



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ



FACULDADE DE GEOLOGIA



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

BRUNA KARINE CORREA NOGUEIRA

GEOCRONOLOGIA E PETROGRAFIA DA PORÇÃO NORDESTE DO GRANITO CHAVAL – NOROESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA.

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM-PA

MARÇO DE 2013

BRUNA KARINE CORREA NOGUEIRA

**GEOCRONOLOGIA E PETROGRAFIA DA PORÇÃO
NORDESTE DO GRANITO CHAVAL – NOROESTE DA
PROVÍNCIA BORBOREMA.**

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 de Sousa Gorayeb

Belém

2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Sistema de Bibliotecas da UFPA

N Nogueira, Bruna Karine Correa
778p

Geocronologia e Petrografia da porção nordeste do Granito Chaval – Noroeste da Província Borborema / Bruna Karine Correa Nogueira; Orientador: Paulo Sergio de Sousa Gorayeb – 2013

77 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.

1. Geologia Isotópica – Ceará (CE). 2. Granito Chaval. 3. Geocronologia Pb-Pb em zircão. 4. NW da Província Borborema. I. Gorayeb, Paulo Sergio de Sousa *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 541.388098131

BRUNA KARINE CORREA NOGUEIRA

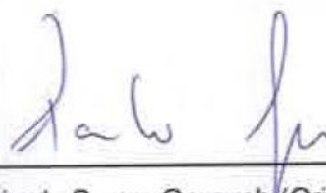
PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DO GRANITO CHAVAL – NOROESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA.

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.

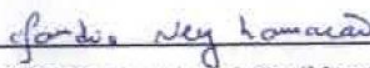
Data de Aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

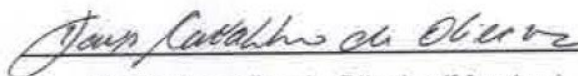
Banca Examinadora:



Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (Orientador)
Doutor em Geoquímica e Petrologia
Universidade Federal do Pará



Cláudio Nery Lamarão (Membro)
Doutor em Geoquímica e Petrologia
Universidade Federal do Pará



Davis Carvalho de Oliveira (Membro)
Doutor em Geoquímica e Petrologia
Universidade Federal do Pará

***“A Deus, minha família
e a todos que sempre acreditaram e torceram por minha vitória.”***

AGRADECIMENTOS

A Deus, por todas as realizações que me proporcionou sem o qual nada do que consegui até aqui seria possível.

Ao meu orientador Prof. Dr. Paulo Gorayeb pelo apoio, orientação, paciência e toda a ajuda para a realização deste trabalho.

Aos professores doutores do Pará-Iso, Candido Moura e Marco Antônio Galarza pelo apoio e orientação.

Aos integrantes do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) e Oficina de Preparação de Amostras (OPA) pela contribuição na preparação das amostras.

Aos integrantes do Grupo de Petrologia e Evolução Crustal (GPEC).

Aos meus pais, Raimundo Carlos Nogueira e Helena Nogueira, especialmente à minha mãe pela educação e incentivo, e por sempre ter me proporcionado todas as oportunidades e formas de apoio possíveis.

Aos meus irmãos Laura Nogueira e Lucas Nogueira, mesmo com tantas implicâncias sempre estiveram ao meu lado torcendo pelo meu sucesso profissional.

Em memória de minha amada avó Maria Nunes Correa, a mulher que sempre lutou e nos ensinou como nunca desistir de vencer na vida.

Ao Paulo Soares, pelo apoio e dedicação que sempre me deu, e por tudo que me ensinou e me ajudou para eu chegar até aqui.

Aos meus amados amigos da Geologia 2008, em especial minhas “maridas” Haline e Ingrid. E a outros não menos importantes e que ocupam um espaço especial no meu coração: Rafael, Juvenal, Luisa, Carlos, Rachel, Renato, José, Chelsea, Maurício, Iara, Flora, Carla Batista, Carla Braga, Joana, Gaby, Aldemir, Lana, Chafic, Edson, Claudia, Arlete, Thamires. Aos quais agradeço por me proporcionarem os melhores anos da minha vida, e me mostrarem que quando há amizade tudo pode dar certo. Aprendi muito com vocês!

A Fabriciana do PPGG, por ter me ajudado nos últimos dias de “viradas” nas análises geocronológicas no Pará-Iso na datação dos meus zircões e pelo inestimável apoio que me ofertou, sem ao menos ter me conhecido direito.

Enfim, aos meus amigos da geologia que amo muito e que nunca vou esquecer: Thadeu, Rafael, Ramon, Together, Vanessa, Regiane, Carol, Walnei. Obrigada pelas alegrias, risadas e por todos os conselhos que obtive com vocês.

***“Temos o destino que merecemos. O nosso destino está de acordo com os nossos méritos”
(Albert Einstein).***

RESUMO

A região noroeste da Província Borborema é conhecida pela diversidade da granitogênese, seja de suas naturezas cronológica ou tectônicas, elevando a importância desses eventos magmáticos no contexto regional, produzindo terrenos metamórfico-magmáticos de alta complexidade, representando estágios avançados de geração de magmas durante processos deformacionais antigos. O evento Brasileiro nesse contexto é de valiosa importância devido seu domínio regional afetando toda a Província Borborema com continuidade para o continente africano (evento Pan-Africano). Sua evolução em relação às mudanças geotectônicas globais, que envolvem colagens de continentes, fechamento de oceanos, formação de orógenos, assim como uma sucessão de pulsos magmáticos que se estenderam durante todo o evento, formando grandes suítes migmatítica-graníticas, marcando vários episódios de deformação e injeção de magmas. Sendo assim, com os estudos geocronológicos busca-se melhor entendimento desses eventos magmáticos, sua temporização e contextualização na formação das unidades litológicas que compõem o atual quadro do noroeste da Província Borborema. O Granito Chaval localizado no extremo noroeste da Província Borborema é um exemplo de pluton que necessitava de uma revisão de dados em razão da discrepância de valores de idades existentes na literatura, e aplicações de métodos geocronológicos mais precisos de estudo o que foi feito neste trabalho, com os novos dados foi possível também fazer um estudo comparativo com outros corpos graníticos melhor conhecidos nesta região e discutir o significado das idades existentes e contextualiza-las na evolução do NW da Província Borborema. Estudos geocronológicos anteriores obtiveram idades variadas ($1.990 \pm 18\text{Ma}$, 591 ± 10 e $507 \pm 27 \text{Ma}$), deixando assim uma incerteza sobre a idade real de colocação do Granito Chaval. Este trabalho na forma de um TCC objetivou a determinação da idade do Granito Chaval, através de técnicas e métodos mais precisos de datação, como é o caso do método Pb-Pb em zircão. A idade de cristalização obtida resultou no valor de idade média de $633 \pm 3,3 \text{Ma}$, demonstrando que a cristalização Granito Chaval aconteceu no final do Neoproterozoico, e que não pode ser incluído na Suíte Intrusiva Meruoca, que apresenta idades de aproximadamente 523Ma , e que é considerado um magmatismo pós-tectônico em relação à orogenia Brasileira. Por outro lado idades mais antigas, como os dos granitos do Complexo Tamboril Santa

Quitéria que variam de 664.8 ± 5.2 Ma a 623.9 ± 1.3 Ma que podem ser relacionados com Granito Chaval definindo assim que o mesmo está relacionado com um magmatismo sin a tardi-tectônico em relação à orogenia Brasileira.

Palavras-chave: Geologia Isotópica – Ceará (CE). Granito Chaval. Geocronologia Pb-Pb em zircão. NW da Província Borborema.

ABSTRACT

The northwest of Borborema Province is known for the diversity of granites, either chronological or tectonic their natures, elevating the importance of these magmatic events in the regional context, producing high complexity magmatic-metamorphic terrains, representing advanced stages of magmas generation during older deformational processes. The Brazilian Event is important because it has affected the whole Borborema Province with continuity for the African Continent (Pan-African Event). Its evolution related to changing global geotectonic involving collages of continents, oceans lock, orogeny, as well as a succession of magmatic pulses that spread throughout the event, forming large-migmatitic granitic suites, scoring several deformation and injection of magmas episodes. Thus, the geochronological studies seek to understand these magmatic events, their timing and context in the lithologic units formation that compounds the current northwestern Borborema Province framework. The Chaval Granite located in the northwest of the Borborema Province is an example of a pluton that needed a review because there is a discrepancy in the age values, and applications of accurate geochronological methods that was done in this work. It was done a comparative study to other granitic bodies and discussed the significance of the ages and contextualized them in the evolution of the NW Borborema Province. Previous Geochronological studies obtained varied ages (1990 ± 18 mA, 591 ± 10 and 507 ± 27 Ma), providing an uncertainty about the actual age of placement Granite Chaval. This work as a TCC aimed to determine the age of Granite Chaval, using accurate techniques and dating methods, such as the Pb-Pb on zircon method. The crystallization age value obtained was 633 ± 3.3 Ma, demonstrating that Chaval Granite crystallization occurred at the end of the Neoproterozoic, and can not be included in Meruoca Intrusive Suite, whose the ages is around 523 Ma, and it is considered a post-tectonic magmatism in relation to Brazilian orogeny. Moreover, older ages, such as the granites of Tamboril Santa Quitéria Complex ranging from 664.8 ± 5.2 Ma to 623.9 ± 1.3 Ma ages, which may be related to Chaval Granite and syn- to late tectonic magmatism in relation to orogeny Brazilian.

Keywords: Isotope Geology - Ceara (CE). Granite Chaval. Geochronology Pb-Pb zircon. NW Borborema Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1 - Mapa geológico simplificado da região NW do Ceará e NE do Piauí com a localização do Granito Chaval, e as áreas alvo do estudo..... 18
- Figura 1.2 - Equipamentos do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA utilizados na separação de zircão. Em 'A' peneiras utilizados para separação das frações granulométricas a úmido; em 'B' o Elutriador; em 'C' e 'D' Separadores magnéticos vertical e horizontal Isodynamic Frantz, respectivamente; em 'E' separação de minerais pesados com o auxílio do bromofórmio.20
- Figura 1.3 - Equipamentos utilizados na separação e escolha dos grãos de zircão. Em 'A' lupa binocular; em 'B' o grupo de zircões separados em 20 grupos de 4 zircões; e em 'C' Espectrometro de Massa de Termolonização com multicoletor, Finnigan MAT 262 (TIMS).....21
- Figura 1.4 - Equipamentos utilizados no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso/UFPA). Em 'A' espectrômetro de massa TIMS; em 'B' o filamento de rênio de perfil; e em 'C' filamento de rênio em detalhe.....24
- Figura 2.1 - Domínios estruturais da Província Borborema mostrando a compartimentação estrutural que são encontradas na província seguindo a classificação de Almeida et al. (1977).....28
- Figura 3.1 - Recorte do Mapa Geológico do Estado do Ceará da destaque aos corpos graníticos..... 40
- Figura 4.1 - Mapa geológico do NW do Ceará e NE do Piauí extraído de CPRM, em maior destaque o Granitóide Chaval (2003).....42
- Figura 5.1 – Mapa de amostragem do Granito Chaval, localizando as amostras 2010/CHA-03, 2011/CHA-12 e 2011/CHA-25 na Região de Chaval....47
- Figura 5.2 - Diagrama QAP, com os litotipos encontrados no Granito Chaval, NW da Província Borborema. Monzogranitos (2010/CHA-03; 2011/CHA-12) e Sienogranitos (2011/CHA-25).48
- Figura 5.3 - Visão macroscópica e microscópica da fácies Biotita sienogranito porfirítico. Em 'A' os cristais de álcali-feldspato estão bem mais desenvolvidos que os demais minerais; Em 'B' textura porfirítica com matriz fanerítica; microscopicamente temos em 'C' uma matriz granular hipiomórfica (LP); Fenocristais de microclínio apresentando intercrescimento micropertítico em 'D' (LP); Em 'E' intercrescimento mimerquítico (LP); Cristais de quartzo não recristalizados em 'F' em matriz granular hipidiomórfica (LP); Em 'G' temos cristais de biotita subédrica, em luz natural (LN); e em 'H' cristais de titanita formando agregados com a biotita, (LN). (LP=Luz polarizada, LN=Luz natural, Qtz=Quartzo, Kfs= K-feldspato, Tnt=Titanita).52

Figura 5.4 - Representação macroscópica e microscópica da fácies Biotita monzogranito porfirítico milonitizado. Em 'A' pode-se perceber cristais de plagioclásio mais desenvolvidos e uma matriz fanerítica; em 'B' pode-se perceber uma leve orientação dos cristais; Microscopicamente, pode se perceber em 'C' fenocristais envolvidos na matriz fanerítica (LP); em 'D' microclínio e plagioclásio envolvidos por biotita (LP); Em 'E' o quartzo encontra-se recristalizado com leve estiramento (LP); em 'F' lamelas de biotita contornando os fenocristais (LP); Em 'G' feições iniciais de biotita psiforme, (LP); E em 'H' cristais de titanita dispersos na rocha (LN). (LP=Luz polarizada, LN=Luz natural, Pl=Plagioclásio, Qtz=Quartzo, Kfs= K-feldspato, Ttn=Titanita).	56
Figura 5.5 - Em 'A' temos a matriz recristalizada (LP); Em 'B' biotitas envolvendo os fenocristais de microclínio e plagioclásio (LP); em 'C'(LP) e 'D' (LN) a presença de lamelas de biotita contorcidas; Em 'E' pode-se perceber uma orientação dos cristais de biotita e quartzo recristalizado (LP); E em 'F' o início do habito psiforme das lamelas de biotita (LP). (LP=Luz polarizada, LN= Luz natural, Qtz=Quartzo, Pl=Plagioclásio, Bt=Biotita).....	57
Figura 5.6 - Quadro esquemático simplificado indicando a ordem de cristalização dos minerais em três estágios.....	60
Figura 6.1 - Figura 6.1 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P1) da amostra 2010/CHA-03.....	62
Figura 6.2 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P1) da amostra 2011/CHA-12.....	63
Figura 6.3 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P1) da amostra 2011/CHA-25.....	63
Figura 6.4 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P2) da amostra 2011/CHA-03.....	64
Figura 6.5 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P2) da amostra 2011/CHA-12.....	64
Figura 6.6 - Zircões analisadas da amostra 2010/CHA-03 que não obtiveram resultados satisfatórios para o procedimento de datação.	65
Figura 6.7 - Zircões analisadas da amostra 2010/CHA-12 que não obtiveram resultados satisfatórios para o procedimento de datação.....	66
Figura 6.8 - Zircões analisadas da amostra 2010/CHA-25 que obtiveram resultados satisfatórios para o procedimento de datação.....	67
Figura 6.9 - Espectro da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em Ma) para os zircões da amostra da fácies sienogranito do Granito Chaval. As barras verticais representam os erros para cada cristal de zircão analisado e a linha horizontal representa a idade média obtida para cada amostra.....	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 - Composição modal do Granito Chaval, NW da Província Borborema. .49	
Tabela 6.1 -Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra 2011/CHA-25 do Granito Chaval.....68	
Tabela 6.3 - Geocronologia dos Granitos do NW do Ceará.70	

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 APRESENTAÇÃO	16
1.2. PROBLEMÁTICA DO TRABALHO	16
1.3 OBJETIVOS	17
1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	18
1.5 ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO	18
1.5.1 Metodologia para análise petrográfica	19
1.5.2 Preparação das amostras para o estudo geocronológico.....	19
1.5.3 Metodologia e procedimentos analíticos	21
1.5.4 Procedimentos Analíticos	23
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	26
2.1 ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO DO NW DA PROVÍNCIA BORBOREMA	26
2.2 O DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ	28
2.2.1 Complexo Granja.....	29
2.2.2 Grupo Martinópolis	29
2.2.3 Grupo Ubajara.....	30
2.2.4 Grupo Jaibaras	30
2.3 DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL.....	30
2.3.1 Complexo Cruzeta	31
2.3.2 Complexo Ceará	32
2.3.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria.....	33
3 GRANITOGÊNESE DO NW DA PROVÍNCIA BORBOREMA	34
3.1 GRANITÓIDES DO COMPLEXO TAMBORIL SANTA QUITÉRIA	35
3.2 SUÍTE INTRUSIVA MERUOCA	37
4 GEOLOGIA DA REGIÃO DE CHAVAL	41

4.1 COMPLEXO GRANJA.....	41
4.3 GRANITÓIDE CHAVAL.....	43
4.4 COBERTURAS FANEROZOICAS	45
5 PETROGRAFIA DO GRANITO CHAVAL.....	46
5.1 ASPECTOS GERAIS	46
5.2 BIOTITA SIENOGRANITO PORFIRÍTICO	49
5.3 BIOTITA MONZOGRANITO.....	53
5.4 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS	58
6 GEOCRONOLOGIA DO GRANITO CHAVAL.....	61
6.1 GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO	61
6.1.1 Resultados	65
7 CONCLUSÕES FINAIS	71
REFERÊNCIAS	72

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Borborema se caracteriza pela diversidade de processos geológicos do Arqueano ao início do Paleozoico formados em diferentes níveis crustais. As rochas ígneas, metamórficas e sedimentares nas várias unidades litoestratigráficas desempenham um importante papel como marcadores temporais de processos geológicos regionais de várias naturezas e tipos. Os estudos cartográficos, petrológicos, e geocronológicos realizados nos últimos anos no noroeste da Província Borborema foram fundamentais para a compreensão do posicionamento estratigráfico e o contexto geotectônico no qual as unidades litológicas se formaram. No caso do magmatismo granítico do NW da Província Borborema na região o avanço nos estudos geocronológicos foram importantes, mas ainda há lacunas no conhecimento de muitos corpos.

O noroeste da Província Borborema é conhecido pela diversidade de corpos graníticos e pelo menos três eventos de granitogênese são registrados no Neoproterozoico (BRITO NEVES; CORDANI, 1991). Segundo Bizzi et al. (2003) a granitogênese relacionada ao evento Brasileiro da Província Borborema, pode ser abordada como uma sucessão de pulsos magmáticos definidos como: Supersuíte I (cedo a sin-Brasiliano); Supersuíte II (tardi-Brasiliano); e Supersuíte III (pós-Brasiliano).

1.2. PROBLEMÁTICA DO TRABALHO

Entretanto, apesar do avanço no conhecimento desta região, vários corpos graníticos ainda carecem de dados fundamentais para sua caracterização tipológica, estratigráfica e geocronológica, necessários para as correlações com as suítes conhecidas. Neste sentido, o estudo aqui desenvolvido no Granito Chaval localizado no extremo noroeste da Província Borborema é um exemplo que necessitava de uma revisão/confirmação de dados, principalmente do conhecimento de sua idade de formação e na evolução crustal que são importantes também para comparações com outros corpos graníticos melhor conhecidos nesta região.

Com relação à geocronologia sabendo-se que a sistemática Rb-Sr em rochas deformadas e metamorfizadas, não é confiável para indicar idades de colocação de

corpos magmáticos, nas rochas do noroeste do Ceará apresentam problemas quanto ao comportamento dos isótopos de Rb e Sr de granitos afetados por processos tectono-metamórficos. Assim, neste trabalho foi utilizado métodos analíticos mais adequados, como o método de datação pelos isótopos de Pb na estrutura do zircão (Pb-Pb em zircão) devido este mineral apresentar propriedades físico-químicas que preservam esses isótopos em sua estrutura e permitem uma melhor resposta à análise geocronológica de uma rocha.

Neste TCC apresentado na forma desta monografia contêm os resultados obtidos por meio de análises de três amostras representativas do Granito Chaval, para caracterizá-lo do ponto de vista petrográfico e geocronológico, e obter sua idade de cristalização para discussão e interpretação de sua formação. Com os resultados obtidos serão feitas comparações e correlações com os processos magmáticos no noroeste da Província Borborema.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo principal deste TCC foi a expansão do conhecimento do Granito Chaval com a obtenção de dados petrográficos e idade de colocação pelo método Pb-Pb em zircão. Com base nesses dados foi possível definir com mais precisão a idade de colocação deste granito e desenvolver um estudo comparativo com outros granitos desta região.

