

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

***DEEP CRUSTAL HOT ZONES: ESTUDO DE CASO EM PLÚTON MÁFICO AO SUL  
DA PROVÍNCIA BORBOREMA***

**LAURO ROBERTO DE JESUS ROSA**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus**

Porto Alegre, 2020

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

***DEEP CRUSTAL HOT ZONES: ESTUDO DE CASO EM PLÚTON MÁFICO AO SUL  
DA PROVÍNCIA BORBOREMA***

LAURO ROBERTO DE JESUS ROSA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus

**BANCA EXAMINADORA**

Profa. Dra. Adriane Machado – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe

Profa. Dra. Aracy Sousa Senra – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe

Profa. Dra. Carla Cristine Porcher – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Porto Alegre, 2020

#### CIP - Catalogação na Publicação

de Jesus Rosa, Lauro Roberto  
DEEP CRUSTAL HOT ZONES: ESTUDO DE CASO EM PLÚTON  
MÁFICO AO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA / Lauro Roberto  
de Jesus Rosa. -- 2020.  
84 f.  
Orientador: Marcus Vinicius Dorneles Remus.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2020.

1. Geologia. 2. Geoquímica. 3. Geotectônica. 4.  
Geotermobarometria. I. Dorneles Remus, Marcus  
Vinicius, orient. II. Título.

## Agradecimentos

Aproveito o momento para desabafar e dizer que não foi fácil realizar uma dissertação e trabalhar outras 8 horas ao mesmo tempo. Nos meus primeiros meses eu trabalhava na madrugada, corria para o Vale, para poder fazer as análises, não dormia bem, claro que ninguém tem culpa, pois a escolha foi inteiramente minha. Mas é preciso ter um olhar mais humano, para além da pesquisa e produção, pois nós alunos estamos sofrendo com a depressão e ansiedade. E se eu consegui finalizar este trabalho, foi porque muitas pessoas me ajudaram, caso contrário seria impossível. Há muito que agradecer, pois diversas pessoas contribuíram para que eu conseguisse realizar essa dissertação. Primeiro de tudo, minha mãe, Maria Auxiliadora, que me deu todo o suporte financeiro e emocional possível. Também agradeço ao João Costa e Juliana Costa, donos do Brick Hostel, além de toda a equipe, como a querida Lizi, o Fábio, a Laila, o Renato, a Vitória, a Karen e todos que me acolheram durante o tempo que estive em Porto Alegre, e sem o qual eu não haveria conseguido me manter durante quase 2 anos. Agradeço também ao meu orientador Marcus Remus, por haver me apoiado em minhas decisões e suportado as diversas mudanças de rumo. Ao Guilherme que me deu um grande apoio para que esta dissertação fosse concluída. Minha irmã Vivi, por todo amor e carinho prestados a mim. A professora Adriane e ao amigo Pedro por todos os conselhos. Aos colegas da pós, em especial, o Edgar, a Larissa, o Guilherme, o Vitor, a Rayane, a Flávia. A amiga Brenda e os técnicos da laminação por todo o suporte. Ao pessoal da microssonda, em especial a Susán que me ajudou nos meus primeiros passos no equipamento. Ao Felipe e sua família que me acolheram como da mesma. A Kamila e sua família q foram o ponta-pé inicial para tudo isso. A Guinha e o pessoal do Sítio Capororoca. Aos amigos de Florianópolis, Jones e Tiago. As queridas professoras Márcia e Carla, ao pessoal dos Andes. A amiga Cris pela orientação e a amiga Mônica por todo amor. Ao Carlison por dar aquele empurrão final, mas muito importante. E a todos que de forma direta ou indireta contribuíram para que eu conseguisse seguir em frente. Desde já, peço desculpas se esqueci de alguém, mas realmente foram muitas pessoas que passaram por essa minha longa jornada. Meu muito obrigado aos anjos que cruzaram o meu caminho.

**Resumo.** Essa pesquisa discute as condições de cristalização do plúton Capela, localizado no sul da Província Borborema, Nordeste Brasileiro e propõe que sua origem está relacionada a processos de fusão em zonas crustais profundas e quentes (Deep Crustal Hot Zones –DCHZ). Diversos parâmetros estudados encaixam neste modelo: largo espectro composicional do plúton, variando de ácido a básico, mineralogia primária hidratada (clinozoisita, muscovita, biotita e anfibólio) e condições de cristalização em pressão relativamente elevada, consistente com crosta profunda. Os estudos realizados consistiram de petrografia com auxílio de microscópio ótico trinocular e MEV, química mineral utilizando microsonda eletrônica e geoquímica de elementos maiores menores e traços através de Fluorescência de Raio X e ICP-MS. Estudos de geotermobarometria no par anfibólio-plagioclásio e Al-in hornblenda demonstram temperatura de cristalização entre 740 °C e 770 °C e pressão de aproximadamente 8 kbar, coerente com estudos anteriores. A existência de epidoto primário ficou comprovado pela presença de textura magmática, consistente com a composição química medida e calculada da molécula de pistacita para a clinozoisita com valor de 18 a 25 %Ps. Diante dos resultados obtidos neste trabalho e estudos prévios de novos entendimentos acerca de alimentação de câmaras magmáticas e consequente formação de corpos intrusivos, foi possível sugerir a hipótese da fusão em zonas crustais profundas e quentes - DCHZ para formação do plúton.

**Palavras-chave.** DCHZ, Geoquímica, plúton.

**Abstract.** This research project discusses the conditions for crystalizing Capela Pluton, which is located at the south of Borborema province, in the Brazilian northeast. The project suggests that Capela Pluton's origin is linked to fusion processes in Deep Crustal Hot Zones (DCHZ). Multiple factors are considered in this model: long spectrum composition of pluton -varying from acidic to basic-, primary mineralogy hydrated (clinozoisite, muscovite, biotite, amphibole) and crystallization under relatively elevated pressure, which is consistent with deep crust conditions. The studies were undertaken through petrography with trinocular optical microscope and electronic microscope, mineral chemical analysis using electronic microwave and geochemical analyses of Major, Minor and Traces through X-Ray Fluorescence and ICP-MS. Studies of geothermobarometry paired with amphiboly-plagioclase and Al in hornblend demonstrate that crystallization temperature between 740 °C and 770 °C and pressure around 8 kbar is coherent with previous studies. The existence of primary epidote proved presence of magmatic texture, consistent with the chemical composition measured and calculated from pistacite molecule for clinozoisite, with values ranging between 18 and 25%. of Ps. With the results obtained from this research along previous studies about innovative hypothesis on magmatic camera feeding and its subsequent formation of intrusive bodies, it was possible to suggest the hypothesis of fusion in DCHZ for pluton formation.

**Keywords.** DCHZ, Geochemistry, plúton

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	<i>Modelo esquemático da Deep Crustal Hot Zones –DCHZ. O esquema demonstra como os líquidos ascendem da crosta inferior para superior, ocorrendo processos de mistura e fracionamento (extraído de Annen et. al., 2006).</i>	16
Figura 2	<i>Mapa esquemático do Domínio Macururé com presença de plútons magmáticos. 1A: Coberturas terrígenas arenosas; 1B: granitos cálcioalcalinos com textura rapakivi; 1C: monzonitos shoshoníticos; 1D: granoioritos cálcio-alcalinos; 1E: sienogranitos leucocráticos; 1F: corpos máficos-ultramáficos; 1G: metassedimentos do Domínio Macururé; 1H: quartizitos; 1I: localização do afloramento; 1J municípios; 1L: falha contracional; 1M: lineamentos; 1N: falhas (Retirado de Barbosa, 2019).</i>	20
Figura 3	<i>Imagem magnetométrica de Amplitude de Sinal Analítico - ASA com destaque para área de estudo. As cores indicam o nível Tesla que aumenta de intensidade do tom azul para o tom rosa. Isso indica uma resposta maior dos elementos U, Th e Pb. Observa-se um lineamento entre anomalias na direção NW-SE e outro perpendicular, de direção SW-NE, com descontinuidades (Modificado do GEOSGB, 2017).</i>	24
Figura 4	<i>Espectrômetro De fluorescência de Raios X RIX 2000 da Rigaku do laboratório do Núcleo de Litoquímica e Análises Mineraias do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IGEO/ UFRGS) (Fonte: <a href="https://www.ufrgs.br/geoquimica/frx/">https://www.ufrgs.br/geoquimica/frx/</a>).</i>	26
Figura 5	<i>Equipamento Cameca SXFive do Laboratório de Microsonda, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.</i>	26
Figura 6	<i>Esquematic area map in Sergipe province, Brazil. A: Macururé Domain with igneous diversity intrusions. B: Capela Púlton detail, asocieted to Capela fault (Adapteted from Conceição et al., 2016; Rosa et al., 2019; Gomes, 2019).</i>	35
Figura 7	<i>Blades photomicrography by transmitted light (10x). A. Hornblend gabbro (Hg), with plagioclase (Pl), apatite (Ap) and pyroxene (Px) changing to pargasite (Prg); B. HG, garnet at the center (Grt) euhedral with opaques inclusions, presence of plagioclase (Pl), pyroxene (Px), pargasite (Prg) and biotite (Bt), with zircon (Zrn) and apatite (Ap) inclusions; C. HG shows plagioclase (albite-Carlsbad macle) with muscovite (Ms), and clinozoisite (Czo) inclusions. D. HG shows a euhedral garnet (Grt), clinozoisite (Czo) inclusions, pargasite (Prg), plagioclase (Pl), biotite (Bt) crystals; E. HG composed by clinozoisite (Czo) partial assimilated, and with association with muscovite (Ms) and plagioclase (Pl)); F. HG, shows partial assimilation of clinozoisite, and total or partial opaques inclusions in pargasite (Prg) and plagioclase (Pl). G. Granodiorite (Gr) has zoned plagioclase (Pl) with clinozoisite (Czo) and muscovite (Ms) inclusions, there are apatite and titanite as well; H. Gr with clinozoisite (Czo) and muscovite (Ms) oriented inclusion in plagioclase (Pl). I. Granodiorite with zoned clinozoisite (Czo) inclusion in plagioclase (Pl), there are muscovite (Ms), pargasite (Prg) and oxides as well.</i>	38

	<i>Micrometers scale. Images A and B was composed of polarized plane lights, the others by cross-polarized light.</i>	
Figura 8	<i>Classification diagrams applied to diorite. A. Epidote classification (Franz &amp; Liebscher, 2004). Classification like clinozoisite in gabbro and diorite. B. Ternay classification feldspar diagram (Deer et al., 1992). C. Pyroxene classification in composition interval Ca-Mg-Fe (Morimoto, 1988). D. Amphibole classification shows pargasite results (Hawthorne et al., 2012).</i>	40
Figura 9	<i>Geotectonic classification diagrams in hb-gabbro (PCC-90), diorite (PCC-120, PCC-34A). A: Diagram classification to primary biotite, reequilibrated and secondary by Nachit et al. (2005). B: Biotite classification (Deer et al., 1992); C. Diagram Al versus Mg (Nachit, 1985); D. Diagram MgO versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Abdel-Rahman, 1994).</i>	41
Figura 10	<i>Affinity geochemical diagram in hb-gabbro, diorite and granodiorite. A. TAS diagram by Cox et al., 1979. B. Nb/Y - Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram (Floyd &amp; Winchester 1975); C. TiO<sub>2</sub> - Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram (Winchester &amp; Floyd 1976); D. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - Zr diagram (Winchester &amp; Floyd 1976).</i>	44
Figura 11	<i>Geotectonics diagrams. A. MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ternary diagram (Mullen 1983); B. Th-Hf-Ta ternary diagram (Wood et al. 1979).</i>	44
Figura 12	<i>Pressure estimative by barometry of Al in hornblende by Ague (1997) calibrated by the barometer of Schimidt (1992); A: PCC_90 sample has a pressure between 6.5 and 7kbar; B: PCC_120 sample has a pressure between 7,5 and 8kbar.</i>	45
Figura 13	<i>Temperature estimative to Amp-Pl thermometer by Blundy and Holland (1990) using the calibration of Ague (1997); A: PCC_90 (hb-gabbro) sample has temperature between 740-770°C; B: PCC_120 (diorite) sample has temperatures between 710-770°C and 800-830°C.</i>	46
Figura 14	<i>Temperature estimative of chlorite temperature by thermometer of Cathelineau (1988) with a value between 350 and 375°C.</i>	46
Figura 15	<i>Geotectonic model to Capela Plúton formation. PEAL (Pernambuco-Alagoas block), CSF (São Francisco cráton), ZCBMJ (Belo Monte - Jeremoabo shear zone), FC (Capela fault), FD (Dores fault), ZCSMA (São Miguel do Aleixo shear zone) (Adapted by Oliveira, 2010 and Dantas, 2015).</i>	50
Figura 16	<i>Mapa de localização mostrando área de estudo, próximo à Sede Municipal de Capela-SE. Trajeto desde a capital de Sergipe, Aracaju (adaptado de Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe – SRH, 2013).</i>	61
Figura 17	<i>Divisão do Domínio Macururé. Modificado de Santos et al. (1998). Os corpos gabróico-graníticos estudados estão destacados com um círculo vermelho.</i>	62
Figura 18	<i>Proposta da evolução tectônica para os domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó durante a Orogenia Brasileira, onde: a) Estágio antes da Orogenia Brasileira (&lt; 625 Ma); b) Colisão e subducção do Cráton São Francisco (628 – 625 Ma) e; c) Fase convergente com geração de granitos colisionais (~ 590 – 570 Ma). (Modificado de Bueno, 2008).</i>	63

Figura 19	<i>Mapa de Localização dos pontos amostrados nos corpos gabróicos-graníticos (Adaptado de Brito, 2012 e Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe, 2013).</i>	64
Figura 20	<i>A) Localização geográfica da Faixa Sergipana, CSF: Cráton São Francisco e PB: Província Borborema; B) Mapa geológico da Faixa Sergipana, com ênfase para as zonas de cisalhamento, ZCI: Zona de Cisalhamento Itaporanga, ZCSMA: Zona de Cisalhamento São Mig Miguel do Aleixo, ZCBMJ: Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo e ZCM: Zona de Cisalhamento Macururé (Modificado de Oliveira, 2008).</i>	65
Figura 21	<i>Desenho esquemático de cisalhamento e encurtamento paralelo à camada (evento D1), encurtamento perpendicular à orogenia em regime transpressivo sinistral (evento D2) e deslizamento paralelo à orogenia (evento D3) (Retirado de Rosa, 2016 e modificado de Del' Rey Silva, 1995).</i>	66
Figura 22	<i>Amostras de gabros macroscópico (escala em cm) e microscópico (escala em mm). A. PG-13 (macroscópico); B. PG-15 (macroscópico); C. PG-28 (macroscópico); D. PG-13 (visão microscópica mostrando anfibólitos (anf) e biotita (bt)); E. PG-15 (visão microscópica mostrando cristais de plagioclásio (plg), biotita (bt) e anfibólio (anf)). F. PG-28 (visão microscópica de anfibólio (anf) e biotita (bt)).</i>	68
Figura 23	<i>Amostras macroscópicas (escala em cm) e microscópicas (escala em mm) de dioritos. A. Amostra PG-21 (macroscópica); B. Amostra PG-30 (macroscópica); C. Amostra PG-32 (macroscópica); D. Amostra PG-34 (macroscópica); E. Amostra PG-21 (visão microscópica de cristais de plagioclásio (plg) e biotita (bt)); F. Amostra PG-30 (visão microscópica do anfibólio no centro e biotita (bt) ao redor); G. Amostra PG-32 (visão microscópica de alteração do plagioclásio (plg)); H. Amostra PG-34 (visão microscópica composta por anfibólio (anf) com contatos difusos).</i>	70
Figura 24	<i>Amostras macroscópicas (escala em cm) e microscópicas (escala em mm) de granitos. A. Amostra PG-4B (macroscópica); B. Amostra PG-4D (macroscópica); C. Amostra PG-4R (macroscópica); D. Amostra PG-38 (macroscópica); E. Amostra PG-4B (visão microscópica, com presença de plagioclásio (plg) com inclusões de muscovita. F. Amostra PG-4D (visão microscópica de quartzo (qtz) e muscovita (mc)); G. Amostra PG-4R (visão microscópica de biotita (bt) e muscovita (mc) aglomerática e plagioclásio (plg). H. Amostra PG-38 (visão microscópica com presença de anfibólio (anf), plagioclásio (plg), biotita (bt) e muscovita (mc). 4x (PG-4R, PG-4D e PG-38), 10x (PG-4B) em luz polarizada.</i>	72
Figura 25	<i>Diagrama TAS com a classificação das rochas do CGC I, CGC II e CGD. (Cox et. al., 1979).</i>	76
Figura 26	<i>Diagrama Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub>, adaptado para mostrar as afinidades geoquímicas (Perccerillo &amp; Taylor, 1976) das amostras estudadas.</i>	77
Figura 27	<i>Diagramas de variação Harker (SiO<sub>2</sub> versus Óxidos) dos litotipos estudados. Símbolos como na Fig. 10.</i>	78
Figura 28	<i>Diagramas de variação Harker (SiO<sub>2</sub> versus Traços) dos litotipos estudados.</i>	79



### LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Chemical analysis of Capela Plúton by XRF methodology. Major elements (%) and trace (ppm).	42
Tabela 2	Chemical analysis of Capela Plúton samples by ICP-OES methodology. Major elements (%) and trace (ppm).	43
Tabela 3	Análise química dos corpos na região de Capela e Nossa Senhora das Dores. Teores de elementos maiores (% peso), menores (% peso) e traço (ppm), exceto o Au (ppb). LOI = perda ao fogo.	75

### LISTA DE ANEXOS

Anexo I	Artigo científico submetido e aceito com revisões pela Revista de Geociências da Universidade Federal do Ceará.	59
Anexo II	Resumo Semana Acadêmica de Pós-Graduação em Geociências (SAPIGEO)	83
Anexo III	Histórico Escolar	84

## Sumário

TEXTO EXPLICATIVO SOBRE A ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO .....	11
1. Introdução .....	12
1.1    Objetivos .....	13
Objetivo Geral .....	13
Objetivos Específicos .....	13
2.    Estado da Arte e Contextualização Teórica.....	14
2.1 DEEP CRUSTAL HOT ZONES (DCHZ).....	14
2.2 Rochas intrusivas básicas no Sul da Província Borborema. ....	19
3.    Materiais e Métodos .....	22
3.1    Revisão Bibliográfica .....	22
3.2    Georreferenciamento de Dados Geográficos, Geológicos e Aerogeofísicos Regionais em Sistema de Informação Georreferenciada (SIG). ....	22
2.2.1 Tratamento de Dados e Imagens de Satélite .....	22
2.2.2 Dados Aerogeofísicos .....	24
3.3    Etapa de Campo .....	24
3.4    Etapa de Preparação de Amostras e Laboratório .....	24
3.4.1 Confecção de Lâminas Delgadas e Análise Petrográfica .....	24
3.4.2 Análises Geoquímicas: preparação de amostras, equipamentos analíticos e apresentação dos dados .....	25
3.5    Análises Químicas de Rocha Total (Elementos Maiores e Traços) e de Química Mineral .	25
REFERÊNCIAS.....	27
4.    Artigo Científico.....	32
INTRODUCTION.....	33
GEOLOGICAL CONTEXT .....	34
METHODS .....	36
RESULTS .....	37
DISCUSSION .....	46
CONCLUSION .....	51
REFERENCES.....	51
5. ANEXOS .....	59

## TEXTO EXPLICATIVO SOBRE A ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada na forma de artigo científico, de acordo com a Norma 118 - Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O artigo foi submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*, classificado no estrato Qualis-CAPES como A3 e a sua organização compreende as seguintes partes principais:

- Introdução com o intuito de inserir o leitor no tema e área de estudo; apresentando também os objetivos, estado da arte e metodologia da pesquisa;
- Comprovante de submissão do artigo à revista científica;
- Artigo submetido ao periódico supracitado com revisão independente;
- Resumo apresentado na SAPIGEO-UFRGS;
- Histórico Escolar.

# 1. Introdução

---

A geologia de Sergipe está dividida entre o Embasamento gnáissico, a Faixa Sergipana, as Bacias Sedimentares e as Formações Superficiais (Santos *et al.* 1998). Sendo que a colisão entre o Maciço Pernambuco-Alagoas (a norte) e o Cráton do São Francisco (a sul) no Ciclo Brasileiro (700-600 Ma) foi o responsável pela polideformação/metamorfização dos domínios litotectônicos da cunha orogênica de direção geral SSE-WNW, denominada Faixa de Dobramentos Sergipana (D'el Rey Silva *et al.*, 1995). Essa Faixa é considerada parte central do megaorogeno que conecta o Oubangides da África e Faixa Rio Preto no Brasil (Davison & Santos, 1989).

A Faixa de Dobramentos Sergipana (Silva Filho *et al.* 2002, Neves *et al.* 2016, Silva Filho *et al.* 2016), também é denominada de Sistema Orogênico Sergipano (Conceição *et al.* 2016; Santos, 2016; Lisboa *et al.*, 2016; Pereira *et al.* 2017; Pereira *et al.* 2019) ou ainda Orógeno Sergipano (Rosa *et al.* 2019). Em sua nomenclatura mais atual é dividida entre os domínios Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó-Poço Redondo e Canindé, separados por importantes zonas de cisalhamento (Teixeira *et al.*, 2014).

O Domínio Macururé, constituído por xistos (muscovita - quartzo - granada - feldspatos), metarritmitos e paragnaisse, com porfiroblastos de granadas variando de 0,3 até 0,8 mm, derivados de protólitos ígneos ou sedimentares ricos em quartzo, como determinado por dados de elementos maiores e traço (Lima, *et al.*, 2014). A foliação principal se apresenta dobrada, com ondulações regionais quilométricas, que representam deformação polifásica, e localmente observa-se clivagem de crenulação. O metamorfismo do Domínio Macururé é de Fácies Anfibólito. Granitos e granodioritos ocorrem com frequência como corpos intrusivos (Oliveira, *et al.*, 2010).

Nesse contexto o corpo máfico Capela aflora no Domínio Macururé, Orógeno Sergipano (Faixa de Dobramentos Sergipana). Durante o Ciclo Brasileiro, e posteriormente ao evento, o plúton intruiu as rochas neoproterozóicas, e por processos de assimilação e diferenciação formou uma variedade de rochas ígneas que despertaram o interesse científico. O plúton é composto por hornblenda gabros, dioritos e granodioritos. Por vezes, este é associado à xenólitos dos xistos do Domínio Macururé, além de bolsões de macrocristais de piroxênio e plagioclásio e/ou granada + plagioclásio e quartzo.

O conjunto de dados obtidos por análises químicas de rocha total e determinação da

composição química por microsonda eletrônica de piroxênio, anfibólio, granada, epidoto e muscovita indicam uma variação composicional do plúton (ácido e básico), além da presença de epidoto (clinozoisita), granada e muscovita magmáticos, e a associação recorrente entre epidoto, plagioclásio e muscovita e/ou biotita. Dados de geotermobarometria mostram valores de temperatura entre 740 e 770 °C e pressão de 8 kbar, para cristalização do magma, consistentes com ambiente profundo para a solidificação do plúton. A clinozoisita ocorre em duas famílias, uma de origem magmática (18 a 25 %Ps) e outra secundária, de origem hidrotermal, com %Ps <15%, formada pela alteração do plagioclásio.

Os dados químicos indicam que o Plúton máfico Capela possui características petrográficas e geoquímicas que permitem aplicar modelos relacionados à crosta inferior para a sua origem em crosta inferior. Os modelos envolvem transferência de calor, como MASH (Melting, Assimilation, Storage, Homogenization) (Hildreth & Moorbath, 1988; Barboza & Bergantz, 1996, 2000; Barry *et al.*, 2015), MASLI (Mafic-Silic Layered Intrusions ) Wiebe (2016) e DCHZ (Deep Crustal Hot Zones) (Bergantz, (1992); Dufek & Bergantz, (2005); Annen *et al.*, 2006; Drew *et. al.*, 2010; Solano *et. al.*, 2012; Tavares 2015; Barbosa, 2017; Spark *et al.* 2019). Este último, DCHZ, é a mais atual entre as hipóteses experimentais e que apresenta condições similares ao Plúton Capela.

