalhamento.

Análises petrográficas realizadas neste estudo mostram que se trata de rochas de composição felsica de natureza granítica, com coloração cinza com tons rosados, equigranulares de granulação média. Texturalmente as rochas apresentam feições de deformação, expressas por seus contatos irregulares entre os minerais que a compõem, extinção ondulante em cristais de quartzo, formando por vezes subgrãos e novos grãos. Entretanto, as rochas não apresentam feições de orientação de minerais e, além disso, mostram

resquícios de uma textura típica de granitos, possivelmente granular hipidiomórfica, com raros cristais subédricos e contatos retos entre cristais.

A associação mineralógica é composta essencialmente por cristais de microclínio, plagioclásio, quartzo, muscovita e biotita, e acessoriamente por cristais de apatita e zircão. A classificação biotita-muscovita microsienogranito é representada pelas amostras 2013-CHA-07A e 2013-CHA-07D e é a fácies mais representativa do Granito Jurema.

4.2.1 Biotita-muscovita microsienogranito

Essa fácies é representada pelas amostras 2013-CHA-7A e 2013-CHA-7D, apresenta coloração cinza com tons rosados e granulação fina, sendo composta basicamente por microclínio, plagioclásio, quartzo, muscovita e biotita, e os minerais acessórios apatita e zircão. Sua composição mineralógica mostra que a rocha pode ser classificada no diagrama de Strekeisen (1967) como um sienogranito (Figura 4.1).

Microscopicamente, a rocha possui uma textura ígnea relíquia em meio a uma trama muito deformada e recristalizada. A textura “ígnea” está representada principalmente pelo arranjo de cristais subédricos, tais como quartzo, microclínio, plagioclásio e muscovita. Os cristais de feldspatos apresentam maclamento pouco deformado ou sem nenhuma deformação, entretanto, em sua grande maioria, a rocha encontra-se muito deformada para padrões tipicamente ígneos, mostrando com clareza cristais dobrados, com maclamento levemente deformado, forte a moderada extinção ondulante de cristais de quartzo, formação de subgrão e novos grãos do mesmo, além de contatos serrilhados entre a maioria dos cristais. Mesmo com essa notória deformação, a rocha não apresenta orientação preferencial visível e nem segregação mineral, caracterizando uma rocha de caráter ígneo, com acentuada deformação.

Os cristais de microclínio correspondem a 40-30% da rocha e ocorrem na forma de cristais anédricos e subédricos, com tamanho de 0,5 a 1 mm. Seus contatos são geralmente ondulados, serrilhados e algumas vezes retos com o restante dos minerais. Apresenta maclamento xadrez e intercrescimento pertítico discreto, levemente deformado, com leve alteração para argilo

minerais. Poucos cristais mostram inclusões de zircão e biotita. Alguns cristais mais desenvolvidos englobam cristais de quartzo, muscovita e biotita. Em alguns casos comportam-se como um porfiroclástos em meio a uma matriz deformada (Figura 4.4).

Os cristais de plagioclásio perfazem em torno de 20-25% da rocha, apresentando-se como cristais anédricos e subédricos, de tamanho 0,4 a 0,7 mm. Exibem maclamento polissintético, albita-carlsbad e carlsbad, geralmente deformados e por vezes rompidos, e tem leve alteração para sericita e argilo minerais. Seus contatos são geralmente serrilhados e ondulados, e raros contatos retos com o restante dos componentes. Além disso, em alguns pontos há cristais de tamanho maior (cerca de 1,2 mm)(Figura 4.4).

Os cristais de quartzo representam 25-30% da rocha, em que ocorrem na forma anédrica de tamanho variável de 0,2 a 1 mm. São os cristais com maior registro de deformação na rocha, exibindo forte extinção ondulante, com a presença de feições de subgrão e novos grãos, além de contatos ondulados e serrilhados, em sua maioria (Figura 4.4).

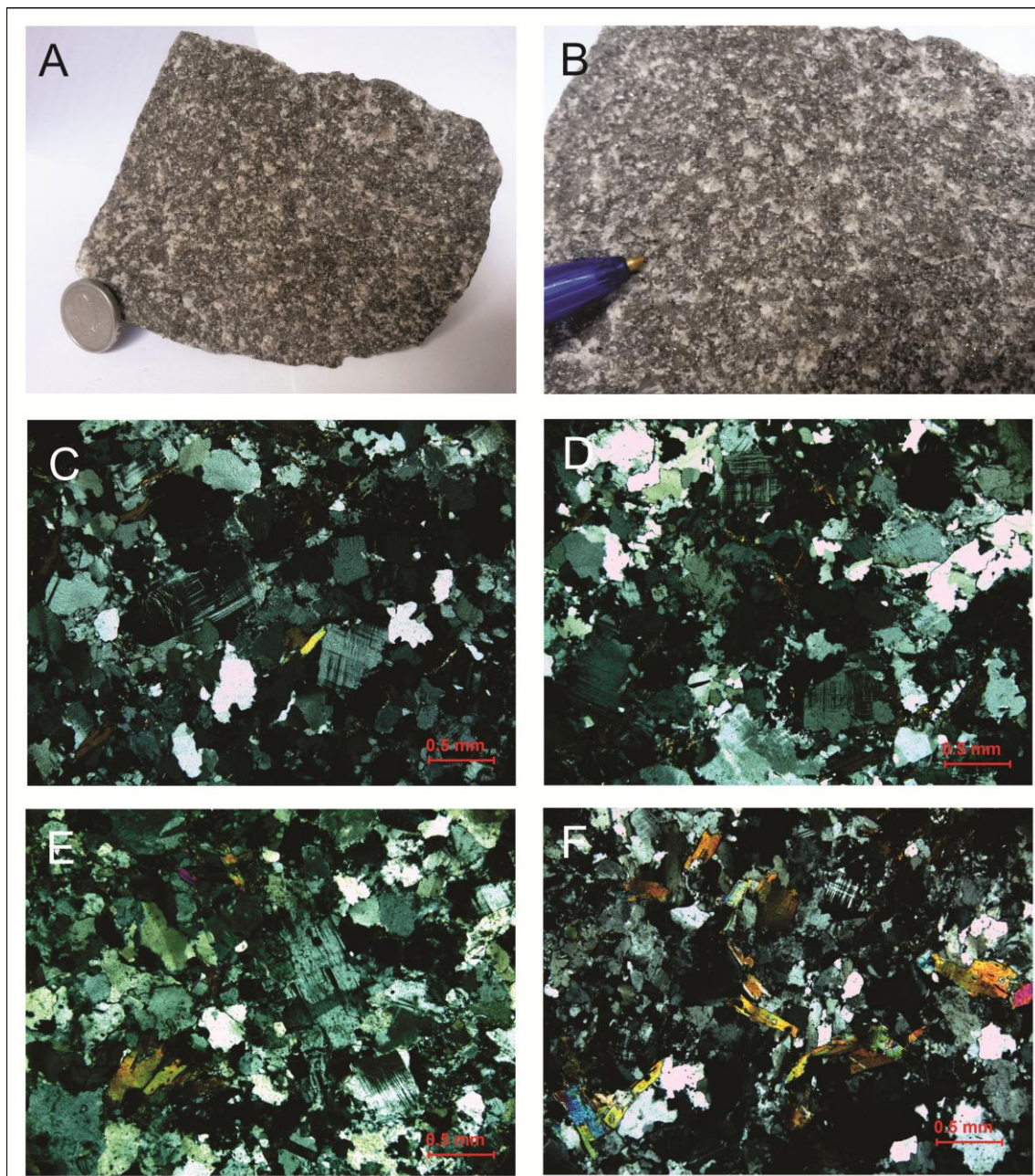
Os cristais de muscovita representam 15-10% da rocha, definindo cristais lamelares subédricos, de tamanho 0,3 a 0,5 mm, levemente deformados, com extinção ondulante fraca, que se distribuem aleatoriamente na rocha. Possuem contatos retos e irregulares com o restante dos componentes (Figura 4.4).

Os cristais de biotita correspondem a 5-10% da rocha. Esses cristais ocorrem como lamelas subédricas deformadas, com tamanho de 0,2 a 0,4 mm, geralmente associada muscovita. Esses cristais mostram-se fortemente pleocróicos, variando do verde amarronzado (Z=Y) ao amarelo claro (X), com extinção ondulante leve. Exibem contatos retilíneos com os outros componentes da rocha (Figura 4.4).

Dentre os minerais acessórios a apatita ocorre geralmente em inclusões, principalmente em feldspatos, enquanto que os cristais de zircão são raros, ocorrem também inclusos em outros minerais.