De modo mais específico o estudo envolveu:

a) Análises petrográficas de rochas representativas dos dois domínios geológicos do Granito Chaval envolvendo a descrição de amostras de mão e lâminas delgadas/polidas, visando a classificação das rochas e a interpretação sobre a evolução da cristalização do Granito Chaval e dos processos deformacionais que o afetaram;

b) Análises geocronológicas, com base no método Pb-Pb por evaporação-ionização em monocristais de zircão, afim de obter a idade de colocação do Granito Chaval;

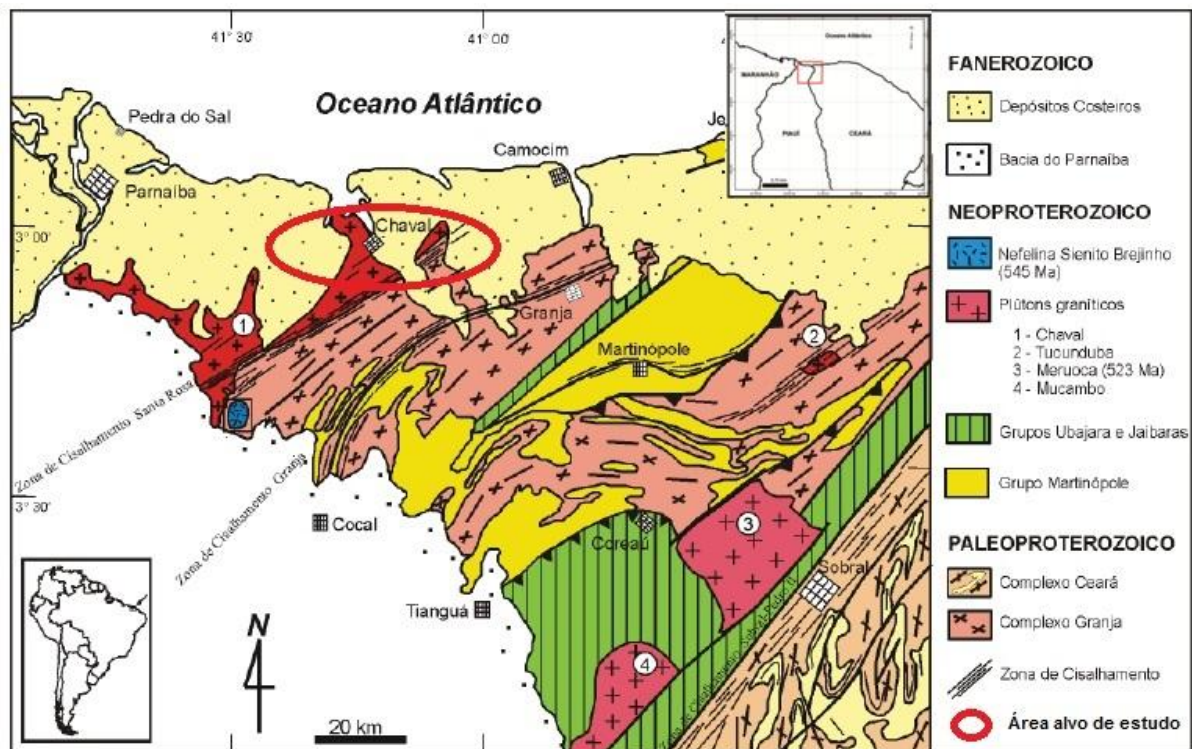
c) Integração de dados pré-existentes e correlação do Granito Chaval com os demais granitóides de região noroeste da Província Borborema, tendo como base

para esse estudo comparativo a literatura geológica sobre os granitos do NW da Província Borborema.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O Granito Chaval compreende um corpo de grandes dimensões localizado no extremo noroeste do Estado do Ceará e no NE do Estado do Piauí próximo à costa Atlântica. Ele está inserido parcialmente nas folhas Chaval (SA.24.Y-C-II) e Granja (SA.24-Y-C-III). Para o trabalho, a área alvo de estudo escolhidas: região de Chaval, que representa o domínio não deformado e a transição para o domínio deformado (Figura 1.1).

Figura 1.1 - Mapa geológico simplificado da região NW do Ceará e NE do Piauí com a localização do Granito Chaval, e as áreas alvo do estudo



Fonte: Segundo Gorayeb et al. (2011).

1.5 ATIVIDADES E MÉTODOS DE TRABALHO

Este trabalho envolveu inicialmente o levantamento bibliográfico dos principais trabalhos existentes sobre a geologia do NW da Província Borborema, em especial do Domínio Ceará-Central e Médio-Coreau, com ênfase na granitogênese, e foi importante para o entendimento geológico no qual está inserida a área de trabalho.

Deste trabalho resultou uma síntese do conhecimento geológico apresentado no tópico 2.

Os estudos laboratoriais envolveram análises petrográficas em amostras já disponíveis no acervo do grupo de pesquisa de Petrologia e Evolução Crustal (GPEC-IG/UFGA). Os estudos foram realizados em três amostras selecionadas, incluindo seus representantes para análise isotópica.

1.5.1 Metodologia para análise petrográfica

As análises petrográficas envolveram a descrição de amostras de mão e de lâminas polidas em microscópio petrográfico convencional em luz transmitida e refletida. As análises petrográficas envolveram a identificação das fases minerais presentes (DEER et al. 1992; KERR, 1959), suas formas, dimensões, relações de contato e análises texturais. Posteriormente foram realizadas análises modais com contador de pontos da marca Swift (cf. BARD, 1980; CHAYES, 1956; HIBBARD, 1995; MACKENZIE et al., 1982; WILLIAMS et al., 1982) foram contados 1500 pontos com espaçamento de 2 mm e classificação no diagrama QAP (LE MAITRE et al., 2002; STRECKEISEN, 1976) conforme estabelecido pela IUGS (International Union of Geological Society).

1.5.2 Preparação das amostras para o estudo geocronológico

Para o estudo geocronológico foram utilizados cerca de 20 kg de cada uma das três amostras do Granito Chaval para análise geocronológica pelo método Pb-Pb por evaporação e ionização em zircão. As amostras após serem trituradas e moídas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA/UFGA), utilizando peneiras foram peneiradas e lavadas a úmido para eliminação de fração argila (Figura 1.2 A) com frações granulométricas entre, 0,250 mm – 0,180 mm e 0,180 mm – 0,125 mm, e em seguida foram separadas com auxílio do elutriador (Figura 1.2 B). Na etapa seguinte foram utilizados os separadores magnéticos Isodynamic Frantz do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará- Iso/UFGA) em posição vertical (Figura 1.2 C) e horizontal (Figura 1.2 D), com o objetivo separação dos minerais magnéticos. Após esta etapa, as amostras foram levadas para a concentração por líquidos pesados (bromofórmio) (Figura 1.2 E). Os cristais de zircão foram então triados manualmente por meio de uma lupa binocular (Figura 1.3 A) e foram selecionados 20 grupos de 4 cristais de

zircão (Figura 1.3 B) para a análise no Espectrometro de Massa de Termo-Ionização com multicoletor, Finnigan MAT 262 (TIMS) (Figura 1.3 C) do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará- Iso/UFGPA) e separados pelo menos em duas populações de zircão.

Os grãos de zircão foram separados em grupos com características morfológicas diferentes. Os 80 cristais selecionados foram preferencialmente aqueles sem evidências de metamitização, sem inclusões ou fraturas, porém por falta de cristais límpidos e sem fraturas, foram analisados alguns cristais que fugiram a essas características.

Figura 1.2 - Equipamentos do Laboratório de Geologia Isotópica da UFGPA utilizados na separação de zircão. Em 'A' peneiras utilizados para separação das frações granulométricas a úmido; em 'B' o Elutriador; em 'C' e 'D' Separadores magnéticos vertical e horizontal Isodynamic Frantz, respectivamente; em 'E' separação de minerais pesados com o auxílio do bromofórmio.



Fonte: Da autora.

Figura 1.3 - Equipamentos utilizados na separação e escolha dos grãos de zircão. Em 'A' lupa binocular; em 'B' o grupo de zircões separados em 20 grupos de 4 zircões; e em 'C' Espectrometro de Massa de Termo-Ionização com multicoletor, Finnigan MAT 262 (TIMS).



Fonte: Da autora.

1.5.3 Metodologia e procedimentos analíticos

O elemento chumbo é encontrado em rochas de composição ultramáfica até félsica e também em muitos minerais como zircão, plagioclásio e sulfetos. Além da concentração total de chumbo em rochas, é possível estabelecer as razões isotópicas, que permitem o cálculo das idades através da concentração de isócronas ou idades modelos individuais.

Segundo Dickin (2005), a metodologia Pb-Pb é derivada de duas metodologias radiométricas independentes do sistema U-Pb. O urânio tem dois isótopos naturais

radioativos usados na datação de rochas o ^{238}U , ^{235}U , além do ^{232}Th , que são a base do método U-Pb. Os produtos finais são o ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , sendo o ^{204}Pb estável e usado como referência.

A série de decaimento do ^{238}U , que inclui o ^{234}U como um filho intermediário, termina em ^{206}Pb estável, após a emissão de oito partículas alfa e seis partículas beta + energia ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\ 4\text{He} + 6\beta^- + Q$). O ^{235}U tem como produto final o ^{207}Pb estável, após emissão de sete partículas alfa e quatro partículas beta + energia ($^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7\ 4\text{He} + 4\beta^- + Q$). A série de decaimento do ^{232}Th , termina em ^{208}Pb estável, após a emissão de seis partículas alfa e quatro partículas beta + energia ($^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6\ 4\text{He} + 4\beta^- + Q$).

O método de datação Pb-Pb é baseado no rearranjo das equações de decaimento do método U-Pb. Se dividirmos as equações, uma pela outra, cancela-se o termo ^{204}Pb e obtemos:

Equação 1.1 – Utilizada pelo método de datação Pb-Pb, em função das razões isotópicas de Pb das amostras, onde $1/137,88$ é uma razão constante de $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}$, para qualquer urânio de composição natural, seja qual for sua procedência.

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i &= \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \\ \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i &= \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \end{aligned} \quad \Rightarrow \quad \begin{aligned} \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i &= \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \end{aligned}$$

Desta forma, a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pode ser calculada sem nenhum conhecimento da concentração de urânio. As razões iniciais de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ podem ser, em geral, inferidas medindo-se a composição isotópica do chumbo em feldspato coexistente ou estimadas a partir de um dos modelos de evolução do chumbo terrestre. A idade é determinada com o auxílio de tabelas ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) em função de “t” (tempo), ou com a utilização de software mediante uma série de sucessivas aproximações para “t”, até que a diferença com a razão esteja dentro de um desejado nível de precisão, em geral 0,1% (DICKIN, 2005).

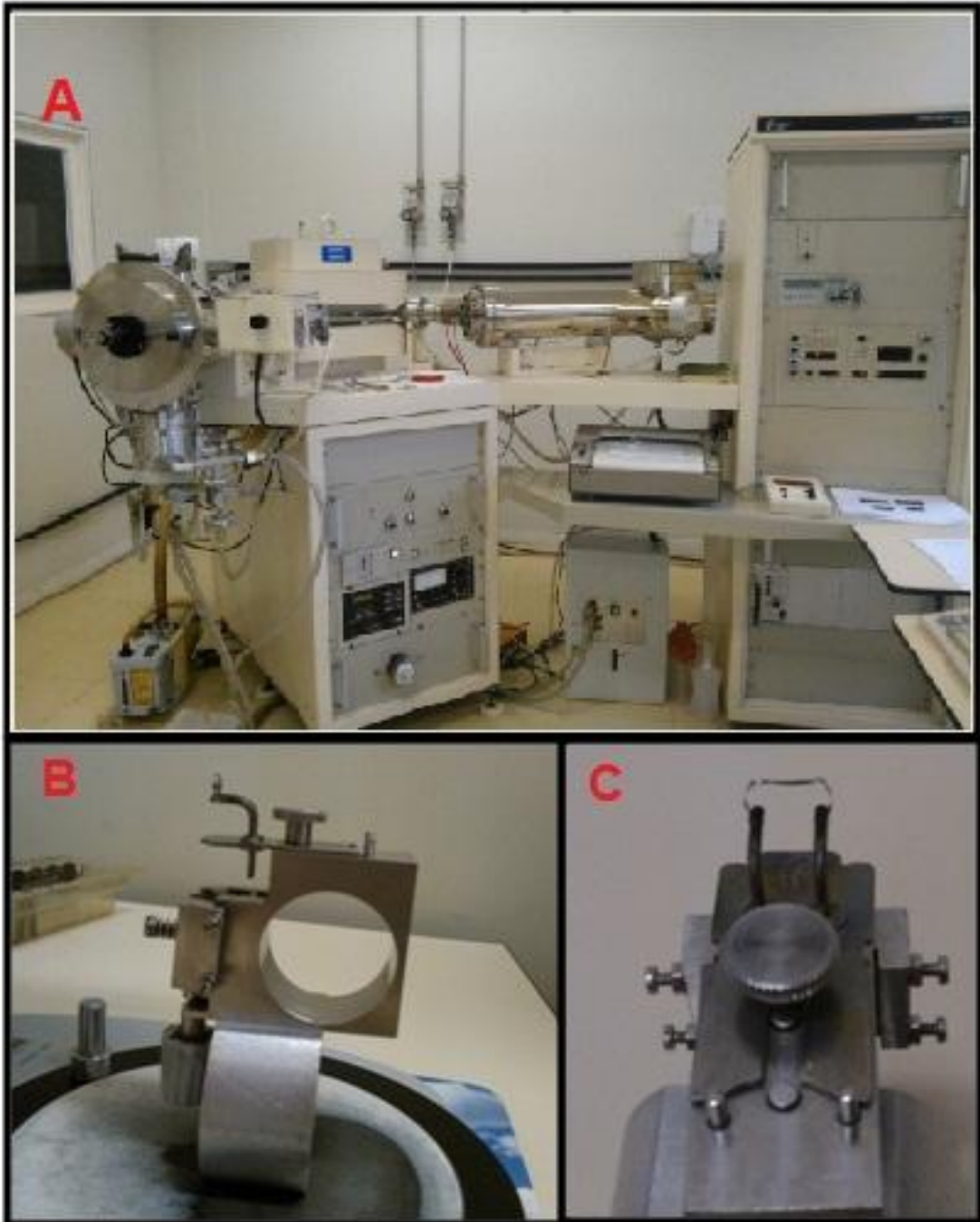
A metodologia isotópica Pb/Pb pode ser aplicada mesmo em rochas alteradas intempericamente, onde outras técnicas não forneceriam resultados confiáveis. A isócrona Pb-Pb em rocha-total apresenta uma estabilidade dos isótopos de chumbo

e a confiabilidade de seus dados (DICKIN, 2005). Contrariamente às outras técnicas de datação, o resultado depende somente da determinação das razões isotópicas de Pb e não de medidas de concentração de dois elementos diferentes.

1.5.4 Procedimentos Analíticos

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, utilizando um espectrômetro de massa TIMS (Figura 6.1 A), permitiu a determinação de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em um curto espaço de tempo e sem tratamento químico prévio. A metodologia foi desenvolvida por Kober (1987), sendo sua adaptação para o PARÁ-ISO apresentada por Gaudette et al. (1998). Essa técnica posiciona frente a frente dois filamentos de rênio (Figura 6.1 B e C), sendo um de evaporação em forma de canoa, onde o cristal de zircão é aprisionado, e um de ionização, a partir do qual o Pb é analisado (KOBBER, 1987). Geralmente, são realizadas três etapas de evaporação a 1450°C, 1500°C e 1550°C, com intervalos de tempo de 3 a 5 minutos de evaporação para cada etapa.

Figura 1.4 - Equipamentos utilizados no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará- Iso/UFGA). Em 'A' espectrômetro de massa TIMS; em 'B' o filamento de rênio de perfil; e em 'C' filamento de rênio em detalhe.



Fonte: Da autora.

O Pb evaporado deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido a temperatura ambiente. Dependendo da quantidade de Pb que o cristal contém e de sua capacidade em se fixar no filamento de ionização, pode-se realizar até três ou mais etapas de evaporação. Passado o tempo de evaporação, o filamento é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em

torno de 1050°C até 1200°C, e o Pb ali depositado é ionizado. Em cada etapa de ionização são obtidos 5 blocos de dados (análise em contador de íons), gerando um bloco com 8 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em cinco varreduras.

A partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos define-se uma idade para cada etapa de ionização. Em geral, são consideradas as idades obtidas nas etapas de mais alta temperatura que são as mais representativas da idade de cristalização do mineral, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura. Esses resultados são representados num diagrama Idade (Ma) versus os zircões analisados com desvios a 2σ e as correções do Pb de contaminação e inicial são feitas mediante uso do modelo do Pb em estágio duplo proposto por Stacey e Kramers (1975 apud GALARZA; MACAMBIRA, 2002), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram corrigidas para um fracionamento de massa de $0,07 \pm 0,03\%$ por u.m.a., determinados a partir de análises repetidas do padrão de Pb NBS-982. Para o tratamento estatístico dos resultados analíticos, como o cálculo da idade, erro analítico e diagrama utilizaram-se os softwares Zircão (PARÁ-ISO) e Isoplot de Ludwig (2004).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO DO NW DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema foi dividida por Brito Neves et al. (2001) em cinco domínios estruturais/geotectônicos com base em estudos prévios e com o auxílio de dados geocronológicos. Denominados em: Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Zona Transversal e Sul (Figura 2.1).

A Província Borborema exhibe o registro de uma evolução geológica complexa e policíclica compreendendo desde o Arqueano até o final do Neoproterozoico, com dominante evolução na orogenia Brasileira/Pan-Africana. A região compreende a continuação, na América do Sul, da Província Benin/Nigéria (oeste da África) que apresenta com ela notáveis semelhanças geológicas (BRITO NEVES et al., 2000). Esta orogenia foi responsável no período entre 660 e 570 Ma, pela amalgamação final do continente Gondwana Ocidental. No oeste da África, a identificação de zonas de suturas materializadas por rochas metamórficas de alta pressão com associações de suítes ofiolíticas e arcos magmáticos oceânicos marca o caráter colisional dessa orogenia que envolveu também os crátons São Luis/Oeste africano e São Francisco/Congo (BRITO NEVES et al., 2000).

Segundo Brito Neves et al. (2001) o arcabouço litoestrutural e tectônico da província foi desenvolvido principalmente durante a evolução de dois eventos tectônicos: a Orogenia Cariris Velho, do Mesoproterozoico Superior ao Neoproterozoico Inferior; e a Orogenia Brasileira, do Neoproterozoico Superior. A Orogenia Brasileira herdou os trends estruturais antigos e crosta retrabalhada, formada durante o início da Orogenia Cariris Velho. A Província Borborema pode ser classificada como uma província estrutural brasileira, pois há supremacia de estruturas deste evento e suas assinaturas tectônicas, com destacado plutonismo granítico. O embasamento da província apresenta registros de feições tectônicas resultante das orogêneses do Paleoproterozoico Médio (Orogenia Transamazônica) e do Arqueano.

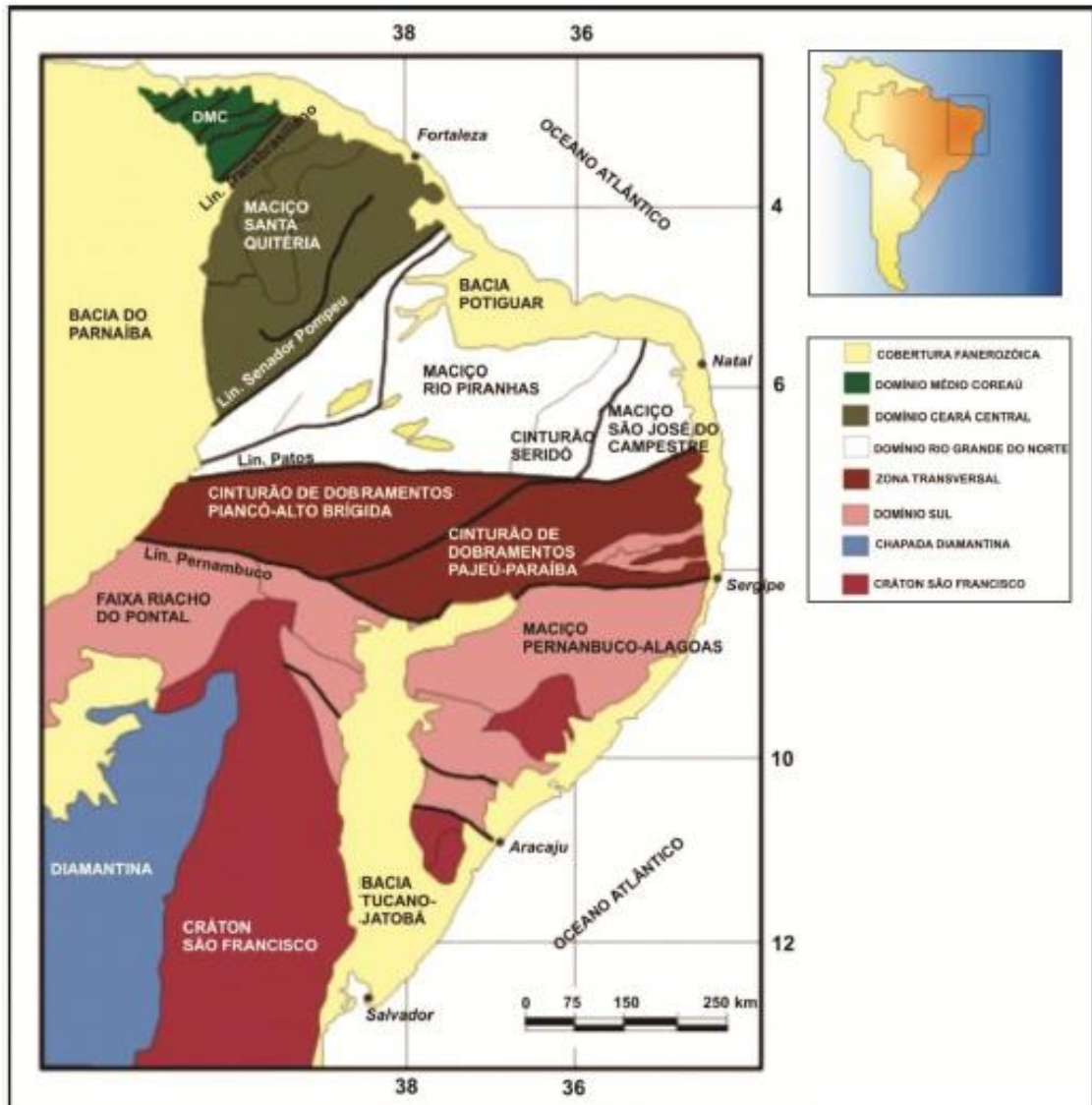
Segundo Brito Neves et al. (1995) o Evento Cariris Velho parece ser completo, contendo todas as principais fases do ciclo de Wilson de vida curta. Este ciclo começou, provavelmente, antes de 1.0 Ga com a acreção de grandes maciços

continentais. Localmente, isso ocorreu no Supercontinente Paleoproterozoico Atlântica, embora no momento da acreção isso possa ter sido parte do grande sistema geodinâmico do continente Rodínia. Em alguns casos, essa acreção resultou na formação de bacias extencionais, blocos não-subordinados de crosta Transamazônica como fragmentos do continente Atlântica, e margens continentais ao longo de grandes remanescentes do Atlântica na margem norte do Cráton São Francisco/Congo. A formação de crosta oceânica incluiu as fases de rifteamento entre os fragmentos e os blocos. Alguns dos maiores fragmentos continentais, subsequentemente convergiram, formando assembleias lito-tectônicas de tipos associados com bacias de antearco e de antepaís.