Com base nos dados obtidos neste trabalho, se propõe que a gênese do Plúton máfico Capela (sul da Província Borborema), composicionalmente heterogêneo, possa ter solidificado em condições de crosta inferior e se formado por uma sequência de diferentes pulsos magmáticos, com evidências favoráveis a uma origem associada à processos de *Deep Crustal Hot Zones* (DCHZ). A origem magmática provável do plúton estaria relacionada à presença sills máficos hidratados instalados na crosta inferior revela que ao sofrer transferência de calor, advindo do magma astenosférico, teriam capacidade de fundir e ascender a níveis crustais superficiais, sendo afetado por diversos processos de diferenciação e cristalização fracionada, condizente com os indícios obtidos neste trabalho para a formação do Plúton Capela.

## 1.1 Objetivos

### *Objetivo Geral*

- ✓ Estabelecer um panorama geológico acerca dos plútons.

### *Objetivos Específicos*

- ✓ Descrever a associação mineral em equilíbrio do plúton.

- ✓ Estudar as características geoquímicas dos magmas formadores das rochas da região.
- ✓ Sugerir uma hipótese de evolução para o plúton.

## 2. Estado da Arte e Contextualização Teórica

---

### 2.1 DEEP CRUSTAL HOT ZONES (DCHZ)

A primeira hipótese sobre zonas de fusão alternativas surgiu em 1988, por Hildreth & em seu trabalho sobre melting, assimilation, storage, homogenization (MASH). O autor defende que o processo de magmas basálticos pode diferenciar-se em magmas intermediários e silicosos. Esta hipótese foi sugerida baseada na investigação de stratovulcões dos Andes Centrais, onde dados isotópicos e químicos estabeleceram sua origem subcrustal e de magmas de crosta inferior. Além disso, considera-se que ao longo do front vulcânico Chileno há significantes influências na variação composicional. Em que podem ser citadas como baixo conteúdo de Ti-Nb-Ta, muito baixo valor de Nb/U e Ta/Th, restritas razões de raios isotópicos de Pb e forte enriquecimento em Nb-Ta em OIB. Estes fatores compreendem uma mistura de componentes crustais em zonas de MASH. Sendo assim, as características indicam um bom enriquecimento de basaltos de arco em Ba, Sr, Pb e álcalis, atribuídos a difícil mobilização e subducção de componentes sedimentares. Com isso, esses registros refletem em contribuições do “melt” para rochas da crosta inferior e conseqüentemente boas o bastante para granadas, por exemplo, serem importantes na fase residual (Kay, 1977, 1980; Hildreth & Moorbath, 1988).

Barboza & Bergantz, (1996, 2000) e Barry *et al.*, (2015) também discutem a hipótese de Hildreth & Moorbath (1988) acerca de MASH. No entanto, simulações numéricas para geração de magma silicoso indicam a possibilidade de formação de magmas por cristalização fracionada em sills de basalto. Essa hipótese é denominada de Deep Crustal Hot Zones (DCHZ) e sugere que os sills poderiam ser instalados na crosta inferior e gerarem magma residual rico em H<sub>2</sub>O pela fusão parcial de rochas crustais pré-existentes. Outras formas poderiam ser um embasamento de rochas metasedimentares e metaígneas, com prévias intrusões de magmas basálticos, que podem gerar calor e, ao mesmo tempo, transferência de água pela cristalização dos basaltos. Adicionalmente, magmas de zonas quentes são ricos em

H<sub>2</sub>O e estes possuem baixa viscosidade e densidade, o que permite uma separação rápida da fonte e a ascensão para a crosta superior, geralmente auxiliado por estruturas que facilitam a ascensão. Estas são algumas hipóteses de fusão direta da crosta que em razão do avanço da tecnologia e da geologia experimental, novas visões geotectônicas podem ser discutidas Bergantz, (1992); Dufek & Bergantz, (2005); Annen *et al.*, (2006).

As intrusões gabróicas e dioríticas, do ponto de vista mecânico, estrutural e químico são controladores de processos de extração e transporte de magma do manto. Logo, o estudo das intrusões em superfície vislumbra o entendimento sobre a interação manto-crosta resultante da acreção vertical do material. As rochas gabróicas e dioríticas pouco diferenciadas, associadas à regiões amplamente dominadas por granitoides, por vezes em associações máfico-félsicas possui um importante significado petrológico (Barbosa, 2017). Além disso, magmas ricos em H<sub>2</sub>O que ascendem de zonas quentes profundas podem trazer resquícios ou cumulados da região fonte incorporados na parede da rocha durante a ascensão. Assim, a diversidade química do arco magmático é adquirida em crosta inferior, enquanto que a diversidade textural ao nível superficial de cristalização (Annen *et al.*, 2006) (Figura 1). Logo, a DCHZ pode ser a explicação para a origem híbrida de vários granitos. Isso porque os processos de assimilação, contaminação e mistura dos líquidos de derivação crustal, com os líquidos de derivação residuais de fracionamento dos basaltos compreendem a segregação dos líquidos, e de zonas quentes profundas na crosta (Solano *et al.*, 2012).

É importante ressaltar que evidências geológicas, geofísicas, geoquímicas e petrológicas indicam que a maior quantidade de processamento de magma e diferenciação química ocorre na crosta média e inferior, de acordo com os modelos MASH e DCHZ. Além disso, o controle tectônico tem forte influência sobre a geometria da intrusão e dos reservatórios magmáticos, os quais através de modelagem, experimentos e observações, podem ser compreendidos como ambientes tectônicos extensionais. Estes provocam frequentes erupções, enquanto ambientes compressionais favorecem à formação de sills. Assim, na crosta inferior, a principal forma de transferência de calor e condições para formação de reservatórios e câmaras magmáticas compreende a adição de mais calor em zona de intrusão de magma do que a perda por condução. Acredita-se que o processo ocorra por convecção hidrotermal (Sparks *et al.*, 2019).

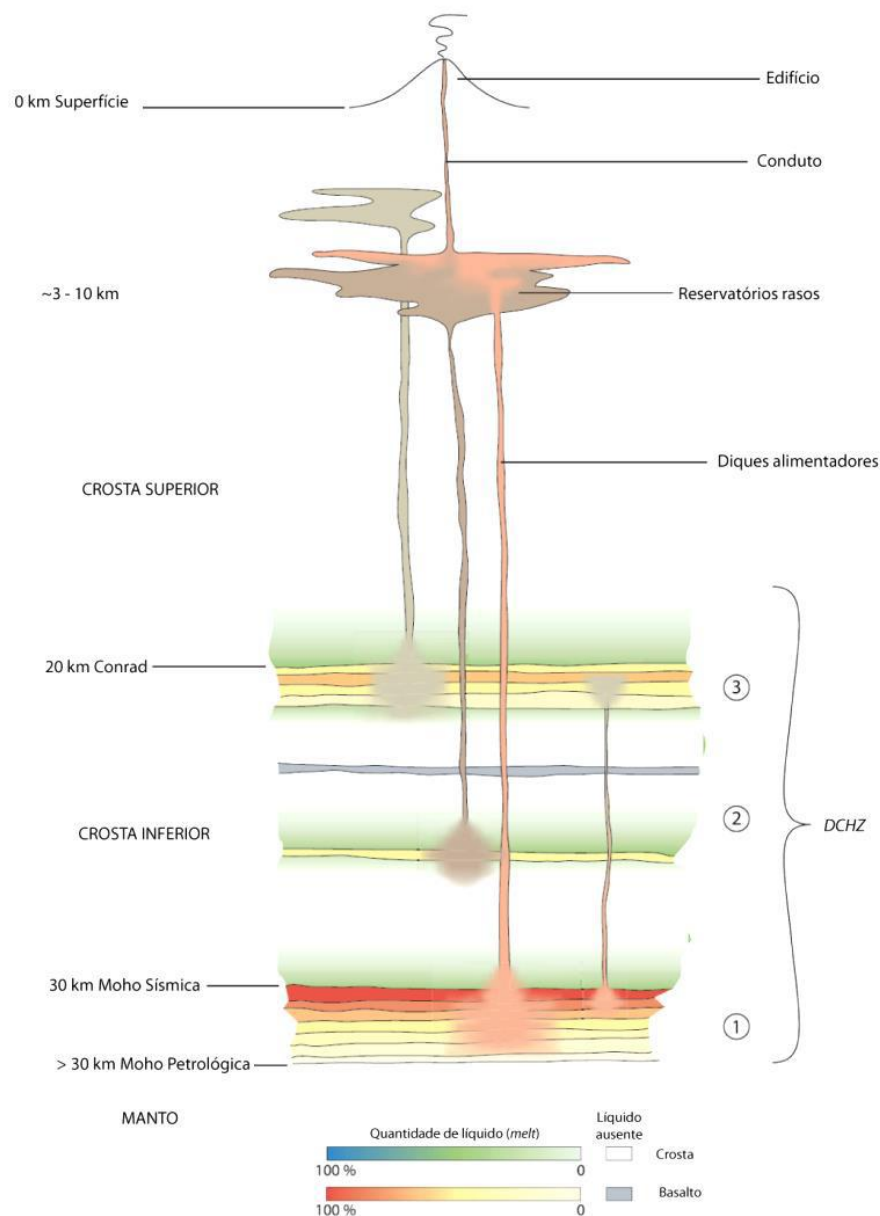


Figura 1: Modelo esquemático da Deep Crustal Hot Zones –DCHZ. O esquema demonstra como os líquidos ascendem da crosta inferior para superior, ocorrendo processos de mistura e fracionamento (extraído de Annen *et. al.*, 2006).

Drew *et al.*, (2010) em pesquisas nos Andes e Tavares (2015) na Califórnia (EUA) também comentam em seus estudos sobre as prováveis zonas quentes. Wiebe (2016) comenta sobre Mafic-Silic Layered Intrusions (MASLI) formadas por processo similar ao DCHZ, entretanto, na interpretação do autor ocorrem sucessivas injeções de magma silicoso em magmas máficos. Sendo assim, considera-se que o regime tectônico compressional transiciona para regimes transcorrentes a extensionais. As intrusões fornecem calor suficiente para desencadear o processo de anatexia, onde, ao instalarem-se na base da crosta, os magmas podem se misturar aos líquidos de derivação crustal. Estes seriam os processos de misturas



bem registrados nas rochas, através de diques e *sills* sin-plutônicos e enclaves máficos (Barbosa, 2017).

Em adição, falhas transcorrentes podem facilitar a colocação de magma de crosta inferior em crosta superior, enquanto para a remobilização do magma há fluxos reativos em *mushes* que oferecem uma explicação para o estancamento frio (*cold storage*) por aquecimento ou fluxo gasoso. As ondas porosas são responsáveis pelos sistemas de compactação e fracionamento do magma que pode crescer ou decrescer. Logo, a formação de câmaras magmáticas por mecanismo contrário de compactação compreende uma característica do sistema de hot zones por incremento de intrusões por fluxo reativo (Jackson *et al.* 2003).

Por outro lado, métodos experimentais demonstraram uma alta taxa de hidratação, o que conseqüentemente, diminui a temperatura líquida, quando comparado aos magmas anidros. Isso permite o aumento do intervalo de cristalização e a conseqüente ascensão do magma a níveis crustais superiores. O rebaixamento da densidade desses líquidos também facilita a subida dos magmas e formam granitos, o que normalmente não ocorreria com componentes anidros, e dificilmente conseguem se desprender de níveis inferiores (Barbosa, 2017).

Estudos indicam que grande parte da diversidade geoquímica dos magmas e características de muitas rochas magmáticas representa a separação de cristais e magma, e por vezes, complexado por mistura de magmas e assimilação de rochas hospedeiras. Além disso, o sistema aberto de câmaras magmáticas foi reconhecido como evidencia de recarga por novo magma de profundidade, que pode ser usado para explicar a ocorrência de acamamentos cíclicos de intrusões máficas e ultramáficas (Sparks *et al.*, 2019).

O Batólito Sierra Nevada (Califórnia – EUA) compreende um bom exemplo de rochas gabróicas associadas a granitoides. Este compreende um complexo de *sills* tabulares de hornblenda gabros a hornblenda dioritos, stocks máficos e corpos cumuláticos lenticulares estratificados, com idade entre 92-102 Ma. Esses ocorrem associados a granodioritos e granitos. Sisson *et al.*, (1996) conclui que os magmas basálticos dessa região cristalizaram olivina, hornblenda, plagioclásio, magnetita e apatita em complexo intrusivo na crosta superior, próximo à base de uma câmara magmática ácida. Assim, os *sills* de composição diorítica seriam o resultado da mistura entre os magmas basálticos hidratados com os granitos subjacentes. Com base nas análises geoquímicas o autor concluiu que o batólito se formou pelo massivo *underplating* da crosta, que cristalizou em profundidade e liberou calor

fornecido por cumulos e rochas máfico-ultramáficas que causaram a fusão da crosta inferior.

Renna *et al.*, (2006) estudou uma associação de rochas máficas e biotita granitos (280-290 Ma) da localidades de Corsica-Sardina e com base na evolução química da associação de rochas, conclui que ocorreram processos de cristalização fracionada, concomitantes com a presença de magmas ácidos em níveis crustais inferiores. Isso demonstra um caráter mais primitivo advindo de líquidos parentais básicos, derivados de manto empobrecido.

Nos Alpes Centrais (Itália) existe outro exemplo similar, o Batólito de *Adamello*, que é formado por uma sequência TTG, com ocorrência local de corpos máfico-ultramáficos, que consistem em hornblenditos com hornblenda gabros subordinados (Tiepolo *et al.*, 2014). Estas rochas podem apresentar caráter estratiforme, com presença de anfibólitos zonados, com inclusões de agregados de clinopiroxênio dunitos. Estes agregados são interpretados como fragmentos de antigos cumulos, desmembrados pela injeção de líquidos hidratados. Desta forma, entende-se que o processo de diferenciação foi controlado pela cristalização do anfibólito e pela assimilação de cumulos ultramáficos. Estes, produziram líquidos ricos em SiO<sub>2</sub> e MgO, com assinatura de elementos traço adakítica, similares aos andesitos alto-Mg.

No sudeste da China, na região de Fujian ocorre uma associação de gabro-diorito-granito com idade cretácea (Xu *et al.*, 1999). As rochas máficas ocorrem como diques, enclaves e *stocks*, variando de hornblenda gabros a quartzo dioritos e granodioritos. O complexo se mostra tipicamente como uma série cálcio-alcalina, de ambiente de margem continental ativa. Isso ocorre porque como há a alimentação da câmara magmática por múltiplas injeções de magma básico, o magma pouco diferenciado entra em processo de cristalização. Assim, ocorre o acamamento de cumulos gerados por processo de cristalização fracionada e que conseqüentemente formam uma camada rica em elementos incompatíveis, abaixo do magma silicoso.

O Complexo cálcio-alcalino de Querigut, nos Pirineus Franceses, é dividido nas séries magmáticas félsica e intermediária à ultramáfica. A fase félsica compreende granodiorito-tonalito, monzogranito e biotita granito, resultado do *mingling* de magmas graníticos e dioríticos, enquanto a intermediária-ultramáfica são intrusões dioríticas e gabróicas (hornblenda gabros), com hornblenditos e olivina hornblenditos subordinados associados à granodioritos-tonalitos, resultado de líquidos derivados do manto que ascenderam a níveis epizonais. O modelo geotectônico sugere que o complexo foi formado pela mistura dos líquidos félsicos e máficos em diferentes intensidades, onde o calor gerado pela colocação na

crosta inferior, dos magmas máficos de derivação mantélica, seria o responsável pela fusão parcial de protólitos crustais. Em conclusão, esse processo compreende um componente de descompressão do manto, facilitado pelas condições extensionais em regime pós-colisional. A assinatura isotópica das rochas corrobora com a ideia de que ambos os líquidos podem ter sido gerados do mesmo protólito (Roberts *et al.*, 2000).

Diante dos diversos exemplos supracitados, os dados geológicos do Plúton Capela, objeto de estudo, são comparados e discutidos, visando estabelecer o processo de evolução magmática responsável pela formação do plúton.

## 2.2 Rochas intrusivas básicas no Sul da Província Borborema.

O setor sul da Província Borborema possui corpos intrusivos de composição granítica, que ocorrem em todo o Domínio Macururé, como granitos do tipo Glória, presentes tanto no lado oriental (Alagoas) quanto no lado ocidental (Silva, 1992). Corpos com associação de rochas gabróicas são raros no domínio (Figura 2). Na região do município de Capela, Sergipe, há dois desses corpos gabróicos, e no município vizinho, Nossa Senhora das Dores, ocorre mais um destes corpos, os quais são denominados como corpos gabróicos no mapa geológico do Estado de Sergipe (Teixeira *et al.*, 2014). Em que Santos *et al.*, (1998) caracterizou genericamente como corpos máficos e ultramáficos.

Britto (2012) descreveu os corpos gabróicos como corpo Capela I, Capela II e Dores. O corpo Capela I está localizado mais a leste (Figura 2) e é composto principalmente por gabros e dioritos, com xenólitos do Domínio Macururé e bolsões de macrocristais de granada ou piroxênio, associados com plagioclásio e quartzo. A oeste encontra-se o Corpo Capela II, composto por peridotitos, piroxenitos, gabros, tonalitos e granodioritos, também associado à xenólitos dos xistos do Domínio Macururé, além de bolsões de macrocristais de piroxênio e plagioclásio e ou granada + plagioclásio e quartzo. O Corpo Dores possui pouca variedade de rochas máficas e ultramáficas, sendo formado principalmente por gabros e tonalitos. Os corpos gabroicos intrudiram de forma sin-transcorrente à Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo, devido ao alinhamento dos minerais e a forma alongada dos corpos (Britto, 2012).

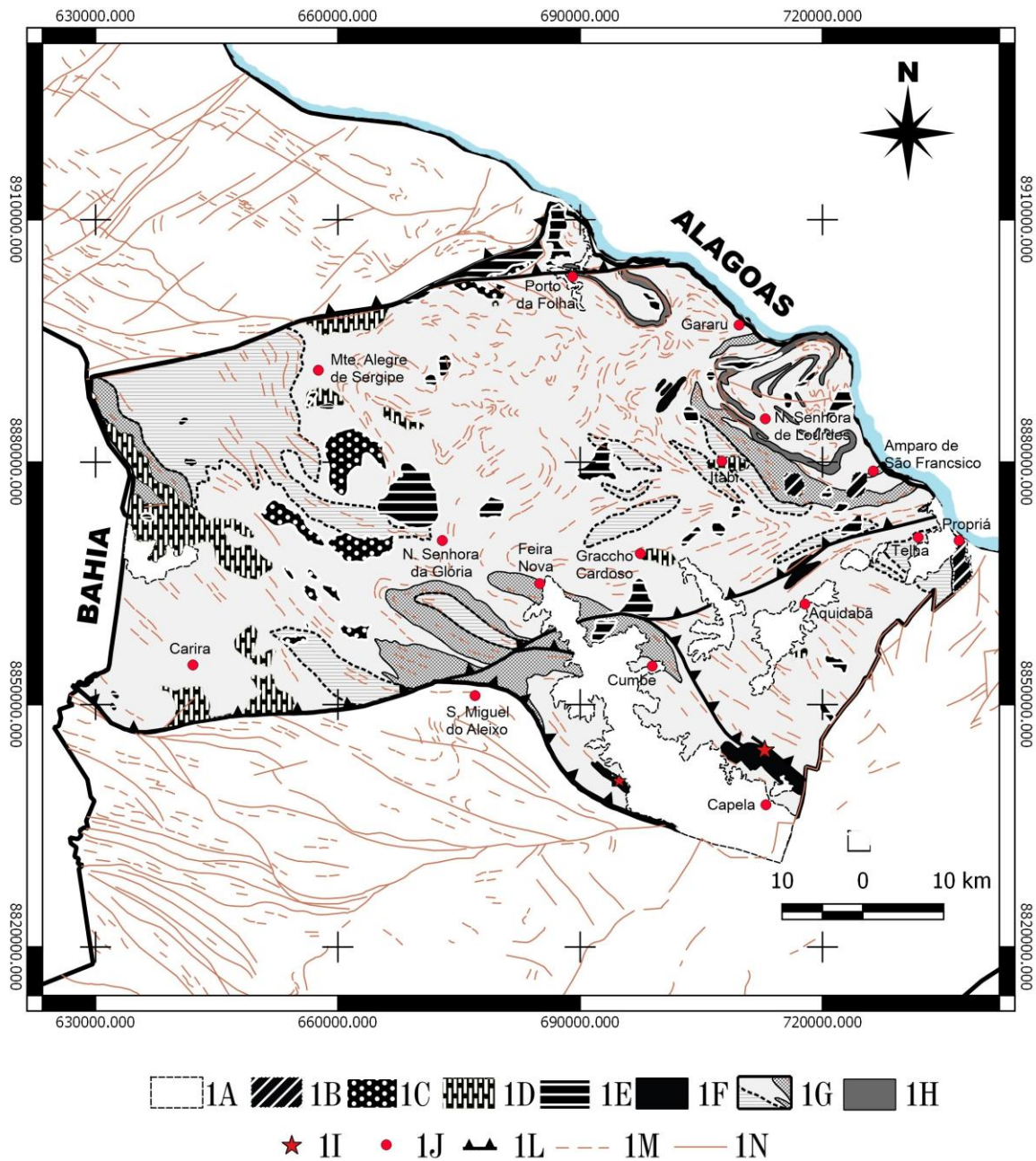


Figura 2: Mapa esquemático do Domínio Macururé com presença de plútons magmáticos. 1A: Coberturas terrígenas arenosas; 1B: granitos cálcioalcalinos com textura rapakivi; 1C: monzonitos shoshoníticos; 1D: granoioritos cálcio-alcalinos; 1E: sienogranitos leucocráticos; 1F: corpos máficos-ultramáficos; 1G: metassedimentos do Domínio Macururé; 1H: quartizitos; 1I: localização do afloramento; 1J municípios; 1L: falha contracional; 1M: lineamentos; 1N: falhas (Retirado de Barbosa, 2019).

No mapeamento de detalhe de Rosa *et al.* (2018, 2019), os corpos Capela I e Capela II foram unificados como um único corpo sequenciado e denominado de Plúton Capela. Menezes *et al.* (2019) realizou um estudo de ultra-detalhe em um afloramento da região de

Capela e reclassificou as rochas em unidades: A Unidade I é representada por um conjunto de metarritmitos, o qual se encontra metamorfozido e cortada por falhamentos de orientação W-E. A Unidade II compreende o produto de metamorfismo de contato entre micaxistos e rochas quartzo-feldspáticas do Domínio Macururé com as rochas ígneas. A Unidade III compreende os granodioritos e dioritos associados aos gabros, que por vezes possuem uma grande concentração de granadas centimétricas. A Unidade IV compreende as rochas gabróicas, a qual constitui grande parte do Plúton Capela.

Santos (2014), com base no estudo petrográfico e geoquímico, caracterizou os corpos como uma associação gabróica-granítica, de rocha total de granitos compostos por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, muscovita, granada e hornblenda com afinidades de associações leucocráticas peraluminosas, dioritos formados por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita, muscovita, granada, apatita, diopsídio e hornblenda, de afinidade cálcio alcalina, alto-K e metaluminoso, e gabros com hornblenda, diopsídio, biotita, plagioclásio, quartzo, K-feldspato, muscovita e apatita, com características de rochas alcalinas, saturadas sódicas e ultrapotássicas, para as amostras de menor percentual SiO<sub>2</sub> e shoshonítica para as de maior percentual SiO<sub>2</sub>.

Pereira *et al.*, (2019) através de dados de química mineral estabeleceu os valores de temperatura de 1261 a 831 °C para o liquidus e 775-614 °C no par anfibólio-plagioclásio sugerindo um magma rico em água. Os dados de pressão obtidos em torno de 8,5 kbar indicaram profundidades de aproximadamente 30 km. A idade de 631 ± 3 Ma foi obtida, pelo método U/Pb (SHRIMP) em zircão biotita hornblendito com plagioclásio e representando a idade de cristalização, concomitante ao período de formação da Província Borborema. Assim, o Plúton Capela teria sido formado por um magma basáltico hidratado gerado em ambiente de arco continental (Pereira, 2019).

Gomes (2019) realizou a modelagem dos dados de Pereira *et al.* (2019) e interpretou que ocorreu instabilidade na base da crosta continental, que deu origem a um processo de mistura e ascensão do material magmático. Gomes (2019) também considerou a hipótese de consumo de placa oceânica, e ascensão do magma por meio de falhas durante o período sin-colisional.