Tendo em vista todas as características descritas acima, pode-se concluir que essas rochas são de origem ígnea. No entanto, mostram um arranjo textural consideravelmente deformado, mascarando feições originais da maioria dos componentes da rocha, ainda apresentando feições reliquiares de um granito. Então, baseando-se nisso, a rocha foi classificada, segundo o diagrama de Streckeisen (1976), como um biotita-muscovita microsienogranito.

Figura 4.4 - Imagens das amostras que representam os aspectos petrográficos do Granito Jurema, divididas em: A – amostra representativa do Granito Jurema; B – Amostra representativa do Granito Jurema, em que é possível observa seus aspectos graníticos diferenciados; C – visão microscópica com luz polarizada da típica textura do Granito Jurema, que mostra cristais anédrais, com indícios de deformação, sendo mais evidente no quartzo com contatos irregulares e extinção ondulante, com a presença de cristais subédricos de microclínio e plagioclásio; D – visão microscópica com luz polarizada da textura do granito em um maior estágio de deformação, onde é possível observar relações de contatos mais irregulares; E – visão microscópica com luz polarizada da textura deformada com a presença de micas; F – visão microscópica com luz polarizada que mostra uma textura de microgranitos deformados com duas micas (biotita e muscovita) dispersas aleatoriamente



Fonte: Autor

4.2.2 Discussão e interpretação dos dados

As condições texturais apresentadas pelas rochas dificultam a interpretação da ordem de cristalização dos minerais, pois muitas feições originais e importantes foram mascaradas por uma nova trama em consequência da deformação. Entretanto, é possível definir uma ordem de cristalização básica, baseando-se principalmente na temperatura que esses minerais cristalizam e em poucas feições relíquias ainda existentes (Figura 4.5).

O início da cristalização se deu pela formação das fases acessórias, que incluem: zircão, apatita, titanita e minerais opacos, marcando assim os estágios iniciais de cristalização do líquido magmático. Esta sugestão se baseou no fato de alguns cristais estarem como inclusões em cristais de plagioclásio, microclínio e muscovita, sugerindo sua cristalização precoce.

Em seguida, outros minerais iniciaram sua cristalização, dentre os quais estão: plagioclásio, microclínio e quartzo, na ordem de formação. Esses cristais, que compõem grande parte da rocha, não são bem desenvolvidos, possivelmente se formaram em profundidades raras, na borda de um corpo plutônico ou um corpo pequeno que não possuem gradientes termais suficientemente convencionais para rochas graníticas plutônicas, podendo estar associada a elevadas taxas de nucleação, formando cristais típicos de um microgranito.

Normalmente as relações de cristalização entre cristais de quartzo e microclínio são de difícil definição, pois as temperaturas do magma granítico que esses minerais se formam são semelhantes, entretanto, alguns poucos cristais de microclínio exibem formas subédricas enquanto os cristais de quartzo mostram forma anédricas.

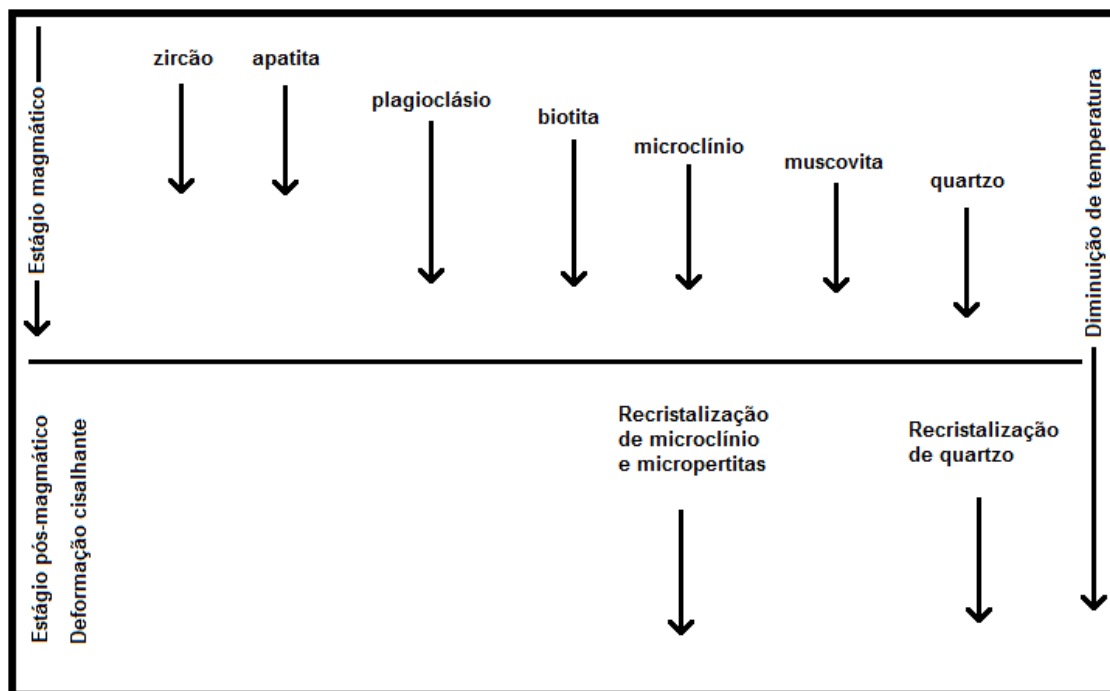
A cristalização de muscovita se inicia nos momentos finais da cristalização da rocha, próximo à dos cristais de quartzo e microclínio.

As transformações pós-magmáticas são registradas pela presença de intercrescimento perítico, produto da reação de exsolução nos cristais de microclínio. Outras transformações relacionadas à ação de fluidos e processos

hidrotermais localizados, resultando na sericitização do plagioclásio e cloritização da biotita.

As feições de deformação sugerem que a rocha formou-se em um ambiente sin-tectônico, ou seja, as feições deformacionais observadas podem ter sido geradas à medida que o magma se cristalizava.

Figura 4.5 - Quadro esquemático simplificado indicando a ordem de cristalização dos minerais.



5 GEOQUÍMICA

Os dados litoquímicos apresentados neste trabalho são representativos do Granito Pedra do Sal e Granito Jurema, e apenas uma amostra representativa de cada um desses granitos foi analisada quimicamente, e são apresentados na tabela 5.1. Os dados foram plotados em vários diagramas geoquímicos e interpretados sua tipologia e ambiente tectônico, além de discussão comparativa entre eles, bem como com outros granitoides do NW da Província Borborema e do fragmento do Cráton São Luís. A Tabela 5.1 mostra os resultados das análises químicas realizadas pelo Laboratório ACME (Canadá, Vancouver) dos elementos maiores, traços e ETR deste estudo.

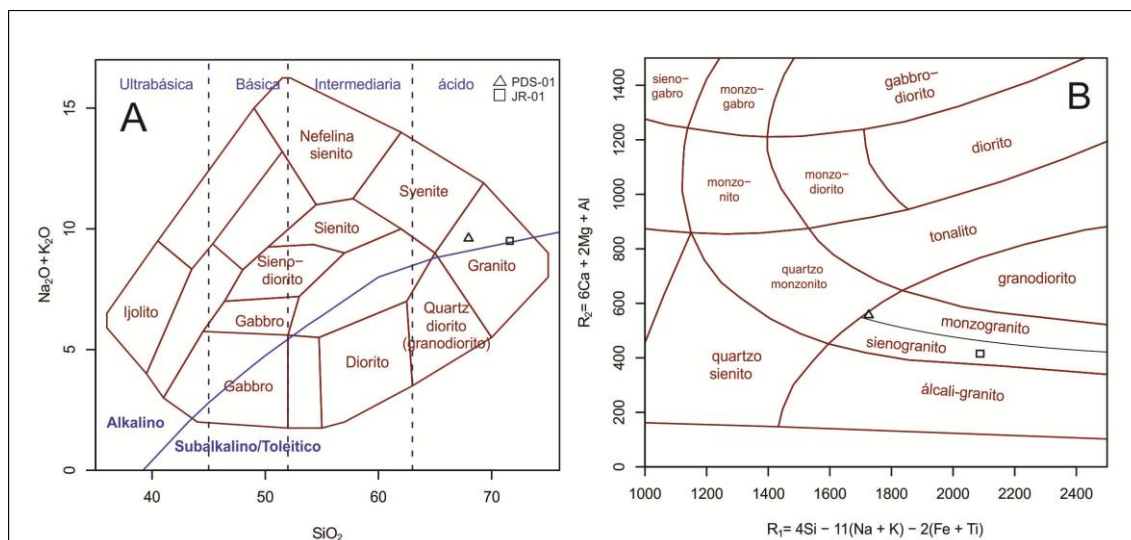
As análises químicas das amostras representativas dos alvos mostram similaridade. Em geral, apresentam altos valores de SiO_2 , Al_2O_3 e metais alcalinos, e baixos valores de Fe_2O_3 e MgO . Percebe-se pequena diferença composicional de SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , N_2O e K_2O entre os granitos. Igualmente há diferenças nos elementos de traços, com maiores teores Rb e Nb no Granito Jurema. Os valores de SiO_2 nas amostras favorecem a constatação petrográfica que mineralogicamente o Granito Jurema é mais rico em quartzo. A superior quantidade de Fe_2O_3 na amostra PDS-01 pode ser resultado de uma mineralogia com relevante quantidade de hornblenda acompanhada por biotita.