A afirmação de que a estruturação maior da província seja do Brasileiro é devido à supremacia de estruturas formadas no evento Brasileiro (e suas assinaturas tectônicas) e do plutonismo granítico associado a estas estruturas. Isto é relevante na distribuição geral dos principais *trends* estruturais da província, os quais configuram um padrão tipo leque, para toda a parte nordeste do continente Sul-americano, sob a influência de lineamentos tectônicos de maior importância e seus deslocamentos, durante a fase extensional do Cambriano. Com isso, todos os *trends* estruturais estendem-se diagonalmente para a costa (BRITO NEVES et al., 2001).

A paleogeografia dessa região após 750 Ma passou por grandes modificações com o desenvolvimento de vários proto-oceanos continentais e bacias oceânicas, seguidos de tafrogênese. Isso conduziu ao desenvolvimento de uma série de zonas concorrentes de arqueamento tectônico como maciços e altos tectônicos que podem ser correlacionados com a quebra geral do continente Rodínia. Esses altos tectônicos foram os lugares onde litoestruturas dos eventos Transamazônico e Cariris Velho (Granja-Senador Sá, Tróia-Tauá, Rio Piranhas e São José do Campestre) continuaram a ser expostas gerando a fonte sedimentar para o desenvolvimento das bacias, assim como para as que iniciaram um novo ciclo (BRITO NEVES et al., 2001).

Figura 2.1 - Domínios estruturais da Província Borborema mostrando a compartimentação estrutural que são encontradas na província seguindo a classificação.



Fonte: Extraído de Santos et al. (2004); Modificado de Almeida et al. (1977).

Esses domínios crustais foram arranjados em sua atual disposição antes do fim do Cambriano, seguindo uma fase significativa do deslocamento transcorrente do fim do evento Brasiliano. No decorrer do Fanerozoico os limites desses segmentos crustais, não sofreram grandes perturbações, pois suas estruturas dos domínios principais não tiveram grandes modificações (BRITO NEVES et al., 2000).

2.2 O DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ

O Domínio Médio Coreáú está localizado a noroeste do estado do Ceará e estendendo-se até o Piauí e é delimitado a leste pela Zona de Cisalhamento Sobral-

Pedro II, e a oeste pela Província Parnaíba, componente do Lineamento Transbrasiliano e compreende o Complexo Granja, Grupo Martinópolis-Ubajara e o Grupo Jaibaras.

O domínio consiste de um embasamento paleoproterozoico composto de rochas metamórficas de alto grau juvenis, com idades de 2.35 Ga, segmentos vulcano-sedimentares (Grupo Martinópolis), sucessões pelíticas e carbonáticas (Grupo Ubajara) do Neoproterozoico e molassas tardi-brasilianas (Grupo Jaibaras).

Ao longo do Lineamento Sobral-Pedro II ocorrem uma série de bacias transtensionais e plútons graníticos pós-orogênicos. Em toda a porção leste deste domínio ocorrem sucessões sedimentares do Paleozoico da Bacia do Parnaíba que recobrem as rochas deste domínio (BRITO NEVES et al., 2001).

2.2.1 Complexo Granja

O Complexo Granja definido por Nascimento et al. (1981) é considerado o embasamento da Faixa Martinópolis-Ubajara, e é constituído por ortogneisses TTG, granulitos ortoderivados e paraderivados, e gnaisses migmatíticos. Fetter (1999), com base em idades U-Pb, Sm-Nd e Pb-Pb, considera os gnaisses TTG como correspondentes a uma crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático durante o Sideriano (2,50 a 2,30 Ga), com retrabalhamento nos eventos Transamazônico e Brasileiro. Determinações 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 como idade do metamorfismo no Neoproterozoico do Complexo Granja (FETTER, 1999).

2.2.2 Grupo Martinópolis

Segundo Santos et al. (2004) este grupo compõe-se de sequências supracrustais de margem continental passiva, depositadas entre 775 e 808 Ma e metamorfisadas em torno de 650 Ma (U-Pb em titanita). A unidade inferior Grupo Martinópolis corresponde quartzitos e metacalcários, intercalados com rochas metavulcânicas (Formação São Joaquim), seguidos por uma sequência metapelitocarbonática (formações Covão e Santa Terezinha).

2.2.3 Grupo Ubajara

De idade Neoproterozoico, este grupo é constituído por três formações. A Formação Caiçaras (inferior) é constituída por ardósias, metasiltitos, metarenitos e metapelitos, que caracterizam um ambiente deposicional fluvial meandrante; a Formação Trapiá é formada por metapelitos e arenitos arcossianos típicos de ambiente de planície de maré, e a Formação Frecheirinha (superior), é constituída por metacalcários de ambiente marinho plataformal (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).

2.2.4 Grupo Jaibaras

Segundo Oliveira (1992) o Grupo Jaibaras 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 seqüências são afetadas por zonas de cisalhamento/falhas com magnitudes, natureza de deformação e idades variadas. A Formação Massapé é constituída por paraconglomerados brechóides polimícticos/polimodais, de aparência bastante desorganizada. A Formação Pacujá é formada por arenitos finos/médios a argilosos, grauvacas, além de arenitos conglomeráticos arcoseanos. Alcançou anquimetamorfismo, tendo se depositado em ambientes lacustres, nas partes mais distais do Gráben de Martinópolis.

2.3 DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL

Este domínio limita-se a oeste pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, que o separa do Domínio Médio Coreaú. A sul faz fronteira com a Faixa Orós-Jaquaribe por meio da Zona de Cisalhamento Orós Oeste/Aiuaba. O DCC consiste de um embasamento gnáissico, formado durante o processo de colagem no evento Transamazônico, com a inclusão do núcleo Arqueano relacionado ao Maciço Tróia-Tauá. Além disso, contém uma série de seqüências supracrustais do Neoproterozoico, relacionadas a cinturões de dobramentos com sucessões de quartzitos, pelitos e unidades carbonáticas menores, e plutonismo expressivo do Neoproterozoico Superior (BIZZI et al., 2003).

Este domínio estrutural consiste de embasamento gnáissico, formado durante a colagem transamazônica, com a inclusão de um importante núcleo Arqueano (Maciço Tróia-Tauá), além de conter uma série de sequências supracrustais neoproterozoicas, remanescentes de 23 de cinturões de dobramentos (quartzitos, pelitos, unidades carbonáticas menores), e plutonismo granítico expressivo – Neoproterozoico Superior – (BRITO NEVES et al., 2000).

2.3.1 Complexo Cruzeta

Definido por Oliveira e Cavalcante (1993), este complexo se localiza na porção NW da Província Borborema, região central do Ceará. Corresponde ao Maciço Tróia – Pedra Branca (BRITO NEVES, 1975) e ocupa extensão considerável do Domínio Ceará Central. Consiste em terreno do tipo granito-greenstone e compreende as unidades Tróia (sequência metavulcanossedimentar), Pedra Branca (metaplutônicas calcissódicas) e Mombaça (metaplutônicas sódio-potássicas). As rochas metaplutônicas são interpretadas como segmentos de arcos magmáticos juvenis. Estudos geocronológicos recentes (U-Pb convencional e Sm-Nd) atribuem idade de cristalização do protólito de ortognaisses TTG entre 2680 e 2860 Ma (Neoarqueano) e de ortognaisses da Unidade Mombaça em 2150 Ma (FETTER, 1999).

A Unidade Tróia é uma sequência metavulcanossedimentar (CAVALCANTE, 1999) composta por metabasaltos, metagabros, metadacitos, metarriolitos, quartzitos, grafita-xistos, metacalcários, metassilexitos e Formações Ferríferas Bandadas (FFB). Ocorrem também ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica e leucogranítica (Suíte Cedro), com idade U-Pb de 2,77 Ga (BIZZI et al., 2003).

A Unidade Pedra Branca é constituída por ortognaisses TTG primitivos, com idade U-Pb entre 2,77 e 2,85 Ga e idade modelo TDM entre 2,92 e 3,04 Ga (FETTER, 1999). O protólito dessas rochas metaplutônicas calcissódicas apresenta idade mínima de cristalização de 3270 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP), (SILVA et al., 2002).

A Unidade Mombaça é composta por ortognaisses granodioríticos a graníticos, gnaisses diversos, migmatitos e restos de rochas paraderivadas, de alto grau metamórfico. A idade de cristalização dos protólitos dos ortognaisses (U-Pb e Sm-Nd) é de 2150 Ma (FETTER, 1999).

2.3.2 Complexo Ceará

O Complexo Ceará é composto por rochas de médio a alto grau metamórfico e segundo Bizzi et al. (2003) é subdividido em quatro unidades denominadas: Canindé, Independência, Quixeramobim e Choró. De modo geral são rochas metassedimentares de ambiente plataformal. Idades U-Pb em zircão atestaram idades de 2,1 Ga para o Complexo. Por outro lado, determinações Sm-Nd em rocha total apontaram idades entre 1,98 e 2,44 Ga com valores positivos de ϵ_{Nd} , indicando que a maior parte da crosta cresceu por acreção de terrenos de arcos juvenis, com algum enriquecimento de material crustal mais velho, ou seja, influenciados por crosta arqueana, representada pelo Maciço de Tróia. A presença deste maciço pode indicar progressiva acreção leste-oeste de material crustal ou dois pulsos distintos de crescimento (FETTER, 1999).

Adotando-se a subdivisão proposta por Cavalcante et al. (2003) para o Complexo Ceará, são brevemente descritas abaixo as unidades Canindé, Independência e Quixeramobim.

A Unidade Canindé parece corresponder à unidade mais inferior do Complexo Ceará. É composta por ortognaisses granítico-granodioríticos e migmatitos formados e metamorfisados no Paleoproterozoico (idade U-Pb entre 2,15–2,10 Ga; FETTER, 1999). Também estão presentes rochas metabásicas, metaultramáficas, metacalcários, quartzitos, calcissilicáticas, anfíbolitos e formações ferríferas manganésíferas. Amaral (2007) caracteriza as rochas desta unidade com baixos valores magnéticos, no intervalo de 0,0042-0,0003 nT/m.

A distribuição das idades-modelo TDM entre 2,4–2,3 Ga, relativas à residência crustal do material que serviu de fonte para as rochas supracrustais da Unidade Canindé, evidencia que a colocação dos protólitos desta unidade ocorreu após 2,3 Ga e pode estar relacionada à formação dos primeiros arcos magmáticos do sistema de orógenos do Paleoproterozoico (BRITO NEVES, 2001).

A Unidade Independência apresenta contato tectônico com as rochas da Unidade Algodões, e é constituída, segundo Bizzi et al. (2003), por paragneisses e micaxistos aluminosos, em parte migmatíticos, metacalcários, rochas calcissilicáticas e anfíbolitos subordinados. Amaral (2007) apresenta para as rochas desta unidade

valores magnéticos médios (0,0092-0,0049 nT/m), relacionados a rochas como quartzitos arcósios, metacalcários, micaxistos e paragnaisses aluminosos. Determinações radiométricas para as rochas desta unidade, com base no método U-Pb, resultaram em idades de 750 a 800 Ma (ARTHAUD, 2007).

A Unidade Quixeramobim corresponde a uma sequência metassedimentar que ocupa a porção central da Folha Quixeramobim, nas adjacências da cidade homônima. Esta unidade ocorre ao longo do contato oeste do batólito Quixeramobim e se estende além da Folha Quixeramobim para nordeste, circundando lateralmente o batólito Quixadá (ALMEIDA et al. 1977). Estão presentes, principalmente, micaxistos aluminosos, paragnaisses, mármore e quantidades subordinadas de quartzitos e rochas calcissilicáticas. Datações para essas todas as sequências, utilizando o método U-Pb em zircão, indicaram idade de 1878 Ma (FETTER, 1999).

2.3.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria

Brito Neves (1973) refere-se às áreas de ocorrência desta unidade como um complexo antigo, eminentemente metassomático e constituídos de granitos, migmatitos e gnaisses. O Complexo Tamboril-Santa Quitéria ocorre numa extensa área do Domínio Ceará Central. Segundo Fetter et al. (2003), no complexo Santa Quitéria foram identificados quatro tipos principais de granitóides associados com o desenvolvimento do arco magmático, do tipo pré-colisional (diorítico a granodiorítico) e interpretado como a fase mais primitiva do magmatismo continental do arco. As rochas dominantes deste suíte são os granodioritos cinzentos que são frequentemente megaporfiríticos. As litologias constituinte foram deformados, metamorfisados e removidas parcialmente durante os estágios mais tardios do desenvolvimento do arco e são representados por xistos, gnaisses e por diversos tipos de migmatitos.

3 GRANITOGÊNESE DO NW DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Segundo Brito Neves et al. (2003) o evento Brasileiro é um típico ciclo supercontinental que ocorreu em território sul-americano com as designações de Brasileiro e Pampeano. Fragmentos litosféricos derivados da fissão diacrônica do continente Rodínia foram arregimentados entre si para a formação do Supercontinente Gondwana, o que implicou no fechamento de vários oceanos, braços de oceanos Neoproterozoico e aulacógenos, registrando assim a consequente formação gradual e progressiva de vários orógenos.

O evento Brasileiro na Província Borborema é marcado por intensa granitogênese e desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento e sequências supracrustais metamorfizadas na fácies anfibolito alto (ALMEIDA et al., 2002). Os granitóides Brasileiros apresentam características petrográficas e químicas diversas, tendo sido agrupados nas suítes cálcio-alcalina de alto-K, cálcio-alcalina, trondhjemítica, peralcalina (SIAL 1984 apud ALMEIDA et al., 2002) e transicional shoshonítica-alcalina (GUIMARÃES et al., 1998 apud ALMEIDA et al., 2002). Dados analíticos de rocha total e química isotópica indicam que os vários grupos de rochas graníticas foram gerados em diversos eventos tectônicos sin a pós Orogênese Brasileira (ALMEIDA et al. 2002).

Segundo Bizzi et al. (2003) a granitogênese Brasileira da Província Borborema pode ser abordada como uma sucessão de pulsos magmáticos representados pelas Supersuíte I (cedo a sin-Brasileiro), Supersuíte II (tardi-Brasileiro) e Supersuíte III (pós-Brasileiro). No contexto de supersuíte sin e tardi-Brasileiro temos o batólito de Santa Quitéria, com os seus quatro tipos de granitos, representantes do Complexo Tamboril Santa Quitéria. E em relação a supersuíte pós-Orogênese Brasileira, se encontra a Suíte Intrusiva Meruoca, representada pelos plútons Meruoca, Mucambo e Serra do 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 granitóides afetados por processos de cisalhamento a exemplo, do Granito Pedra do Sal (GAMA JUNIOR et al., 1988) no extremo noroeste da província Borborema, onde se tem essa manifestação pelo aparecimento de faixas e/ou zonas miloníticas. Outros exemplos são os Granitos

Chaval e Tucunduba, recortados por zonas de cisalhamento transcorrente e, neste caso, podem ser de idade mais antiga.

3.1 GRANITÓIDES DO COMPLEXO TAMBORIL SANTA QUITÉRIA

Ocorre na porção nordeste do DCC, estendendo-se por cerca de 40.000 km² na direção NE-SW. De maneira geral, trata-se de um complexo granítico-migmatítico cuja principal característica é a intensa migmatização associada à presença de grande volume de granitos anatóticos, exibindo vários graus de fusão, e de restitos constituídos por anfíbolitos e rochas cálcio-silicáticas. Sua idade neoproterozoica é bem definida, como mostram várias idades modelo Sm-Nd e U-Pb em zircões obtidas, no DCC, por Fetter (1999) e Castro (2004).

A idade mais antiga registrada no Complexo Tamboril-Santa Quitéria (664.8 ± 5.2 Ma) foi obtida em rochas vulcânicas que flanqueiam o batólito, por meio do método U-Pb em zircão. Outras datações realizadas em plútons mais deformados mostraram idades de 637.0 ± 6.5 Ma a 623.9 ± 1.3 Ma, com possível continuação do magmatismo até 591 Ma (Fetter et al. 2003).

Com base em assinaturas isotópicas (idades modelo) das rochas migmatíticas (de protólitos dioríticos a graníticos) e metassedimentares desta unidade, assim como em datações U-Pb em zircão de vários corpos graníticos deformados, Fetter et al. (2003) chegaram à conclusão de que os protólitos desta unidade foram gerados em ambiente de arco magmático continental. Entretanto, a intensa deformação e anatexia avançada, resultantes da colisão brasileira, prejudicam a reconstituição da geometria desse arco. Ainda segundo Fetter et al. (2003), os granitos representam os últimos estágios da evolução do arco, caracterizados por aumento progressivo da participação crustal, principalmente por refusão do material magmático mais precoce.

Fetter et al. (2003) distinguiram quatro tipos principais de granitóides, que representam as fases de evolução do arco magmático:

a) Do tipo Pré-colisional diorítico a granodiorítico (rochas com elevado Mg e baixo K) é interpretado para representar a fase mais primitiva do magmatismo continental do arco (BARBARIN, 1999). As rochas dominantes deste suíte são os granodioritos cinzentos que são frequentemente megaporfiríticos. As litologias constituintes

foram deformados, metamorfizadas (a fácies anfibolito) e removidos parcialmente durante uns estágios mais tardios do desenvolvimento do arco, e são representados fortemente agora por xistos, por gnaisses e por diversos tipos de migmatitos. A distribuição regional dos corpos mais máficos é de maneira irregular e são geralmente de quilômetros de extensão, e entre eles dominam os gnaisses anfibolíticos. No contraste, os complexos heterogêneos mais félsicos de migmatitos que hospedam os corpos máficos são regionalmente extensivos, mas ocorrem também localmente em torno de plutons mais novos com megacristais;

b) O segundo tipo de granitóide consiste em mais migmatitos cor-de-rosa-cinzentos evoluídos, com estruturas nebulíticas e homofânicas. Representam um grau mais elevado de remoção pré-colisional diorítica, e contêm localmente enclaves grandes (até diversos metros transversalmente) de gnaisses e de anfibolitos dioríticos. Estas rochas são ricas em quartzo e são granodioríticas a graníticas na composição. Estes primeiros dois grupos lithológicos são característicos do magmatismo adiantado do arco nos termos de suas composição, estruturas e evolução;

c) O terceiro grupo dos granitoides compreende granodioritos e monzogranitos megaporfiríticos cinzentos fracamente deformados. Localmente estas rochas contêm quantidades variáveis (quartzo) dos enclaves dioríticos arredondados e assimilares ou irregular à poligonal sem sinais principais da interação do magma, representando diques sin-plutônicos. Esta associação é interpretada como a representação de uma fase do *emplacent* do granito ligada com uma fase regional de tensão durante o desenvolvimento do arco. Este grupo das rochas é significativamente mais menos abundante do que todas as associações ígneas restantes no complexo;

d) A fase final do desenvolvimento do arco magmático é caracterizada pelo *emplacent* de granitoides com elevados K subordinado e baixo-Ca, equigranular megaporfiríticos de dominância monzogranítica. A quantidade de megacristais, de tamanho e de distribuição de tamanho é altamente variável. Mineralogicamente este grupo compreende plutons calcio-alcálicos e alcalóide-alkali-calcico. Como este grupo representa a participação gradual progressiva do material crustal, principalmente com *remelting* dos primeiros dois grupos. A variação estrutural, textural e mineralógica do corpo nesta quarta suíte sugere a existência de diversos pulsos magmáticos nos estágios finais do desenvolvimento do arco.

3.2 SUÍTE INTRUSIVA MERUOCA

A Suíte Meruoca reúne os plútons Meruoca, Mucambo, Serra do Barriga, Anil e Pajé e estão intrudidos nas rochas sedimentares dos grupos Ubajara e Jaibaras, desenvolvendo expressivas auréolas de metamorfismo de contato que atingiram condições máximas da fácies hornblenda-hornfels (FETTER, 1999; GORAYEB et al., 1988; NASCIMENTO, 2012).