## 3. Materiais e Métodos

---

Esta etapa compreende a descrição das fases de trabalho necessárias para a obtenção dos dados e realização deste trabalho.

### 3.1 Revisão Bibliográfica

Esta etapa consistiu na consulta de artigos, revistas, livros, dissertações e teses com o intuito de obter informações sobre a evolução no conhecimento geológico dos corpos gabróticos da região de Capela (SE) e modelos de zonas de fusão.

### 3.2 Georreferenciamento de Dados Geográficos, Geológicos e Aerogeofísicos Regionais em Sistema de Informação Georreferenciada (SIG).

Na fase de escritório, fase pré-campo, foi realizado todo o planejamento para as campanhas de campo. Dados do tipo *TOPODATA* e imagens de satélite do tipo *Spot e Landsat 8*, que foram geoprocessados em *softwares* especializados, foram utilizados no planejamento dos perfis de campo. Assim, foi possível realizar a confecção de mapas de drenagens e lineamentos de forma automática. Os dados que não puderam ser gerados automaticamente foram traçados de forma manual. Também foi utilizada a base de dados do mapeamento realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) no Estado de Sergipe e da SRH (Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe). Com o processamento de todos os dados foram gerados mapas, que auxiliaram na tomada de decisões do caminhamento em campo e na busca por estruturas geológicas como contatos entre litologias, zonas de cisalhamento, falhas e entre outras. Um fator em que os mapas foram essenciais compreende a orientação e localização de vias de acesso, que facilitaram o trabalho e estão representados em mapa topográfico. A análise em conjunto dos dados por diversos softwares possibilitou uma melhor composição dos dados e conseqüentemente, a sua interpretação.

#### 2.2.1 Tratamento de Dados e Imagens de Satélite

Os dados *TOPODATA*, precisamente do quadrante SC-24-Z-B, foram utilizados para a confecção de mapas hipsométricos, de sombreamento, lineamentos estruturais, drenagem e

outros. Estes dados possuem espaçamento entre os pixels de 30 m, obtidos no *site* do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (<http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>).

O mapa hipsométrico foi gerado pelo processamento de dados da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com 90m de espaçamento entre os pixels. Os dados foram obtidos no site da EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/pb/pb.htm>). O processamento consiste na geração de grades de altitude em um Modelo Digital de Elevação (MDE), transformado para um *surfer grid* e convertido em *Geotiff*.

A partir dos dados *TOPODATA* foi gerada uma imagem sombreada, a qual permitiu uma visualização do relevo. É possível optar também pelo modelo de elevação do terreno (MDE), porém os efeitos são muito similares. E devido ao objetivo final ser a interpretação e geração dos lineamentos da área, se optou pela imagem sombreada.

Imagens de satélite do tipo *Landsat 8* foram utilizadas e obtidas de forma gratuita pelo Earth Explorer (<http://earthexplorer.usgs.gov/>), um sistema de busca da *United States Geological Survey* (USGS). As imagens são de alta resolução, composta por 8 bandas multiespectrais de resolução de 30 m, 1 banda pancromática de resolução de 15 m e mais duas bandas térmicas. Com estas imagens foi possível gerar anáglifo e interpretar a geologia e geomorfologia. Anáglifos são resultados da superposição de um par de imagens estereoscópicas em cores complementares que juntas, dão a sensação de relevo ou terceira dimensão, como com a utilização de estereoscópios de espelhos.

Para visualização de maior detalhe, principalmente em campo, utilizou-se a imagem do satélite europeu *Pleiades* lançado pelo CNES (Centre National d'Études Spatiales), com resolução de 0,7m no modo pancromático e 2,8 m no modo multiespectral. Considerando que, desde setembro de 2013, a *Airbus Defence and Space Services* viabilizou a aquisição de imagens dos satélites *Pleiades*, *SPOT6* e *SPOT7* para o *software Google Maps* e *Google Earth* <[space-airbusds.com](http://space-airbusds.com)>. Estas podem ser sobrepostas aos dados *TOPODATA* no *software Global Mapper*, por exemplo, e criado além de imagens 3D, perfis topográficos, e serem utilizadas para vetorização de estradas, drenagens e feições geológicas.

### 2.2.2 Dados Aerogeofísicos

Os dados aerogeofísicos de magnetometria, na escala 1:100.000 foram obtidos de forma gratuita pelo GEOSGB, plataforma da CPRM com diversos dados georreferenciados. Os mapas estão processados, sendo utilizado o mapa de sinal analítico (Figura 3).

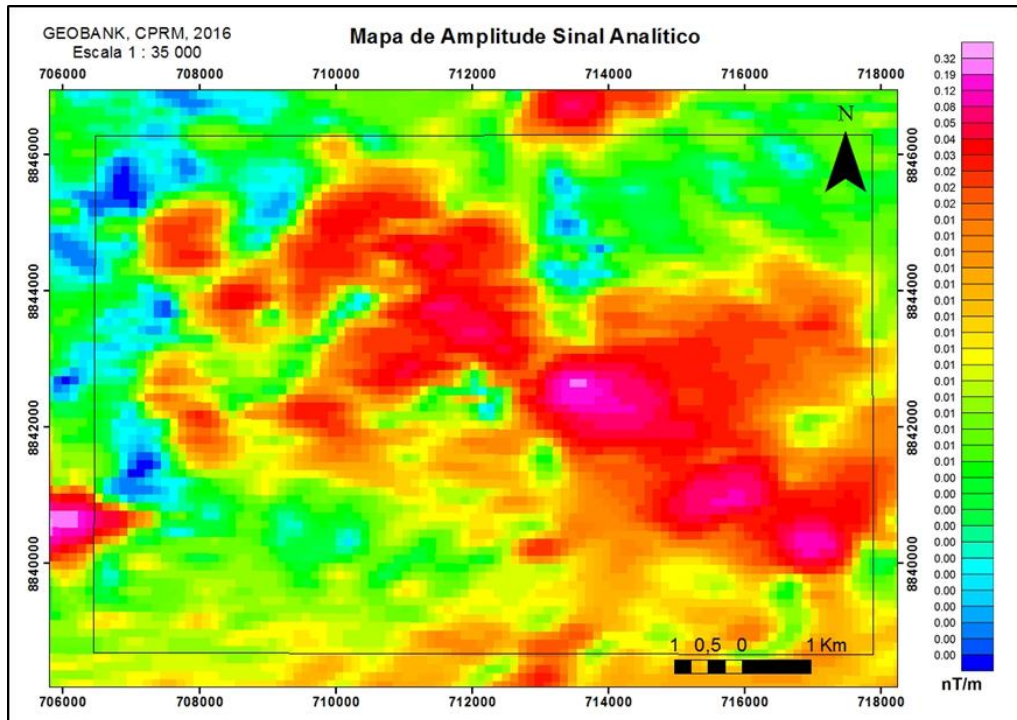


Figura 3 : Imagem magnetométrica de Amplitude de Sinal Analítico - ASA com destaque para área de estudo. As cores indicam o nível Tesla que aumenta de intensidade do tom azul para o tom rosa. Isso indica uma resposta maior dos elementos U, Th e Pb. Observa-se um lineamento entre anomalias na direção NW-SE e outro perpendicular, de direção SW-NE, com descontinuidades (Modificado do GEOSGB, 2017).

### 3.3 Etapa de Campo

Esta etapa envolveu oito dias de trabalho em campo, que consistiu em marcar os pontos (coordenadas) de afloramentos, descrevê-los detalhadamente, fotografá-los, tirar medidas estruturais e coletar amostras de rochas. Em campo também foi possível observar as diferentes relações de interação das rochas, para auxiliar na interpretação dos dados. Os pontos foram plotados no mapa para visualização da geologia

### 3.4 Etapa de Preparação de Amostras e Laboratório

#### 3.4.1 Confecção de Lâminas Delgadas e Análise Petrográfica



Nesta etapa foram selecionadas amostras representativas para confecção de lâminas delgadas, no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As lâminas foram utilizadas para descrição em microscópio petrográfico, a fim de observar as texturas, estruturas e a mineralogia das rochas.

#### 3.4.2 Análises Geoquímicas: preparação de amostras, equipamentos analíticos e apresentação dos dados

Com o objetivo de identificar minerais que não foram identificados em microscópio petrográfico e obter imagens de detalhe dos minerais foi utilizado o microscópio eletrônico de varredura (MEV) do tipo Jeol 6610-LV, do Laboratório de Geologia Isotópica (IGEO/UFRGS). Esse equipamento permite imageamento com elétrons secundários, elétrons retroespalhados e de cátodoluminescência e acoplado também há um *eltronic data system* (EDS) para análise química pontual do mineral.

#### 3.5 Análises Químicas de Rocha Total (Elementos Maiores e Traços) e de Química Mineral

Dezenove amostras foram utilizadas para realizar análises químicas de rocha total nos laboratórios o Núcleo de Litoquímica e Análises Mineraias do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IGEO/UFRGS) (Figura 4), por Técnica de Fluorescência de Raios X (FRX). Assim, foi possível inferir a concentração dos elementos químicos na amostra e estabelecer a proporção em que cada elemento se encontra. Os resultados foram obtidos através da técnica em amostra fundida com curva de calibração a partir de padrões de rocha e padrões artificiais. E a presença de voláteis foi avaliada através de técnicas gravimétricas.

Os de Santos (2014) foram utilizados para efeito de estatística e comparação com os dados de FRX. Estes dados são análises químicas de elementos maiores realizados por Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Acoplado (ICP-OES) e de elementos raros e terras raras realizadas em Espectrometria de Emissão Atômica com Fonte Induzida de Plasma (ICP-AES), no ACME Analytical Laboratories (Vancouver).

Na análise química mineral foi utilizada a técnica de microsonda eletrônica Cameca SXFive do Laboratório de Microsonda, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Figura 5). As amostras foram utilizadas nas condições analíticas, observadas em Dani, *et. al.*; (2017): voltagem de aceleração de 15 keV; corrente de 15 nA e tamanho do feixe de elétrons de 1  $\mu\text{m}$ .

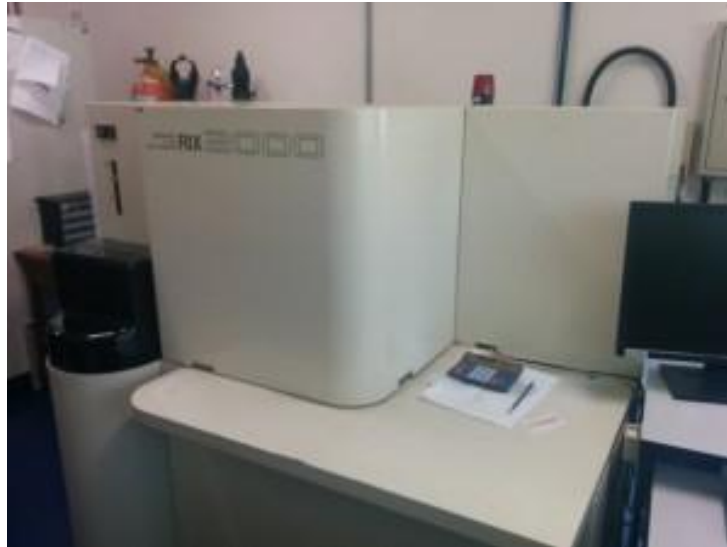


Figura 4: Espectrômetro De fluorescência de Raios X RIX 2000 da Rigaku do laboratório do Núcleo de Litoquímica e Análises Mineraiis do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências (IGEO/ UFRGS) (Fonte: <https://www.ufrgs.br/geoquimica/frx/>).



Figura 5: Equipamento Cameca SXFive do Laboratório de Microsonda, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

## REFERÊNCIAS

---

- Annen, C; Blundy, J. D; Sparks, R. S. J; The Genesis of Intermediate and Silic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, Vol 47. N°3. Pg 505-539, 2006.
- Barbosa, L. D. O. 2017. Petrografia e geoquímica das rochas intrusivas básicas da porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS, 73p, Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Barboza, S. A. & Bergantz, G. W. (1996). Dynamic model of dehydration melting motivated by a natural analogue: applications to the Ivrea–Verbano zone, northern Italy. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87, 23–31.
- Barboza, S. A. & Bergantz, G. W. (2000). Metamorphism and anatexis in the mafic complex contact aureole, Ivrea Zone, Northern Italy. *Journal of Petrology* 41, 1307–1327.
- Barry A. Walker, Jr, George W. Bergantz<sup>1</sup>, Juan E. Otamendi. 2015. A MASH zone revealed: the mafic complex of the Sierra Valle Fértil. *Journal of Petrology*, Vol. 56, n° 9, 1863-1896p. doi: 10.1093/petrology/egv057.
- Bergantz, G. W. (1992). Conjugate solidification and melting in multicomponent open and closed systems. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 35, 533–543.
- Davison, I; Santos, R. A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, v.45, p: 319-342.
- D’el-Rey Silva, L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:315-332.
- Dufek, J. & Bergantz, G. W. (2005). Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction. *Journal of Petrology* 46, 2167–2196.
- Brito Neves, B.B; Sial A.N; Albuquerque J.P.T. 1977. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. *Revista brasileira de Geociências*, 7: 102- 114.
- Bueno, Juliana Finoto. Geoquímica e cronologia de alojamento de granitos colisionais na Faixa Sergipana, nordeste do Brasil / Juliana Finoto Bueno -- Campinas,SP.: [s.n.], 2008.

Carvalho M.J., 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 175p.

CPRM, 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalúrgica, p 13-40.

Conceição, J. A; Rosa, M. L. S; Conceição, H. 2016. Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil: Stock Glória Sul. *Brazilian Journal of Geology*. Vol 46 n°1, São Paulo.

Dani, A. P. O; Remus, M. V. D; Dani, N; Lima, E. F; 2017. Magmatismo basáltico do Andar Alagoas (Bacia de Campos). *Geol. USP, Série Científica*, São Paulo, v. 17, n. 2, p 269-287.

D'el-Rey Silva, L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:315-332.

Drew, D., Murray, T., Sruoga, P., Feineman, M.D. 2010. Evidence for a deep crustal hot zone beneath the Diamante Caldera-Maipo volcanic complex, Southern Volcanic Zone. In: American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, San Francisco. Physics Abstract Services, AGU, abstract #V33B-2367.

Gomes, F. X. P. 2019. Insights sobre o magmatismo máfico em orógenos colisionais: Estudo de caso em aglomeramento do pluton Capela – Faixa de Dobramentos Sergipana. Monografia. Universidade Federal de Sergipe.

Hildreth, W. & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489.

Jackson MD, Cheadle MJ, Atherton MP. 2003 Quantitative modeling of granitic melt generation and segregation in the continental crust. *J. Geophys. Res.* 108, 2332.

Kay, R. W. 1977. Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas. In Talwani M, Pittman III WC (eds) *Islands Arcs, Back-arc Basins, and Deep-sea Trenches*. Amer Geophys Union, Maurice Ewing Series 1:229-242.

Kay, R. W. 1980. Volcanic arc magmas: Implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. *J Geol* 88: 497-522.

Lisboa, V. A. C; Simões, C. B. S; Rios, D. C; Conceição, H. Potencial ornamental do Maciço Glória Norte, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano. 2016. *Geologia USP, Série Científica*, São Paulo. V. 16, n. 3, p 143-151, Setembro, 2016.

Menezes, L. S; Santos, M. R. R; Senra, A. S. 2019. Fotointerpretação obtida por aeronave remotamente pilotada (RPA) aplicada em mapeamento litoestrutural de escala 1:800, afloramento do Domínio Macururé, Município de Capela-SE. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 38, n. 2. P. 483-493.

Narduzzi, F; Farina, F; Stevens, G; Lana, C; Nalini, J. R. H. A. 2017. Magmatic garnet in the Cordilleran-type Galiléia granitoids of the Araçuaí belt (Brazil): Evidence for crystallization in the lower crust. *Lithos* 282-283, p82-97.

Oliveira, E.P., 2008. Geological evolution of the Sergipano belt, southern boundary of the Borborema Province. In: Workshop on the Precambrian Geology of the Borborema Province, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, pp. 14–15, Abstracts (in Portuguese).

Oliveira, E. P; Windley, B. F; Araújo, M. N. C; 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research* 181, pg 64-84.

Pereira, S. F. 2019. Petrogênese da suite máfica do Domínio Macururé, Sistema Orogênio Sergipano, Setor Sul da Província Borborema. Tese de mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias. Universidade Federal de Sergipe. 274p.

Pereira, S. F; Conceição, J. A; Rosa, M. L. S; Conceição, H. 2017. Stock de Dentro, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Geologia, Petrografia e Geoquímica. *Scientia Plena*, v. 13, n.2.

Pereira, F. S; Rosa, M. L. S; Conceição, H. 2019. Condições de colocação do magmatismo máfico do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Maciço Capela. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 19, n.3, p. 3-29.

Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. *Microtectonics*. 2ª Edição. 2005. 371 p.

Renna, M.R., Tribuzio, R., Tiepolo, M. 2006. Interaction between basic and acid magmas during the latest stages of the post-collisional Variscan evolution: Clues from the gabbro–granite association of Ota (Corsica–Sardinia batholith). *Lithos*, 90: 92-110.

Roberts, M.P, Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J.L. 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology*, 41(6), 809-844.

Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. 384p.

Rosa, L. R. R; Lenz, C; Machado, A; Santo, L. O; Menezes, L. S. 2018. Análise multiespacial para mapeamento geológico: estudo de caso no corpo gabróico-granítico, Faixa de Dobramentos Sergipana / Multispacial analytics to geological mapping: case study at gabroic-granitic body, Sergipano Fold Belt. *Caderno de Geografia* v.28, n.53. pp 337-361. DOI:<https://doi.org/10.5752/P.2318-2962.2018v28n53p337-361>

Rosa, L. R. R; Lenz, C; Filho, R. J; Menezes, L. S; Machado, A. 2019. Uso de geotecnologias para redefinição do corpo gabróico-granítico Capela, Orógeno Sergipano. *Caderno de Geografia* v. 29 n. 57. Pp 609-628. Rudnick, Roberta & Gao, Sally. (2003). Composition of the Continental Crust. *Treatise Geochem* 3:1-64. *Treatise on Geochemistry*. 3. 1-64. 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4.

Santos, L. R. Petrologia do Stock Canindé Velho, sistema orogênico sergipano, NE Brasil. 2016. 146f. Dissertação (Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias) – Universidade Federal de Sergipe, São Cristovão.

Santos, R.A; Martins, A.A.M., Neves, J.P., Leal, R.A., 1998. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. *CPRM/Codise*, 107.

Secretaria de Recursos Hídricos, 2013. Levantamento hídrico do estado de Sergipe. CD-ROM.

Shelley, D. Myrmekite and myrmekite-like intergrowths. Department of Geology, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand. 1967. 13 p.

Sial, A. N; Tosellu. A.J; Saavedra. J; Parada. M.A; Ferreira. V.P. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos* 46 (1999) 367-392.

- Sisson, T.W., Grove, T.L., Coleman, D.S. 1996. Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 81-108.
- Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D., Annen, C. 2012. Melt Segregation in Deep Crustal Hot Zones: a Mechanism for Chemical Differentiation, Crustal Assimilation and the Formation of Evolved Magmas. *Journal of Petrology*, 53(10): 1999-2026.
- Sparks, R.S.J; Annen, C; Blundy, J.D; Cashman, K.V; Jackson, M. D. 2019 Formation and dynamics of magma reservoirs. *Phil. Trans. R. Soc. A* 377: 20180019. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2018.0019>.
- Tavarez, S.C. 2015. Geophysical Evidence for Mid-crustal Magma Reservoirs in the Lassen Volcanic Region, California. *Dissertação de Mestrado*. Florida: College of Arts and Sciences, USF.
- Teixeira, L. R. (2014). Mapa Geológico do Estado de Sergipe. Escala 1:250.000. Salvador: Superintendência de Salvador do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e Companhia de Desenvolvimento Econômico do Estado de Sergipe (CODISE).
- Tiepolo, M., Tribuzio, R., Ji, W., Wu, F., Lustrino, M. 2014. Alpine Tethys closure as revealed by amphibole-rich mafic and ultramafic rocks from the Adamello and the Bergell intrusions (Central Alps). *Journal of the Geological Society, London*, 171: 793-799.
- Wiebe, R.A. 2016. Mafic replenishments into floored silicic magma chambers. *American Mineralogist*, 101, 297-310.
- Xu, X., Dong, C., Li, W., Zhou, X. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: the significance of the gabbro-diorite–granite association. *Lithos*, 46: 299-315.

## 4. Artigo Científico

---

07/02/2020

Gmail - Confirming submission to Journal of South American Earth Sciences



Lauro Roberto &lt;lauro.noar@gmail.com&gt;

---

### Confirming submission to Journal of South American Earth Sciences

1 mensagem

**Journal of South American Earth Sciences** <em@editorialmanager.com>  
 Responder a: Journal of South American Earth Sciences <sames@elsevier.com>  
 Para: Lauro Roberto de Jesus Rosa <lauro.noar@gmail.com>

7 de fevereiro de 2020 16:02

\*This is an automated message.\*

Deep Crustal hot zones magmatism at the south of the Borborema Province, NE of Brazil

Dear Mr de Jesus Rosa,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Journal of South American Earth Sciences.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/sames/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,  
 Journal of South American Earth Sciences

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>.

FAQ: How can I reset a forgotten password?  
[https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a\\_id/28452/supporthub/publishing/kw/editorial+manager/](https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/kw/editorial+manager/)

For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

---

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/sames/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.



## ***Deep crustal hot zones magmatism at the south of the Borborema Province, NE of Brazil.***

**Abstract.** Mafic pluton genesis, known as Capela, at the south of the Borborema Province, is heterogeneously composed and solidified under inferior crust conditions. Geothermobarometer data demonstrate such conditions through levels of temperature between 740 to 770 °C and pressure of 8 kbar to magma crystallization, consistent to deep environmental of solidification. In addition, Deep Crustal Hot Zones (DCHZ) have shown evidence that Capela could be generated by multiple magmatic pulses. For instance, the large compositional variation at the plutón (acid and basic), epidote (clinozoisite) magmatic presence and such association between clinozoisite, plagioclase, muscovite and/or biotite. The clinozoisite happens at two groups, one of magmatic origin (18 to 25 %Ps) and other is hydrothermal at %Ps <15% by plagioclase alteration. Data was compiled through field work, petrography and chemical composition analyses in individual minerals of whole rocks (11 majority elements and 45 trace elements). Furthermore, chemical composition was determined by electron microprobe in pyroxene, amphibole, garnet, epidote, muscovite in around of 515 pontual analyses.

Keywords: DCHZ, Geothermobarometry, Clinozoisite.

### INTRODUCTION

There are several theories on magmas intrusion that suggest unavailable mathematical and physical conditions generate a magma chamber in only magmatic pulse. Hypothesis about the formation of magma chamber were proposed using experimental geology. Some examples are: Melting, Assimilation, Storage, Homogenization (MASH), Mafic-Silica Layered Intrusions (MASLI) and Deep Crustal Hot Zones (DCHZ) (Hildreth & Moorbath, 1988; Barboza & Bergantz, 1996, 2000; Barry *et al.*, 2015; Bergantz, 1992; Dufek & Bergantz, 2005; Annen *et al.*, 2006; Wiebe, 2016).

The Borborema Province consists of an orogenic system originated by the Occidental Gondwana continent amalgamation during the *Brasiliano orogenesis* (650-500 Ma) (Almeida *et al.*, 1981; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2000; Gomes, 2000). During this time intense plutonic magmatism provide a diversity association, with several high-k and calcic-al rocks (Sial, 1986; Ferreira & Sial, 1997; Ferreira *et al.*, 2004, 2011; Guimarães *et al.*, 2004; Brasilino *et al.*, 2011). Usuaaly, it is possible to observe the presence of magmatic epidote at the genesis of Domains: Seridó, Cachoerinha-Salgueiro, Riacho do Pontal, Alto Pajeú e Macururé (Sial, 1986, 1993; Galindo *et al.*, 1995; Long *et al.*, 2005). Frequently, the magmatic epidote, such as clinozoisite and zoisite are associated with mantle magmatism (Sial, 1990; Sial *et al.*, 1999; Höck & Koller, 1993; Sial *et al.*, 1999; Rodney & Hoskin, 2004; Vlach, 2012; Narduzzi *et al.*, 2017).