Utilizando os diagramas TAS e R1-R2 (Figura 5.1) verifica-se que as rochas situam-se no campo do granito, além disso, no diagrama R1-R2 a amostra PDS-01 esta situada no campo do monzogranito, enquanto que a amostra JR-01 está plotada no campo do sienogranito.

Tabela 5.1 – Análises químicas das amostras representativas do Granito Pedra do Sal (PDS-01) e Granito Jurema (JR-01) mostrando as proporções de elementos maiores e menores (%peso), concentração de elementos traços e ETR (ppm).

	Granito Pedra do Sal	Granito Jurema
	PDS-01	JR-01
Elementos maiores e menores		
SiO ₂	67,63	71,24
TiO ₂	0,36	0,23
Al ₂ O ₃	15,28	15,10
Fe ₂ O ₃	3,03	1,52
MnO	0,06	0,02
MgO	0,77	0,37
CaO	1,97	0,92
Na ₂ O	4,18	3,43
K ₂ O	5,38	6,02
P ₂ O ₅	0,13	0,18
LOI	0,5	0,5
TOTAL	99,29	99,53
Elementos traços		
Ba	3902	1942
Be	3	6
Co	5,6	2,7
Cs	1,6	14,3
Ga	15,7	18,1
Hf	5,3	7,2
Nb	7,6	10,9
Rb	99,7	263,2
Sn	1	4
Sr	1605,9	813,3
Ta	0,7	0,7
Th	9,3	36,1
U	1,0	5,4
V	36	11
W	7,7	8,6
Zr	202,4	231,6
Y	11,4	9,9
La	41,0	63,3
Ce	79,3	116,6
Pr	8,75	12,27
Nd	31,1	42,1
Sm	5,46	6,11
Eu	1,37	1,45
Gd	3,95	4,22
Tb	0,55	0,54
Dy	2,57	2,27
Ho	0,44	0,31
Er	1,09	0,79
Tm	0,16	0,11
Yb	0,80	0,73
Lu	0,12	0,11

Figura 5.1 - Diagramas geoquímicos. A - diagrama TAS; B - R1-R2.



Fonte: Conforme Cox et al. (1979) e De la Roche et al. (1980).

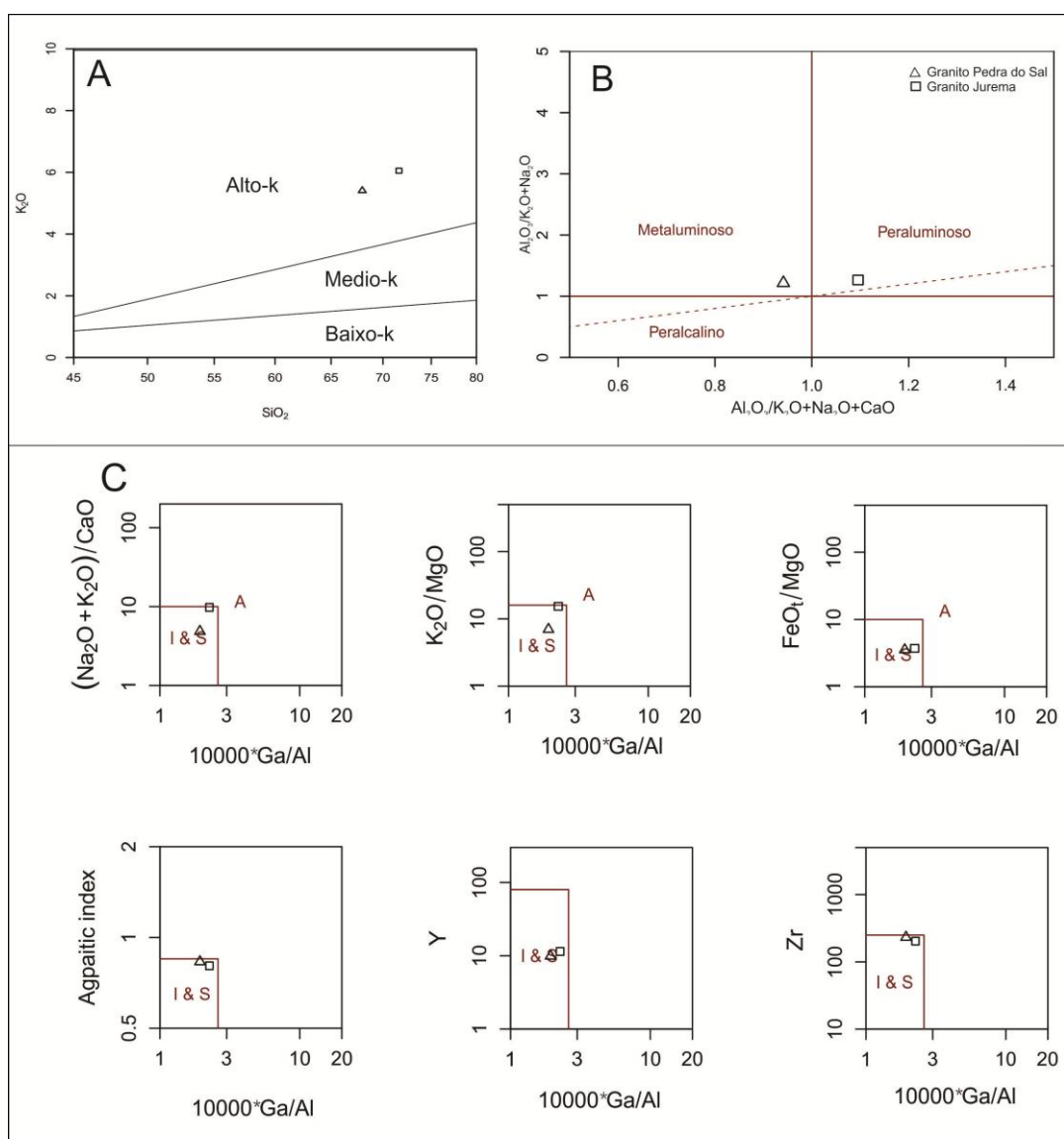
Baseando-se nos diagramas SiO_2 versus K_2O (Figura 5.2) pode-se concluir que ambos os granitoides analisados ocupam o campo de granitos com alto-K. Provavelmente os altos valores de potássio são reflexos de uma mineralogia rica em feldspato potássico, tal fato observado na avaliação petrográfica executada.

Analisando as amostras o diagrama binário referente à saturação em alumínio (Figura 5.2) revela que os granitos tem comportamento distinto tendo em vista esse critério. A amostra PDS-01 está presente no campo das rochas metaluminosas no diagrama, enquanto a amostra JR-01 está no campo das peraluminosas. Esses resultados provavelmente estão ligados à composição diferente dos magmas e refletem diretamente na mineralogia, que em termos modais as amostras estão de acordo com Gill (2014), em que rochas metaluminosas possuem hornblenda e biotita como seus principais minerais máficos, enquanto amostras peraluminosas são caracterizadas pela representativa presença de muscovita e biotita, que são minerais ricos em Al_2O_3 .

Nos diagramas de tipologia de granitos (Figura 5.2) os granitos ocupam o campo de granitos do tipo-I e S, não sendo possível diferenciá-las por esse diagrama. Entretanto, as rochas apresentam características mineralógicas e

geoquímicas que podem ser destacadas de modo a caracterizar a tipologia desses granitos, conforme indicadas por Gill (2014). Assim a amostra do Granito Pedra do Sal (PDS-01) possui uma mineralogia composta de hornblenda acompanhada de biotita; teor de SiO_2 de 67,96%; e com composição metaluminosa, comparável a granitos do tipo-I. Por outro lado o Granito Jurema (JR-01) possui uma mineralogia composta por muscovita e acompanhada de biotita; teor de SiO_2 de 71,59%; e composição fraca a moderada peraluminosa, que são características típica de granitos tipo-S.