Segundo Gorayeb et al. (1988) o Granito Meruoca é representado por uma fácies granítica avermelhada e uma fácies cinzenta a faialita, e abrange sienogranitos, quartzo sienitos, granitos monzoníticos e hornblenda biotita granitos, com idades U-Pb em zircão de 523 ± 9 Ma (ARCHANJO, 2009). Suas características são de um granito leucocrático de coloração cinza esverdeada, apresentando granulação variando de média a grossa, onde se destacam álcali-feldspatos, quartzo e em menor quantidade biotita e anfibólios, e contem clorita, muscovita e minerais argilosos como produtos de alteração. Os acessórios estão representados por zircão, apatita, titanita, monazita, epidoto e opacos, tendo ainda a presença de fluorita como produto das reações tardimagmáticas (TORQUATO et al. 2008). Apresenta textura granular hipidiomórfica ou seriada. Tratam-se de rochas ígneas plutônicas classificadas como biotita sienogranito, ou biotita-hornblenda granito.

O Granito Mucambo apresenta 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. Composicionalmente predominam granitos com biotita e hornblenda, e por todo o seu flanco oeste granodioritos e quartzo sienitos subordinado. De acordo com os estudos de Gorayeb et al. (1993) a composição do Granito Mucambo é essencialmente sienogranítica a monzogranítica, com abundância de diversos enclaves com diferentes naturezas e tamanhos, veios pegmatíticos graníticos e diques aplíticos. Os efeitos de metamorfismo de contato estão registrados em até 3000 m nas encaixantes (GORAYEB et al., 1988). A idade U-Pb em zircão atribuída ao granito Mucambo é de 532 ± 6 Ma (FETTER, 1999).

Além desses corpos são registrados três outros plútons representados pelos granitóides Serra do Barriga, Anil, e Pajé (GORAYEB, 1988).

Segundo Mattos et al. (2007) o Granito Serra da Barriga é de caráter polintrusivo, do tipo circunscrito, com discretas estruturas de fluxo magmático e xenolíticas praticamente restritas às bordas do maciço. Seu arcabouço litológico está representado por sienogranitos inequigranulares, megaporfiríticos de granulação média a grossa e de coloração predominantemente rosada, contendo internamente corpos semi-anelares, mais ou menos contínuos, de biotita monzogranito porfirítico, sienogranitos inequigranulares bem como raros veios aplíticos e pegmatíticos próximo ao contato com as rochas encaixantes. Localmente ocorrem típicas feições de mistura de magmas, atestadas pela interação entre os biotita granitos e sienogranitos com texturas cumuladas, presentes nas bordas do corpo magmático. De modo geral, as variedades de granitos apresentam estruturas isotrópicas e basicamente constituídas por quartzo, microclínio, oligoclásio e subordinadamente albita intersticial, neste caso sugerindo efeitos metassomáticos nos estágios finais de cristalização. Além disso, a mineralogia compreende-se com biotita, hornblenda e traços de opacos, titanita, apatita, zircão, allanita e fluorita. Dados geoquímicos permitem considerar estes granitos como de natureza peraluminosa de filiação cálcioalcalina alto K, altamente evoluídos, com alguma contaminação crustal. Datação U-Pb em monazita do sienogranito apresenta concórdia com intercepto superior com $522 \pm 7,6$ Ma que representa idade de cristalização no final do Neoproterozoico.

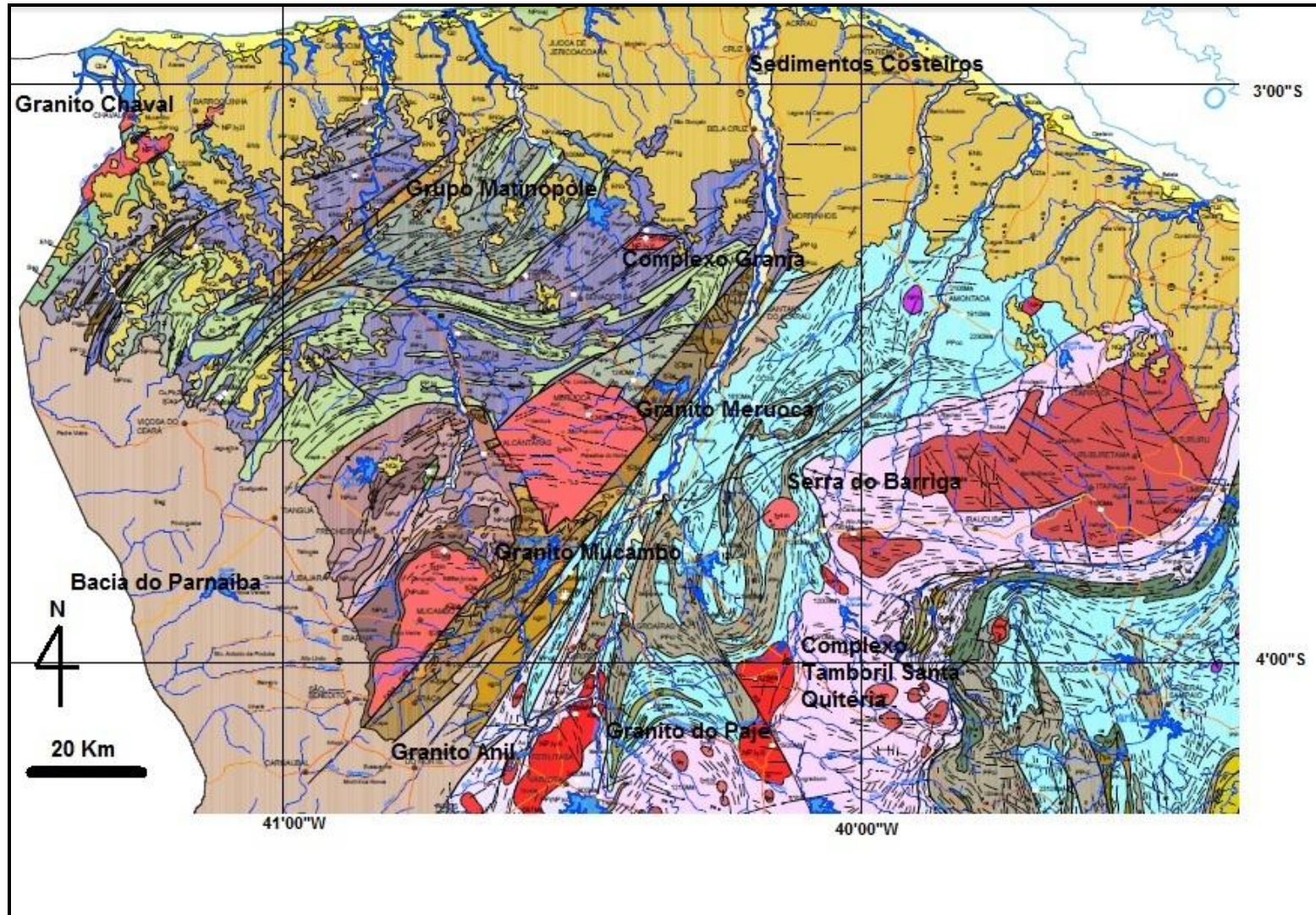
Outro componente da Suíte Meruoca identificado por Gorayeb et al. (1994), é o Granodiorito Anil, que tratá-se de um extenso corpo que aflora a aproximadamente 40 km a SSW de Sobral, nos municípios de Varjota, Reriutaba, Delmiro Gouveia, Amanaiara, Cariré e Macaraú. Apresenta-se como um batólito de forma elíptica alongado na direção NNE–SSW, com 35 km de comprimento e por 11 km de largura. Este plúton apresenta composição granodiorítica com variações monzograníticas. Além disso, localmente estão presentes massas irregulares, veios, corpos alongados tipo dique e bolsões de composição álcali-feldspato graníticos e leucoquartzo sienítica. Encontram-se intrudidos em uma sequência de alto grau metamórfico, constituído de paragneisses aluminosos com sillimanita, rochas calcissilicáticas, granulitos, granitóides estratóides e milonitos (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 a partir do seu flanco

leste. Determinações isotópicas pelo método Rb–Sr em rocha total revelaram idade de 587 ± 19 Ma (Gorayeb e Lafon, 1995).

O Granito do Pajé definido por Gorayeb e Abreu (1991) é 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. Suas dimensões aproximadas situam-se entre 25 km de comprimento na direção N-S e larguras variando entre 3,5 a 12 km (Gorayeb e Abreu, 1991). Segundo Nascimento (2012) o Granito do Pajé constitui um extenso plúton com composição relativamente homogênea, podendo ser classificado predominantemente como um monzogranito com pequenas variações ao campo do sienogranito e granodiorito no diagrama de Streckeisen (1976). Entretanto, Gorayeb e Soares (1994) com base nas variações texturais e mineralógicas destacaram seis fácies petrográficas assim definidas: monzogranito porfirítico, monzogranito seriado, micromonzogranito, hornblenda monzogranito, sienogranito e granodiorito. Trata-se de 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 (NASCIMENTO, 2012). Datações revelam idade de cristalização de $529 \pm 2,7$ Ma pelo método Pb-Pb em zircão.

Na figura 3.1 pode se observar um mapa regional destacando os granitóides do NW da Província Borborema.

Figura 3.1 - Recorte do Mapa Geológico do Estado do Ceará destacando os corpos graníticos e o Complexo Tamboril Santa Quitéria.



Fonte: Base Cartográfica Digital (CPRM, 2003).

4 GEOLOGIA DA REGIÃO DE CHAVAL

A região de Chaval compreendendo o extremo noroeste do Estado do Ceará e o nordeste do Piauí é representado por unidades do Paleoproterozoico e Neoproterozoico que são cobertas a sudoeste pela Bacia Paleozoica do Parnaíba e por depósitos da costa Atlântica, vide mapa geológico de figura 4.1.

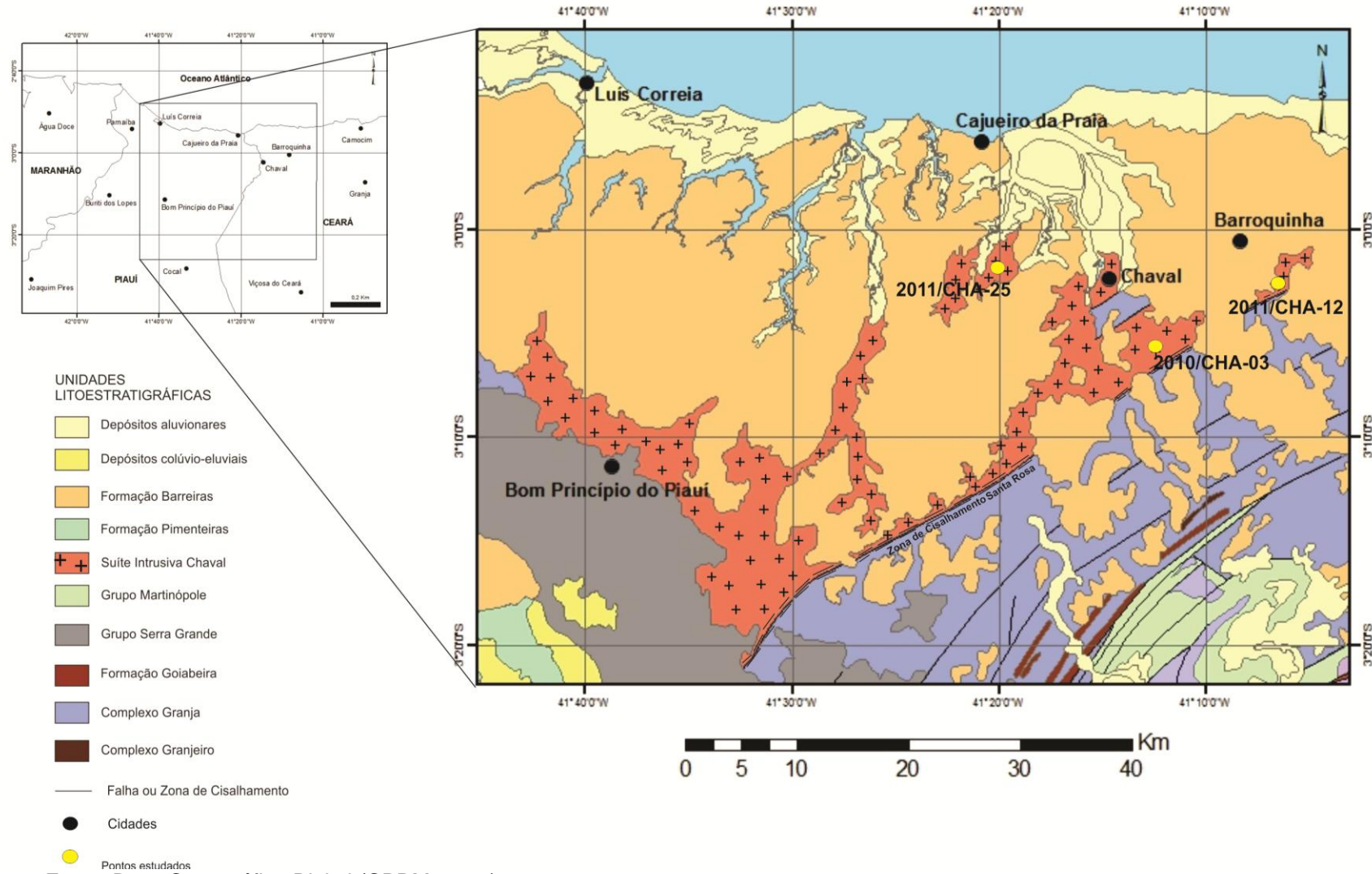
4.1 COMPLEXO GRANJA

O Complexo de Granja constitui a unidade geológica mais antiga do Domínio Médio Coreaú e é interpretado como um complexo metamórfico de alto grau, sobre o qual assentam as formações da Faixa Martinópole-Ubajara (NASCIMENTO et al., 1981; SANTOS et al., 2008). Segundo Santos et al. (2001), o Complexo Granja é formado por gnaisses de diferentes composições, granulitos e migmatitos, que podem ser agrupados em três sequências distintas: (a) Sequência I, representada por ortognaisses com afinidade TTG (Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito); (b) Sequência II, incluindo granulitos e paragnaisses com granada e sillimanita e; (c) Sequência III, composta essencialmente por migmatitos.

Para Torquato e Nogueira Neto (1996), os diferentes litótipos do Complexo Granja são subdivididos em duas grandes unidades: (1) Ortognaisses de composição diorítica, tonalítica e granodiorítica, correspondendo à sequência TTG definida por Santos et al. (2001) e; (2) a Faixa Granulítica de Granja (FGG), representada por gnaisses enderbíticos, enderbitos gnáissicos, gnaisses charnoquíticos, granulitos máficos e “khondalitos” (гнаisses com sillimanite e granada). Para além das duas unidades anteriores, os autores referem ainda a presença de migmatitos (metatexitos e diatexitos).

Para Nogueira Neto (2000), as rochas da FGG (гнаisses com sillimanite e granada, gnaisses enderbíticos, enderbitos e granulitos máficos), conjuntamente com os ortognaisses TTG e a fácies gnáissico-migmatítica, representam terrenos pré-brasileiros retrabalhados. Com efeito, os resultados geocronológicos obtidos idades (TDM, U/Pb e Pb/Pb) convergem para o posicionamento destas unidades no Paleoproterozoico, entre 2.3 e 2.1 Ga (FETTER, 1999; NOGUEIRA NETO, 2000; SANTOS et al., 2001).

Figura 4.1 - Retalho do mapa geológico do NW do Ceará e NE do Piauí extraído de CPRM (2003), em maior destaque o Granitóide Chaval (2003).



4.2 GRUPO MARTINÓPOLE

O Grupo Martinópole representa a primeira sequência supracrustal de idade neoproterozoica aflorante no DMC. Assenta em discordância sobre as rochas do Complexo de Granja e é majoritariamente constituída por metapelitos, metagrauvaques e quartzitos, contendo, localmente, intercalações de rochas calco-silicatadas, metacarbonatadas e metavulcânicas (SANTOS et al., 2008).

Prado et al. (1981) subdivide esta sequência em três formações principais (São Joaquim; Covão e Santa Terezinha), enquanto Santos et al. (2004 e 2008) propõem a inclusão de mais uma formação (Goiabeira) na porção basal da sequência. Litologicamente, a Formação Goiabeira é formada por metapelitos de médio a alto grau metamórfico (com muscovite-clorite, granada-clorite, estauroilite, distena) e, em menor proporção, paragnaisses quartzo-feldspáticos (SANTOS et al., 2008). Segue-se a Formação São Joaquim, composta essencialmente por quartzitos, de composição mineralógica variável nos quais se intercalam rochas calco-silicatadas e rochas félsicas vulcânicas. A Formação Covão é dominada por metapelitos com muscovite + quartzo + sericite + clorite, interestratificados com finas bancadas quartzíticas (metadiamicititos). Por último, a Formação Santa Terezinha é constituída por metapelitos e metacarbonatos (metadolomias, calcários e mármore) com intercalações de metagrauvaques, quartzitos e rochas metavulcânicas félsicas (SANTOS et al., 2008).

As idades U/Pb obtidas em zircões dos metavulcanitos do Grupo Martinópole forneceram idades neoproterozoicas ($808 \pm 7,8$ Ma.) e permitiram datar esta sequência (FETTER et al., 1995; SANTOS, 1999). Fetter et al. (2003) sugerem que o Grupo Martinópole poderá corresponder ao enchimento de uma bacia frontal, instalada na periferia de um arco magmático continental, no Neoproterozoico. Para estes autores, o complexo batolítico de Santa Quitéria, localizado no SE do Domínio Ceará Central, poderia representar o arco magmático continental.

4.3 GRANITÓIDE CHAVAL

Segundo Gorayeb et al. (1995) o Granito Chaval constitui um corpo batolítico com mais de 2.000 km², inserido no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará (ABREU et al., 1988), localizado entre o delta do rio Parnaíba e a região de Chaval-

Camocim, próximo ao litoral dos estados do Piauí e Ceará. Sua área aflorante é reduzida, em função das extensas coberturas sedimentares Paleozoicas e depósitos recentes encontradas na região, o corpo tem seu limite oriental marcado pela Zona de Cisalhamento Santa Rosa (ZCSR)

O Granito Chaval é intrusivo aos ortognaisses do Complexo Granja, destaca-se no relevo em rochedos expostos, como na Serra do Chumbo. É formado por rochas porfiríticas, com fenocristais euédricos de microclínio centi a decimétricos, envolvidos em matriz de granulação grossa reunindo quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita. De um modo geral, as rochas exibem marcantes feições miloníticas (textura porfi roclástica) com estruturas tipo augen e foliação S-C com quartzo fitado, anastomosado (GORAYEB et al., 2011).

Em relação ao nível regional, o corpo apresenta-se deformado em intensidade variável, ao longo da Zona de Cisalhamento transcorrente de Santa Rosa, com desenvolvimento de feições tectógenas seletivamente, seguindo um zoneamento bem definido. As estruturas planares são representadas pela foliação milonítica e pelo aleitamento tectônico que orientam-se na direção N30-60°E, com mergulhos variando entre 50° e 80° para SE, enquanto as lineações de estiramento apresentam baixos valores de mergulho para SW. Nas zonas mais deformadas, os minerais mostram-se fortemente estirados em arranjos lentiformais (feldspato, biotira, anfibólio), placóides (biotita, quartzo) e fitados (quartzo), (GORAYEB et al., 1995).

Segundo Gorayeb et al. (1995) o Granito Chaval é predominantemente composto por metagranito porfirítico de cor cinza, leucocrático (M=3-8), com uma matriz fanerítica grossa. Os fenocristais são bastantes peculiares devido apresentarem cristais euédricos, zonados, de até 8 cm, em proporções que variam entre 5 e 15% do total das rochas. Apresentam feições texturais poiquilíticas típicas de formação através de processos magmáticos. Apesar da deformação a matriz preserva ainda feições da textura granular hipidiomórfica. Tratam-se originalmente de rochas magmáticas plutônicas podendo ser classificadas, segundo o diagrama de Streckeisem (1976), como hornblenda-biotita monzogranitos porfiríticos.

Os tipos deformados apresentam características diversas, em função da intensidade da deformação e transformaram-se em geral, em milonitos. Localmente

podem ser descritos como *augen* gnaisses. Apresentam enclaves máficos ou ultramáficos. Nas regiões menos deformadas, como nos arredores da localidade São Domingos, em que encontra-se veios pegmatíticos contendo uma associação de albita, microclínio, quartzo, turmalina, berilo, granada e sulfetos assim como veios aplíticos. Variações composicionais mais cálcicas, quartzo dioríticas ou granodioríticas, ocorrem em determinados locais e aparentemente estão associados à proximidade de enclaves, sugerindo algum relacionamento genético entre eles (GORAYEB et al., 1995).

Gorayeb et al. (1995) realizaram datações Pb-Pb em zircão no Granito Chaval e obtiveram idade de 1.990 ± 18 Ma, representando a idade mínima de cristalização dos zircões e a idade de emplacement desse batólito, porém foi interpretado mais tarde como a idade de zircões herdados da rocha fonte. Por outro lado Santos et al. (2008) realizaram datações U-Pb em monazita e obtiveram idade de 591 ± 10 Ma para a cristalização do Granito Chaval. Em contra partida Nogueira Neto et al. (1990) obteve a idade de 507 ± 27 Ma através do método Rb-Sr em rocha total, no entanto essa idade apenas representa a reomogeneização isotópica que pode ter relação com a tectônica final do Proterozoico-ínicio do Paleozoico.