Macururé Domain is spotted at Sergipano Fold Belt (Silva Filho *et al.* 2002, Neves *et al.* 2016, Silva Filho *et al.* 2016) or by the denomination Sergipano Orogenic System (Conceição *et al.* 2016; Santos, 2016; Lisboa *et al.*, 2016; Pereira *et al.*, 2017; Pereira *et al.* 2019) or Sergipano Orogeny (Rosa *et al.* 2019). The Sergipano Orogeny, located in the south of Borborema Province, is characterized by a metavolcanic sedimentary sequence and intrusion of gabbro and granite bodies. The Macururé Domain is composed by a metasedimentary sequence intruded by plutonic bodies. The metasedimentary sequence is denominated by Macururé Group, interpreted like Neoproterozoic turbidite (Del-Rey Silva, 1999; Oliveita *et al.*, 2017). The plutonism was identified as basic-ultrabasic, intermediate and acid; with calcic-alkaline to high-k signature, predominantly monzonite leucogranite (Humphrey e Allard, 1967; Silva Filho *et al.*, 1979; Santos *et al.*, 1998; Conceição *et al.*, 2017).

In this context, Capela Plúton (Rosa *et al.*, 2018) or Capela Masif (Pereira *et al.*, 2019) composed by plutonic rocks, predominately basic, intermediate and acid, it is composed by hornblendite, gabbro, diorite and granite (Britto, 2012; Santos 2014; Rosa *et al.*, 2018, 2019; Menezes *et al.*, 2019; Pereira *et al.*, 2019). Geochemistry characteristics studied by Pereira *et al.*, (2019) were interpreted, such as pre-collisional mafic plutonism origin of Sergipano Orogeny. Another hypothesis of its origin can be the mixing process of magmas during the ascension and crustal assimilation (Britto, 2012; Santos 2014, Rosa *et al.*, 2018, 2019; Gomes, 2019). This way, with new petrological data and geothermobarometry together with the hypothesis, we will discuss a proposal to the evolution in this area.

## GEOLOGICAL CONTEXT

The Capela Plúton in Macururé Domain, Sergipano Orogeny, with a longitudinal shape at NW-SE direction, like the Capela fault, a ramification of São Miguel do Aleixo shear zone (Rosa *et al.*, 2018, 2019). Late transcurrent faults move the pluton at NE-SW direction for meter, even kilometers (Figure 6). The researchers started by undertaking regional mapping in Sergipe province by aereophotography that identified two elongated bodies (Silva Filho *et al.*, 1979). In review, to make the geological mapping of Sergipe, the bodies were denominated “*corpos máficos-ultramáficos*” (Santos *et al.*, 1998).

A new mapping in the area identified a wide range of rocks such as gabbro, diorite, and granodiorite. Additionally, the mapping described information such as mafic enclave, xenolith, and concentrations of garnet and pyroxene crystals (Britto, 2012). Aereogeophysic

analysis of imagery allows a further interpretation of the bodies, which lead to the merge into one body (Rosa *et al.*, 2018, 2019). In contrast, ultra-detailed mapping of Menezes *et al.*, (2019) identified contact relationship between plutonic and metamorphic rocks in the same study area which resulted in identification of four distinct units: Unit I (deformed shale), Unit II (quartz-feldspar micashist with contact metamorphism evidence), Unit III (granodiorite, diorite associated with gabbros, commonly with garnet concentration), Unit IV (principal gabbros from the area).

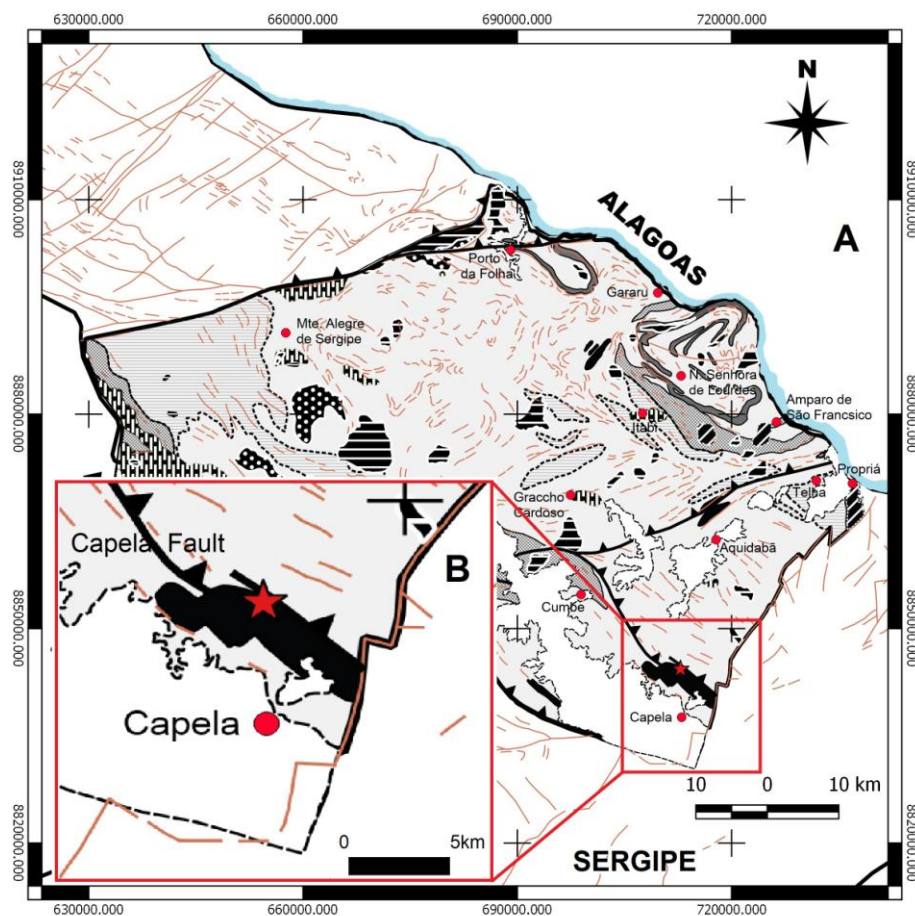


Figure 6: Esquematic area map in Sergipe province, Brazil. A: Macururé Domain with igneous diversity intrusions. B: Capela Púlton detail, associated to Capela fault (Adapted from Conceição *et al.*, 2016; Rosa *et al.*, 2019; Gomes, 2019).

Santos (2014) studies on total rock geochemical data from the area identified granite, diorite, and gabbros. She characterized the granite in the affinity of leucocratic peraluminous association, the diorite like calcic-alkaline to high-k affinity and gabbros with alkaline rocks characteristics of sodic saturated and ultrapotassic. The three groups are rich at HFSE elements, but low values of REE. The study suggests the rock variation is correlated to mixing magma process, crustal assimilation and fractional crystallization, where the magmas

can go up to surface by transcurrent faults with extensional components such as a pull-apart model (Britto, 2012).

Lastly, Pereira *et al.*, (2019) assert that diorite, gabbro, and hornblendite are originated from the same basaltic magma – which matches with Santos (2014) research. Pereira (2019) affirms that plúton was originated by fusion of lower basaltic crust enriched at incompatible elements. The crystallization age is  $631 \pm 3$  Ma (U/Pb in zircon) (Pereira, 2019). In other hand Gomes (2019) with UEDA univesity support did a mechanical model, that predicted a probably subduction to the formation enviroment.

## METHODS

It realized a petrography study in polarized microscopy, LEICA, of Instituto de Geociências at Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). The description of 33 petrographic thin section permitted an identification of mineral paragenesis, textures, and aiteration, as the same contributed to selected the samples to chemistry analysis.

MEV, Jeol 6610-LV, with acoplated EDS, from Geologia Isotópica laboratory (LGI/IGEO/UFRGS) was utilized to help in the identification of minerals.

Mineral chemistry analyses were realized using electronic microprobe, CAMECA SX50 from CPGq – IGEO – UFRGS laboratory. It was used the following analytical conditions: acceleration voltage in 15 keV; eletrical current in 15 nA; eléctron beam size 1  $\mu$ m ( Dani, *et al.*, 2017).

19 samples were used to total rock analyse by X-ray fluorescence (XRF) techniqe at Núcleo de Litoquímica e Análises Minerais do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) at IGEO/UFRGS. The results were obtained by the technique with a fused sample and calibration curve of standard rocks and artificial rocks. The volatiles presence was identified by gravimetric techniques.

Five samples rocks by Capela Plúton were analyzed at ACME laboratories analytical. It was made chemistry analytical of major elements (ICP-OES) and trace elements (ICP-AES) with the collaboration of Universidade Federal de Sergipe (UFS).

Data geochemistry was processed by softwares Microsoft Office Excel 2007 and Geochemical Data Toolkit for Windows 2.3.

## RESULTS

### *Petrography and mineral chemistry*

The 33 petrographic blades were analyzed at petrographic microscopic and separated by 3 rocks groups: hornblende gabbros, diorite, and granodiorite. The hb-gabbros are holocrystalline, phaneritic, equigranular, crystals from subhedral to euhedral, there is some orientation of minerals in the function of magmatic fluxes. The diorite has subhedral to euhedral shape, size between 0,3/1,2 mm (Figure 7). Both rocks are mineralogical composed by plagioclase (albite/carlsbar macle), amphibole, pyroxene (sometimes it's changing to amphibole), clinozoisite, quartz, muscovite, garnet, prehnite and accessories minerals (magnetite, ilmenite, zircon, monazite, titanite, and apatite).

The crystallization order is: clinopyroxene → amphibole → clinozoisite → plagioclase → biotite → quartz +- kf. Muscovite crystalize together with clinozoisite and plagioclase can grow with clinozoisite.

The granodiorites are equigranular, crystals are subhedral and it happens commonly like mineral aggregates, composed plagioclase (albite macle), quartz, clinozoisite, muscovite and rere pyroxene.

By the way, there are amphiboles and pyroxenes cumulates, equigranular, phaneritic, euhedral and contain an orientation of mafic minerals. It is mineralogical composed by plagioclase, pyroxene, amphibole, biotite, muscovite, clinozoisite, accesories (opaques, apatite, zircon).

### *Plagioclase*

The plagioclase is transparent in polarized plane light, it presents albite/Carlsbad macle, it is subhedral to euhedral, equigranular and it has 3 mm size, approximately, it has ophitic and mimerquitic textures. The first plagioclase generation can be identified by the observation of the first one inclusion, oldest, in the second generation, earlier, by the way, it seems similars standards. It can be zoned and doesn't show twinning, otherwise, it has dissolution structure and compositional zoned. There are plagioclase, quartz, clinozoisete and muscovite inclusions. (Figure 7 E/H).

At the feldspar diagram classification (Deer et al., 1992) there are three samples in oligoclase, andesine plot (PCC-24A, PCC-130D, PCC-120) (compatible with diorite composition). One sample (PCC-90) in the labradorite, andesine plot (compatible to gabbro composition) (Figura 8B).

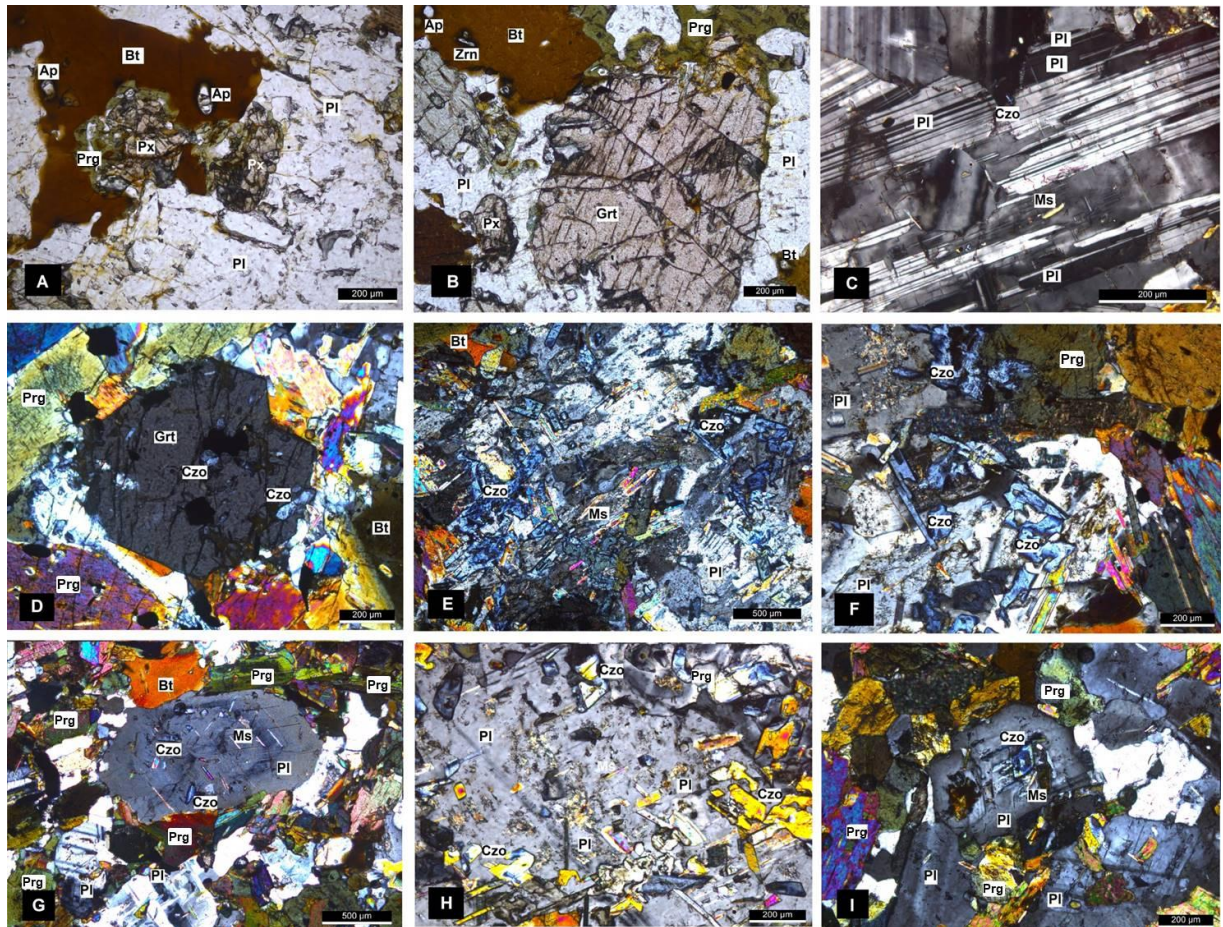


Figure 7: Blades photomicrography by transmitted light (10x). A. Hornblend gabbro (Hg), with plagioclase (Pl), apatite (Ap) and pyroxene (Px) changing to pargasite (Prg); B. HG, garnet at the center (Grt) euhedral with opaques inclusions, presence of plagioclase (Pl), pyroxene (Px), pargasite (Prg) and biotite (Bt), with zircon (Zrn) and apatite (Ap) inclusions; C. HG shows plagioclase (albite-Carlsbad macle) with muscovite (Ms), and clinozoisite (Czo) inclusions. D. HG shows a euhedral garnet (Grt), clinozoisite (Czo) inclusions, pargasite (Prg), plagioclase (Pl), biotite (Bt) crystals; E. HG composed by clinozoisite (Czo) partial assimilated, and with association with muscovite (Ms) and plagioclase (Pl)); F. HG, shows partial assimilation of clinozoisite, and total or partial opaques inclusions in pargasite (Prg) and plagioclase (Pl). G. Granodiorite (Gr) has zoned plagioclase (Pl) with clinozoisite (Czo) and muscovite (Ms) inclusions, there are apatite and titanite as well; H. Gr with clinozoisite (Czo) and muscovite (Ms) oriented inclusion in plagioclase (Pl). I. Granodiorite with zoned clinozoisite (Czo) inclusion in plagioclase (Pl), there are muscovite (Ms), pargasite (Prg) and oxides as well. Micrometers scale. Images A and B was composed of polarized plane lights, the others by cross-polarized light.

### *Epidote (clinozoisite)*

The Capela Plúton has an important occurrence of magmatic clinozoisite, and an association between this mineral, plagioclase, and muscovite. It's observed in the three types of rocks, hb-gabbro, diorite and granodiorite (Figure 7C-I).

The clinozoisite is transparent at polarized plane light and blue to yellow at cross-polarized light. It is prismatic (euhedral), subhedral or anhedral. It is partial or total included

in plagioclase, sometimes it shows exsolution marks. Otherwise, it can be included in amphibole and intergrow in muscovite.

Mimerquitique is the principal texture of this mineral. It can be partially assimilated. Sometimes, clinozoisite, and muscovite as well, grows at the principal axis, sub-parallel to plagioclase macle. In cumulates, clinozoisite is more abundant, it is prismatic, frequently included in plagioclase (Figure 7F). In MEV, the clinozoisite has empty clear that is substitute by magnetite.

Clinzoisite of diorite samples (PCC\_130D, PCC\_34A) was analyzed in an electronic microprobe. The analyzed crystal has 300 micrometers maximum. So, the spot was in the center of mineral, to don't contaminated by close elements. The classification considers the quantity of Al, Cr<sup>3</sup> and Fe<sup>3</sup> at the mineral (Figure 8A).

Pistacite indices (%Ps) were calculated, and the euhedral crystals have values between 18 a 25 %Ps that to authors like Dawes and Evans ( 1991) – 19-24 %Ps; Farrow and Barr (1992), Rogers (1988), and Owen (1991) represents a magmatic clinozoisite, closely but above the limits of Tulloch (1979). On the other hand, it was calculated <15 % Ps, which represents a metamorphic crystal (Tulloch, 1979).

#### *Piroxene*

It has an euhedral crystal, equigranular, straight contacts, it shows cleavage and can change to amphibole by hydration process. It has a sweet brown color in polarized plane light and high birefringence. In pyroxene cumulate, plagioclase and pyroxene represent 85% of rock approximately, other minerals are magnetite, ilmenite, zircon, monazite, titanite, apatite (like inclusions).

The analysis indicates the presence of hedenbergita, augite, clinoferrosilite, and wollastonite rare by Motimoto (1988) classification. The spot was realized in the center of mineral and it has an expressive quantity of iron (Figure 8C).

#### *Amphibole*

The amphibole has green color in polarized plane light, prismatic, biotite, and opaque inclusions. It's possible to observe that most of than it is the transformatio of pyroxene. Thatn means a such quantity of water could enter in the system. Electronic microprobe data indicate a pargasite classification (Hawthorne et al., 2012) (Figure 8D).

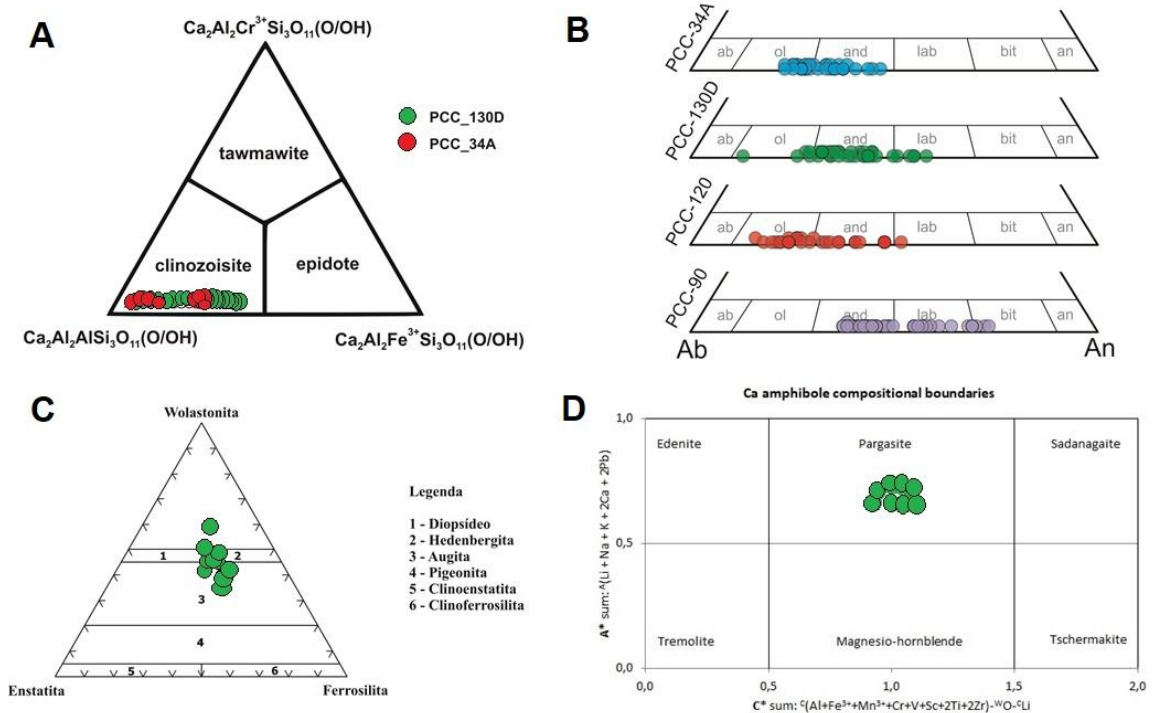


Figure 8: Classification diagrams applied to diorite. A. Epidote classification (Franz & Liebscher, 2004). Classification like clinozoisite in gabbro and diorite. B. Ternay classification feldspar diagram (Deer et al., 1992). C. Pyroxene classification in composition interval Ca-Mg-Fe (Morimoto, 1988). D. Amphibole classification shows pargasite results (Hawthorne et al., 2012).

### Biotite

The biotite in hb-gabbro is euhedral, it has a tabular form or undefined, straight or irregular contact with pyroxene and amphibole crystals. It happens as a result of pyroxene, amphibole, clauine and chlorite transformation. Occasionally, it has opaque inclusion. At diorite, it is observed an orientation like a foliation. Amphibole and pyroxene cores are envolved by biotite.

Sample PCC-34A (diorite) is classified as a reequilibrated biotite and samples PCC-90 (hb gabbro) and PCC-120 (diorite) are classified as primary biotites, based in Fe-Mg-Ti oxides (Nachit et al., 2005) (Figure 9A).

Biotite can be classified as magnetite series or ilmenite series by the diagram of Ishihara (1997). The author affirms that magnetite series rocks are originated in the environment of high fugacity oxygen, in a closed environment. (Figure 9B).

Finally, Nachit (1985) diagram relates Al, Mg with MgO versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Abdel-Rahman, 1994), indicate a calcic-alkaline to subalkaline signature (Figure 9C and 9D).