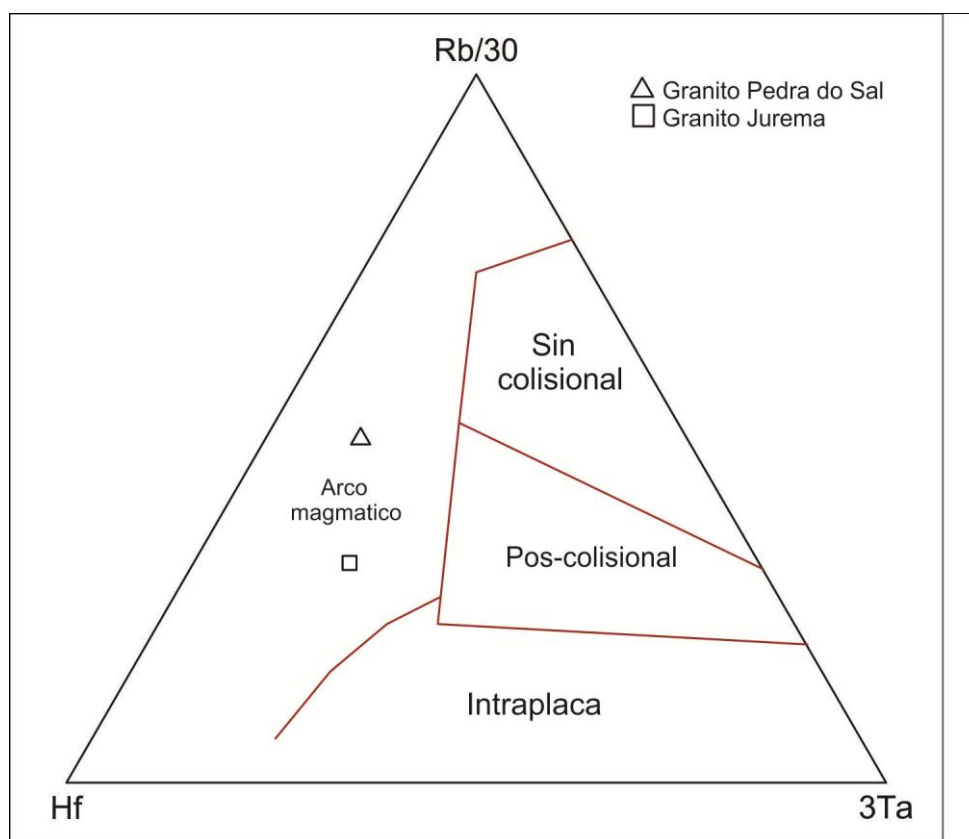
Figura 5.2 - A - Diagrama binário SiO_2 versus K_2O ; B - diagrama binário referente a alumino-saturação; C - diagrama de tipologia de granitos que subdivide em granitos tipo-I e S de granitos tipo-A.



Fonte: proposto por Shand (1943) e Whalen (1987).

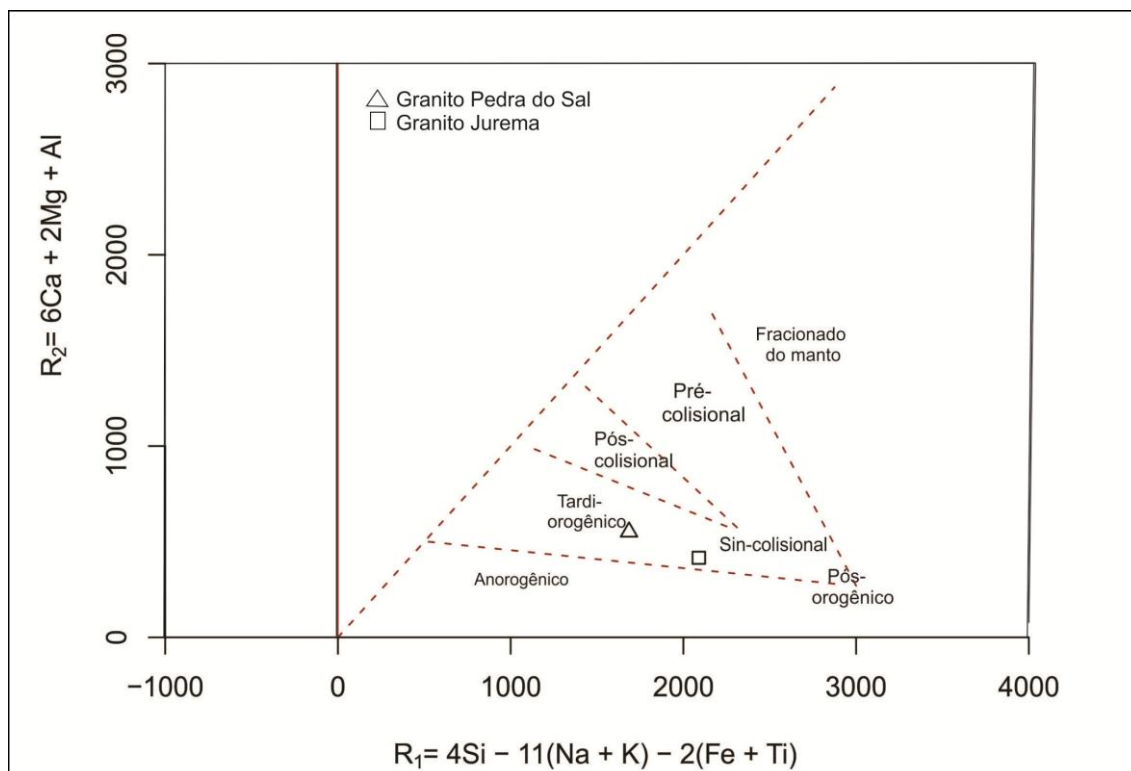
Analisando as rochas em diagramas triangular de ambientes tectônicos (Figura 5.3) mostrou que ambos os granitos são, segundo o diagrama, de ambiente tectônico de arco magmático. Ainda relacionado à classificação tectônica o diagrama binário R1-R2 (Figura 5.4) coloca-os em condições tectônicas de formação dos granitos em diferentes estágios. A amostra PDS-01 indica através do diagrama que o Granito Pedra do Sal está relacionado a condições tardi-tectônico (ou tardi-colisional), enquanto, a amostra JR-01, diferente da anterior, indica que o Granito Jurema se formou em condições sin-colisionais.

Figura 5.3 - Diagramas triangular de ambientes tectônicos de colocação.



Fonte: proposto por Harris et al. (1986).

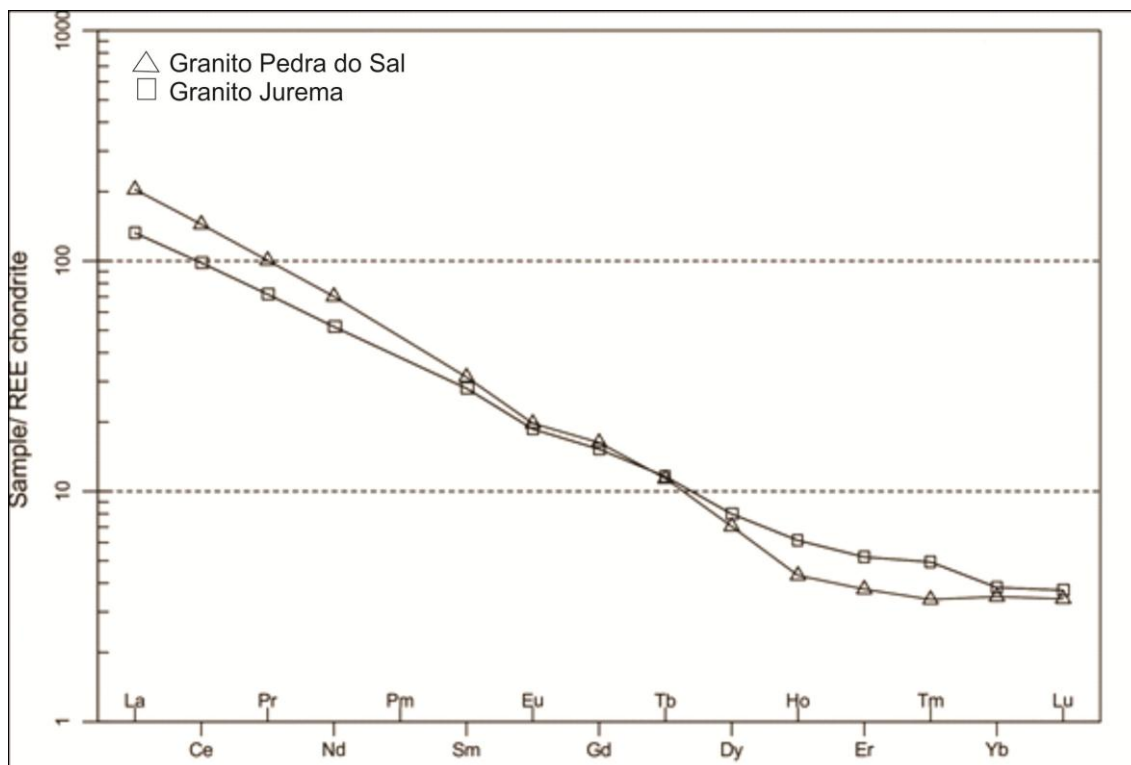
Figura 5.4 - Diagrama binário R1-R2 de condições tectônicas de formação.