4.4 COBERTURAS FANEROZOICAS

O grupo Barreiras se mostra presente na área em sua subdivisão de Indiviso, que corresponde a arenitos argilosos de tonalidade variegada (amarelada, avermelhada e esverdeada), matriz argilo-caulínica, com cimento argiloso, ferruginoso e, às vezes, silicoso; granulação fina a média, com leitos conglomeráticos e nódulos lateríticos na base (pode-se encontrar, no topo, areias sílticas bem classificadas) / sistema fluvial com esporádicas corridas de lamas (CPRM, 2003).

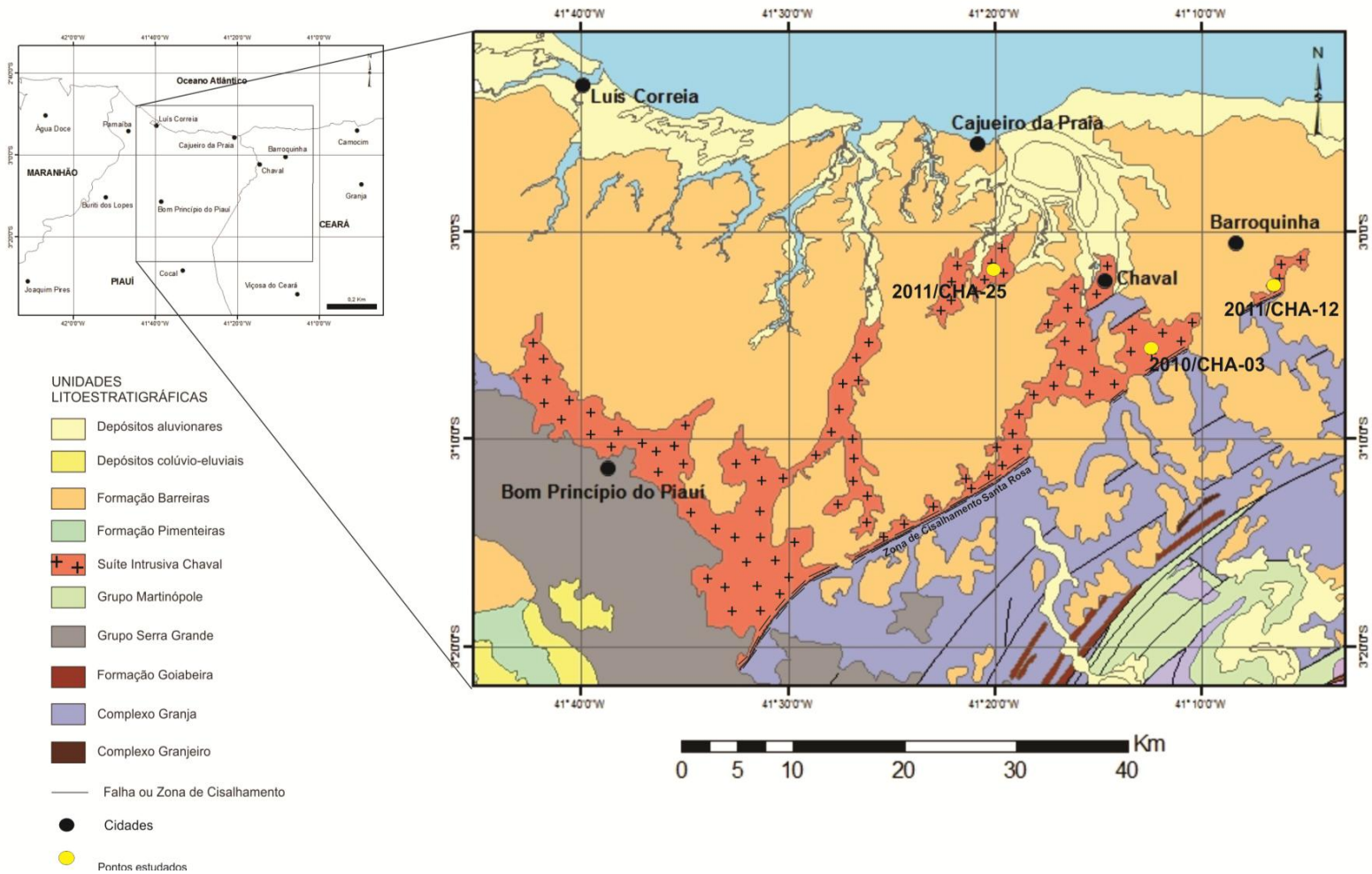
5 PETROGRAFIA DO GRANITO CHAVAL

5.1 ASPECTOS GERAIS

Os estudos petrográficos desenvolvidos neste trabalho no Granito Chaval envolveram a descrição macroscópica e microscópica de três amostras representativas do Granito Chaval, onde foi possível obter informações texturais mineralógicas e classificatórias que auxiliaram na caracterização da tipologia granítica e na interpretação dos processos magmáticos de sua formação. Como a porção leste do corpo está deformada pela Zona de Cisalhamento Santa Rosa, foram descritas também as feições relacionadas com processos tectono-metamórfico de cisalhamento.

A partir das análises petrográficas realizadas neste estudo revelam tratar-se de rochas leucocráticas, de cor cinza levemente rosada, com cristais inequigranulares de granulação grossa, com textura granular hipidiomórfica. Porém, é comum a presença de fenocristais de álcali-feldspato, destacando a textura porfirítica com matriz de granulação grossa. A constituição mineralógica é definida por álcali-feldspato (microclínio), plagioclásio, quartzo e biotita que representam a associação essencial, com conteúdo acessório representado por minerais opacos, titanita, epidoto, apatita e zircão. As amostras 2010/CHA-03 e 2011/CHA-12 representam respectivamente as fácies levemente e moderadamente deformadas e a amostra 2011/CHA-25 sua fácies isotrópica, no mapa de pontos (Figura 5.1) tem a posição das amostras identificando o local de retirada das amostras. Com base nessas informações e na análise modal foi possível classificá-las de acordo com Streckeisen (1976) nos campos de monzogranito e sienogranito (Figura 5.2) a seguir descritos. Na tabela 5.1 é mostrada a composição modal das amostras do Granito Chaval.

Figura 5.1 – Mapa de amostragem do Granito Chaval, localizando as amostras 2010/CHA-03, 2011/CHA-12 e 2011/CHA-25 na Região de Chaval.



Fonte: Base Cartográfica Digital (CPRM, 2003).

Figura 5.2 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976), com os litotipos do Granito Chaval estudados.

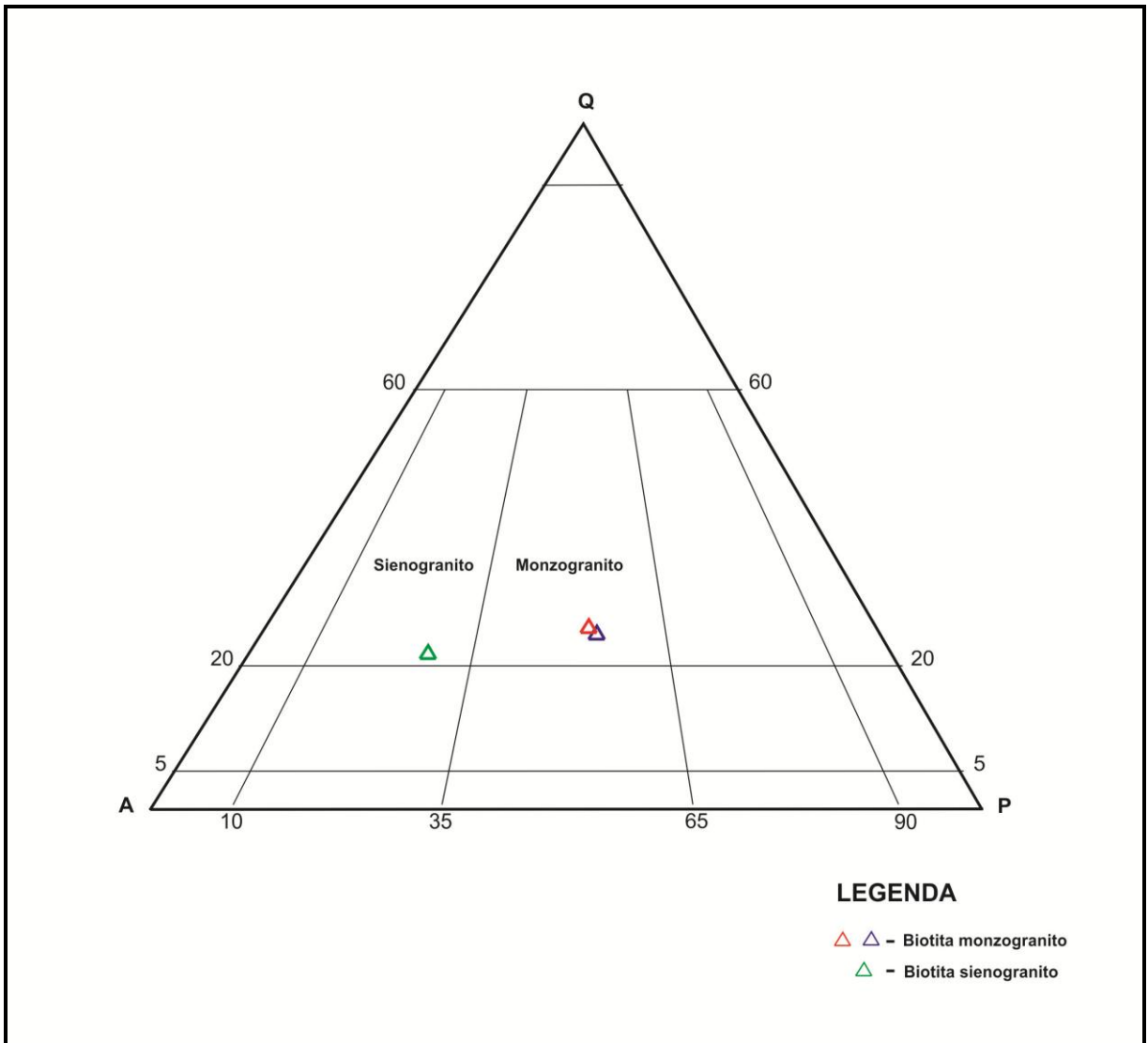


Tabela 5.1 - Composição modal do Granito Chaval, NW da Província Borborema.

LITOTIPO		MONZOGRANITO		SIENOGANITO
Mineral	Amostra	2010/CHA-03	2011/CHA-12	2011/CHA-25
	Plagioclásio		32,3%	31,5%
Microclínio		31,3%	30,6%	49,2%
Quartzo		20,2%	19,2%	18,4%
Biotita		15,7%	14,6%	14,5%
Titanita		0,2%	2,5%	1,2%
Opacos		0,1%	0,8%	0,9%
Zircão		0,1%	0,3%	0,3%
Apatita		0,1%	0,5%	0,1%
Total		99,9%	100%	100%
Rec. à 100%				
Plagioclásio		38,54%	38,74%	18,55%
Microclínio		37,35%	37,64%	59,28%
Quartzo		24,11%	23,62%	22,17%
Total		100%	100%	100%

Legenda: Minerais secundários - clorita, sericita, argilominerais e epidoto.

5.2 BIOTITA SIENOGANITO PORFIRÍTICO

Essa fácies representada pela amostra 2011/CHA-25 apresenta coloração rosada com algumas porções esbranquiçadas, granulação grossa e são compostas predominantemente por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. A rocha apresenta caráter isotrópico, e alguns cristais de álcali-feldspato destacam-se de tamanho (5 a 6 cm) (Figura 5.3 A), caracterizando textura porfirítica com matriz fanerítica grossa (Figura 5.3 B).

Microscopicamente apresenta textura porfirítica com matriz granular hipidiomórfica (Figura 5.3 C). Quanto à mineralogia, álcali-feldspato (microclínio), plagioclásio, quartzo e biotita são as fases essenciais; opacos, titanita, apatita e

zircão correspondem às fases acessórias; e sericita, argilo minerais e epidoto compreendem fases secundárias

Com base em hábito, tamanho e associação com outros minerais, foram reconhecidos gerações de minerais diferentes como é o caso do plagioclásio e quartzo.

Os cristais de microclínio representam 49% da proporção modal da rocha, ocorre como cristais subédricos cujo tamanho varia de 2 a 6 cm. Seus contatos são retos ou serrilhados. Apresentam maclamento xadrez, com alteração para argilominerais e alguns cristais apresentam intercrescimento micropertítico (Figura 5.3 D).. Alguns cristais apresentam inclusões de biotita e zircão. Em geral englobam cristais de quartzo, plagioclásio e biotita, demonstrando feições poiquilíticas.

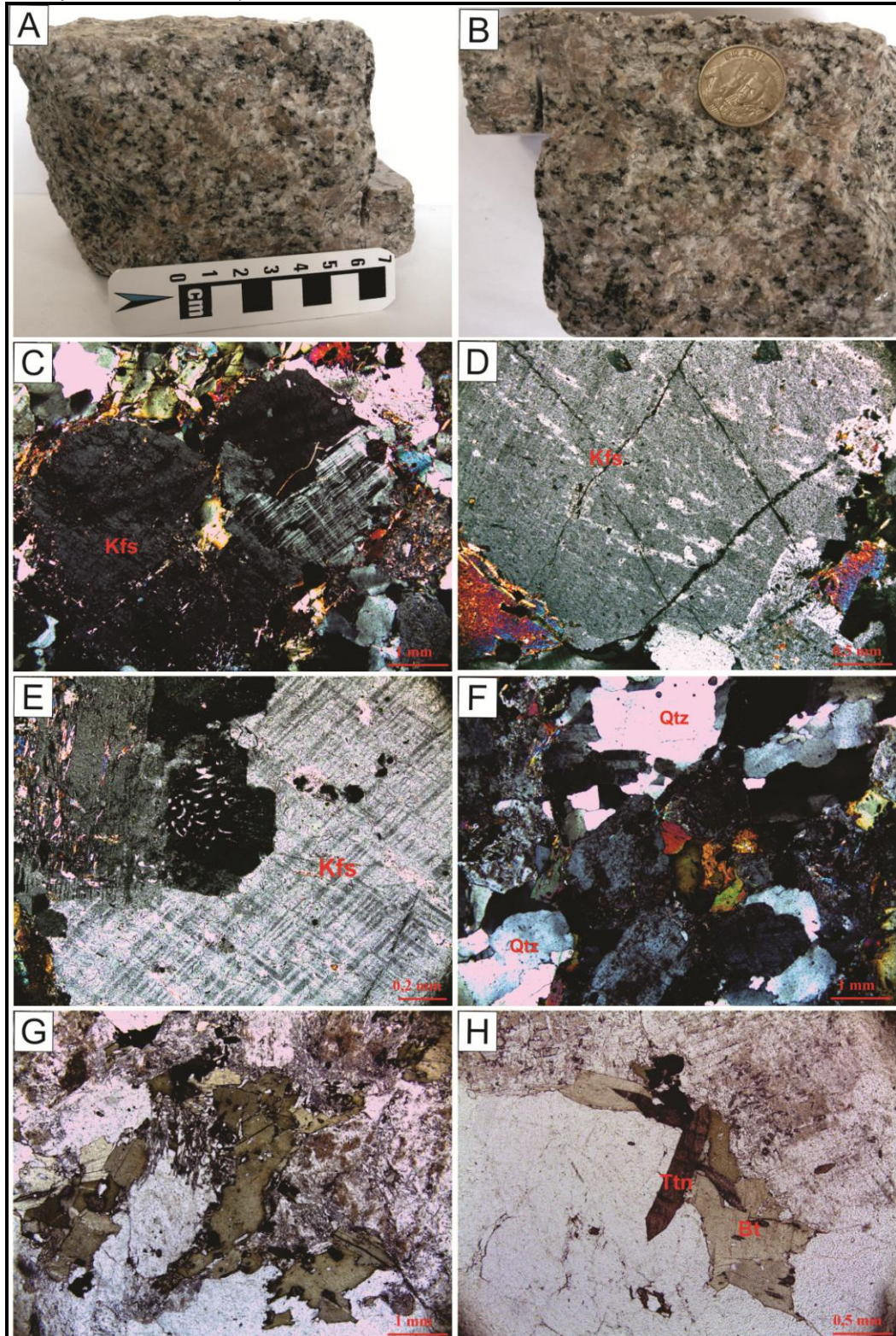
Foram reconhecidos duas gerações de cristais de plagioclásio (An:27), cuja proporção modal na rocha é 15%. Os cristais da primeira geração (PI1) são de origem magmática e ocorrem como cristais subédricos ou anédricos, medem de 1,5 a 5 mm, exibem maclamento polissintético e albita-carlsbad. Eles encontram-se fortemente alterados para sericita, moderadamente para argilominerais de aspecto turvo, incluindo o epidoto. Os contatos com os cristais de microclínio e biotita são retilíneos ou irregulares. Esse tipo de plagioclásio apresenta os cristais zonados com alteração no centro e as bordas preservadas. Apresentam inclusões de biotita e intercrescimento mimerquítico. O segundo tipo (PI2) está presente como cristais inclusos no microclínio e distribuídos na matriz que medem 0,5 a 1 mm. Em partes da rocha apresentam intercrescimento mimerquítico (Figura 5.3 E) nas bordas do plagioclásio.

No caso do quartzo que perfaz de 18% da rocha, foram reconhecidos três tipos. O primeiro (Qz1) se apresenta como cristais anédricos ou subédricos cujo tamanho varia de 0,5 a 1,2 mm (Figura 5.3 F). Exibem extinção ondulante moderada a forte e apresentam contatos irregulares ou retilíneos com o plagioclásio e microclínio. Apresentam-se inclusos em cristais de plagioclásio e microclínio. O segundo (Qz2) formam agregados de cristais recristalizados com contatos poligonais em pontos tríplices. O terceiro (Qz3) ocorre como finas gotículas e cristais vermiculares em intercrescimento mimerquítico no plagioclásio.

Os cristais de biotita apresentam proporção modal de 14% e ocorre como lamelas subédricas que se distribuem aleatoriamente na rocha, com tamanho de 1 a 2,5 mm (Figura 5.3 G). São tipos fortemente pleocróicos variando do verde amarronzado Z=Y ao amarelo claro X, com alteração parcial para clorita. Exibem contatos retilíneos com os cristais de plagioclásio e microclínio. Localmente, algumas lamelas encontram-se retorcidas e por vezes contornam cristais de plagioclásio.

Os cristais de titanita ocorrem dispersos na rocha em proporção de 1,2%, apresentam cristais bem desenvolvidos, euédricos ou subédricos com formas losangulares e se encontra agregado com a biotita (Figura 5.3 H). Os minerais opacos ocorrem como finos cristais anédricos ou subédricos ou euédricos inclusos na biotita, plagioclásio ou formam agregados com a titanita. Os cristais de apatita são subédricos e ocorrem como inclusões no plagioclásio. Os cristais de zircão são subédricos ou arredondados e ocorrem inclusos no plagioclásio e microclínio.

Figura 5.3 - Visão macroscópica e microscópica da fácies Biotita sienogranito porfírico. Em 'A' os cristais de álcali-feldspato estão bem mais desenvolvidos que os demais minerais; Em 'B' textura porfírica com matriz fanerítica; microscopicamente temos em 'C' uma matriz granular hipidiomórfica (LP); Fenocristais de microclínio apresentando intercrescimento micropertítico em 'D' (LP); Em 'E' intercrescimento mimerquítico (LP); Cristais de quartzo não recristalizados em 'F' em matriz granular hipidiomórfica (LP); Em 'G' temos cristais de biotita subédrica, em luz natural (LN); e em 'H' cristais de titanita formando agregados com a biotita, (LN). (LP=Luz polarizada, LN=Luz natural, Qtz=Quartzo, Kfs= K-feldspato, Tnt=Titanita).



Fonte: Da autora.

5.3 BIOTITA MONZOGRANITO

As rochas desta fácies representadas pelas amostras 2010/CHA-03 exibem coloração cinza com tons esbranquiçados, granulação média, e são compostas mineralogicamente por plagioclásio, álcali-feldspato, quartzo e biotita (Figura 5.4 A). Essas rochas devido deformação e recristalização apresentam foliação definida pelo estiramento de leve dos minerais (Figura 5.4 B).

Sob observação microscópica apresenta textura granoblástica com a preservação de texturas ígneas, como a textura granular hipidiomórfica. E pode ser observado a formação de foliação milonítica. Quanto à mineralogia as fases essenciais são representadas por plagioclásio, álcali-feldspato (microclínio), e biotita. Opacos, titanita, epidoto, apatita, e zircão representam as fases acessórias, enquanto as fases secundárias compreendem sericita e epidoto proveniente da alteração do plagioclásio.

Levando em consideração o modo de ocorrência e as relações texturais entre esses minerais, constatou-se que alguns deles apresentam diferentes gerações, como é o caso do plagioclásio, quartzo e biotita.

Os cristais de plagioclásio representam conteúdo modal de aproximadamente 32%, e estão presentes em dois tipos petrográficos. Os porfiroclastos (PI1) são subédricos ou corroídos e medem entre 2,5 a 7 mm, exibem maclamento polissintético e albita-carlsbad, e encontram-se alterados para sericita e epidoto. Os cristais maiores apresentam inclusões de zircão e biotita e contatos retilíneos ou irregulares com os minerais da matriz (Figura 5.4 C). O outro tipo (PI2) se apresenta como cristais menores concentrados na matriz, com dimensões entre de 0,2 e 2 mm, exibem maclamento polissintético e albita carlsbad, e extinção ondulante. Seus contatos com os cristais de quartzo, microclínio e biotita são irregulares ou retilíneos. Alguns cristais apresentam-se zonados, com as bordas preservadas e o núcleo alterado, guardando características da textura ígnea original.