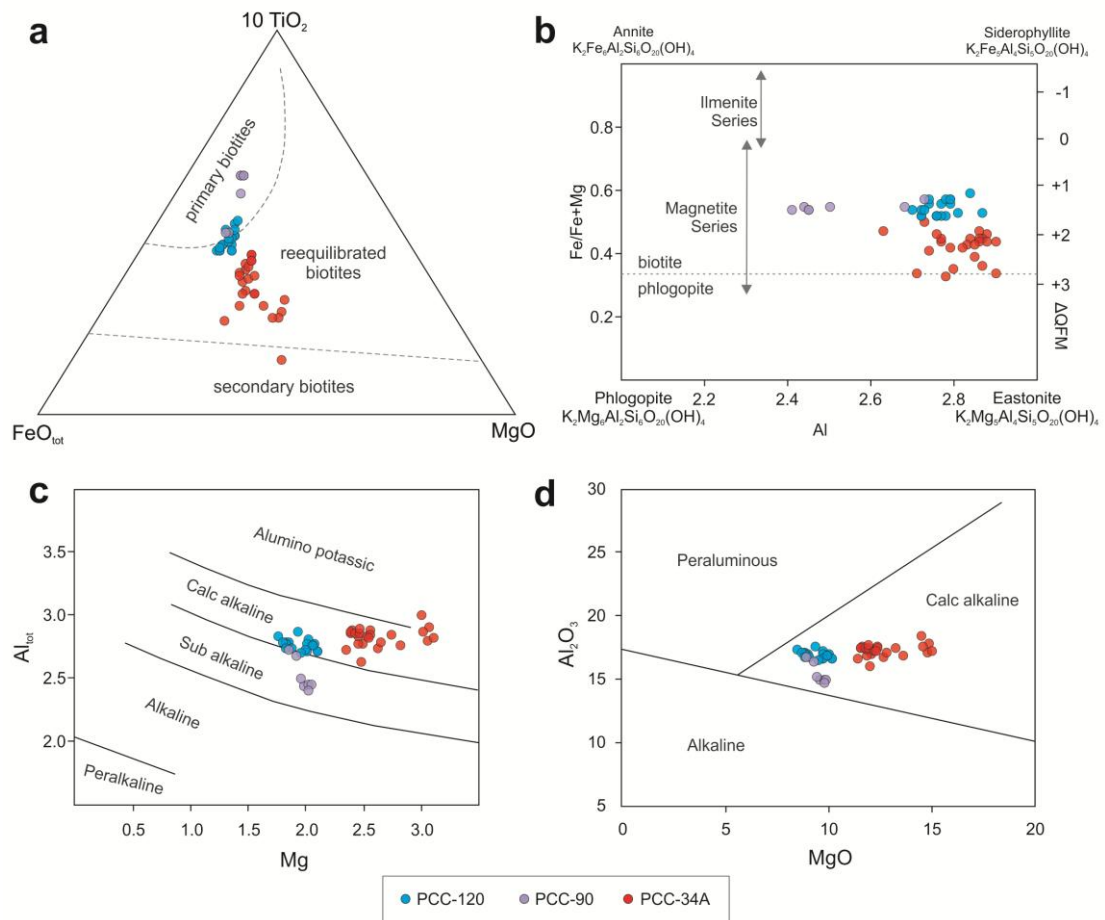


Figure 9: Geotectonic classification diagrams in *hb-gabbro* (PCC-90), *diorite* (PCC-120, PCC-34A). A: Diagram classification to primary biotite, reequilibrated and secondary by Nachit et al. (2005). B: Biotite classification (Deer et al., 1992); C: Diagram Al versus Mg (Nachit, 1985); D: Diagram MgO versus  $Al_2O_3$  (Abdel-Rahman, 1994).

### Total Rock Geochemical

The analysis of X-ray fluorescence was made Núcleo de Litoquímica e Análises Minerais laboratory at Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) at IGEO/UFRGS. Samples analysed by inducted coupled plasma (ICP) are described in this topic. The analysis was made at ACME laboratory, Canadá, with the coloboration by geology departament of Universidade Federal de Sergipe (UFS). The geochemical analysis produce major and trace elements data (Chart 1 and 2).

The rocks has a composition diversity between basic, intermidiate and acid, the sílica teor 40,16% to 73,37%. Samples are located at subalkaline/oleitic classification based in magmatic series (Cox *et. al.*, 1979), (Figure 10A). Samples outside from clasification are because it has aluminum xenoliths. The diagram classified the rocks as gabbro, diorite, granodiorite, and granite.

1 CHART 1. Chemical analysis of Capela Plúton by XRF methodology. Major elements (%) and trace (ppm).

ID	PCC20	PCC34A	PCC35B	PCC35D	PCC38	PCC57	PCC63	PCC83	PCC90	PCC115	PCC120	PCC120B	PCC128B	PCC128C	PCC130C	PCC130D	PCC138A	PCC138C	PCC138D
Óxidos(%)																			
SiO2	47,27	64,76	56,46	67,12	73,37	70,16	48,06	56,35	55,43	58,74	45,95	47,15	40,16	41,45	65,46	68,88	41,26	70,74	75,11
TiO2	0,62	0,62	1,35	1,01	0,18	0,42	2,18	1,41	1,47	0,74	2,02	2,52	2,75	2,76	0,34	0,45	2,41	0,34	0,03
Al2O3	22,54	17,25	16,2	12,67	16,35	15,53	15,54	16,24	15,1	19,61	17,94	15,78	17,1	13,54	18,3	15,42	11,43	15,12	14,82
Fe2O3	15,82	5,86	10,42	7,94	0,88	2,65	13,88	9,74	10,41	7,6	13,25	12,81	17,02	18,86	3,94	2,69	13,29	2,05	0,05
MnO	0,97	0,14	0,18	0,14	0	0,04	0,18	0,16	0,17	0,21	0,23	0,13	0,3	0,26	0,08	0,04	0,13	0,03	nd
MgO	2,16	1,85	4,99	3,19	0,34	1,19	6,6	4,36	4,28	1,98	4,79	5,93	6,64	8,35	0,61	1,21	7,65	0,86	0,06
CaO	8,27	3,81	4,99	3,55	1,35	2,14	8,75	5,87	6,6	3,64	8,6	7,6	10,77	9,97	3,75	2,16	10,65	2,05	1,5
Na2O	1,78	2,64	1,68	1,4	2,96	2,83	1,61	1,85	1,98	3,26	1,52	1,39	0,94	1,08	3,96	3,13	0,72	2,96	3,23
K2O	0,65	1,93	2,59	1,89	2,31	3,78	1,81	2,3	2,76	1,76	2,28	2,83	1,68	1,45	1,33	3,88	3,89	3,77	4,01
P2O5	0,54	0,29	0,39	0,14	0,02	0,12	0,54	0,37	0,34	0,47	1,03	1,05	1,02	0,41	0,14	0,12	4,82	0,07	nd
Total	100,63	99,97	100,21	99,92	99	99,41	99,82	99,51	98,92	98,78	98,71	98,48	99,13	99,06	98,67	98,73	98,89	98,48	99,07
Ba	472,1	894,3	1062,4	850	1724,1	963	928,7	998,2	1025,6	780,3	1538,3	1847	1193,4	1193,4	1060,4	1030,3	2023,2	864,7	303,2
Rb	41,9	106	149,8	116,4	63,4	174	85,2	71,6	148,1	51,4	113,6	152,7	78,1	53,2	50	179	209,3	114,5	99,6
Sr	722,7	398,9	364,2	327,6	866,1	434,2	426,3	388,5	455	392,3	606	401,7	403,1	206,3	737,6	433,7	222,6	408,9	185,8
Co	71,2	22,8	50,7	35,7	nd	8,5	72,2	32,6	50,4	19,5	65,3	66,8	86,2	98,3	11,7	9,1	71,8	5,2	nd
Ni	nd	nd	20,5	29,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	nd	11,1	8,1	5,4	nd	1,5	7,3	6,4	11,4	11,1	8,7	nd	13,3	12,2	2,1	1,4	nd	nd	0,8
Zn	61,1	62,6	124,3	96,9	27,2	39,3	164,6	59,8	139,7	43,1	175,4	202,7	142,2	169,1	62,6	40,6	124,1	35,1	16,5
Y	337,6	35,5	71	34,7	4,2	13,7	69	25,1	62,5	29,1	115,4	77,4	122	89,6	9,6	14	110,6	8,4	4,8
Zr	271,9	188,5	158,5	178,1	165,8	178,7	143,7	166,1	159,6	398,9	2114,6	214,4	65,3	86,8	332,5	176,9	38,9	166,1	58,1
Nb	15,9	12	17	12,5	nd	6,8	22,4	11,1	21,7	12,2	18,2	26	20,6	19,6	4,9	6,3	14,4	2,5	0,1
Ga	16,1	16,2	19,8	16,1	13,9	15,6	23,6	11,7	22,1	12,3	20,4	28	22	20,7	16,8	15,2	16,8	13,2	15,5
Pb	9,4	21,2	13,1	9,7	19,4	38,8	8,8	12,1	55,1	19,5	12,3	8,8	1,8	2,6	26,6	42,9	7,6	45,3	72,3
Cr	48,1	50,9	159,8	145,9	27,1	54,8	76,9	93,4	78,9	51,9	27,4	62,2	56,8	52,8	25,2	48,5	17,4	50,9	15,1
LOI	0	0,83	0,97	0,89	1,25	0,54	0,67	0,88	0,39	0,77	1,08	1,28	0,75	0,93	0,77	0,75	2,64	0,5	0,27

CHART 2. Chemical analysis of Capela Plúton samples by ICP-OES methology. Major elements (%) and trace (ppm).

ID	PG-13	PG-4B	PG-4R	PG-15	PG-21	ID	PG-13	PG-4B	PG-4R	PG-15	PG-21
Óxidos(%)						ppm					
SiO2	42,59	71,64	72,57	51,23	59,91	Ba	1288	598	464	1191	881
TiO2	2,3	0,2	0,18	1,55	0,92	Rb	58,5	135,4	169,1	82,2	77,3
Al2O3	13,98	14,95	14,76	16,71	15,78	Sr	260,8	316,6	254,8	647,5	453,9
Fe2O3	15,54	2,33	1,71	11,06	7,23	Cs	1,4	7,6	8	3,5	3,5
Cr2O3	0,003	0,006	0,002	0,012	0,024	Sc	63	4	3	27	17
MnO	0,19	0,06	0,03	0,18	0,11	V	510	31	18	207	134
MgO	9,59	0,71	0,54	5,03	4,47	Be	3	6	4	1	1
CaO	9,48	2,21	1,77	7,47	5,2	Co	49,1	4	2,7	25,7	23,1
Na2O	1,7	3,82	4,06	2,77	2,97	Ni	9,9	5,8	4,2	11	35,6
K2O	2,43	3,27	3,83	2,48	2,29	Cu	26,3	11,7	2,2	6,1	26,9
P2O5	0,85	0,03	0,05	0,5	0,2	Zn	49	36	27	74	58
Lol	0,9	0,6	0,4	0,6	0,6	Y	54,7	11	7,1	38,2	19,8
Total	99,55	99,83	99,9	99,59	99,7	Zr	95,6	99,7	67,2	272,5	198,7
						Nb	9,3	11,3	6	14,8	9,3
						Hf	3,3	3,6	2,8	6,7	5,2
						Mo	0,1	0,9	<0,1	0,3	0,3
						Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
						Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
						Ta	0,4	1	0,5	0,7	0,4
						W	<0,5	<0,5	<0,5	1	<0,5
						Au	0,8	<0,5	<0,5	1,9	2,8
						Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
						Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
						Ga	21,8	20,3	20,3	21,8	20,6
						Sn	3	3	2	2	1
						Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
						As	1,1	0,6	<0,5	2	1,7
						Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
						Ti	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4
						Pb	1	5,4	3,7	2,6	2,5
						Th	2	5,6	4,3	5,9	4,5
						U	0,5	5,7	4,4	2	0,8
						La	30,7	14,3	11,8	47,1	32,8
						Ce	85,5	26,3	21	103,8	60,6
						Pr	13,41	2,97	2,48	13,44	7,67
						Nd	62,7	11,2	8,8	54,7	30,8
						Sm	14,81	2,28	1,8	11,47	5,97
						Eu	3,26	0,65	0,46	2,69	1,47
						Gd	13,69	1,97	1,51	9,54	5,03
						Tb	2,03	0,3	0,24	1,36	0,73
						Dy	12,01	1,86	1,29	7,76	4
						Ho	2,2	0,32	0,27	1,37	0,75
						Er	5,64	0,96	0,66	3,54	2,03
						Tm	0,77	0,15	0,12	0,53	0,28
						Yb	4,76	1,04	0,67	3,42	1,92
						Lu	0,63	0,17	0,09	0,52	0,31

Geochemical affinity diagrams of trace elements are predominantly toleitic in hb-gabbro and diorite rocks. In the diagram Nb/Y - Zr/P2O5 (Floyd & Winchester 1975) is clearly (Figura 10B), otherwise, in the diagram TiO2 - Zr/P2O5 (Winchester & Floyd 1976) (Figura 10C) and P2O5 - Zr (Winchester & Floyd 1976) (Figura 10D), some samples are classified like Alkaline.

Geotectonic diagrams classified the samples at the MnO-TiO2-P2O5 (Mullen, 1983) ternary diagram like ocean island alkaline basalt (OIA) an anomaly sample was identified like calc-alkalic basalt (CAB) (Figure 11A). While Th-Hf-Ta ternary diagram (Wood *et al.* 1979) is clasified as volcanic arc basalt at samples analysed by ICP (Figure 11B).

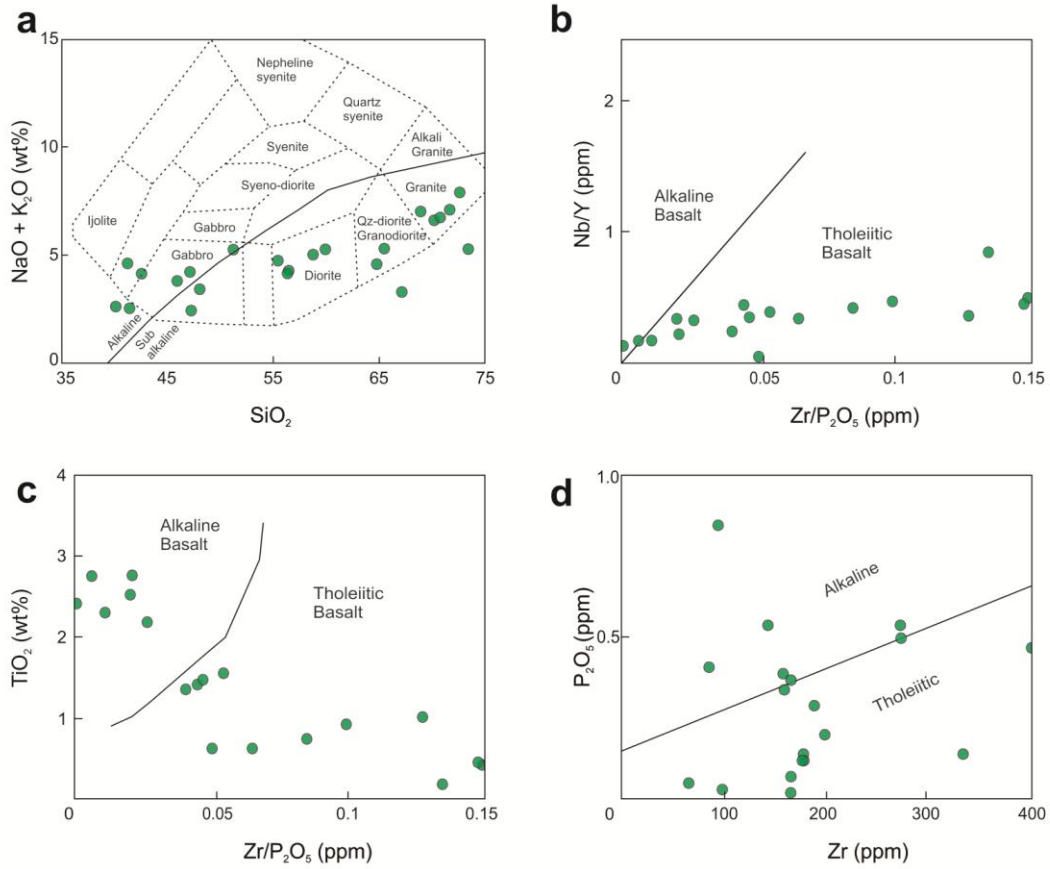


Figure 10: Affinity geochemical diagram in hb-gabbro, diorite and granodiorite. A. TAS diagram by Cox et. al., 1979. B. Nb/Y - Zr/P2O5 diagram (Floyd & Winchester 1975); C. TiO<sub>2</sub> - Zr/P2O5 diagram (Winchester & Floyd 1976); D. P2O<sub>5</sub> – Zr diagram (Winchester & Floyd 1976).

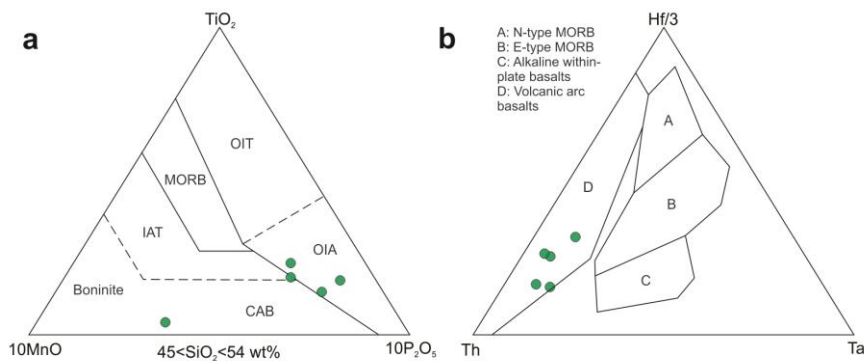


Figure 11: Geotectonics diagrams. A. MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ternary diagram (Mullen 1983); B. Th-Hf-Ta ternary diagram (Wood et al. 1979).

### Geothermobarometry

In the geothermobarometry study was used two samples, a hb-gabbro and diorite composition.

PCC\_90 (hb-gabbro) and PCC\_120 (diorite) samples were calculated by empiric routines of Al in hornblende by Ague (1997) calibrated by barometer of Schimidt (1992) with the subsequent formula:

$$P(0.6 \text{ kbar}) = - 3.01 + 4.76A1L^{-1} \quad r^2 = 0.99$$

Results indicate an estimative pressure between 6 and 7 kbar in PCC\_90 (hb-gabbro) sample (Figure 12A), on the other side PPC\_120 (diorite) sample shows data between 7,5 and 8 kbar (Figure 12B).

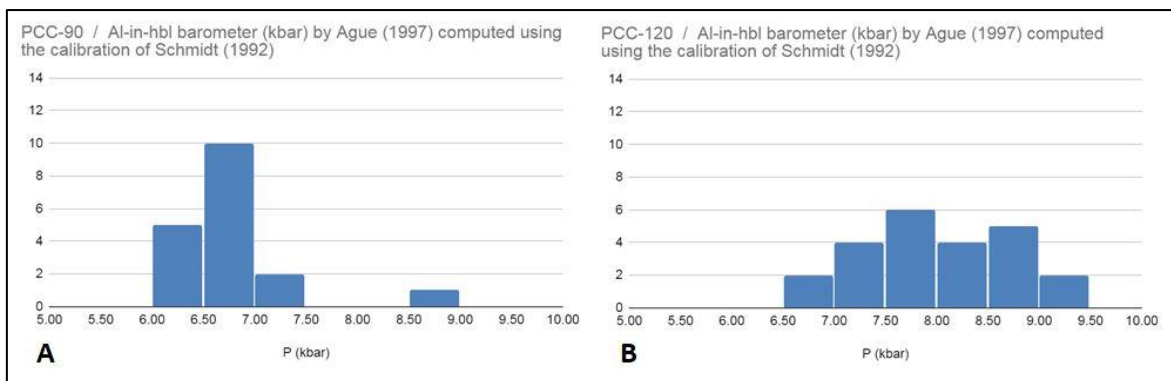


Figure 12: Pressure estimative by barometry of Al in hornblende by Ague (1997) calibrated by the barometer of Schimidt (1992); A: PCC\_90 sample has a pressure between 6.5 and 7kbar; B: PCC\_120 sample has a pressure between 7,5 and 8kbar.

PCC\_90 (hb-gabbro) and PCC\_120 (diorite) samples was calculated by empiric model amphibole-plagioclase by Blundy and Holland (1990) and calibrated by Ague (1997) as well, with the formula:

$$T_{(ed-ri)} = \frac{\Delta H_B^0 + Y_{ab-an} + Y_{(ed-ri)}}{\Delta S_B^0 - R \ln K_{ideal}^{ed-ri}}$$

The media temperature was between 740 to 770°C in PCC\_90 (hb-gabbro) sample (Figure 13A). In PCC\_120 (diorite) sample, there are two values intervals, first one is between 710 and 770°C, and second is between 800 and 830°C (Figura 13B).

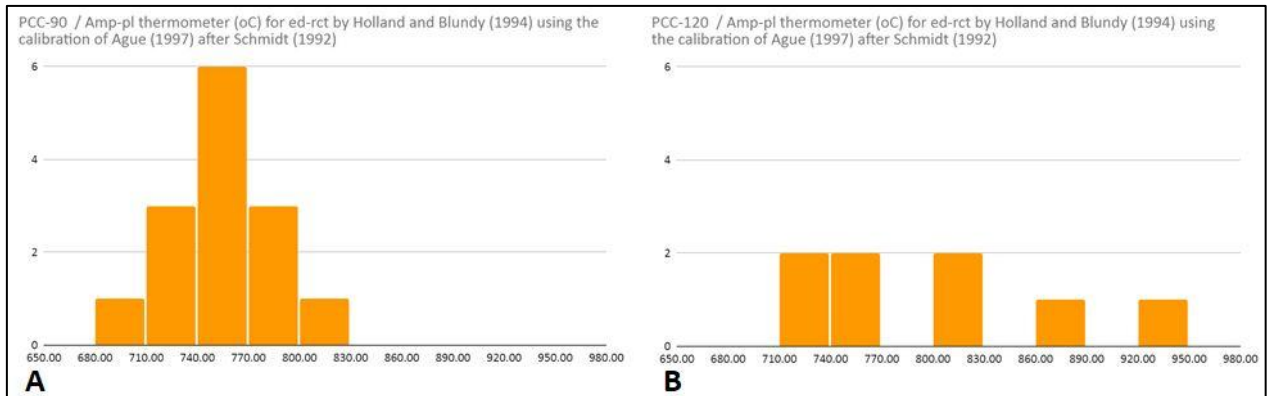


Figure 13: Temperature estimative to Amp-Pl thermometer by Blundy and Holland (1990) using the calibration of Ague (1997); A: PCC\_90 (hb-gabbro) sample has temperature between 740-770°C; B: PCC\_120 (diorite) sample has temperatures between 710-770°C and 800-830°C.

Clorites of PCC\_90 and PCC\_120 samples has empiricals geothermometer calculation by Cathelineau (1988) formula:

$$T = -1,92 + 321,98 * Al$$

It has a result with concentration values between 350°C e 375°C (Figure 14).

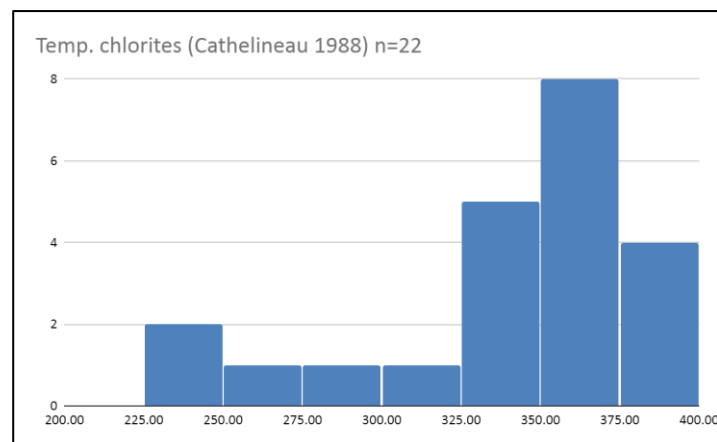


Figure 14: Temperature estimative of chlorite temperature by thermometer of Cathelineau (1988) with a value between 350 and 375°C.

## DISCUSSION

The Capela Plúton has petrographic and geochemical characteristics that can be applied to the hypothesis of its origin in-depth crust, by heat transfer, like melting, assimilation, storage, homogenization (MASH) (Hildreth & Moorbath, 1988; Barboza & Bergantz, 1996, 2000; Barry *et al*, 2015), mafic-silic layered intrusions (MASLI) Wiebe (2016) and deep crustal hot zones (DCHZ) Bergantz, (1992); Dufek & Bergantz, (2005); Annen *et al.*, 2006; Drew *et. al.*, 2010; Solano *et. al.*, 2012; Tavares 2015; Barbosa, 2017;

Spark *et al.* 2019). The last one, DCHZ, is the most actual of the experimental hypothesis, it has similar conditions to the pluton. The probably magmatic origin is by mafics hydrated sills that it has installed in the depth crust. When the sills received heat transfer from the upper mantle, it is capable to generate magma and ascend to surface at the upper crustal level (Annen *et al.*, 2006). This process can affect the differentiation, and the fractional crystallization that is coherent with this research.

Data of petrography analysis reveal an intrinsic relationship between clinozoisite, plagioclase and muscovite crystals in thin section. There are others characteristics of clinozoisite to prove its magmatic origin like core zonation, amphibole and biotite intergrow, zonation of mineral, inclusion in plagioclase and k-feldspar, partial assimilation, clinozoisite and muscovite intergrow at the same time and it is included in plagioclase. The clinozoisite can be evidenced by a mantle origin of the magma (Sial *et al.*, 1999). By the way, evidence of partial assimilation and crystal corrosion can be an indicative of some magmatic pulses in ascension to superior crust (Annen *et al.*, 2006).