Fonte: proposto por Batchelor e Bowden (1985).

Os granitos exibem semelhantes comportamentos no diagrama dos elementos terras raras (Figura 5.5) com padrão inclinado mostrando um forte fracionamento entre os ETR's, indicado também pelas altas razões $(La/Yb)_N$, que são de 58,5 para a amostra PDS-01 e 34,6 para a amostra JR-01. Os padrões inclinados das amostras são mais acentuados nos elementos terras raras leves (TRL), visualizados principalmente no diagrama e também da razão $(La/Sm)_N$ das amostras, que são de 6,5 para PDS-01 e 4,7 para JR-01, mostrando um acentuado fracionamento desses elementos, principalmente na primeira amostra. Entretanto, os elementos terra raras pesados (TRP) mostram um menor inclinação no diagrama e razões $(Gd/Yb)_N$ de 4,68 para a amostra PDS-01, e 3,98 para amostra JR-01, mostrando assim um menor fracionamento nos TRP em relação aos TRL. Por fim, as rochas estudadas mostram uma suave anomalia negativa de európio, observadas no diagrama ETR (Figura 5.5) e através da razão (Eu/Eu^*) igual a 0,87 para a amostra PDS-01 e 0,90 para JR-01, mostrando-se pouco fracionada.

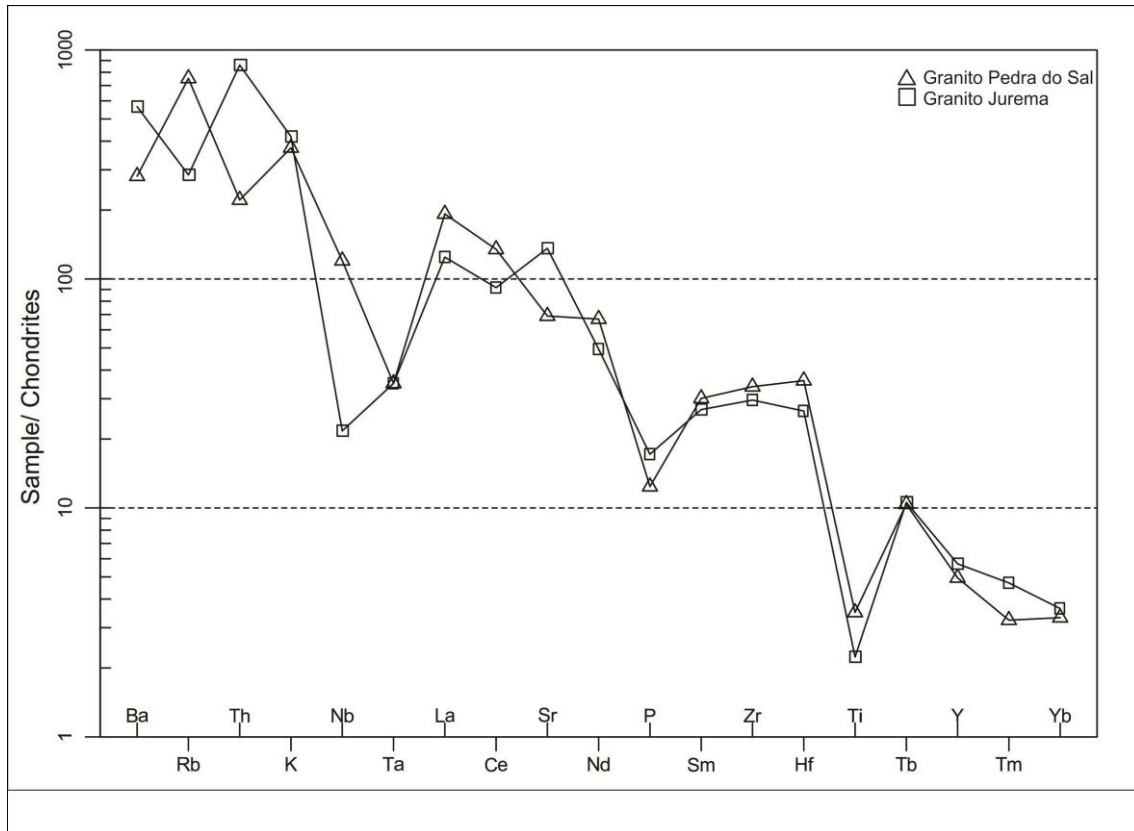
Figura 5.5 - Diagrama de ETR mostrando comportamento obtido para as amostra do Granito Pedra do Sal e Granito Jurema.



Fonte: normalizados a condritos de Boynton (1984)

As amostras plotadas no diagrama multielementos (Figura 5.6) mostram assinaturas geoquímicas em parte semelhantes, principalmente nos elementos finais diagrama. Os elementos das amostras que apresentam maiores divergência nas assinaturas geoquímicas das amostras são Ba, Rb, Th, Nb e Sr, e dentre esses somente Rb e Nb são mais elevadas na amostra PDS-01. As amostras exibem no diagrama três anomalias negativas em comum, sendo a primeira em tântalo, seguida de uma em fósforo, que é mais acentuada na amostra PDS-01, e outra em titânio, que é mais acentuada na amostra JR-01. Além disso, as amostras apresentam anomalias negativas distintas em bário e tório, enquanto na amostra JR-01 rubídio e nióbio são as anomalias negativas mais evidentes.

Figura 5.6 - Diagrama multielementos normatizado segundo composição química de condritos.



Fonte: proposto por Thompson (1982).

6 ESTUDO COMPARATIVO

Os granitos Pedra do Sal e Jurema apresentaram diferenças em alguns aspectos petrográficos e geoquímicos abordados nesse trabalho. No que se refere à petrografia, o Granito Pedra do Sal mostrou-se um granito de granulação grossa, composição monzogranítica com hornblenda acompanhada de biotita e afetada por deformação cisalhante que modificam a trama original formando faixas miloníticas. Enquanto isso, o Granito Jurema é um granito de granulação média (microgranito), de composição sienogranítica com muscovita e biotita, e uma trama deformada com poucos resquícios de textura granítica (textura granular hipidiomórfica). Esses aspectos mineralógicos e texturais diferentes sugerem que esses granitos foram formados a partir de fontes e condições tectônicas diferentes.

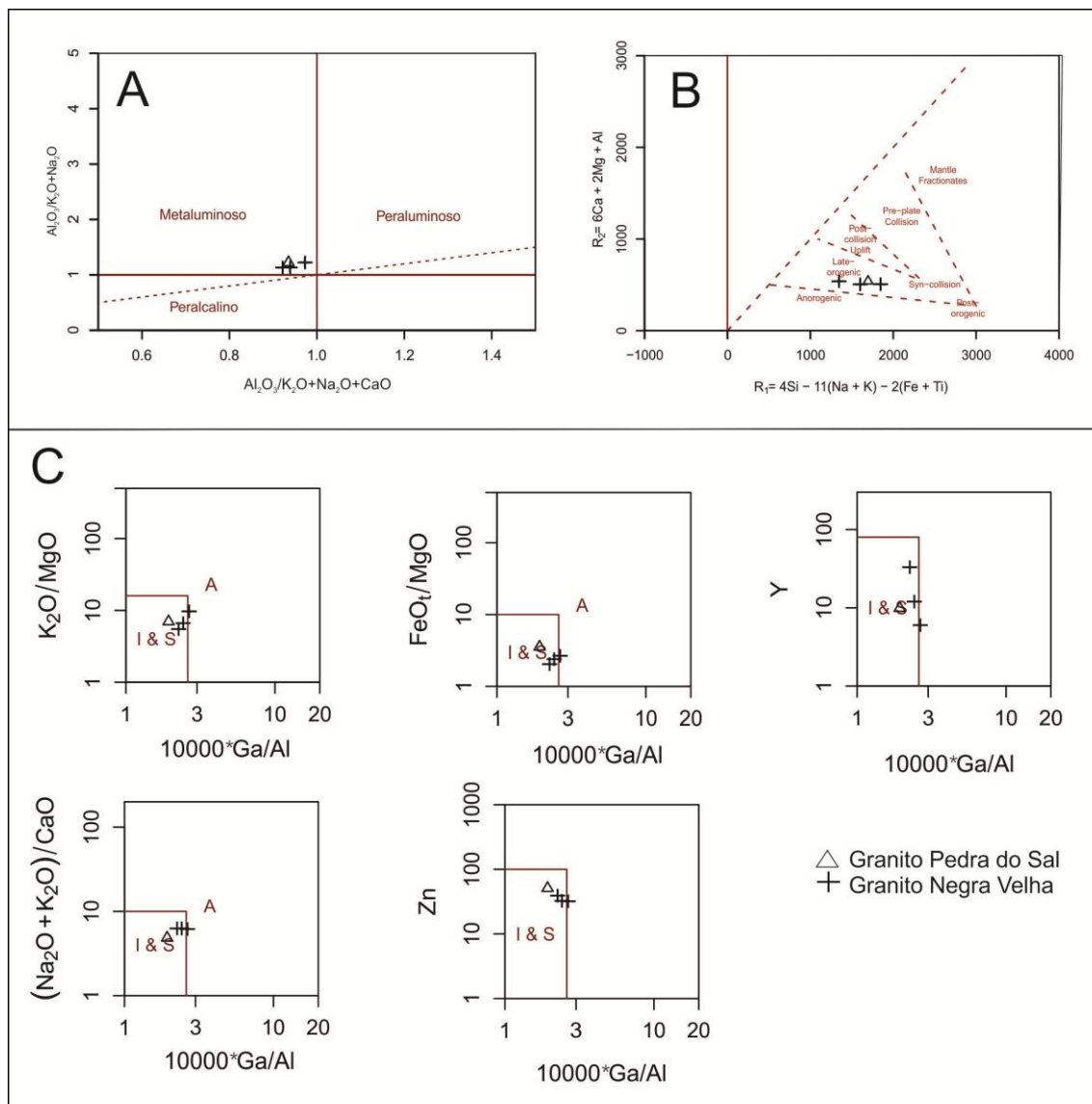
Tais sugestões apresentadas a partir dos aspectos petrográficos desses granitos são reforçadas pelas análises geoquímicas realizadas nos granitos. A análise geoquímica do Granito Pedra do Sal mostrou trata-se de granito de composição monzogranítica, metaluminoso, granito do tipo I, colocado em ambiente tectônico de arco magmático em condições tardi-tectônica, enquanto o Granito Jurema possui composição química sienogranítica, peraluminoso, granito do tipo S, colocado em ambiente de arco magmático em condições sintectônico. Entretanto, ainda do ponto de vista geoquímico, esses granitos se mostraram bastante semelhantes nas análises dos ETR's mostrando um acentuado fracionamento, principalmente no TRL, e também semelhanças no diagrama multielementos, com algumas ressalvas.