Os cristais de microclínio representam 31% da proporção modal e também foram identificados dois tipos. Os porfiroclastos (Mic1) são subédricos que medem de 2,5 a 7 mm. Apresentam maclamento xadrez e *calrsbad*. Contem inclusões de titanita, biotita e plagioclásio. Alguns cristais apresentam intercrescimento

micropertítico. Os contatos com os demais cristais da matriz são irregulares ou retilíneos. Por vezes eles encontram-se envoltos por lamelas orientadas de biotita (Figura 5.4 D). O outro tipo (Mic2) se encontra disperso na matriz apresentando maclamento xadrez, contatos irregulares e retilíneos com o quartzo e biotita, e medem em torno de 0,2 a 2 mm.

Os cristais de quartzo representam 20% da proporção modal e se apresentam em três tipos diferentes. O primeiro (Qz1) é representado por cristais anédricos, medindo entre 0,2 e 2 mm, cujos contatos com os cristais de plagioclásio e microclínio são irregulares, exibindo extinção ondulante moderada a forte, inclusive com formação de subgrãos poligonizados localmente. O segundo tipo (Qz2) se apresenta na forma de cristais anédricos recristalizados, medindo 0,2 a 1 mm, com extinção ondulante moderada a forte. Os contatos com os cristais de plagioclásio e microclínio são irregulares ou serrilhados. Por vezes apresentam-se estirados (ribbon quartz), e os cristais chegam a apresentar uma orientação preferencial (Figura 5.4 E). O terceiro tipo (Qz3) está presente em forma de finos cristais vermiculares na borda do plagioclásio caracterizando intercrescimento mimerquítico.

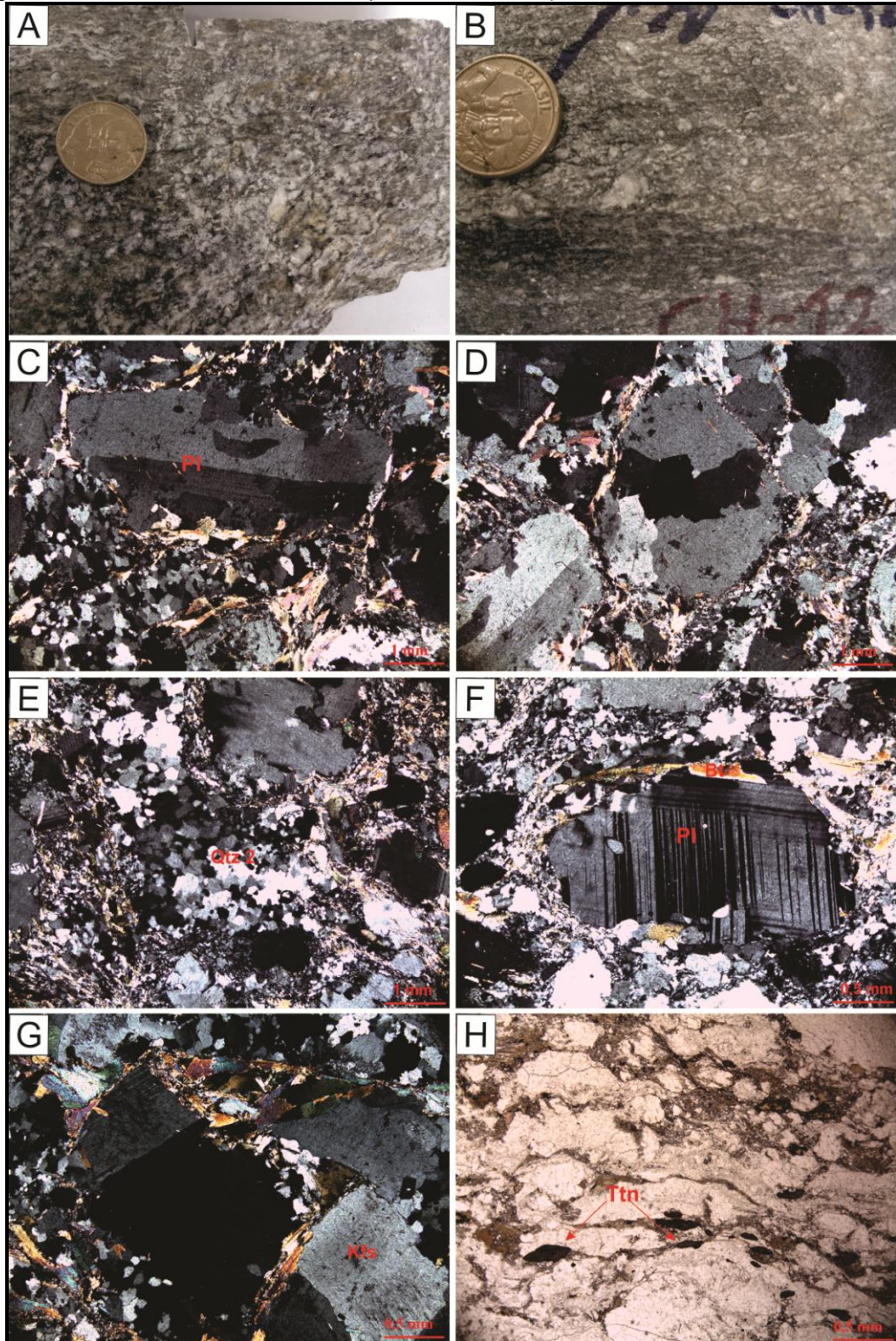
Os cristais de biotita perfazem entre 15% modal, e dois tipos foram identificados. O primeiro (Bt1) ocorre como lamelas subédricas de distribuição aleatória, medindo entre 1 e 2 mm. Apresentando pleocroísmo forte variando de marrom avermelhado Z=Y ao amarelo pálido X. Em alguns locais da rocha encontra-se formando associações com os minerais opacos, com o qual estabelece contatos irregulares ou retilíneos. O segundo tipo (Bt2) ocorre como finas lamelas subédricas, que medem de 2 a 3 mm, com pleocroísmo forte, variando de marrom escuro Z=Y ao amarelo pálido X com orientação preferencial, que em alguns casos contornam os porfiroclastos alongados de microclínio e plagioclásio (Figura 5.4 F) definindo uma discreta foliação que, inclusive em alguns pontos encontram-se em leve alinhamento com os cristais alongados de quartzo. Apresentam contatos retilíneos ou irregulares com os cristais de quartzo. Em casos mais raros apresentam feição pisciforme (Figura 5.4 G). Em alguns locais encontra-se contornando os porfiroclastos de álcali-feldspato (microclínio).

Em relação às fases acessórias, a titanita se apresentam em formas subédricas ou euédricas (com forma losangular) com 1,3% de proporção modal

(Figura 5.4 H), alguns cristais apresentam a extinção reta picotada e outros ela se encontra mascarada. A ocorrência de minerais opacos por vezes é feita em associação com cristais de biotita e titanita, formando agregados. Os cristais de apatita estão inclusos nos cristais de plagioclásio e biotita e os cristais de zircão estão inclusos no plagioclásio.

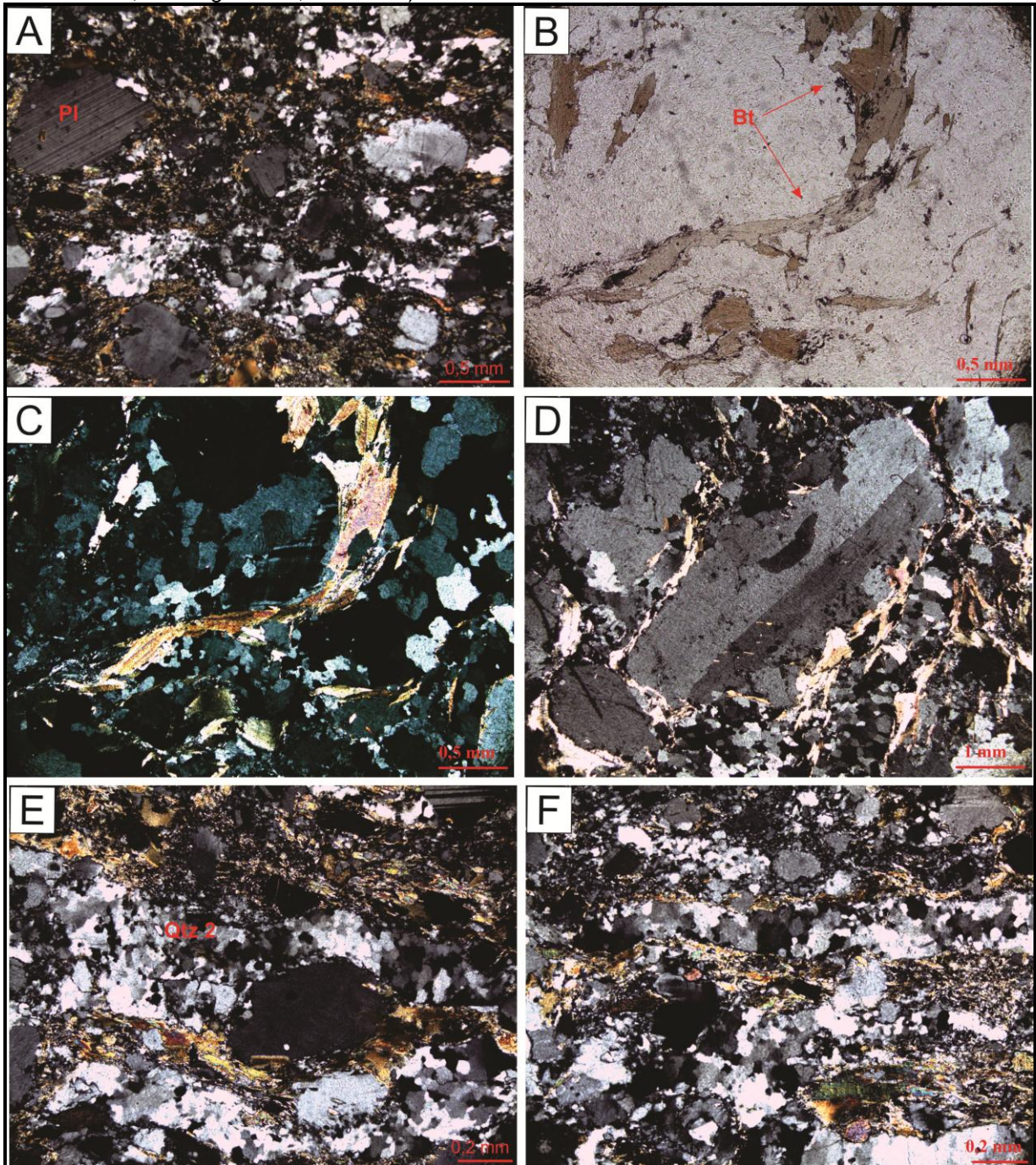
Ocorrem efeitos de deformação, como é o caso das lamelas de biotitas contorcidas (Figura 5.5 B e Figura 5.5 C) que envolvem os fenocristais de microclínio e plagioclásio (Figura 5.5 D). Em alguns pontos pode-se perceber que as lamelas de biotita apresentam certa orientação com os cristais de quartzo recristalizados (Figura 5.5 E). As lamelas de biotita também apresentam um leve hábito psiforme (Figura 5.5 F) que pode ter se desenvolvido devido uma deformação interna do mineral.

Figura 5.4 – Imagens de amostras e fotomicrografia da fácies Biotita monzogranito porfírico milonitizado. Em ‘A’ pode-se perceber cristais de plagioclásio mais desenvolvidos e uma matriz fanerítica; em ‘B’ pode-se perceber uma leve orientação dos cristais; Microscopicamente, pode se perceber em ‘C’ fenocristais envoltos na matriz fanerítica (LP); em ‘D’ microclínio e plagioclásio envoltos por biotita (LP); Em ‘E’ o quartzo encontra-se recristalizado com leve estiramento (LP); em ‘F’ lamelas de biotita contornando os fenocristais (LP); Em ‘G’ feições iniciais de biotita psiforme, (LP); E em ‘H’ cristais de titanita dispersos na rocha (LN). (LP=Luz polarizada, LN=Luz natural, PI=Plagioclásio, Qtz=Quartzo, Kfs= K-feldspato, Tnt=Titanita).



Fonte: Da autora.

Figura 5.5 - Em 'A' temos a matriz recristalizada (LP); Em 'B' biotitas envolvendo os fenocristais de microclínio e plagioclásio (LP); em 'C'(LP) e 'D' (LN) a presença de lamelas de biotita contorcidas; Em 'E' pode-se perceber uma orientação dos cristais de biotita e quartzo recristalizado (LP); E em 'F' o início do habito psiforme das lamelas de biotita (LP). (LP=Luz polarizada, LN= Luz natural, Qtz=Quartzo, Pl=Plagioclásio, Bt=Biotita).



Fonte: Da autora.

5.4 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS PETROGRÁFICOS

A ordem de cristalização dos minerais para as fácies do Granito Chaval é proposta com base na análise textural, ou seja, a partir das relações entre os minerais e estudo de inclusões, e relações entre os minerais primários e suas perspectivas transformações tardi a pós-magmáticas. Busca-se com isso, alcançar uma melhor compreensão da história de cristalização e conseqüentemente, da evolução magmática desses corpos (Figura 5.4). A ordem de cristalização foi deduzida com base na análise das amostras que apresentam menor grau de deformação, as quais ainda guardam as características ígneas primárias, possibilitando desse modo, estabelecer com maior precisão a sucessão de cristalização dos minerais durante a evolução magmática. Como as duas fácies descritas apresentam uma grande semelhança mineralógica, admite-se uma história de cristalização bastante similar para as duas variedades.

A cristalização teve início com a formação precoce dos minerais acessórios incluindo: zircão, apatita e minerais opacos, que marca o início da cristalização do líquido magmático, sendo que não foi possível estabelecer a relação de crescimento entre esses minerais. Esta interpretação foi definida devido essas fases minerais apresentarem-se como inclusões em biotita microclínio e plagioclásio, sugerindo sua cristalização precoce.

Os outros minerais começaram a se formar após o início da cristalização desses acessórios e entre eles o plagioclásio formou-se, seguido do microclínio e quartzo estes se apresentam como inclusões nos fenocristais de plagioclásio. A forma dos fenocristais de plagioclásio, microclínio e os seus frequentes agregados são indicativos de que os mesmos cristalizaram a partir de um magma ainda com baixa razão cristal/líquido, de modo a permitir o crescimento livre dos cristais e desse modo, os fenocristais tiveram mais tempo para se cristalizar. A cristalização inicia-se com a formação dos núcleos mais cálcicos do plagioclásio, com as zonas mais sódicas formando-se nos estágios mais tardios. Após a cristalização do plagioclásio, inicia-se a fase final de cristalização dos minerais acessórios primários.

No segundo momento de cristalização, onde é formada a matriz fanerítica, a cristalização é mais lenta em relação ao primeiro momento da cristalização, a razão cristal/líquido é mais alta, não permitindo que os cristais se desenvolvam com maior

facilidade, fazendo com que estes se cristalizassem em menores dimensões, mostrando assim que o pluton foi alojado em condições mais rasas em relação ao primeiro momento de cristalização.

A definição precisa da ordem de cristalização entre o quartzo e do microclínio é um pouco difícil, pois a temperatura do magma granítico não deveria situar-se muito acima das temperaturas cotéticas e estes minerais cristalizam em intervalos de temperatura semelhantes. No entanto, as proporções elevadas de microclínio perítico com expressivo conteúdo de lamelas de albita e o seu alto teor de K₂O indicam que o início da cristalização do microclínio pode ter antecedido a do quartzo. A predominância de formas subédricas do álcali-feldspato e as formas anédricas do quartzo pode ser um indicador do quartzo ter sua principal cristalização nos estágios mais avançados.

A cristalização da biotita iniciou-se após a formação dos minerais acessórios, devido suas relações de inclusão. Os cristais apresentam forma subédricas de contornos bem definidos. Em outra situação ocorre também em agregados apresentando lamelas de contornos irregulares, principalmente quando está em contato com Qz1 e Mc1, e ocasionalmente, apresenta-se como inclusões neste último. Tais feições evidenciam que biotita começou a se cristalizar após a formação do plagioclásio.

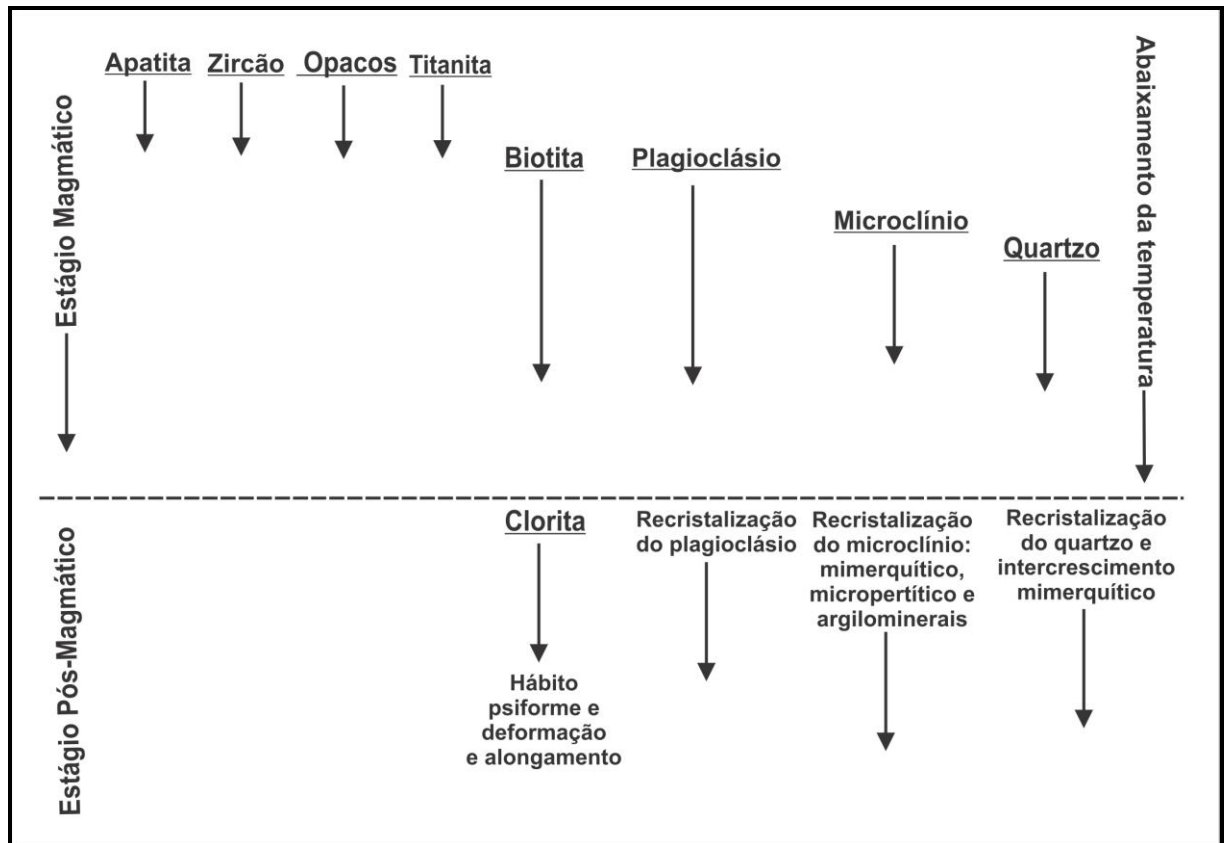
Os cristais de titanita ocorrem comumente inclusos em cristais de biotita, alguns com formas euédricas losangulares. O que pode indicar sua formação precoce.

As transformações pós-magmáticas são registradas pela presença de intercrescimentos mirmequíticos e períticos, relacionadas a reações no estado sólido ou exsoluções ocorridas entre os feldspatos. Outras transformações relacionadas à ação de fluidos e processos hidrotermais localizados, levando à saussuritização do plagioclásio e cloritização da biotita.

Efeitos deformacionais, recristalização e neoformação de minerais são retratados principalmente pela deformação, estiramento e orientação mineral, fraturamento e recristalização dos minerais essenciais, sendo incipiente no plagioclásio, e mais intensa no quartzo e na biotita. Tais efeitos perturbaram os as

feições texturais primárias magmáticas destas rochas, onde tendem a apagar as suas características primárias e a impor um novo arranjo textural que reflete diretamente a deformação devido aos processos de cisalhamento que afetou a borda leste do Granito Chaval.

Figura 5.6 – Quadro esquemático simplificado indicando a ordem de cristalização dos minerais em três estágios.



6 GEOCROLOGIA DO GRANITO CHAVAL

Segundo Dickin (2005) os nuclídeos radioativos são aqueles que emitem espontaneamente partículas α , β e radiações eletromagnéticas γ ou através da captura eletrônica onde o produto final que atinge a estabilidade é chamado de nuclídeo radiogênico. Os isótopos radioativos naturais usados para estudos geocronológicos são aqueles que possuem meia vida compatível com o tempo geológico e que tenham uma quantidade de isótopos-filhos mensuráveis em diversos tipos de rocha. Dentre estes, os principais métodos geocronológicos utilizados são Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb, Re-Os, Lu-Hf e K-Ar.