Annen *et al.*, (2006) affirms that the nucleation sequence of each crystal consists of a function between water content and magma ascension way. In addition, the chemical diversity is acquired, firstly, at depth and the textural diversity at a shallow level. This can explain the diversity of why granites grown for long periods, by the amalgamation of sequenced packs of composition similar to magma, and texture characteristics different. So, the magma differentiation in-depth crust results in the chemical diversity of lava in the arc, in contrast, the fenocrystal assembly is reflected by crystallization in the shallow level.

It's possible to contribute with the DCHZ hypothesis by some contributions of biotite analysis. In the samples, the biotites are total primary or reequilibrated, by classification of Nachit *et al.*, (2005). This indicates a magmatic origin of these minerals, that it is included in plagioclase and amphibole crystals. Another characteristic can be the classification at magnetite series that it is recognized by its formation in upper mantle or depth crust. The magnetite is associated with mafic silicates and sometimes plagioclase. Epidotes happens in magnetite series, frequently, like secondary minerals. Otherwise, biotites rich in magnesium in a magnetite series grows, with the condition that iron is consumed by oxides (Nachit *et al.*, 2005).

Different conditions control the crystallization of the iron-magnesian minerals, such as oxygen fugacity, temperature, and compositional variation. In contrast, the oxygen fugacity is the most important to the difference between magnetite and ilmenite series (Ishihara, 1977).

These magmatic series are considered to represent different reduction conditions, source rock composition, crystallization conditions and, magma plotting (Maulana *et al.*, 2013).

This results can indicate a probably environmental of the high level of oxygen fugacity and strong oxidation. It is in concordance to the DCHZ and research at the area that indicates 30km depth (Pereira *et al.*, 2019). In association with the hypothesis that rocks from magnetic series can be generated in high depths, in contrast, the ilmenite series is formed in shallow depth. By the way, both magmas are modified when it is in shallow levels of crust, in oxygen fugacity where is crystalized, even the original characteristics preserved in the pos-magmatic process (Ishihara, 1977). So, even with the primary crystal information, there is an oxygen fugacity ( $fO_2$ ) alteration during the ascension process.

It is a convenience to say that the iron partition between silicates and oxides in rocks is controlled by oxygen fugacity and explained by the series. Also, the water is an important  $fO_2$  regulator in igneous process, where subduction is characterized by an abundance of water (Osborn, 1959, 1962; Grove *et al.*, 2012). To understand the effects of water in crystallization sequences in a magmatic arc, it has made some experiments (e.g., Blatter *et al.*, 2013; Nandedkar *et al.*, 2014; Melekhova *et al.*, 2015; Ulmer *et al.*, 2018). Where, elevated water concentration, dissolved in basaltic magma can reduce the plagioclase stability, concerning pyroxene and amphibole, for example, (Wang *et al.*, 2019) and act in oxidation by dissociation and water loss after separation of silica magma (Czamanske and Wones, 1973).

If, its combined data of mineral assemblage of intrusion rocks, especially, cumulates textures from amphibole fractionated in crust depth (e.g., Cooper *et al.*, 2016; Klaver *et al.*, 2017; Smith, 2014; Stamper *et al.*, 2014), with geochemical information in a modern mafic-intermediate arc. It's possible to propose that amphibole fraction with clinopyroxene inclusion in-depth crust zone control a chemical evolution of magmatic mafic arcs. This process has significant implications for continental crust origin rich in  $SiO_2$ . The amphibole is the principal factor to control the differentiation of magmatic arcs, but the fraction it's still enigmatic because is rare its presence in the eruptions (Wang *et al.*, 2019).

In other way, it's possible to observe that there are so many opaques in the rocks of the area. They were partial or total included in the principal mineralogy at the thin section, by EDS determination at MEV, the majority was identified like magnetite. But, hematite, ilmenite, and oxides were identified as well. This information gives force to hypotheses of the impact of basic magma pulse.

X-ray fluorescence data confirms the geochemical classification, determined by Santos (2012), by ICP/OAS method and recently by Pereira *et al.*, (2019) as well. The classification



of geochemical affinity, based in Cox *et al.*, (1979) indicate a subalkaline/oleitic serie. The classification is observed in MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Mullen, 1983) and Th-Hf-Ta (Wood *et al.*, 1979) diagrams as well, that indicate an oceanic island basalt and volcanic arc environment, respectively. These criteria can represent subduction or crustal contamination environment (Rollison, 1993).

It is important to say that the presence of clinozoisite in the process can help in the interpretation of the magmatic process with texture diversity. This mineral, such as amphibole, pargasite has a characteristic to have a huge quantity of water. The DCHZ hypothesis explains the possibility of so much water. This indicates that its possible to see an extreme quantity of water in depth crust by sills fixation.

Geothermometry calculation evidenced a media pressure of 8 kbar and temperature of crystallization begins in 770°C, in concordance with Pereira *et al.*, (2019). These data agree with the results in the epidote crystallization order. This mineral when crystalized before plagioclase indicate values between 8 to 10 kb (Schmidt & Poli, 2004). This thesis can support the hypothesis that the area has mafic magmatism, that it came from depth crust and helped by tectonism reactivation. Just like hypothesis of Dufek & Bergantz, (2005); Annen *et al.*, (2006); Drew *et al.*, (2010); Solano *et al.*, (2012); Tavares (2015); Barbosa, (2017); Spark *et al.*, (2019) that support the DCHZ hypothesis.

The DCHZ was developed, firstly, to apply in volcanic subduction zones. But, it can be applied in other tectonics environments like a continental rift zone, where the plume has a relationship to basaltic magmatic arc at continental crust basement. The information is confirmed by the crustal sections that show the growing of mafic lithology with depth, and probably it is the border of crust-mantle exposed reveals the depth crust dominated by mafic crust (Rudnick & Gao, 2003).

The research in the mafic body (Capela Plúton), at Borborema Province sector, has great evidence to the origin of the DCHZ process. Also, characteristics like magma mixing, mafic enclaves and xenoliths are common to the differentiation process between magmas. If, it's consider that in the ascension process of mafic magma, there is continental crust contamination, that with the magmatic pulse diversity process supports the structural that it was cited before. So, it is possible to affirm that the results is related to this and other similar hypotheses to DCHZ, researched by authors (ex. Shelley, 1967; Sisson, 1996; Xu *et al.*, 1999; Drew *et al.* 2010; Hock *et al.* 1990; Narduzzi *et al.* 2017; Rodney *et al.* 2004; Rudnick *et al.* 2003; Vlach *et al.* 2012; Wiebe, 2016).

Finally, based in this discussion, its is considered the geotectonic sequence of events: In around 630 Ma, there was a basic magma formation in arc environment, and it was installed like sills at the depth crust. At the sequence, the asthenospheric heat melts the basic sills. This magma can ascend by faults and shear zones. At this magmatic process, the crust is assimilated and happens acid and basic mixing magma. The sequence of magmatic pulses permits that clinozoisite doesn't disintegrate in substitution to other minerals. In the end, the magma has contact with the Macururé and generate the hornfels (Figure 15).

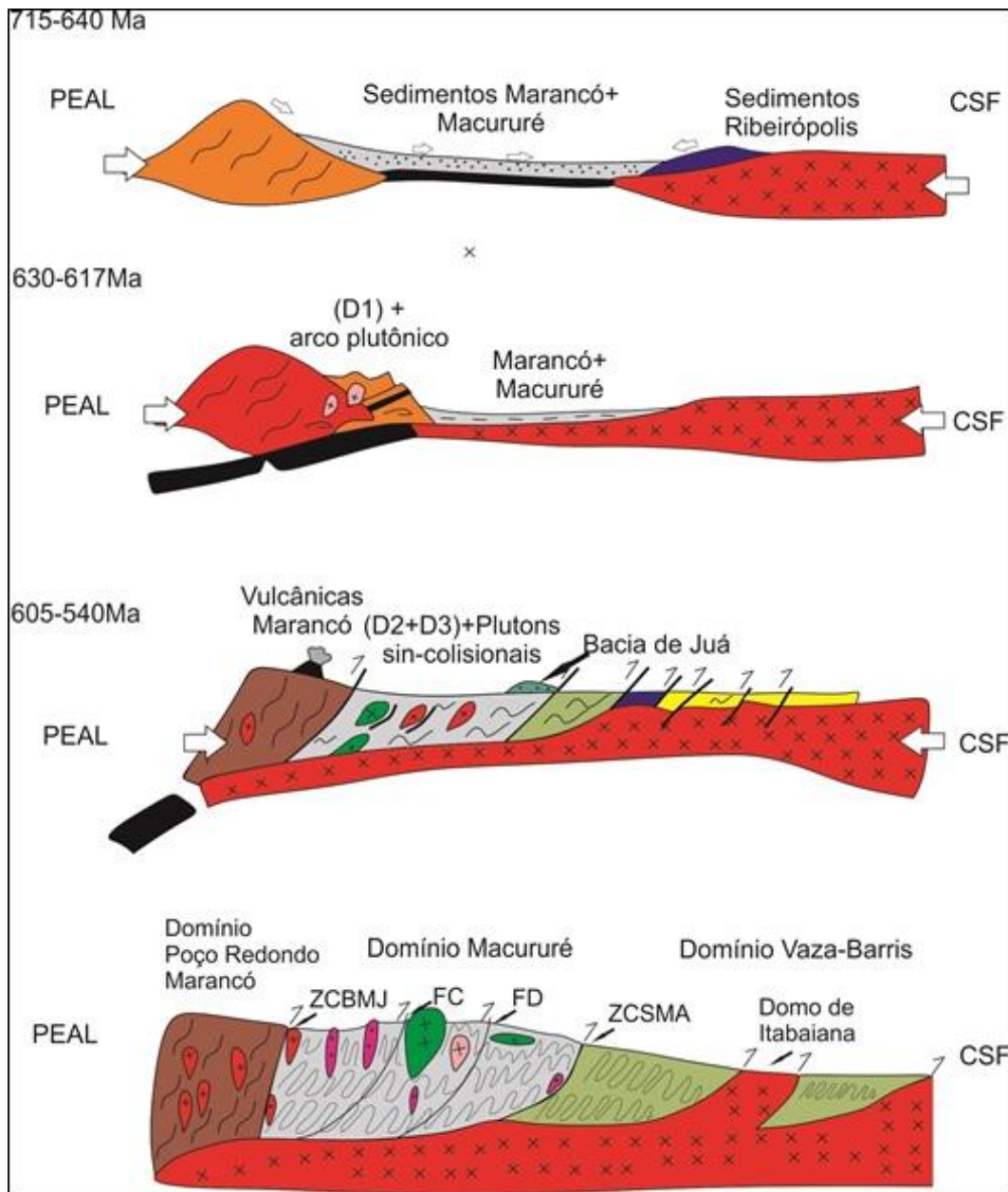


Figure 15: Geotectonic model to Capela Plúton formation. PEAL (Pernambuco-Alagoas block), CSF (São Francisco cráton), ZCBMJ (Belo Monte - Jeremoabo shear zone), FC (Capela fault), FD (Dores fault), ZCSMA (São Miguel do Aleixo shear zone) (Adapted by Oliveira, 2010 and Dantas, 2015).

## CONCLUSION

1. Clinozoisite, predominantly at pluton, has a magmatic origin that can indicate a magma solidification in crustal depth. Evidence of igneous genesis rock includes clinozoisite presence partially reabsorbed, included in plagioclase; zoned clinozoisite, included in plagioclase; clinozoisite embayed in k-feldspar; clinozoisite partially assimilated, associated to muscovite and plagioclase. Two types of clinozoisite were identified: Magmatic Clinozoisite, dominant, euhedral, with 18 to 25%Ps and Hydrothermal Clinozoisite, which is present in lesser quantities is formed by plagioclase alteration and associated with sericite, anhedral, with pistacite <15%. The frequency of magmatic epidote supports the hypothesis of magma genesis to the DCHZ. The frequency of magmatic pulses created special conditions to stabilization of Magmatic Clinozoisite, such as chemical support, pressure, and temperature are essential for the stability of Clinozoisite.
2. Clinozoisite preservation, just with partial assimilation, the plagioclase zonation and the different moments of growing, or even the opaque mineral quantities, partially or totally included in the principal minerals, indicate an ascension or magmatic pulses diversity.
3. Geothermobarometry data indicate a crystallization temperature around 770°C and media pressure, estimated, in 8 kbar (24 to 33 km depth), that it can indicate depth crust environment. The depth is consistent with a favorable environment to melting by the mantle lithospheric heat.
4. The data of this research provide an interpretation of the environment of the hornblende gabbro-diorite-granodiorite suite of Capela Plúton it's probably the volcanic arc. Its generation in hot zones permits a melting of sills in the depth crust and consequently fractionated crystallization.

## REFERENCES

- Ague J. J. 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology*, 25, 563-566.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17, 1e21.
- Annen, C; Blundy, J. D; Sparks, R. S. J. 2006. The Genesis of Intermediate and Silic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, Vol 47. Nº3. Pg 505-539;.

- Barbosa, L. D. O. 2017. Petrografia e geoquímica das rochas intrusivas básicas da porção sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS, 73p, Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Barboza, S. A. & Bergantz, G. W. (1996). Dynamic model of dehydration melting motivated by a natural analogue: applications to the Ivrea–Verbano zone, northern Italy. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87, 23–31.
- Barboza, S. A. & Bergantz, G. W. (2000). Metamorphism and anatexis in the mafic complex contact aureole, Ivrea Zone, Northern Italy. *Journal of Petrology* 41, 1307–1327.
- Barry A. Walker, Jr, George W. Bergantz<sup>1</sup>, Juan E. Otamendi. 2015. A MASH zone revealed: the mafic complex of the Sierra Valle Fétil. *Journal of Petrology*, Vol. 56, n° 9, 1863-1896p. doi: 10.1093/petrology/egv057.
- Bergantz, G. W. (1992). Conjugate solidification and melting in multicomponent open and closed systems. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 35, 533–543.
- Blatter, D.L., Sisson, T.W., Hankins, W.B., 2013. Crystallization of oxidized, moderately hydrous arc basalt at mid- to lower-crustal pressures: implications for andesite genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 166, 861–886.
- Blundy, J. D, Holland, T. J. B; 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 104:208–224.
- Brasilino RG, Sial AN, Ferreira VP, Pimentel MM (2011) Bulk rock and mineral chemistries and ascent rates of high-K calcalkalic epidote-bearing magmas, Northeastern Brazil. *Lithos* 127:441–454
- Britto de Souza. E. 2012. Mapeamento dos corpos gabroicos da região sul da folha de Gracho Cardoso, 58p. Monografia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schumus, W. R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province. In: Cordani U. G., Milani E.J. Thomas Filho A., Almeida D.A. (Eds), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31th International Geological Congress, pp. 151-182.
- Bueno, Juliana Finoto. Geoquímica e cronologia de alojamento de granitos colisionais na Faixa Sergipana, nordeste do Brasil / Juliana Finoto Bueno -- Campinas, SP.: [s.n.], 2008.
- Cathelineau, M. 1988. Cation occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay minerals*. 23, 471-485p.
- Conceição, J. A; Rosa, M. L. S; Conceição, H. 2016. Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil: Stock Glória Sul. *Brazilian Journal of Geology*. Vol 46 n°1, São Paulo.
- Cooper, G.F., Davidson, J.P., Blundy, J.D., 2016. Plutonic xenoliths from Martinique, Lesser Antilles: evidence for open system processes and reactive melt flow in island arc crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 171, 1–21.

- Cox, K. G; Bell, J. D; Pankhurst, R. J. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London, 450 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Czamanske, G. K; Wones, D. R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2, The mafic silicates. *Journ. Petrol.*, 14, 349 ~380 p.
- Dani, A. P. O; Remus, M. V. D; Dani, N; Lima, E. F. 2017. Magmatismo basáltico do Andar Alagoas (Bacia de Campos). *Geol. USP, Série Científica*, São Paulo, v. 17, n. 2, p 269-287.
- Dantas, T. V. P. 2015. Mapeamento Geológico/ Geomorfológico com o uso de geotecnologias do Domínio Vaza Barris, Faixa de Dobramento Sergipana. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe.
- Dawes, R. L; Evans, B. W. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. 1991. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103. p. 1017-1031.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. *Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 696p.
- Drew, D., Murray, T., Sruoga, P., Feineman, M.D. 2010. Evidence for a deep crustal hot zone beneath the Diamante Caldera-Maipo volcanic complex, Southern Volcanic Zone. In: American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, San Francisco. Physics Abstract Services, AGU, abstract #V33B-2367.
- Dufek, J. & Bergantz, G. W. (2005). Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction. *Journal of Petrology* 46, 2167–2196.
- Farrow, C.E.G., Barr, S.M., 1992. Petrology of high-Al-hornblende and magmatic epidote-bearing plutons in the southeastern Cape Breton Highlands, Nova Scotia. *Can. Mineral.* 30, 377–392.
- Franz, G; Liebscher, A. 2004. Physical and Chemical Properties of the Epidote Minerals – An Introduction. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Vol. 56, pp. 1-82.
- Ferreira, V. P, Sial, A. N. 1997. Two distinct sources for ultrapotassic magmas in the Transverse Zone, northeastern Brazil: oxygen and Nd isotopes. *Semana de Geoquímica*, 10, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 4, Braga, 1997, Actas, Braga, 43
- Ferreira, V. P, Sial, A. N, Pimentel M. M, Moura, C. A. V. 2004. Intermediate to acid magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, Northeastern Brazil. *Geologia de Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida*, pp 190–201
- Ferreira, V. P, Sial, A. N, Pimentel, M. M, Armstrong R, Spicuzza M, Guimarães I, Silva Filho, A. F. 2011. Contrasting sources and P-T crystallization conditions of epidote bearing granitic rocks, Northeastern Brazil: O, Sr and Nd isotopes. *Lithos* 121:189–201.
- Floyd P.A. & Winchester J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(2):211-218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X).

- Galindo A. C, Dall'Agnol R, Lafon, J. M, Teixeira, N. P. 1995. Evolution of Brasiliano-age granitoid types in a shear-zone environment, Umarizal-Caraubas region, Rio Grande do Norte, northeast Brazil. *J S Am Earth Sci* 8:79–95
- Gomes, F. X. P. 2019. Insights sobre o magmatismo máfico em orógenos colisionais: Estudo de caso em aglomeramento do pluton Capela – Faixa de Dobramentos Sergipana. Monografia. Universidade Federal de Sergipe.
- Gomes, J. R. C. 2000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. Jaguaribe-SW, Folha SB>24-Y. Estados do Ceará, de Pernambuco e do Piauí. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM.
- Grove, T.L., Till, C.B., Krawczynski, M.J., 2012. The role of H<sub>2</sub>O in subduction zone magmatism. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 40, 413–439.
- Guimarães IP, Silva Filho AF, Almeida CN, Van Schmus WR, Araújo JMM, Melo SC, Melo EB (2004) Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Res* 135:23–53
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W.V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., Welch, M. D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Hildreth, W. & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489.
- Höck, V; Koller, F. 1990. Epidote in mafic rocks of the Sobotín (Zoptau) Massif (Czech Republic). *Abh. Geol. B. A. Band 49. S.* 39-41.
- Humphrey, L., Allard, G. (1967). O Geossinclinal de Propriá - província tectônica do pré-cambriano posterior, recém descoberta no escudo brasileiro. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 3, 409-430.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining geology*, 27, 293~305 p.
- Jardim de Sá, E. F. A. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 803p.
- Klaver, M., Matveev, S., Berndt, J., Lissenberg, C.J., Vroon, P.Z., 2017. A mineral and cumulate perspective to magma differentiation at Nisyros volcano, Aegean arc. *Contrib. Mineral. Petrol.* 172, 1–23.
- Lisboa, V. A. C; Simões, C. B. S; Rios, D. C; Conceição, H. Potencial ornamental do Maciço Glória Norte, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano. 2016. *Geologia USP, Série Científica*, São Paulo. V. 16, n. 3, p 143-151, Setembro, 2016.
- Long LE, Castellana HC, Sial AN (2005) Age, origin and cooling history of the Coronel João pluton, Bahia, northeastern Brazil. *J Petrol* 46(2):255–273.

Maulana, A; Watanabe, K; Imai, A; Yonezu, K; 2013. Origin of magnetite- and ilmenite-series granitic rocks in Sulawesi, Indonesia: magma genesis and regional metallogenic constraint. *Procedia and Earth and Planetary Science*, vol 6, 50-57p.

Menezes, L. S; Santos, M. R. R; Senra, A. S. 2019. Fotointerpretação obtida por aeronave remotamente pilotada (RPA) aplicada em mapeamento litoestrutural de escala 1:800, afloramento do Domínio Macururé, Município de Capela-SE. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 38, n. 2. P. 483-493.

Melekhova, E., Blundy, J., Robertson, R., Humphreys, M.C., 2015. Experimental evidence for polybaric differentiation of primitive arc basalt beneath St. Vincent, Lesser Antilles. *J. Petrol.* 56, 161–192.

Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1):55-76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>

Mullen E.D. 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62(1):53-62. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5)

Nandedkar, R.H., Ulmer, P., Müntener, O., 2014. Fractional crystallization of primitive, hydrous arc magmas: an experimental study at 0.7 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* 167, 1–27.

Narduzzi, F; Farina, F; Stevens, G; Lana, C; Nalini JR, H. A. 2017. Magmatic garnet in the Cordilleran-type Galiléia granitoids of the Araçuaí belt (Brazil): Evidence for crystalization in the lower crust. *Lithos* vol.282-283, 82-97.

Neves, S. P; Silva, J. M. R; Bruguier, O. The transition zone between the Pernambucolagoas Domain and the Sergipano Belt (Borborema Province, NE Brazil): Geochronological constraints on the ages of deposition, tectonic setting and metamorphism of metasedimentary rocks. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 72, p. 266-278, 2016.

Oliveira, E.P., 2008. Geological evolution of the Sergipano belt, southern boundary of the Borborema Province. In: *Workshop on the Precambrian Geology of the Borborema Province*, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, pp. 14–15, Abstracts (in Portuguese).

Oliveira, E. P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Bueno, J. F., Nascimento, R. S., Carvalho, M. J., Araújo, A.C. (2017). The Sergipano Belt. In: M. Heilbron, U. G. Cordani, F. F. Alkmim (Eds.), *São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent*. Cham: Springer International Publishing. 241-254. doi: 10.1007/978-3-319-01715-0.

Osborn, E. F. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. Jour. Sci.*, 257, 609~647 p.

Osborn, E. F. 1962: Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Amer. Miner.*, 47, 211~226 p.

- Owen, J.V., 1991. Significance of epidote in orbicular diorite from the Grenville Front Zone, eastern Labrador. *Mineral. Mag.* 55, 173–181.
- Pereira, S. F; Conceição, J. A; Rosa, M. L. S; Conceição, H. 2017. Stock de Dentro, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Geologia, Petrografia e Geoquímica. *Scientia Plena*, v. 13, n.2.
- Pereira, F. S; Rosa, M. L. S; Conceição, H. 2019. Condições de colocação do magmatismo máfico do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Maciço Capela. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 19, n.3, p. 3-29.
- Pereira, S. F. 2019. Petrogênese da suite máfica do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, setor sul da Província Borborema. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias da Universidade Federal de Sergipe.
- Rodney, H. G; Hoskin, P. W. O. Epidote group minerals in low – medium pressure metamorphic terranes. 2004. *Reviews in mineralogy and geochemistry.* 56 (1): 301-345.
- Rogers, J. J. W. 1988. The Arsikere granite of southern India: Magmatism and metamorphism in a previously depleted crust. Volume 76, issues 1-2, pg. 155-163. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90012-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90012-5).
- Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Longman Scientific & Technical. 384p.
- Rosa, L. R. R. 2016. Utilização de técnicas integradas de mapeamento geológico para detalhamento do corpo gabróico-granítico de Capela, Faixa de Dobramentos Sergipana, 79p. Monografia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe.
- Rosa, L. R. R; Lenz, C; Machado, A; Santo, L. O; Menezes, L. S. 2018. Análise multiespacial para mapeamento geológico: estudo de caso no corpo gabróico-granítico, Faixa de Dobramentos Sergipana / Multispacial analytics to geological mapping: case study at gabroic-granitic body, Sergipano Fold Belt. *Caderno de Geografia* v.28, n.53. pp 337-361.
- Rosa, L. R. R; Lenz, C; Filho, R. J; Menezes, L. S; Machado, A. 2019. Uso de geotecnologias para redefinição do corpo gabróico-granítico Capela, Orógeno Sergipano. *Caderno de Geografia* v. 29 n. 57. Pp 609-628.
- Rudnick, Roberta & Gao, Sally. (2003). Composition of the Continental Crust. *Treatise Geochem* 3:1-64. *Treatise on Geochemistry.* 3. 1-64. [10.1016/B0-08-043751-6/03016-4](https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4).
- Santos, L. O. 2014. Estudo Petrográfico E Geoquímico Dos Corpos Gabróico Graníticos De Capela E Dores, Domínio Macururé, Cinturão Sergipano. Monografia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão. 86 p.