Em comparação aos granitóides da região mais próximos da área de estudo, podemos inicialmente descartar a possibilidade de correlacionar os granitos Pedra do Sal e Jurema com o Granito Chaval, baseando-se apenas nos aspectos petrográficos, pois o Granito Chaval não possui estudos geoquímicos. Segundo Gorayeb et al. (2014) o Granito Chaval é dividido em dois grupos petrográficos distintos, sendo o primeiro o Domínio A que é composto de tipos graníticos porfíricos preservados, e o Domínio B que é composto por tipos graníticos deformados pela influência da Zona de

cisalhamento Santa Rosa. O Domínio A está localizado a leste no granito Chaval, mais próximo à área de estudo deste trabalho, e é um granito que apresenta uma textura porfirítica com matriz fanerítica grossa e foliação magmática, divergindo da textura apresentada pelos granitos Pedra do Sal e Jurema; além disso, o Granito Chaval não apresenta muscovita, mineral relevante no Granito Jurema, e bem pouca hornblenda que é encontrada com grandes proporções no Granito Pedra do Sal. Entretanto, ainda não se pode descartar que os granitos estudados nesse trabalho pertençam a porções mais distais do Granito Chaval, tendo em vista que apenas o aprofundamento dos estudos geoquímicos e geocronológicos nos granitos Pedra do Sal, Jurema e Chaval, consigam responder essa questão.

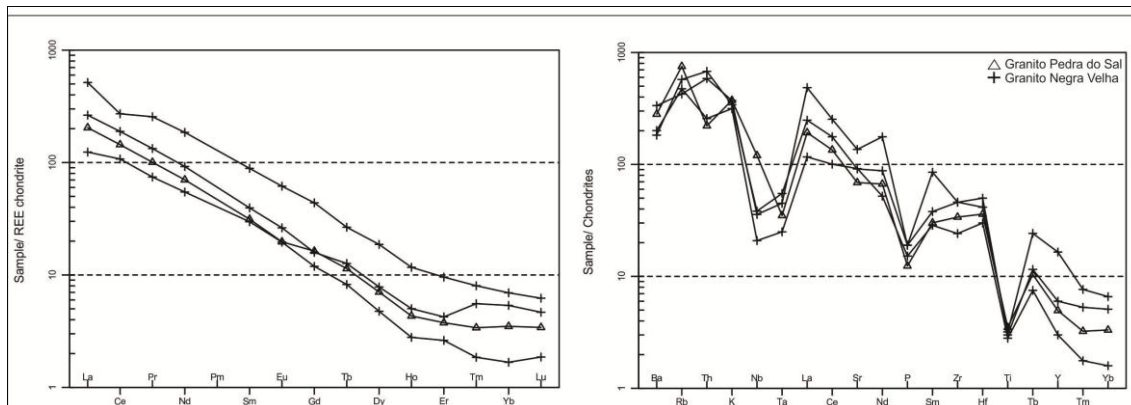
O fragmento do Cráton São Luís é composto por granitóides de grande variedade no que se refere a aspectos petrográficos e geoquímicos, tais como, os granitoides da Suíte Tromai, composta por granitoides cálcio-alcálico de baixo potássio, tipo I e metaluminoso (KLEIN, 2005) e granitos como o Granito Negra Velha, que era uma porção do Granito Areal (Suíte Tromai) e foi individualizado por Klein et al. (2008), que tem semelhanças relevantes com o Granito Pedra do Sal, pois é descrito como um granito de composição monzogranítica, acompanhado por sienogranito e quartzo-monzonito, com mineralogia composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita, e ainda possui como principal fase acessória a titanita. Além disso, os granitos Pedra do Sal e Negra Velha se aproximam também nos aspectos geoquímicos, utilizando-se de dados de Klein et al. (2008) onde o último é metaluminoso, com características de granito tipo I e formado em ambiente tardi-tectônico (Figura 6.1), e com assinatura geoquímica dos elementos terras raras e multielementos semelhantes a do Granito Pedra do Sal (Figura 6.2)

Figura 6.1 - Diagramas geoquímicos com dados químicos dos granitos Pedra do Sal e Negra Velha plotados. A – diagrama de saturação em alumina; B – diagrama R1-R2 de discriminação de ambiente tectônico; C – diagramas que discriminam a tipologia dos granitos.



Fonte: proposto por Shand (1943); Batchelor e Bowden (1985) e Whalen (1987)

Figura 6.1 - Diagramas que mostram as assinaturas geoquímicas dos granitos Pedra do Sal e Jurema. A - diagrama de assinatura de ETR's das amostras representativas do Granito Pedra do Sal e Granito Negra Velha; B – diagrama multielementos dos granitos Pedra do Sal e Negra Velha.



Fonte: proposto por Boynton (1984) e Thompson (1982)

O Granito Jurema possui características petrográficas e geoquímicas de comum ocorrência nos granitoides do fragmento do Cratón São Luís e do Cinturão Gurupi. Os granitos Mirasselve e Tracuateua, pertencentes a Suíte Tracuateua do fragmento Cratônico São Luis, também são granitos duas micas peraluminosos do tipo S (LOWELL, 1985), semelhantes ao Granito Jurema. Além disso, o Cinturão Gurupi é composto por diversos corpos graníticos duas micas, peraluminosos do tipo-S, como os granitos Maria Suprema (KLEIN, 2004), Japiim, Jonasa e Ourém (PALHETA, 2001).