Neste trabalho de TCC, foram utilizados os métodos Pb-Pb por evaporação-ionização em zircão, para a obtenção da idade de cristalização do Granito Chaval.

6.1 GEOCROLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO

Os cristais de zircão selecionados para a análise foram divididos em duas populações de zircão de acordo com a morfologia e grau de arredondamento dos cristais. Essa metodologia de separação dos zircões em populações foi aplicada para evitar a mistura com cristais de zircões herdados, o qual é muito comum em granitos intrusivos que apresentam xenólitos, evitando, desta forma, a obtenção de idades herdadas.

O zircão é um mineral de elevada resistência aos processos físicos e químicos naturais, sendo frequente entre os minerais detríticos resistidos da maior parte dos depósitos sedimentares. O zircão resiste também a transformações de alta temperatura como as hidrotermais e metamórficas. É comum encontrar cristais remanescentes de zircão metamórfico em rochas magmáticas produzidas pela anatexia. A baixa velocidade de difusão intracristalina dos íons na estrutura do zircão (CHERNIAK et al., 1997) favorece a preservação de sua composição química e isotópica durante a maior parte dos processos geológicos. Rochas graníticas frequentemente mostram cristais de zircão com idades anteriores a de sua cristalização magmática, provenientes das encaixantes parcialmente assimiladas ou de seu protólito metamórfico. Essas propriedades fazem do zircão um mineral de grande importância em estudos de proveniência e geocronologia.

Pupin (1980) e Sturm (2004) relacionam a geometria das faces de crescimento dos cristais de zircão ígneo com o quimismo do magma gerador de sua rocha hospedeira, afirmando que o tipo de crescimento dos cristais revela a origem de sua rocha hospedeira. Hoskin e Black (2000) registram que zircões metamórficos em geral possuem terminações arredondadas e aqueles de rochas de alto grau tendem a formas ovóides, enquanto os ígneos são usualmente euédricos, com forte zoneamento composicional.

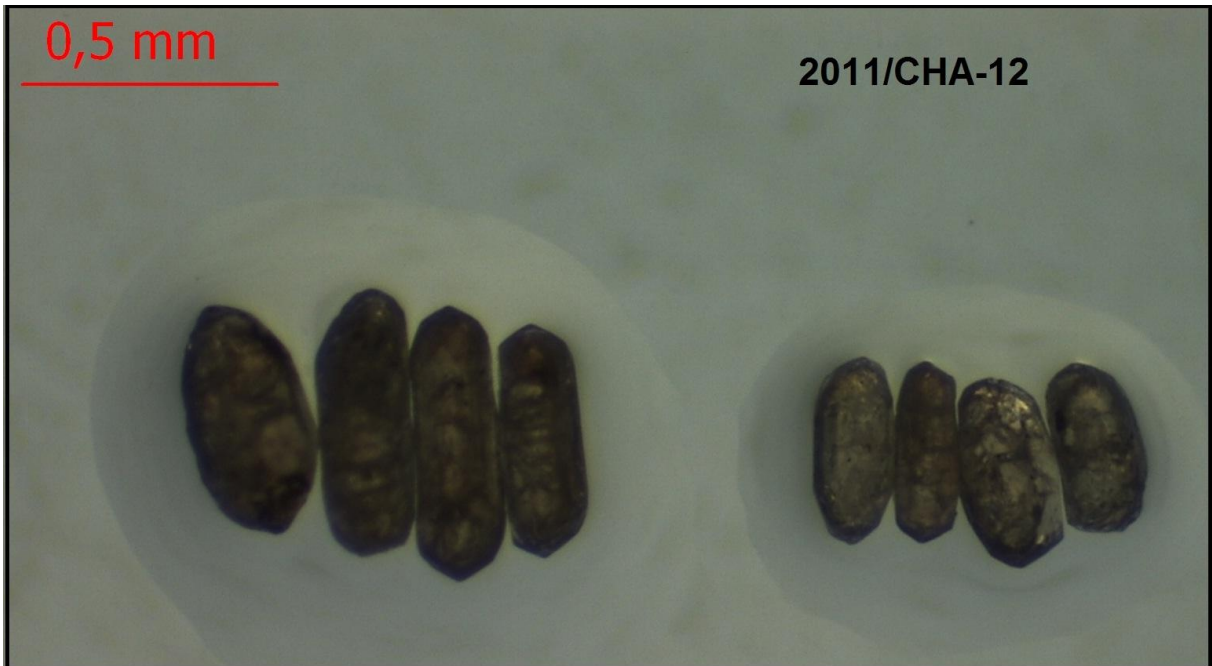
A primeira população (P1) é representada por cristais transparentes a translúcidos com brilho adamantino, com formas prismáticas, alongadas, com proporção 3x1 (Figuras 6.2; 6.3; e 6.4). Alguns cristais se apresentam microfraturados e quase todos contêm inclusões escuras. Foram tratadas três amostras e em cada uma delas fora separados zircões que se enquadram em P1 (Figura 6.2).

Figura 6.1 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P1) da amostra 2010/CHA-03.



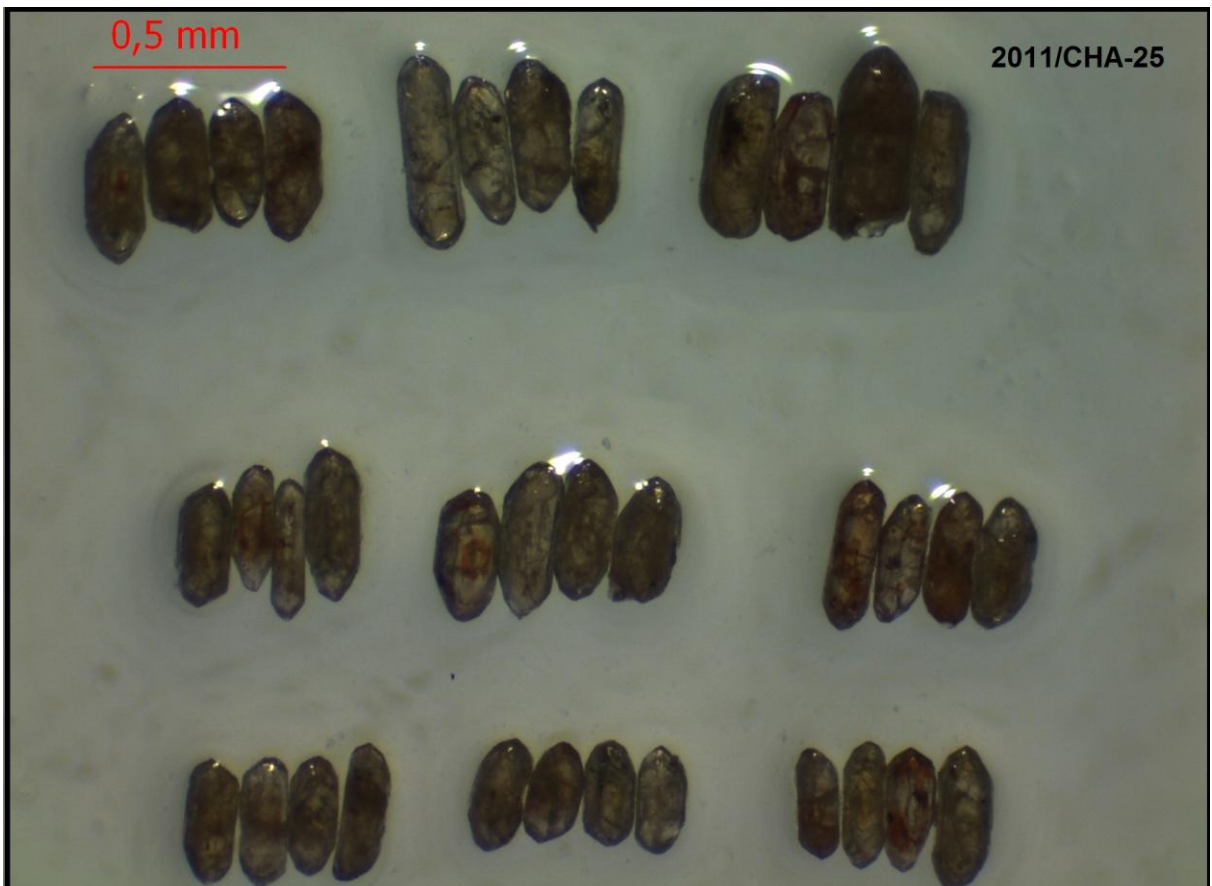
Fonte: Da autora.

Figura 6.2 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P1) da amostra 2011/CHA-12.



Fonte: Da autora.

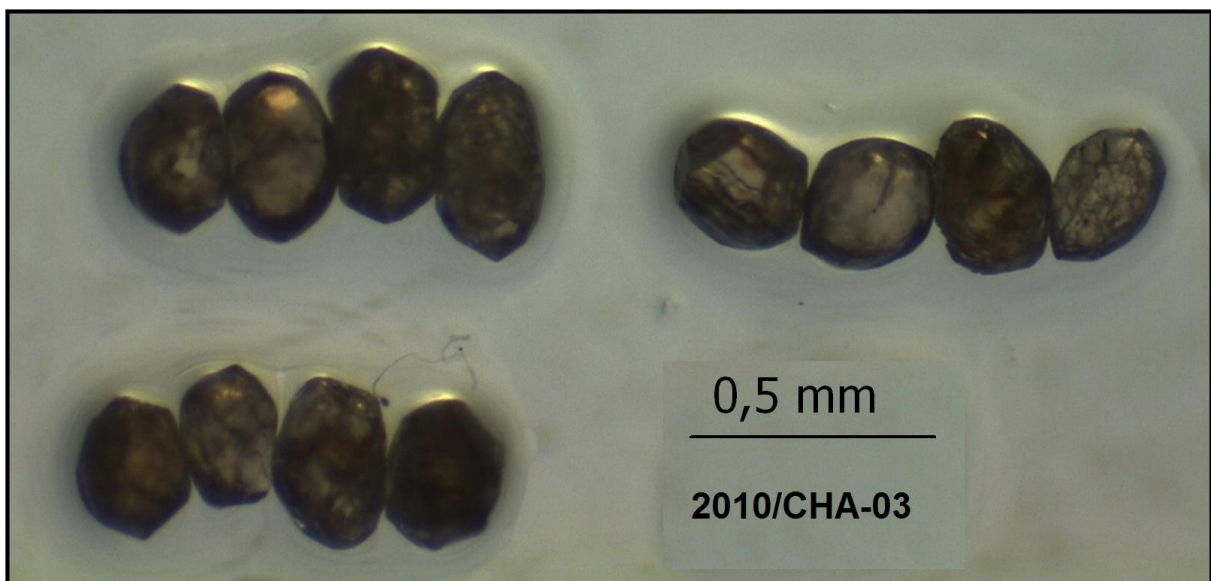
Figura 6.3 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P1) da amostra 2011/CHA-25.



Fonte: Da autora.

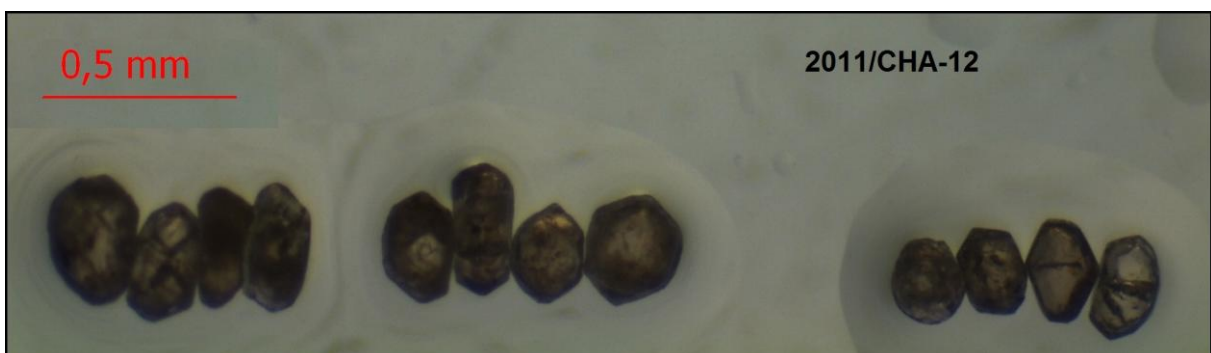
A segunda população de zircão (P2) é representada por cristais translúcidos a opacos, com formas prismáticas curtas, alongados nos eixos intermediários do prisma hexagonal (em forma tipo “barril”), sem grandes variações na proporção comprimento versus largura (2x1) (Figuras 6.5 e 6.6). Comumente os cristais contêm inclusões de minerais escuros e encontram-se microfraturados. Os zircões de P2 só foram encontrados nas amostras 2010/CHA-03 e 2011/CHA-12. Nas Figuras 6.5 e 6.6 temos as imagens dos zircões tratados e enquadrados em P2.

Figura 6.4 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P2) da amostra 2011/CHA-03.



Fonte: Da autora.

Figura 6.5 - Imagens dos zircões tratados e enquadrados na primeira população (P2) da amostra 2011/CHA-12.



Fonte: Da autora.

6.1.1 Resultados

Para a análise pelo método de evaporação-ionização de Pb em zircão foram escolhidos 24 cristais dentre os 80 cristais selecionados das amostras 2010/CHA-03, 2011/CHA-12 e 2011/CHA-25 dando preferência aqueles sem evidências de metamitização, sem ou com poucas inclusões e menos fraturados. Esses 24 cristais selecionados foram todos escolhidos da primeira população (P1), devido apresentarem melhores características de conservação.

Durante o procedimento analítico no espectrômetro de massa, os cristais de zircão analisados das amostras 2010/CHA-03 e 2011/CHA-12 tiveram problemas quanto à emissão de chumbo para obtenção de idade, ou ainda, apresentaram problemas com relação às proporções de chumbo comum no cristal, isto é, a maior parte dos cristais apresentaram razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004 o que segundo o método são inadequadas para o cálculo de idade. Alguns cristais analisados, dentre os 16 selecionados e datados, sequer emitiram chumbo. Outros cristais selecionados para análise apresentaram um pico de emissão de chumbo logo na primeira etapa da análise, porém essa emissão se tornou instável, decrescendo rapidamente e apresentando razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004. Por essa razão, as idades obtidas para estes cristais foram insatisfatórias para a realização do cálculo da idade. Nas Figura 6.7 e 6.8 são apresentadas imagens dos zircões datados que não obtiveram bons resultados:

Figura 6.6 - Zircões analisadas da amostra 2010/CHA-03 que não obtiveram resultados satisfatórios para o procedimento de datação.



Fonte: Da autora.

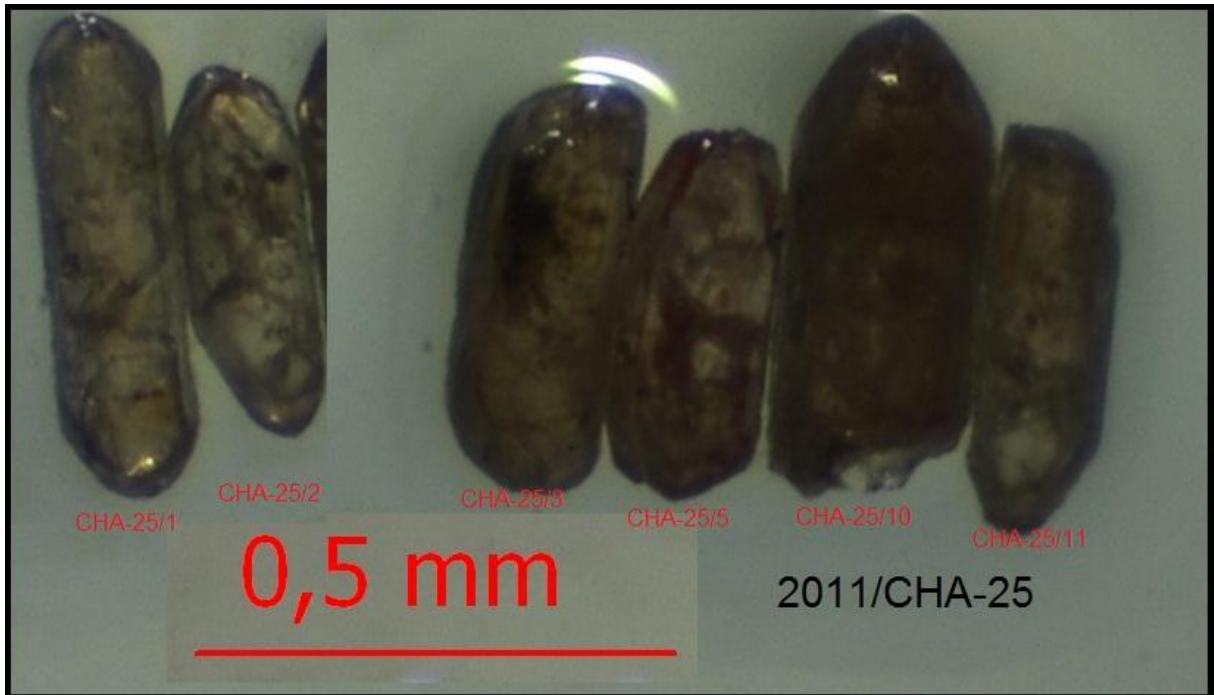
Figura 6.7 - Zircões analisadas da amostra 2010/CHA-12 que não obtiveram resultados satisfatórios para o procedimento de datação.



Fonte: Da autora.

Dentre os demais cristais de zircão analisados (Figura 6.9), somente os da amostra 2011/CHA-25 obtiveram dados satisfatórios para o cálculo da idade de cristalização da rocha, pois todos eles obtiveram emissão de chumbo suficiente para a análise isotópica. Foi observado que as melhores emissões de chumbo e mais estáveis, foram obtidas na segunda etapa de aquecimento, quando se aquece o filamento de evaporação à 1500° C. Nessa etapa, a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ficou bem abaixo do valor de 0,0004 que é uma exigência do método para validar a análise, ou seja, foram obtidas idades mais confiáveis e exatas com relação a idade de cristalização da rocha. A partir desses resultados determinou-se o valor da idade média, bem definida, nas etapas de mais alta temperatura que, lançadas num diagrama Idade (Ma) versus zircão, indicaram idade de 633.0 ± 3.3 Ma (Figura 6.10; Tabela 6.1). Os demais cristais analisados (11 cristais), foram eliminados do cálculo da idade por apresentarem razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 ou idades abaixo da média dos demais cristais.

Figura 6.8 - Zircões analisadas da amostra 2010/CHA-25 que obtiveram resultados satisfatórios para o procedimento de datação.



Fonte: Da autora.

Figura 6.9 - Espectro da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em Ma) para os zircões da amostra da fácies sienogranito do Granito Chaval. As barras verticais representam os erros para cada cristal de zircão analisado e a linha horizontal representa a idade média obtida para cada amostra.