- Santos, R., Martins, A., Neves, J., Leal, R. (1998). Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Estado de Sergipe (Escala 1:250.000). Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT; CODISE.
- Santos, L. R. Petrologia do Stock Canindé Velho, sistema orogênico sergipano, NE Brasil. 2016. 146f. Dissertação (Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias) – Universidade Federal de Sergipe, São Cristovão.
- Schmidt, M. W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to mineralogy and petrology*. Volume 110, issues 2-2, pp 110: 304. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.
- Schmidt, M. W; Poli, S. 2004. Magmatic Epidote. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol 56, pp. 399-430.
- Shelley, D. 1967. Myrmekite and myrmekite-like intergrowths. Department of Geology, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand. 13 p.
- Sial, A. N. Epidote-bearing calc-alkalic granitoids in northeast Brazil. 1990. *Revista Brasileira de Geociências*. 20 (1-4): 88-100.
- Sial, A. N; Tosellu, A.J; Saavedra, J; Parada, M.A; Ferreira, V.P. 1999 Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*. vol 46, pp.367-392.
- Sial A. N. 1986. Granite-types in Northeast Brazil: current knowledge. *Rev Brasil Geosciências* 16:54–72.
- Sial A. N.1993. Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian Foldbelts in Northeast Brazil. *An Acad Bras Cienc* 65(suppl 1):141–162.
- Silva Filho, M., Bomfim, L., Santos, R., Leal, R., Santana, A., Filho, P. (1979). Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento Alagoas, Sergipe e Bahia: Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris. Brasília: DNPM/CPRM.
- Silva Filho, M. A., Torres, H. (2002). A new interpretation on the Sergipano Belt Domain. *An Acad Bras Cienc*,74(3), 556-557.
- Silva Filho, A. F; Guimarães, I. P; Santos, L; Armstrong, R; Schumus, W. R. V.2016 Geochemistry, U e Pb geochronology, Sm e Nd and O isotopes of ca.50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil.*Journal of South American Earth Sciences*. v. 68, p 134-154, 2016.
- Sisson, T.W., Grove, T.L., Coleman, D.S. 1996. Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California, and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 81-108.
- Smith, D.J., 2014. Clinopyroxene precursors to amphibole sponge in arc crust. *Nat.Commun.* 5, 1–6.

- Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Sparks, R.S.J., Blundy, J.D., Annen, C. 2012. Melt Segregation in Deep Crustal Hot Zones: a Mechanism for Chemical Differentiation, Crustal Assimilation and the Formation of Evolved Magmas. *Journal of Petrology*, 53(10): 1999-2026.
- Sparks, R.S.J.; Annen, C; Blundy, J.D; Cashman, K.V; Jackson, M. D. 2019 Formation and dynamics of magma reservoirs. *Phil. Trans. R. Soc. A* 377: 20180019. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2018.0019>.
- Stamper, C., Blundy, J., Arculus, R., Melekhova, E., 2014. Petrology of plutonic xenoliths and volcanic rocks from Grenada, Lesser Antilles. *J. Petrol.* 55, 1353–1387.
- Tulloch, A. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 105-117.
- Ulmer, P., Kaegi, R., Müntener, O., 2018. Experimentally derived intermediate to silica-rich arc magmas by fractional and equilibrium crystallization at 1.0 GPa: an evaluation of phase relationships, compositions, liquid lines of descent and oxygen fugacity. *J. Petrol.* 59, 11–58.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.C.; Babinski, M. 1995a. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 8: 267-288
- Vlach, Silvio R.F.. 2012. Micro-structural and compositional variations of hydrothermal epidote-group minerals from a peralkaline granite, Corupá Pluton, Graciosa Province, South Brazil, and their petrological implications. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro , v. 84, n. 2, p. 407-426.
- Wang, J; Wang, Q; Dan, W; Yang, J. H; Yang, Z. Y; Sun, P; Qi, Y; Hu, W. L; 2019. The role of clinopyroxene in amphibole fractionation of arc magmas: Evidence from mafic intrusive rocks within the Gangdese arc, southern Tibet. *Lithos.* 338-339. 174-188p.
- Wiebe, R.A. 2016. Mafic replenishments into floored silicic magma chambers. *American Mineralogist*, 101, 297-310.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(3):459-469. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90207-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90207-7)
- Wood D.A., Joron J.-L., Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(2):326-336. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90133-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90133-X)
- Xu, X., Dong, C., Li, W., Zhou, X. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: the significance of the gabbro-diorite–granite association. *Lithos*, 46: 299-315.

## 5. ANEXOS

---

5.1 Anexo I: Artigo científico submetido e aceito com revisões pela Revista de Geociências da Universidade Federal do Ceará.



Lauro Roberto <lauro.noar@gmail.com>

---

### [RdG] Decisão editorial

3 mensagens

Editores Da Revista De Geologia <periodicosufc@gmail.com>  
Para: Lauro Roberto de Jesus Rosa <lauro.noar@gmail.com>

5 de novembro de 2019 15:41

Lauro Roberto de Jesus Rosa

Foi tomada uma decisão sobre o artigo submetido à Geologia, "CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA E GEOQUÍMICA DE CORPOS GABRÓICOS-GRANÍTICOS, DOMÍNIO MACURURÉ, FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA."

Foram sugeridas revisões moderadas para a perfeita adequação do artigo.

Informamos que os autores tem 30 dias para enviar as revisões.

Editores Da Revista De Geologia  
revistadegeologia@ufc.br

## **CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA E GEOQUÍMICA DE CORPOS GABRÓICOS-GRANÍTICOS, DOMÍNIO MACURURÉ, FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA.**

## **PETROGRAPHIC AND GEOCHEMISTRY CHARACTERIZATION OF GABBROIC-GRANITIC BODIES, MACURURÉ DOMAIN, SERGIPANO FOLD BELT.**

**Resumo.** Este estudo consiste nas primeiras análises petrográficas e geoquímicas de rochas localizadas nos corpos gabróico-graníticos nos municípios de Capela e Nossa Senhora das Dores, Sergipe. Foram utilizadas 10 amostras representativas para análise petrográfica e geoquímica. Basicamente, Elas mostram três associações litológicas, rochas básicas, intermediárias e ácidas. As rochas básicas são gabros com afinidade geoquímica alcalina. Já as rochas intermediárias possuem composição diorítica e afinidade geoquímica cálcico-alcalina com alto-k. E as rochas ácidas são granitos com associação leucocrática, peraluminosa. A assinatura geoquímica indica que as rochas

intermediárias são o resultado da mistura entre magmas ácidos e básicos. Estes resultados contribuem para o entendimento da formação destas rochas e a relação de interação intrusiva com as rochas metassedimentares do Domínio Macururé na Faixa de Dobramentos Sergipano.

**Palavras-chave.** Geoquímica, Corpos Gabróicos-Graníticos, Faixa de Dobramentos Sergipano.

**Abstract.** This study consists in the first petrographic and geochemistry analysis of rocks located in the gabbroic-granitic bodies in the provinces Capela and Nossa Senhora das Dores, Sergipe. It was made 10 representatives samples to the petrographic and geochemistry analysis. Basically, they show three lithological associations, basic, intermediate and acid rocks. The basics rocks are gabbro with alkali geochemistry affinity. The intermediate rocks have diorite composition and high-K calcic-alkali geochemistry affinity. And the acid rocks are leucocratic granites, peraluminous association. The geochemistry signature indicates that the intermediate rocks are the result of mixing between the acid and basic magmas. These results contribute to understand the formation of these rocks and the relation with Macururé Domain in the Sergipano Fold Belt.

**Keywords.** Geochemistry, Gabbroic-Granitic bodies, Sergipano Fold Belt.

## 1 Introdução

O território brasileiro está geologicamente subdividido em Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas, Província Cráton São Francisco e Províncias Borborema, Tocantis e Mantiqueira (CPRM, 2003). A Província Borborema é segmentada nas subprovíncias Sententrional, Zona Transversal ou Central e Externa ou Meridional (Jardim de Sá, 1994; Brito Neves et al. 2000). A Faixa de Dobramentos Sergipana (FDS) está inserida nesta última. Ela é composta por rochas sedimentares, plutônicas, vulcânicas e metamórficas, sendo formada durante a colisão entre o Cráton São Francisco com o Bloco Pernambuco-Alagoas, durante o Neoproterozoico (Brito Neves et al, 1977; Davison & Santos, 1989; D'EL-REY Silva et al, 1995). A FDS, por sua vez, é composta por cinco Domínios (Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó-Poço Redondo e Canindé) separados e cortados por zonas de cisalhamento transcorrentes.

Este trabalho compreende os primeiros dados petrográficos e geoquímicos desse corpo gabróco-granítico (CGG) na FDS, denominados de Corpo Capela I, Capela II e Dores. Os mesmos possuem um estudo limitado aos mapeamentos geológicos dos trabalhos de conclusão de curso (Britto, 2012; Rosa, 2016; Santana, 2017). E o seu objetivo é caracterizar as rochas da área e entender o contexto de sua formação na FDS. Com isso, as rochas do CGG foram classificadas em três associações litológicas. E suas assinaturas geoquímicas mostram que magmas básico (gabro) e ácido (granito) pode ter se misturado para formar um terceiro magma intermediário (diorito).

## 2 Área, materiais e métodos

### 2.1 Localização da área

A área estudada está inserida na folha topográfica denominada de Gracho Cardoso (SC 24-Z-B-I), que compreende a região central do Estado de Sergipe. Os corpos gabróico-graníticos Capela I, Capela II e Dores encontram-se posicionados a leste/nordeste e a noroeste da folha Gracho Cardoso, respectivamente (Figura 16).

O acesso a área (Fig. 1), a partir da cidade de Aracaju, é viabilizado pela BR-101, até o acesso ao Povoado Pirunga. Abaixo segue a descrição para localizar os três corpos gabróico-graníticos:

Capela I: segue-se pela SE-339 até as proximidades da cidade de Capela;

Capela II: percorre-se a SE-339 (sentido Nossa Senhora das Dores), até a cidade de Capela e, segue-se por uma estrada vicinal de chão à direita, em direção ao Povoado Pedras;

Dores: prossegue-se pela SE-339, chegando à cidade de Nossa Senhora das Dores.

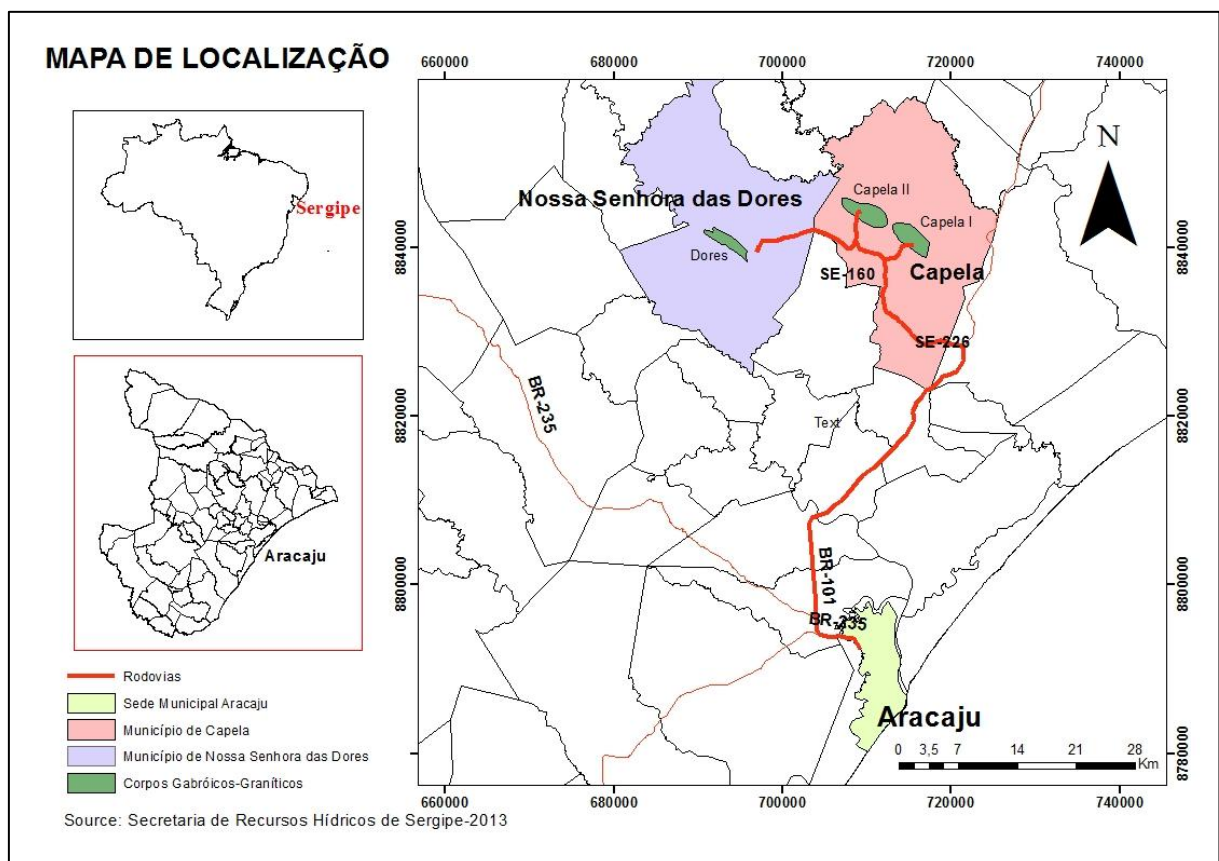


Figura 16: Mapa de localização mostrando área de estudo, próximo à Sede Municipal de Capela-SE. Trajeto desde a capital de Sergipe, Aracaju (adaptado de Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe – SRH, 2013).

## 2.2 Contexto geológico

Trabalhos mais recentes reclassificaram a Faixa de Dobramentos Sergipana como Sistema Orogênico Sergipano (Conceição et. al, 2016; Santos, 2016; Pereira et. al, 2016; Lisboa et. al, 2016). No entanto, se entende que o termo não seria o mais adequado devido às dimensões e características e prefere-se a denominação de Faixa de Dobramentos Sergipana.

Os Corpos Gabróico-Graníticos Capela I, Capela II e Dores estão inseridos no Domínio Macururé (Figura 17), Cinturão Sergipano, sendo descrito por Santos et. al. (1998) como um domínio predominantemente metapelítico e com grande variação de faciologias e raras intercalações de metavulcanitos ácidos a intermediários.

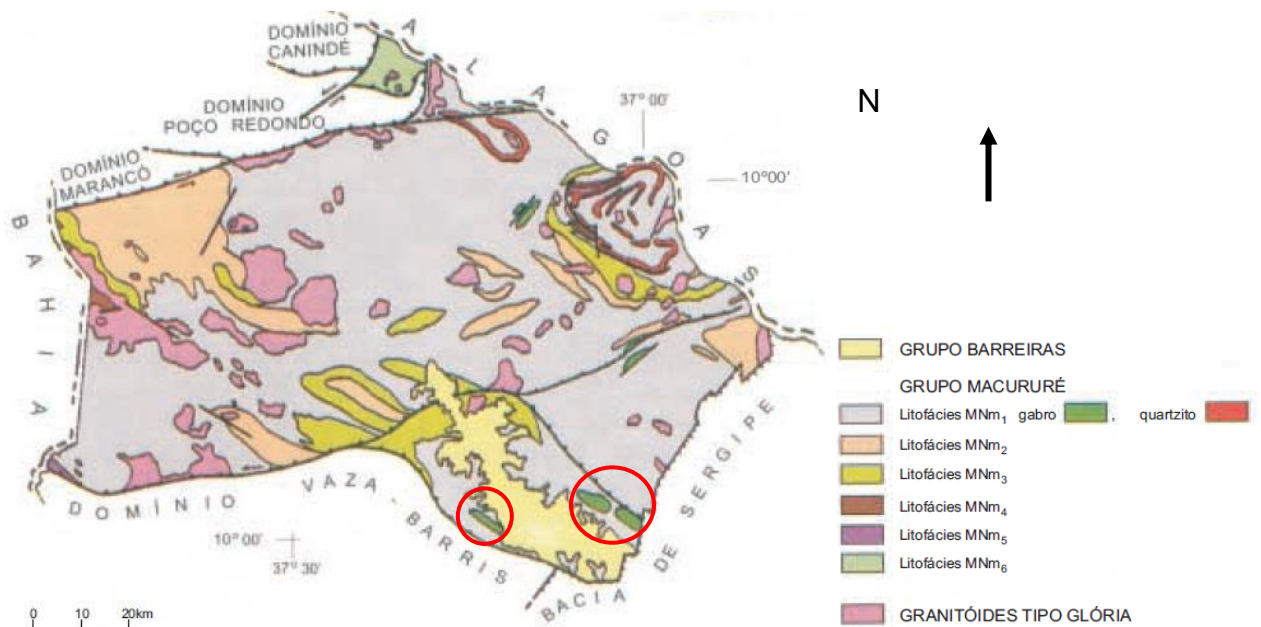


Figura 17: Divisão do Domínio Macururé. Modificado de Santos et al. (1998). Os corpos gabróico-graníticos estudados estão destacados com um círculo vermelho.

O Domínio Macururé, formado pelo Grupo Macururé, apresenta metamorfismo na fácies anfibolito, sendo formado por seis litofácies (MNm1 a MNm6), de acordo com o autor supracitado. A litofácies MNm1 caracteriza-se por ser a mais abundante litologia do domínio, composta principalmente por biotita xistos granadíferos e, inclui os corpos gabróico-graníticos aqui estudados. A litofácies MNm2 é formada por metarritmitos com intercalações de metassiltitos e filitos. MNm3 compõe-se de metagrauvacas e metarenitos finos, ocorrendo associadas a litofácies MNm2. A litofácies MNm4 ocorre em contato gradativo com a litofácies MNm3, constituída por metassiltitos maciços, com intercalações subordinadas de filitos.

MNm5 tem área pouco expressiva, sendo formada por quartzo-clorita xistos milonitizados pela Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo. A última litofácies é a MNm6, constituída por uma associação de micaxistos granadíferos, anfibólio gnaisses e gnaisses quartzo-feldpásticos porfiroclásticos.

De acordo com essas litologias, o Domínio Macururé é interpretado como sendo um ambiente de mar profundo. Carvalho (2005), a partir de dados estruturais, concluiu que o Domínio Macururé atuou como uma bacia de forearc durante a Orogênese Brasileira.

Temos em sua superfície, assim como no Domínio Poço Redondo-Marancó, várias intrusões graníticas associadas às colisões ocorridas no CS, durante as fases deformacionais do Neoproterozoico (Figura 18). A maior parte dos granitos do Domínio Macururé são róseos com enclaves biotíticos e, subordinadamente ocorrem granodioritos com fenocristais de anfibólio e biotita, ricos em enclaves máficos (Bueno et. al. (2005) apud Bueno, 2008). Bueno (2008) classificou da seguinte forma os granitos do Domínio Macururé: (i) granitos pré-colisionais e (ii) granitos colisionais de ~ 580 Ma.

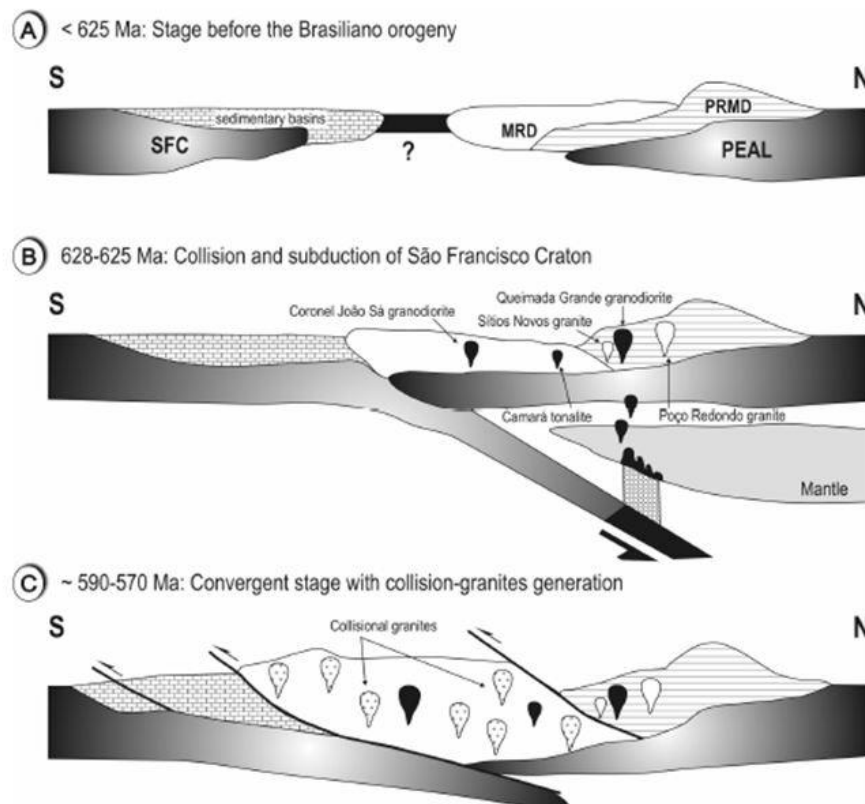


Figura 18. Proposta da evolução tectônica para os domínios Macururé e Poço Redondo-Marancó durante a Orogenia Brasileira, onde: a) Estágio antes da Orogenia Brasileira (< 625 Ma); b) Colisão e subducção do Cráton São Francisco (628 – 625 Ma) e; c) Fase convergente com geração de granitos colisionais (~ 590 – 570 Ma). (Modificado de Bueno, 2008).

Britto (2012) realizou um mapeamento em três corpos máficos-ultramáficos da região de Capela e Nossa Senhora das Dores, onde foram levantados 41 pontos, como mostra a figura 19. Neste trabalho, eles foram classificados como gabróico-graníticos.

Britto (2012) nomeou os corpos como Corpo gabróico Capela I (CGC I), Capela II (CGC II) e Dores (CGD) e, utilizando a análise macroscópica, descreveu a variação litológica ocorrendo da seguinte forma:

CGC I: gabros e tonalitos;

CGC II: peridotitos, piroxenitos, gabros, tonalitos e granodioritos;

CGD: gabros e tonalitos.