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração e interpretação dos dados obtidos neste trabalho através de trabalho de campo, análises petrográficas e litoquímicas dos Granitos Pedra do Sal e Jurema, além de estudos prévios realizados por outros autores, possibilitaram as seguintes conclusões:

- a) Os dois granitos possuem aspectos mineralógicos e texturais distintos em alguns pontos. O Granito Pedra do Sal apresenta uma composição monzogranítica com hornblenda acompanhada de biotita, apresentando faixas milonítica tardias, que modificam a textura e mineralogia original do granito. Já o Granito Jurema apresenta composição sienogranítica, com muscovita acompanhado de biotita, e aspectos texturais complexos, em que grande parte da trama está modificado por ação de deformação (cristais com extinção ondulante, contatos serrilhados); entretanto não foi observado nenhum indicativo de orientação preferencial dos cristais, tal situação pode ser resultado de uma formação sin-colisional (ou sin-tectônica).
- b) Os dados geoquímicos demonstraram que ambos possuem natureza granítica. O Granito Pedra do Sal possui caráter metaluminoso e é classificado como um granito tipo-I, enquanto o Granito Jurema possui caráter peraluminoso e é classificado como um granito do tipo-S. Os padrões de terras raras são semelhantes e mostram um fracionamento moderado a forte fracionamento, mais acentuado nos leves (TRL) e mais suave nos pesados (TRP), e ainda possui leve anomalia negativa de európio. De acordo com o diagrama de Harris et al. (1986) e complementado por Batchelor e Bowden (1985) o ambiente tectônico de colocação para ambos os granitos foi de arco magmático, sendo em condições tardi-tectônica e sin-colisionais para os granitos Pedra do Sal e Jurema, respectivamente.
- c) A integração dos dados petrográficos e geoquímicos, juntamente com as análises desses dados, sugerem que o Granito Pedra do Sal e Granito Jurema não são pertencentes a um mesmo corpo granítico e que se formaram de fontes e em condições tectônicas diferentes, e, provavelmente, não são contemporâneos. O Granito Chaval

apresenta aspectos petrográficos divergentes dos granitos Pedra do Sal e Jurema, e que descartam inicialmente a ideia que os mesmos façam parte do Granito Chaval. O Granito Negra Velha apresenta características petrográficas e geoquímicas semelhante ao Granito Pedra do Sal. O Granito Jurema assemelha-se aos granitóides da Suíte Tracuateua (granitos Tracuateua e Mirasselva). Tais conclusões devem ser adotadas como preliminares, pois os estudos dos granitos Pedra do Sal e Jurema ainda necessitam de análises geocronológicas e análises geoquímicas mais aprofundadas para obtenção de dados que reforcem ou esclareçam acerca da natureza geológica dos mesmos.

RERERENCIAS

ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N.; HASUI, Y. Esboço estratigráfico do Precambriano da região do Gurupi; estados do Pará e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. *Resumos*. Camboriú: SBG, 1980. v. 2, p. 647-658.

ABREU, F. A. M.; GAMA JR, T. G.; GORAYEB, P. S. S.; HASUI, Y. O Cinturão de cisalhamento Noroeste do Ceará In: CONG. LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988. v. 1. p. 20-34.

ABREU F. A. M. *Evolução geotectônica do pré-cambriano da região meio-Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. 1990. 423f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1990.

ABREU, F. A. M.; GORAYEB, P. S. S.; HASUI, Y. Grabens eopaleozóicos do oeste cearense-Considerações sobre as sequências lito-estratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15, 1993, Natal. *Atas...* Natal: SBG, 1993. p. 29-31.

ALMARAZ, J. S. U.; CORDANI, U. G. 1969. Delimitação entre as províncias geocronológicas pré-cambrianas ao longo do rio Gurupi. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, Boletim Especial, p. 89.

ALMEIDA, F. F. M. *Origem e evolução da plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1967. 36p. (Boletim 241).

ALMEIDA, F. F. M.; MELCHER, G. C.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. Radiometric age determinations from Northern Brazil. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, v. 17, n.1, p. 3-14. 1968.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. ; BRITO NEVES, B. B. The Upper precambrian of South America. São Paulo, *Bol. Inst. Geol. USP*, n. 7, p. 45-80. 1976.

ALMEIDA F. F. M.; HASUI, Y. ; BRITO NEVES B. B.; FUCK, R. A. *Províncias estruturais brasileiras*. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 7., 1977, Campina Grande. *Atas*. Campina Grande: SBG: 1977. p. 363-391.

ALMEIDA, C. N.; GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na Província Borborema, NE do Brasil: o Complexo cálcioalcalino de alto-k de Campina Grande. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 32, p.205-220. 2002.

ARCHANJO, C. J.; LAUNEAU, P.; HOLLANDA, M. H. B. M. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, 98:1793-1807.

BARRETO, C. J. S.; LAFON, J. M.; ROSA-COSTA, L. T.; LIMA, E. F. Vulcanismo félsicos paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. São Paulo. *Revista Geologia da USP*, n. 13, p.45-70. 2013.

BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, v. 48, n. 1, p. 43-55. 1985.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J.H.(ed) 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas & SIG*. Brasília: CPRM, p. 692.

BOYNTON, W.V., 1984. Cosmogenochemistry of the rare earth elements: meteoritestudies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp.63–114.

BORGES M.S. 1988. Contribuição à geologia da região de Santa Luzia-PA. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Geociências. (Trabalho de Conclusão de Curso).

BORGES M.S., COSTA J.B.S., BEMERGUY R.L., COSTA J.L., MAIA R.G.N., ARAÚJO O.J.B.. O quadro litoestrutural da Folha SA.23-V-C (Castanhal). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1994, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos...* 1994 2: 113-114.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. 1991. Tectonic Evolution of South America during the Late Proterozoic, Precambrian. *Research.*, 53:23-40.

BRITO NEVES, B. B.; DOS SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS. 2000. *Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil*, In: Cordani, U. G; Milani E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. *Tectonic evolution of south America - 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, p. 151-182 .

BRITO NEVES, B.; VAN SCHUMUS, W. R.; FETTER, A. H; 2001. *Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio Corporativo e Problemas de Correlação*. Revista do Instituto de Geociências. USP Sé. Cient., São Paulo, 1:59-78.

BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; DOS SANTOS, E.J. 2003. *Idades U – Pb em zircão de alguns granitos clássicos da província Borborema*. Rev. Inst. Geoc. – USP, São Paulo, 3:25–38, agosto 2003.

CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B. de; FUCK, R. A.; PORTO, R.; FILHO, A. T.; CUNHA, F. M. B. 1984. Estudos preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro. Cnpes/Sintep. 15:11-70.

COSTA, J. L.; ARAÚJO, A. A. F.; BOAS, J. M. V.; FARIA, C. A. S.; SILVA NETO, C. S.; Wanderlei, V. J. R. 1977. Projeto Gurupí. Belém, DNPM/CPRM. 258p.

COSTA, M. J.; FRANÇA, J. B.; LINS, C. A. C.; BACCHIEGGA, I. F.; HABEKOST, C. R.; CRUZ, W. B. 1979. Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão - Projeto Jaibaras. Brasília, MME/DNPM. 106 p.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; GORAYEB, P. S. S. Relações estruturais entre a Faixa Araguaia e o Maciço Goiano na região de Paraíso do Norte - Gurupi, GO. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35., 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988. v. 5, p. 2187-2196.

COSTA, J.L. *Castanhal*: folha SA.23-V-C, escala 1:250.000. Estado do Pará. Belém: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil- PLGB.

COX, K. G., BELL, J. D.; PANKHUST, R. J. (1979). The interpretation of igneous rocks. London, George Allen & Unwin Ltd 450 p

CPRM. 2003. *Mapa Geológico da Província Borborema no Estado do Ceará*.
DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDE CLAUDE, P. , MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rock using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, n. 29, p. 183-21, 1980.

DNPM. 1986. Mapa Geológico do Estado do Maranhão. Escala 1:1.000.000.
Feybesse J. L.; Milési J. P.; Johan V.; Dommanget A.; Calvez J. Y.; Boher M.; Abouchami W. 1989. La limite Archéen-Protérozoïque Inférieur d'Afrique de l'Ouest: Une zone de chevauchement majeure antérieure à l'acidité de Sassandra; 1'exemple des régions d'Idrouma et de Touba (Cote d'Ivoire) *C. R. Acad. Sei. Paris*, 390:1847-1853.

FETTER A. H. 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. Doctoral Dissertation, Department of Geology, The University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA, 164 p.

FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; NETO, J. A. N.; ATHAUD, H., 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 Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica": *Revista Brasileira de Geologia*, v. 30, p.102–106.

GAMA JÚNIOR, T.; GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M.. 1988. O Granito Pedra do Sal e suas feições de cisalhamento. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**(4): 424-432.

GAUDETTE, H. E.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA; M. J. B.; MOURA, C. A. V. SCHELLER, T. (1998) Comparation of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 351-363.

GIOIA, S. M. C. L.; PIMENTEL, M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras.*, **72**:220-245.

GILL, R. 2014. Rochas e processos ígneos: um guia prático. Porto Alegre: Bookmam, p.427

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M.; GAMA JR., T. G.; HASUI, Y. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7. Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v. 1. p. 20 – 34.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M.; HASUI, Y. 1993. A tectônica distensiva e a geração de granitos eopaleozóicos no oeste do Ceará. In: SBG-NE, Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal, Atas, 3:254-257.

GORAYEB, P. S. S.; LEMOS, R. L.; ABREU, F. A. M. 1994. O *Granodiorito Anil: Caracterização geológica e petrográfica*. In: Cong. Bras. Geol., 38. Camboriú - SC. Bol. Res. Exp. Camboriú, SBG. **1**:156 – 158.