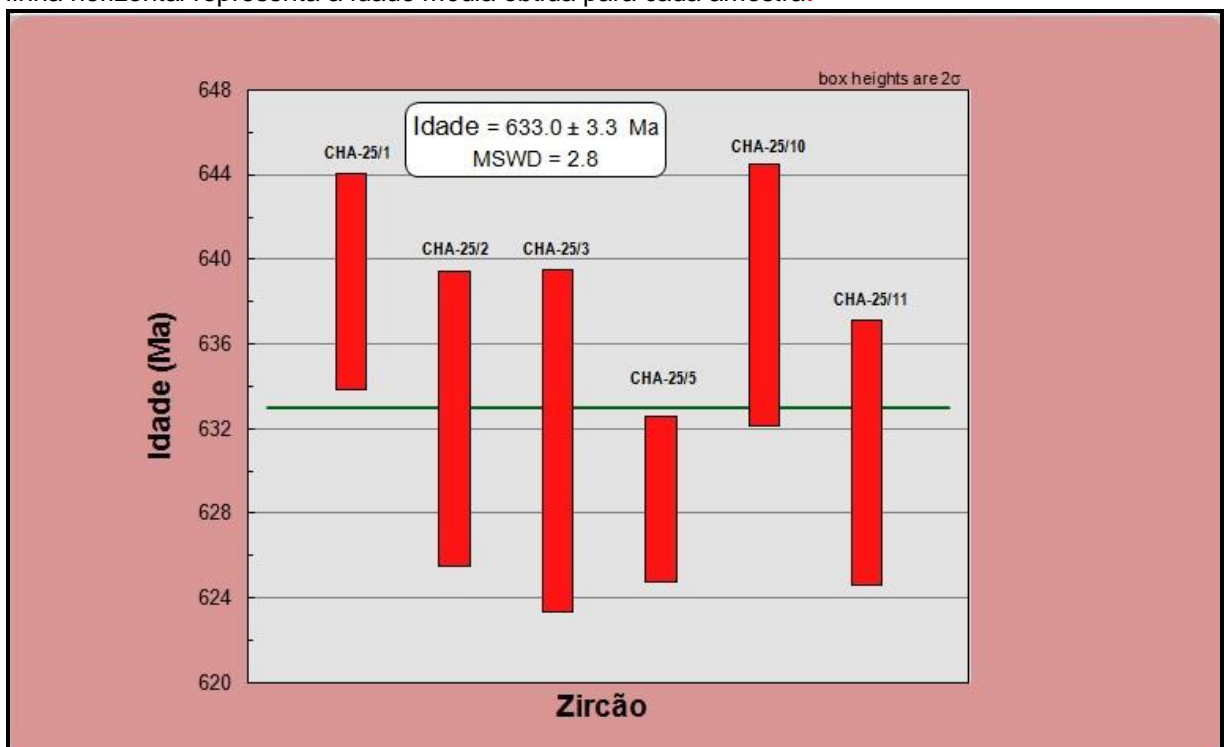


Tabela 6.1 - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão da amostra 2011/CHA-25 do Granito Chaval.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ
1431/1	1500	36/36	0,000146	0,000002	0,10654	0,00056	0,06099	0,00014	639,0	5,1
	*1550	0/22	0,000215	0,000007	0,16708	0,00123	0,06035	0,00040	616,3	14,5
1431/2	#1450	0/6	0,001034	0,000078	0,06733	0,00293	0,05835	0,00119	543,4	44,4
	1500	32/32	0,000137	0,000002	0,07076	0,00062	0,06082	0,00022	633,0	7,9
	1550	32/32	0,000258	0,000005	0,09429	0,00042	0,06074	0,00043	630,3	15,3
1431/3	#1450	0/8	0,001910	0,000006	0,10077	0,00396	0,06315	0,00025	713,7	8,3
	*1500	0/26	0,000356	0,000011	0,10047	0,00043	0,06114	0,00017	644,6	6,0
	1550	32/32	0,000342	0,000009	0,10763	0,00074	0,06077	0,00023	631,5	8,1
1431/4	1500	24/24	0,000094	0,000018	0,13611	0,00148	0,06059	0,00068	624,8	24,0
1431/5	1500	36/36	0,000161	0,000006	0,10753	0,00045	0,06069	0,00011	628,7	3,9
	*1550	0/8	0,000214	0,000014	0,13684	0,00125	0,06024	0,00024	612,5	8,8
1431/6	#1500	0/8	0,000507	0,000076	0,07197	0,00281	0,05721	0,00115	499,9	44,1
	#1550	0/38	0,000562	0,000030	0,08090	0,00186	0,05760	0,00085	514,7	32,3
1431/7	*1450	0/34	0,000274	0,000053	0,30991	0,00103	0,18966	0,00045	2739,6	3,9
1431/8	*1500	0/14	0,000149	0,000019	0,09618	0,00120	0,05998	0,00015	603,2	5,4
	*1550	0/16	0,000094	0,000030	0,12439	0,00361	0,05970	0,00169	593,2	61,4
1431/9	#1450	0/8	0,004363	0,000126	0,00000	0,00000	0,04247	0,00290	0,0	32,3
	#1500	0/36	0,000485	0,000009	0,08743	0,00063	0,06025	0,00012	612,7	4,3
	#1550	0/16	0,000560	0,000007	0,09646	0,00180	0,05650	0,00158	472,3	61,8
1431/10	1500	38/38	0,000150	0,000005	0,11735	0,00053	0,06097	0,00017	638,4	6,2
	*1550	0/34	0,000132	0,000015	0,14103	0,00033	0,06045	0,00016	620,2	5,8
1431/11	1500	20/20	0,000151	0,000006	0,08680	0,00028	0,06076	0,00018	630,9	6,3
	*1550	0/4	0,000201	0,000252	0,12214	0,00898	0,06185	0,00366	669,1	126,6
250/528									633,0	3,3

(c) - razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum;

(*) - etapa de evaporação eliminada;

(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004.

6.2 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Estudos geocronológicos anteriores no Granito Chaval, como por exemplo, o realizado por Santos et al. (2008) utilizando o método U-Pb em monazita obtiveram idade de 591 ± 10 Ma interpretado como a cristalização do Granito Chaval, permitindo assim posicioná-lo na escala de tempo geológico no final do Neoproterozoico. Em contra partida Nogueira Neto et al. (1990) obteve idade de 507 ± 27 Ma através do método Rb-Sr em rocha total interpretado como a representação da reomogeneização isotópica.

O resultado do estudo geocronológico no Granito Chaval realizados neste TCC através das análises isotópicas pelo método de evaporação-ionização de Pb em monocristais de zircão permitiram a obtenção de uma idade média de 633 ± 3.3 Ma, interpretada como cristalização do Granito Chaval. O valor de idade obtida neste trabalho é maior que a obtida por Santos et al. (2008) com uma diferença de 40 Ma, que o posicionava no final do Neoproterozoico.

Com essas idades de cristalização obtidas pela amostra 2011/CHA-25, não podemos correlacionar cronologicamente o Granito Chaval com os demais granitos da Suíte Intrusiva Meruoca: Granito do Meruoca, Granito Mucambo, Granito Serra da Barriga, Granito Pajé e Granodiorito Anil, pois estes apresentam idades de cristalização em torno de 523 Ma. De acordo com os estudos geocronológicos mais recentes, os plútons graníticos da Suíte Intrusiva Meruoca que são pós-colisionais têm idade do final do Neoproterozoico ao início do Paleozoico. Segundo Archanjo (2009) a idade de cristalização obtida através do método U-Pb em zircão para o Granito do Meruoca é de 523 ± 9 Ma; Fetter et al. (1999) datou o Granito Mucambo através do mesmo método e obteve idade cristalização de 532 ± 6 Ma. O Granito Serra da Barriga datado recentemente por Mattos et al. (2007) através do método U-Pb em monazitas que forneceram uma idade de cristalização de 522 ± 8 Ma. Nascimento (2012) datou o Granito Pajé pelo método Pb-Pb em zircão, obteve idade de cristalização de $528,9 \pm 2,7$ Ma. Outro granitóide proposto como componente da Suíte Meruoca por Gorayeb et al. (1994), é o Granodiorito Anil que através de determinações isotópicas pelo método Rb-Sr em rocha total por Gorayeb e Lafon (1995) revelaram idade de 587 ± 19 Ma.

Os estudos geocronológicos realizados no Batólito de Santa Quitéria realizados por Fetter et al. (2003) através do método U-Pb em zircão, obtiveram idades 665 ± 5.2 Ma a $623 \pm 1,3$ Ma, colocando-os em ambiente de deformação Arco Magmático continental. Sendo a sin e tardi-tectônico a orogenia Brasileira.

Pode se observar na tabela 6.3 o resumo dos granitóides do NW da Província Borborema em relação a dados geocronológicos, os métodos utilizados e seus autores.

Tabela 6.3 - Geocronologia dos Granitos do NW do Ceará.

Unidade	Método de Datação	Idade Obtida	Referência
Granito Meruoca	U-Pb em Zircão	523±9Ma	Archanjo (2009)
Granito Mucambo	U-Pb em Zircão	532±6Ma	Fetter (1999)
Granito Serra do Barriga	U-Pb em Monazita	522±7,6Ma	Mattos et al. (2007)
Granodiorito Anil	Rb-Sr em rocha total	587±19Ma	Gorayeb e Lafon (1995)
Granito do Pajé	Pb-Pb em Zircão	528±9Ma	Nascimento (2012)
Granito Chaval	U-Pb em Monazita	591±10Ma	Santos et al. (2008)
Granito Chaval	Rb-Sr em Rocha Total	507±27Ma	Nogueira Neto et al. (1990)
Batólito Santa Quitéria	U-Pb em Zircão	664±5.2 Ma a 623±1.3 Ma	Fetter et al. (2003)

Sendo assim, podemos correlacionar o Granito Chaval ao Batólito Santa Quitéria que são granitos sin a tardi-tectônicos à orogenia que são produtos da intensa granitogênese ocorrida no evento Brasileiro na Província Borborema. A intensa deformação e avançada anatexia, produtos da colisão brasileira, prejudicam a reconstituição da geometria do arco magmático. Ainda segundo Fetter et al. (2003), os granitos representam os últimos estágios da evolução do arco, caracterizados por aumento progressivo da participação crustal, principalmente por refusão do material magmático mais precoce.

7 CONCLUSÕES FINAIS

Na região NW da Província Borborema são identificados corpos graníticos de grande expressão, de variadas naturezas, idades relacionadas a diferentes eventos tectônicos conforme apresentados por Bizzi, (2003), representando estágios avançados de geração de magmas durante processos tectonos/deformacionais pré-paleozóicos. Por seu domínio regional na Província Borborema e continuidade na África o evento Brasileiro/Pan-Africano foi de grande importância, afetando toda a província, envolvendo colagens de continentes, formação de orógenos, fechamento de oceanos, pulsos magmáticos que se estenderam durante todo o evento, marcando episódios de deformação e injeção de magmas. Neste contexto temos a formação de várias supersuítas pós-orogênicas, dentre elas, a Suíte Intrusiva Meruoca (FETTER 1999), em relação a suítas sin-orogênicas temos o Batólito Santa Quitéria e os granitos que compõem o complexo Santa Quitéria, representando a formação do arco magmático continental (FETTER et al. 2003).

Com relação aos aspectos petrográficos e deformacionais e zonas de cisalhamento o Granito Chaval não é semelhante aos granitos pertencentes à Suíte Intrusiva Meruoca: Granito do Meruoca, Granito Mucambo, Granito Serra do Barriga, Granito Pajé e Granodiorito Anil. Apesar de todos serem constituídos essencialmente por sienogranitos, monzogranitos e granodioritos, com exceção deste último no Granito Chaval. Texturalmente e microestruturalmente não são semelhantes também. Mineralogicamente são compostos essencialmente por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e com a presença de biotita e/ou hornblenda como minerais varietais. Os minerais acessórios mais comuns são allanita, zircão, apatita e titanita.

No entanto, o Granito Chaval apresenta semelhanças petrográficas, deformacionais e cronológicos com os granitos do Complexo Tamboril Santa Quitéria, e os dados geocronológicos apresentados podem nos mostrar que o Granito Chaval está relacionado com o evento magmático que originou a formação do Arco Magmático Continental e sendo um granito sin a tardi-tectônico a orogênia brasileira.

REFERÊNCIAS

- 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.; HASUI, Y., GORAYEB, P. S. S. Grábens e o Paleozoicos do oeste cearense - Considerações sobre as sequências litoestratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15. 1993, Natal. *Atas.* Natal: Bol. Soc. Bras. Geol. Nuc. Nordeste. v. 13. p. 29 - 31.
- 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 cálcio alcalino de alto-k de Campina Grande. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, n.2, p. 205-216. 2002.
- ALMEIDA F. F. M.; HASUI, Y. ; BRITO NEVES B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 7., 1977, Campina Grande. *Atlas...* Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- AMARAL WS. *Integração de dados aerogeofísicos e geológicos e sua contribuição a evolução geodinâmica do Domínio Ceará Central, Província Borborema.* 2007. 165f. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), Instituto de Geociências, 2007.
- ARCHANJO C J; LAUNEAU, P.; HOLLANDA, M.H.B.M.; MACEDO, J. W. P. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, v. 98, p. 1793-1807. 2009.
- ARTHAUD, M. H. *Evolução neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, Nordeste do Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira.* 2007. 132f. Tese (Tese de Doutorado) - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília,DF, 2007.
- BARBARIN, B.. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Université Paris-Sud and URA 1369 CNRS, Laboratoire de Petrographie-Volcanologie, Bâtiment 504, F-91405 Orsay Cedex, France.* 1999. 605-626 p.
- BARD J.P. *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques.* Paris: Mason, 1980. 192p.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. *Geologia, Tectônica e recursos minerais do Brasil:* texto, mapas & SIG. Brasília, DF: CPRM, 2003. 692 p.
- BRITO NEVES, B.B. *Elementos da geologia pré-cambriana do Nordeste oriental.* In: CONG. BRAS. GEOL., 27. 1973, Aracaju. *Anais...* Aracaju: SBG, 1973. v.2. p. 105-133.

BRITO NEVES, B.B. *Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino*. 1975. 198 f. (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, SP. 1975.

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.C. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 33, p. 23-40. 1991.

BRITO NEVES, B.B.; DOS SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. *Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil*, In: TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA-31ST INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, ABSTRACT, Rio De Janeiro, 2000. 151-182 p.

BRITO NEVES, B.B.; PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S.; DOS SANTOS, E.J. Idades U – Pb em zircão de alguns granitos clássicos da província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências*. USP, São Paulo, v,3, p.25 – 38. 2003.

BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; DOS SANTOS, E.J, CAMPOS NETO, M.C; KOZUCH, M. O evento Cariris Velho na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(4): 279-296. 1995.

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

CAVALCANTE, J. C. *Limites e Evolução Geodinâmica do Sistema Jaguaribiano, Província Borborema, NE do Brasil*. (Tese de Mestrado) UFRN, 1999, 289p.

CAVALCANTE, J.C. VASCONCELOS, A.M., MEDEIROS, M.F., PAIVA, I.P., GOMES, F.E.M., CAVALCANTE, S.N., CAVALCANTE, J.E., MELO, A.R.C., DUARTE NETO, V.C., BENEVIDES, H.C. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1: 500.000. Fortaleza, 2003. Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

CHAYES F. *Petrographic modal analysis*. New York, John Willey & Sons. 1956.113p.

CHERNIAK, D.J., HANCHAR, J.M.; WATSON, E. B. *Rare-earth diffusion in zircon*. *Chemical Geology*, 134:289–301,1997.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). *Geologia da Região Nordeste do Estado do Ceará*. Projeto Fortaleza. DNPM/CPRM, Brasília, 2003. Geologia 12, Seção Geológica Básica 9. Base Digital.

DEER, W. A.; HOWIE; R. A.; ZUSSMAN, J. *Rock-forming minerals*. London, Second Edition Longmans (Eds.). 696 p. 1992.

DICKIN, A.P. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press, Hamilton, Ontario, 2005. Second Edition. p. 42-131.

FETTER, A. H., SANTOS, T.J.S, NOGUEIRA NETO J.A. ; VAN SCHMUS W.R. Geocronologia U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total do Estado do Ceará, resultados Iniciais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1995, Fortaleza. *Anais...* Fortaleza: SBG, 1995. v.6, p. 467-470.

FETTER, A.H. *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.* 1999. 164 f. Tese (doutorado em geologia) - University of Kansas, Kansas, EUA. 1999.

FETTER, A. H.; DOS SANTOS, T. J. S.; VAN SCHIMUS, W. R; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.A. E WERNICK, E. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, v. 6, nº 2, p. 265-273. 2003.

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

GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B. Geocronologia e Evolução Crustal da Área do Depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, São Paulo, v.2, p. 143-159. 2002.

GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.V.; SCHELLER, T. *Comparasion of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: exemples from Precambrian of Brazil.* Jour. South Amer. Earth Sci., 11:351-363. 1998.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. O Granito do Pajé-Noroeste do Ceará: Caracterização geológica. In: XIV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, SBG, Recife, 1991. *Anais*, p. 182-184.

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. A tectônica distensiva e a geração de granitos EoPaleozoicos no oeste do Ceará. In: XV SIMP. DE GEOL. DO NORDESTE, Natal. 1993. p. 254 – 255.

GORAYEB P.S.S., ABREU, F.A.M., MOURA C.A.V. Geração de corpos graníticos batolíticos sintransamazônicos na Província Borborema: O exemplo do Granitóide Chaval. In: SBG-NE, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, Atas 14:414-417. 1995.

GORAYEB, P.S.S.; LAFON, J.M. Geocronologia Rb – Sr do Granodiorito Anil – CE. In: XVI SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, SBG, Recife, 1995.. *Anais*, p. 274 – 276.

- GORAYEB, P.S.S.; LEMOS, R.L.; ABREU, F.A.M. O Granodiorito Anil: Caracterização geológica e petrográfica. In: CONG. BRAS. GEOL., 38. Camboriú – SC, 1994.. *Bol. Res. Exp. Camboriú – SC: SBG.* v.1. p. 156 – 158.
- GORAYEB, P. S. S.; BARBOSA, R. C. O.; MOURA, C. A.V. ; LEMOS, R L. Petrografia, geocronologia e significado tectônico do Nefelina Sienito Brejinho: extremo Noroeste da Província Borborema. *Revista Brasileira de geociências*, 41, n.3, pp. 390-407. 2011.
- 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.
- HIBBARD, M. J. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey: *Prentice Hall, Englewood Cliffs*, , 1995. 587p.
- KERR, P. *Optical mineralogy*. Third Edition. New York: *McGraw-Hill Book Co.* 1959. 492 p..
- KOBER, B. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding 207Pb/206Pb investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 63-71. 1987.
- LE MAITRE R.W. *A Classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London: [s.n.], 2002. 193 p.
- LUDWIG, K.R. User's manual for Isoplot/Ex Version 3.2. *A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication*, 2004. 70p.
- MACAMBIRA M.J.B., MOURA C.A.V., LAFON, J.M., SCHELLER T. O método Pb Pb por evaporação em zircão: avaliação dos dados obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38., 1994, Camboriú. *Boletim de resumos expandidos*. Camboriú: SBG, 1994. v.2, p. 404-406.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. *Atlas of igneous rocks and their textures*. New York: Longman Scientific & Technical. John Wiley & Sons, 1982. 148p.
- 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.
- MOURA C.A.V., GAUDETTE H.E., MACAMBIRA M.J.B., LAFON J.M., SCHELLER T. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: CONGR. BRAS. GEOL., 39., Salvador. *Anais...* Salvador: SBG,1996. v.2, p. 481-489.
- NASCIMENTO, D. A.; GAVA, A; PIRES, J.; TEIXEIRA, W. *Geologia da Folha SA. 24 - Fortaleza*. In: PROJETO RADAM Brasil..... Rio de Janeiro: DNPM, 1981. p. 23 - 212.

NASCIMENTO, Y. W. S. *Petrografia, litoquímica e geocronologia do Granito do Pajé: um estudo comparativo com os granitóides da Suíte Intrusiva Meruoca, região Noroeste do Ceará*. 2012. 97f. (Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia) – UFPA, Instituto de Geociências, Belém, 2012.

NOGUEIRA NETO, J. A.; TORQUATO, J. R. F.; MACAMBIRA, M. J. B.; ARTHAUD, M. H. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Granja. *Revista de Geologia*, n.3, p.3-18. 1990.

NOGUEIRA NETO, J. A. *Evolução Geodinâmica das Faixas Granulíticas de Granja e Cariré, Extremo Noroeste da Província Borborema*. 2000. 171f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (IGCE-UNESP), Rio Claro- SP, 2000.

OLIVEIRA, D. C. Geologia do Gráben de Martinópolis, área de Campanário/Paula Pessoa (Granja, Ce): implicações na evolução litoestratigráfica e tectonometamórfica do Noroeste do Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, v.22, n.2, p.143-156. 1992.

OLIVEIRA, J. F. de; CAVALCANTE, J. C. (org.). *Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*; carta geológica, carta metalogenética/previsional – escala 1: 100.000 (Folha SB.24-V-D-V; Mombaça) estado do Ceará. Brasília, DF: DNPM/CPRM, 1993. 195 p.

PRADO, F. S.; MENDONÇA, J. C. G. S.; MORAES, J. B. A.; MEDEIROS, M. F.; ASSUNÇÃO, P. R. S.; ANDRADE, V. A.; MEDEIROS, R. P. *Projeto Martinópolis*, DNPM/CPRM, 1981. 5 v. (Relatório final).

PUPIN, J.P. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, n.73, p.207-220. 1980.

QUADROS, M.L.E.S.; ABREU, F.A.M. *Bacia de Jaibaras – NW do Ceará: considerações sobre a evolução tectono – sedimentar*. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado. SBG. p. 307 – 309. 1995.

SANTOS, T. J. S. *Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema*. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (IGCE-UNESP), Rio Claro, São Paulo, 1999. Brasil, 186 pp.

SANTOS, T. J. S.; DANTAS, E. L.; ARTHAUD, M.H.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M. M.; FETTER, A. H. Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará. In: 42 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. *Anais*. Araxá: SBG, 2004. v. 1, p. 1175-1176.

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).

SANTOS, T. J. S., NOGUEIRA NETO, J. A., FETTER, A. H. & HACKSPACHER, P. C. Petrografia e Litogeoquímica das Rochas do Embasamento Cristalino da Região de Granja, CE. *Revista de Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC)*, vol.14, pp.33-48. 2001.

SCHOBENHAUS, C. (Coord.) et al. Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília: DNPM, 501p. 1984.

SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; PIMENTEL, M. M.; SCANDOLARA, J.; RAMGRAB, G.; WILDNER, W.; ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; RIZZOTO, G.; QUADROS, M. L. E. S.; SANDER, A.; ROSA, A. L. Z. Reavaliação da Evolução geológica em terrenos pré-cambrianos Brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, PARTE III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista brasileira de Geociências*. V.32, n.4, p. 529-544, dez, 2002.

STRECKEISEN, A. L. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science reviews*, v.12. p.1-33. 1976.

STURM, R. Analysis of magmatic crystal growth by backscattered electron imaging. *Microscopy and Analysis*, 18(4):25-27. 2004.

TORQUATO, J. R.; NOGUEIRA NETO, J. A. Histograma da região de dobramentos do Médio Coreá. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 26, p. 303-314. 1996.

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.

WILLIAMS H., TURNER F.J., GILBERT C.H. *Petrography. A introduction to the study of rocks in thin section*. Second Edition, W. H. Freeman and Company. San Francisco, 1982. 406p.