GORAYEB, P. P. S.; ABREU, F. A. M. e MOURA, C. A. V., 1995. Geração de corpos batolíticos transamazônicos na Província Borborema, O exemplo do Granitóide Chaval. 16h Simpósio de Geologia do Nordeste, Anais, Recife, p.414-416.

GORAYEB, P. S. S.; LAFON, J. M. 1995. Geocronologia Rb-Sr do Granodiorito Anil-CE. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Anais, p. 274-275.

GORAYEB, P. S. S.; GAUDETTE, H. E.; MOURA, C. A. V.; ABREU, F.A.M., 1999. Geologia e geocronologia as Suíte Rosario, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. *Revista Brasileira de Geociências* **29**(4): 571-578.

GORAYEB, P. S. S.; BARBOSA, R. C. O.; MOURA, C. A. V. & LEMOS, R. L. 2010. Petrografia, geocronologia e significado tectônico do Nefelina Sienito Brejinho: extremo noroeste da Província Borborema. *Revista Brasileira de Geologia*, p 390-407.

GORAYEB, P. S. D. S., BARBOSA, R. D. C. D. O., MOURA, C. A. V., & LEMOS, R. L. 2011. Petrografia, geocronologia e significado tectônico do Nefelina Sienito Brejinho: extremo noroeste da Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(3), 390-407.

GORAYEB, P.S.S.; SOARES, C.M. Dados petrográficos, faciologia e implicações petrológicas do Granito do Pajé. In: CONG. BRAS. GEOL., 38. Camboriú – SC, 1994. *Bol. Res. Exp. Camboriú – SC*: SBG. V.1. p. 128 – 129

GORAYEB, P.S.S.; LIMA, A.M.M. Aspectos texturais do magmatismo e trama tectônica impostas ao Granito Chaval na Zona de Cisalhamento Santa Rosa, extremo Noroeste da Província Borborema. *Brazilian Journal of Geology*, 44(4): 653-668, December 2014

HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N. Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 36-45.

HURLEY, P. M.; ALMEIDA, F. F. M.; MELCHER, G. C.; CORDANI, V. G.; RAND, J. R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON, W. H.; FAIRBAIRN, H. W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, 157:495-500.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A. ; TINDLE, A. G. 1986: Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. – In: Coward, M. P. – Ries, A. C. (eds): *Collision Tectonics*, 67–81, Geological Society Special Publications 19. London.

KLEIN, E. L.; MOURA, C. A. V. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luis craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, v. 43, p. 237-253, 2001.

KLEIN, E. L.; MOURA, C. A. V. Síntese geológica e geocronológica do Craton São Luís e do Cinturão Gurupi na região do rio Gurupi (NE-Para/NW-Maranhão). *Geologia USP – Série Científica*, v. 3, p. 97-112, 2003.

KLEIN, E. L. 2004. *Evolução geológica Pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil*. 303 p. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

KLEIN, E. L.; PALHETA, E. M. S.; PINHEIRO, B. L. S. 2005. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*. 35(3): 415-418.

KLEIN, E.L., MOURA, C.A., PINHEIRO, B.L.S., 2005. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm–Nd isotopes. *Gondwana Research* 8, 1–10.

KLEIN, E.L. et al. Geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic granitoid magmatism: further evidence on the crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 165, n. 3/4, p. 221-242, 2008.

LESQUER, A.; BELTRÃO, J. F.; ABREU, F. A. M. 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and west África: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*.110:9-26.

LOWELL G.R. 1985. Petrology of the Bragança batholith São Luís Craton, Brazil. In: The crust-The significance of granites-gneisses on the lithosphere. Athens. Theophrautus Publications S. A. 13-34.

MATTOS, I. C.; ARTUR, A. C.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. Geologia e Geocronologia do stock granítico Serra do Barriga – Sobral/CE. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 22., 2007, Natal. *Anais...* SBG, Natal: SBG, 2007. p. 176.

NASCIMENTO, D. A.; GAVA, A.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W. 1981. Geologia da folha AS 24-Fortaleza. In: *Projeto Radam Brasil*. DNPM, Rio Janeiro. **21**, 23-212.

NOGUEIRA NETO, J. A.; MARQUES Jr., F.; NERI, T. F. O.; PEDREIRA, L. H. S. T. 1990. Contribuição à geologia do município de Chaval (CE). In: Simp. Geol. . Nordeste, 13. Fortaleza. **11**:27 - 28.

NOGUEIRA, B. K. C.; GORAYEB, P. S. S.; GALARZA, M. A. T.; MOURA, C.A.V. Novos dados geocronológicos do Granito Chaval, extremo noroeste da Província Borborema: correlação com Arco Magmático Santa Quitéria. In: 25º Simpósio de Geologia do Nordeste, 2013. Pag 381.

OLIVEIRA D.C. 1992. Geologia do Graben de Martinopole, área de Campanário/Paula Pessoa (Granja - CE), implicações na evolução litoestratigráfica e tectono-metamórfica do Noroeste do Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, 22: 143-156.

PALHETA, E.S.M. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. 2001. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

PALHETA, E. S. D. M., ABREU, F. D. A. M. D., & MOURA, C. A. V. (2009). Granitóides proterozóicos como marcadores da evolução geotectônica da região nordeste do Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(4), 647-657.

PASTANA, J.M. do N. (Org.). Turiaçu: folha SA.23-V-D, Pinheiro SA.23-Y-B, Estados do Pará e Maranhão, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 205 p., il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

QUADROS, M.L.E.S. & ABREU, F.A.M. de. 1995. Bacia de Jaibaras-NW do Ceará: Considerações sobre a evolução tectono-sedimentar. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. Bol. Res. Expand. Gramado, SBG. p.307-309.

RIBEIRO J.W.A. 2002. O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 155 p. (Tese de Mestrado).

ROSSETI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. 1989. Estudos paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra, 1: 25-74.

SADOWSKI, G. R. . The São Luis Craton and the Gurupi Fold Belt. In: U.G Cordani;E.J.Milani;A. Thomaz Filho;D.A. Campos. (Org.). Tectonic Evolution of South America. 1 ed. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciencias/MME/DNPM, 2000, v. 1, p. 97-99.

SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO J. A.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER, P. C. 2001. Petrografia e litogeoquímica das rochas do embasamento cristalino da região de Granja – CE. Revista de Geologia.14: 33-48

SANTOS, R. V.; ALVARENGA, C.; BABINSKI, M.; RAMOS, M.; CURKROV, N.; FONSECA, M. A.; DARDENNE, M.; SIAL, A. N.; NOCE, C. M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from southern São Francisco craton and Araçuaí Belt: Paleogeographic implications. Journal of South American Earth Sciences, 18: 27-39.

SANTOS, T. J. S., FETTER, A. H., HACKSPACHER, P. C., VAN SCHMUS, W. R.; NOGUEIRA NETO, J. A.. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW segment of the Borborema Province, NE Brazil, during the assembly of the western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, 25, p. 271-284. 2007 (publicado em 2008).

SHAND S.J. 1943. Eruptive rocks. their genesis, composition, classification, and their relation to oredeposits with a chapter on meteorite. New York.

STRECKEISEN, A. L. 1967 Classification and nomenclature of igneous rocks. (Final report of an inquiry.) Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen, 107, 144-240.

STRECKEISEN, A. L., 1976, Classification and nomenclature of igneous rocks: Earth-Science Reviews, v. 12, p. 1-35.

THOMPSON, R. N. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology, v. 18, n. 1, p. 49-107, 1982.

TORQUATO, M. F. B.; TORQUATO, J. R. F.; FIGUEIREDO, C.; NOGUEIRA NETO, J. A. Estudo dos granitos cearenses “Vermelho Filomena, Meruoca clássico e Verde Ceará” por análise digital de imagem em câmara com atmosfera saturada em SO₂. UFCE, Fortaleza, 2008. GEONOMOS 16(2): 51 – 62.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. 2007. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, 15(2):253-263.

VILLAS, R. N.. 1982. Intrusões ígneas brasileiras na bacia do rio Guamá, nordeste do Estado do Pará. In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, I, Belém, Anais, 1:237-247.

- VILLAS, R. N. & SOUSA, F. D. S. S. O granito de duas micas Ney Peixoto, nordeste do Pará: aspectos petrológicos e significado tectônico. In: Revista Brasileira de Geociências. 37(1): 03-16, 2007
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.I., CHAPPELL, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contr. Min. Petr. 95, 407–419.

ANEXO

ANEXO A - -----

pontos visitados	coordenadas geográficas	litotipo	amostras coletadas	localidade/referência
Granito Pedra do Sal	41°43'46"W/2°48'15"S	biotita-horblenda monzogranito	PDS-01A,PDS-01B,PDS-01C	Praia Pedra do Sal
Pedreira Jurema	41°52'30"W/3°6'15"S	biotita-muscovita microsienogranito	JR-01A JR-01B	Pedreira Jurema