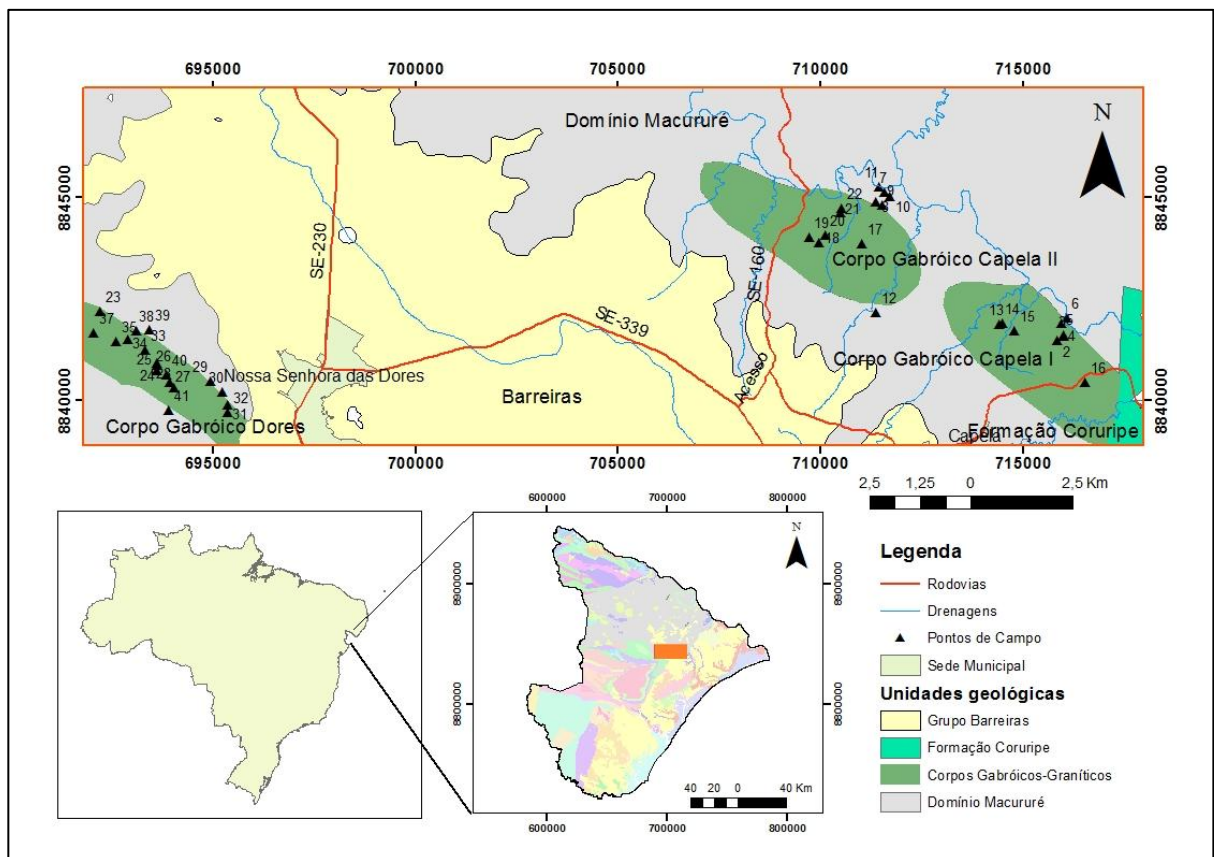


Figura 19. Mapa de Localização dos pontos amostrados nos corpos gabróico-graníticos (Adaptado de Brito, 2012 e Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe, 2013).

## 2.1 - Zonas de Cisalhamento no Cinturão Sergipano

De acordo com Brito Neves *et. al.*(1977), as zonas de cisalhamento são caracterizadas como domínios crustais definidos como zonas planares ou curvilineares, onde se concentra alta taxa de deformação.



O Cinturão Sergipano (CS) é uma faixa orogênica aproximadamente triangular, localizada na parte sul da Província Borborema (PB). Durante eventos ocorridos no Neoproterozoico (1.0 Ga – 542 Ma), o CSF e o BPA colidiram, amalgamando cinco domínios litoestratigráficos: Estância, Vaza-Barris, Macururé, Poço Redondo-Marancó e Canindé.

Entre esses domínios, existem importantes zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo, de sul para norte, tais como: Itaporanga, São Miguel do Aleixo, Belo Monte-Jeremoabo e Macururé (Figura 20). Estas zonas sugerem que o CS é o resultado de eventos de acreções sucessivas, que envolveu uma complexa interação entre o CSF, BPA e terrenos alóctones durante os três principais episódios de deformação progressiva (D1, D2 e D3), durante a Orogenia Brasileira. Isso gerou, pelo menos em parte, uma colagem de terrenos tectono-metamórficos diferentes entre si (Carvalho, 2005).

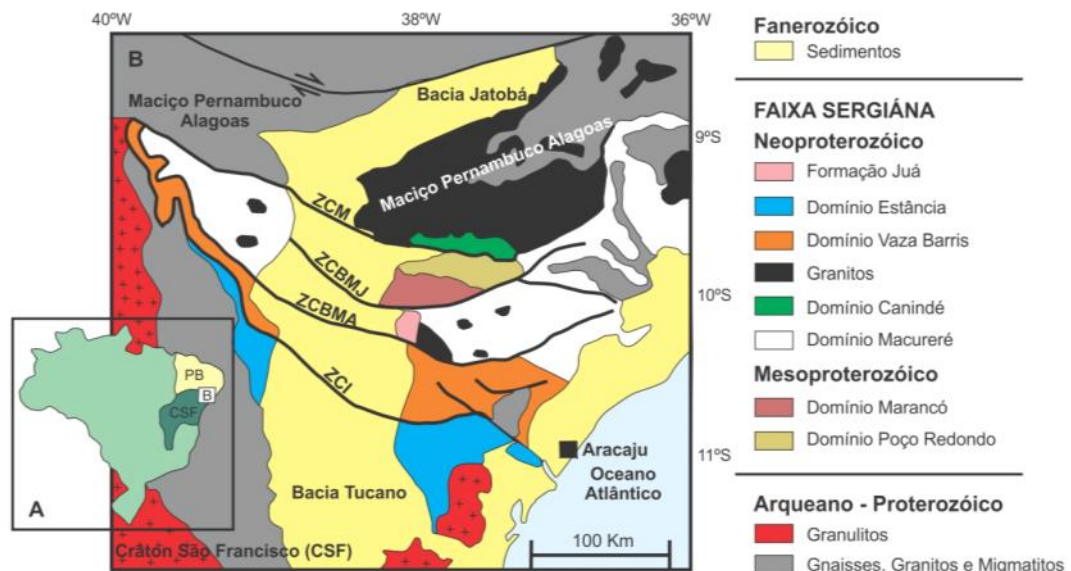


Figura 20. A) Localização geográfica da Faixa Sergipana, CSF: Crátão São Francisco e PB: Província Borborema; B) Mapa geológico da Faixa Sergipana, com ênfase para as zonas de cisalhamento, ZCI: Zona de Cisalhamento Itaporanga, ZCSMA: Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo, ZCBMJ: Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo e ZCM: Zona de Cisalhamento Macururé (Modificado de Oliveira, 2008).

A evolução estrutural da FDS pode ser resumida em três eventos D1, D2 e D3, passando de Fácies Xisto verde para Anfibolito, e interpretado como tardi à pós-tectônico. O evento D1 compreende o compartilhamento entre o contato do embasamento e as camadas de foliação paralela ao S0 e S1, dobras recumbentes, intrafoliadas, *nappes* de trend WNW-ESE no S1 e duplicação da estratigrafia, envolvendo o embasamento. No evento D2 ocorre a orogênese, perpendicular, em um regime sinistral transpressivo, com dobras bem apertadas a

amplas e trends WNW-ESE, associado com foliação penetrativa S2 e escorregamento oblíquo. O evento D3 é marcado pela orogenia paralela ao escorregamento, com mergulho sub-horizontal ao longo dos planos S0/S1/S2, *kink bands* e crenulação com trend S-N, NNE-SSW ou NNW-SSE (Del' Rey Silva, 1995) (Figura 21).

Em seu trabalho, Britto (2012) conclui que essa variedade litológica poderia estar associada a um processo de cristalização fracionada (CGC II) e a um processo de assimilação crustal (CGC I e CGD). Santos et. al. (1998) comenta que tais gabros podem ser cogenéticos com os granitoides cálcio-alcálicos aflorantes no Cinturão Sergipano.

No contexto tectônico, a intrusão desses corpos se dá de forma alongada (elíptica), com orientação SE-NW, onde seguem um paralelismo à Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo. São marcados pela presença de componentes contracionais e extensionais, onde este último desenvolve uma bacia do tipo pull-apart, ocorrendo assim à colocação desses corpos gabróicos.

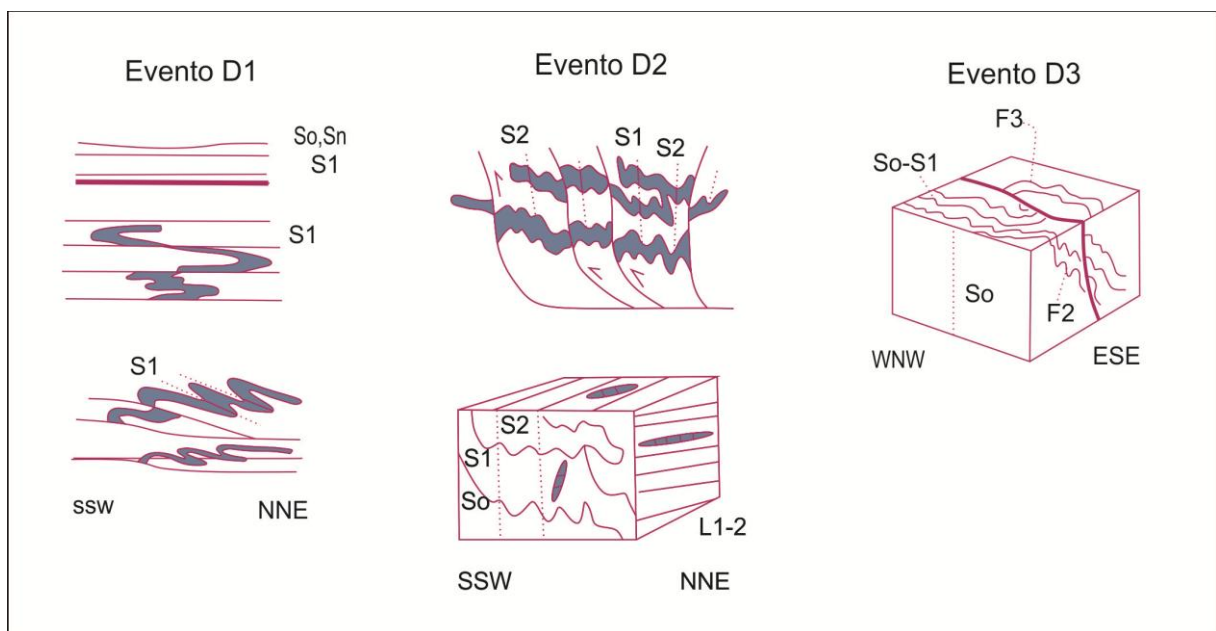


Figura 21: Desenho esquemático de cisalhamento e encurtamento paralelo à camada (evento D1), encurtamento perpendicular à orogenia em regime transpressivo sinistral (evento D2) e deslizamento paralelo à orogenia (evento D3) (Retirado de Rosa, 2016 e modificado de Del' Rey Silva, 1995).

### 2.3 Métodos

O estudo petrográfico foi realizado a partir de um microscópio de luz polarizada, modelo Olympus, do Laboratório de Microscopia e Lupas do Departamento de Geologia da UFS. As descrições petrográficas permitiram a identificação das paragêneses minerais,

texturas e alterações, assim como contribuiu para selecionar amostras para as análises químicas.

Dez amostras de rocha, que representam os Corpos Gabróico-graníticos Capela I, Capela II e Dores, foram selecionadas e posteriormente preparadas manualmente, obtendo-se amostra na fração brita. Foram enviadas para o ACME Analítico Laboratórios (Brasil) Ltda, onde se realizou a pulverização das amostras.

As amostras (pó de rocha) foram enviadas para o Acme Analytical Laboratories (Vancouver) Ltd., para a realização de análises químicas de elementos maiores (Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Acoplado – ICP-OES) e de elementos traço e terras raras (Espectrometria de Emissão Atômica com Fonte Induzida de Plasma – ICP-AES).

Os dados químicos foram tratados utilizando-se os softwares Microsoft Office Excel 2007 e o Geochemical Data Toolkit for Windows 2.3, confeccionando-se diagramas geoquímicos apresentados neste trabalho.

### 3 Resultados

#### **3.1 Petrografia**

##### **GABROS**

Macroscopicamente as rochas apresentam-se isotrópicas, holocristalinas, faneríticas, inequigranular, de coloração escura e granulação média à grossa. Microscopicamente, observado em lentes de 4x e 10x, os gabros revelam uma textura granular e subordinadamente intergranular (figura 22).

##### **Anfibólio (pargasita)**

O mineral tem sua forma subeudral à eudral. No geral, ele possui um hábito indistinto, onde às vezes aparece hexagonal ou tabular. Há contatos retos ou ameboides com piroxênio, plagioclásio, biotita e outros anfibólios. Na amostra PG-13, a maioria dos anfibólios está alterando para minerais argilosos. Em contrapartida, a amostra PG-28 mostra a substituição e nucleação na ordem de piroxênio, anfibólio e biotita, com reação de quebra no meio do cristal. E a amostra PG-28 apresenta textura granular, predominantemente.

##### **Piroxênio (diopsídio)**

O mineral possui tanto forma eudral, subeudral, como também anedral. Seu hábito é tabular, por vezes indistinto. Os contatos são retos ou irregulares com grãos de plagioclásio, anfibólio e piroxênio. A amostra PG-13 apresenta cristais com geminação. E a maioria dos cristais apresenta alteração para argilominerais. O piroxênio ocorre em menor quantidade que

o anfibólio na amostra PG-15. E a amostra PG-28 tem biotita inclusa em alguns piroxênios, com núcleo de substituição partindo do centro do cristal (Série de Bowen, devido à sequência de cristalização, primeiro piroxênios e em sequência a biotita).

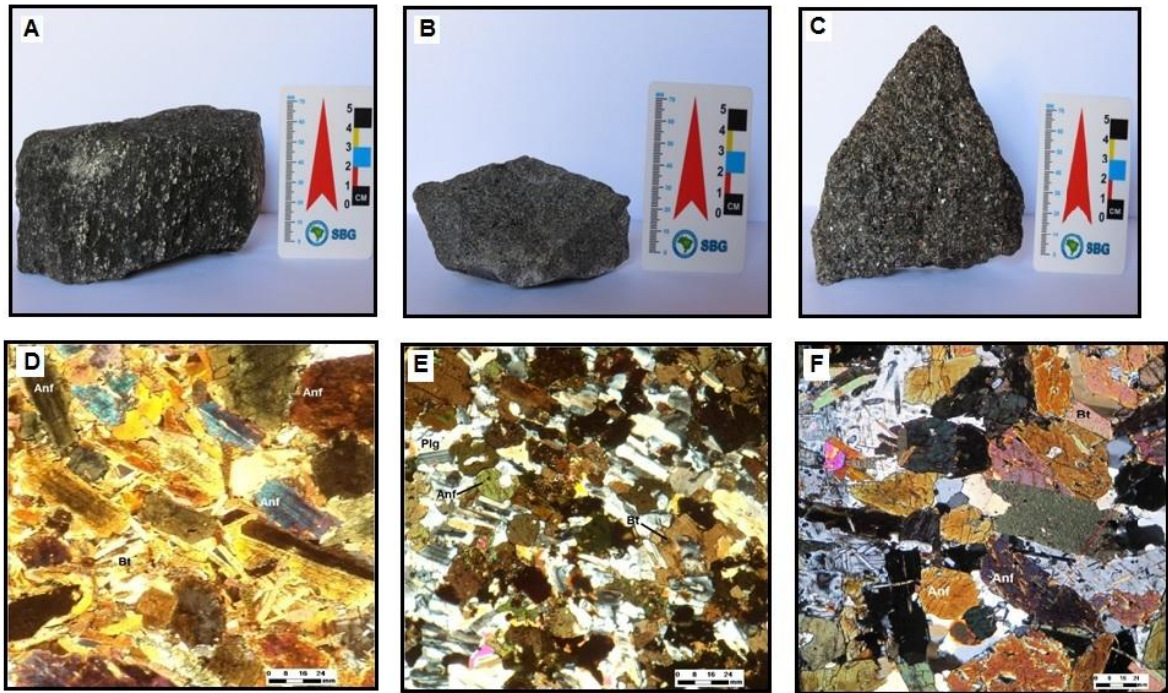


Figura 22: Amostras de gabros macroscópico (escala em cm) e microscópico (escala em mm). A. PG-13 (macroscópico); B. PG-15 (macroscópico); C. PG-28 (macroscópico); D. PG-13 (visão microscópica mostrando anfibólios (anf) e biotita (bt)); E. PG-15 (visão microscópica mostrando cristais de plagioclásio (plg), biotita (bt) e anfibólio (anf)). F. PG-28 (visão microscópica de anfibólio (anf) e biotita (bt)).

### Biotita

Seu hábito é tabular, mas às vezes indefinido. Os contatos são retos a irregular com os cristais de piroxênio, anfibólio e biotita. A amostra PG-13 apresenta alteração incipiente, provavelmente para mineral de clorita, e alguns deles estão oxidados. Há minerais opacos no centro da biotita nas amostras PG-15 e PG-28. E alguns cristais aparecem substituindo anfibólio e piroxênio.

### Plagioclásio

Os cristais se mostram com formas eudrais ou anedrais. Às vezes, seu hábito apresenta-se tabular. Há contatos retos e irregulares com piroxênio, anfibólio, biotita e outros cristais de plagioclásio. A amostra PG-13 apresenta inclusão de apatita nos cristais de

muscovita. A amostra PG-15 possui raras apatitas e inclusões de zircão. A amostra PG-28 possui inclusões de biotita, piroxênio e anfibólio.

#### Quartzo

Os cristais são anedrais. Seus contatos são retos ou ameboides com cristais de biotita, piroxênio e quartzo. Na amostra PG-13 apresenta extinção ondulante. E nas amostras PG-15 e PG-28 há raros grãos de quartzo.

#### K-feldspato

Os cristais são anedrais. Seus contatos são de retos a ameboides com cristais de plagioclásio, piroxênio e quartzo. A amostra PG-13 possui raras inclusões de apatita. Enquanto as amostras PG-15 e PG-28 não contêm cristais de k-feldspato.

#### Muscovita

Apresentam-se de forma eudral e com hábito tabular. Os contatos são retos com cristais de plagioclásio e biotita. Na amostra PG-13 ela é rara, mas às vezes aparece como inclusões no plagioclásio. As amostras PG-15 e PG-28 não possuem muscovita.

#### Apatita

Acontece em formas eudrais e com hábito tabular. Seus contatos são retos com cristais de plagioclásio e k-feldspato. E apenas a amostra PG-13 possui apatita. No geral, ela ocorre inclusa no plagioclásio, subordinada ao k-feldspato.

### DIORITOS

Macroscópico, as amostras são anisotrópicas, holocristalinas, fanerítica e inequigranular. Os tamanhos dos grãos variam entre fino, médio e grosso. Sua coloração varia de cinza a cinza escuro. Microscopicamente, as amostras têm textura granular, predominantemente, e textura intergranular subordinada (Figura 23).

#### Plagioclásio

Os plagioclásios apresentam-se em forma anedral a subeudral. Seus contatos são retos ou ameboides com grãos de k-feldspato, quartzo e plagioclásio, às vezes, esses contatos se mostram irregulares. E observa-se um processo de sericitização. A amostra PG-32 tem cristais de plagioclásio com alteração para sericita. Nas amostras PG-21 e PG-32 inclusões de

muscovita ocorrem em alguns cristais. A amostra PG-30 possui inclusões de apatita e algumas inclusões de muscovita.

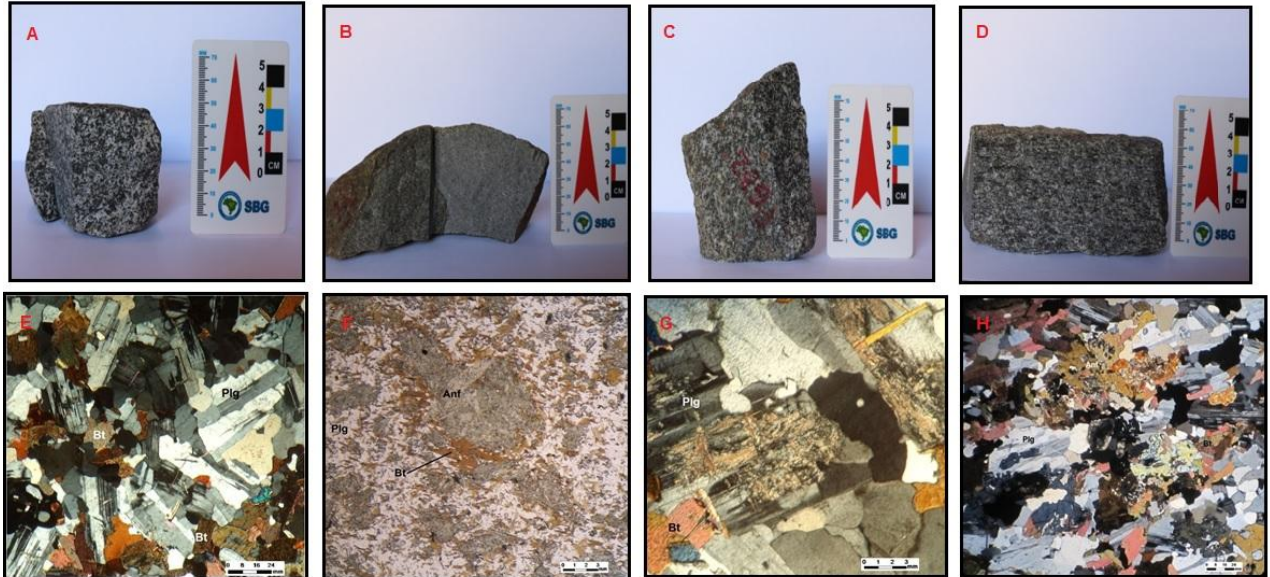


Figura 23: Amostras macroscópicas (escala em cm) e microscópicas (escala em mm) de dioritos. A. Amostra PG-21 (macroscópica); B. Amostra PG-30 (macroscópica); C. Amostra PG-32 (macroscópica); D. Amostra PG-34 (macroscópica); E Amostra PG-21 (visão microscópica de cristais de plagioclásio (plg) e biotita (bt)); F. Amostra PG-30 (visão microscópica do anfibólio no centro e biotita (bt) ao redor); G. Amostra PG-32 (visão microscópica de alteração do plagioclásio (plg)); H. Amostra PG-34 (visão microscópica composta por anfibólio (anf) com contatos difusos).

### K-feldspato

Acontece em forma anedral e alguns cristais são subeudrais. Seus contatos possuem forma ameboide com biotita, plagioclásio e piroxênio. A amostra PG-34 apresenta inclusões de piroxênio. E no k-feldspato da amostra PG-30 possui inclusões de apatita.

### Quartzo

O quartzo é anédrico e apresenta contatos ameboides com cristais de plagioclásio, biotita, K-feldspato e piroxênio; por vezes, os contatos são retos (PG-32). Observam-se, raramente, alguns cristais de quartzo inclusos nos espaços vazios do piroxênio (PG-21). Alguns cristais de quartzo (PG-30) mostram inclusões de apatita. Por vezes, observa-se intercrescimento vermicular de quartzo em plagioclásio, textura mimerquítica (PG-32, PG-34).

### Biotita

Apresenta forma variável entre subédrica a anédrica. Possui hábito lamelar; alguns cristais mostram hábito indistinto. Os contatos são retos/irregulares com cristais de plagioclásio, quartzo, K-feldspato, anfibólio, piroxênio e a própria biotita. Na amostra PG-30 observa-se a biotita envolvendo núcleos de anfibólio e piroxênio. Alguns raros cristais encontram-se alterados para caulinita, como na PG-30 e PG-34. A amostra PG-34 exibe orientação da biotita, formando bandamentos.

### Muscovita

Apresentada sob a forma euédrica e com hábito lamelar. Possui contatos retos com plagioclásio, K-feldspato e a biotita (PG-21, PG-32). Com o plagioclásio, ocorre como inclusões raras em forma de ripa. As amostras PG-30 e PG-34 não apresentam muscovita.

### Granada

A granada foi observada apenas na amostra PG-32 (rara). Um dos cristais de granada, com tamanho de 7,25 mm, ocorre ao redor dos limites de cristais de quartzo. Este cristal apresenta contatos retos com a biotita, plagioclásio, piroxênio e o anfibólio.

### Apatita

Ocorre apenas na amostra PG-30 de forma expressiva. Possui forma euédrica, hábito tabular e estão inclusas no K-feldspato (maioria) e no plagioclásio. Apresenta contatos retos com os minerais citados.

### Piroxênio (Diopísídio)

Ocorre sob a forma subédrica/anédrica, por vezes possui hábito tabular. Apresenta contatos retos/irregulares com cristais de biotita, plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, quartzo e o próprio piroxênio. Estão alterados na amostra PG-21 e ocorre sempre próximo a biotita; têm-se alguns cristais de quartzo inclusos nos espaços vazios do piroxênio; os minerais maiores de piroxênio apresentam quase sempre, alteração em uma das bordas, fazendo contatos lobados com cristais de quartzo e K-feldspato. Na amostra PG-32, alguns cristais de piroxênio mostram geminação. Na amostra PG-30, o piroxênio sempre ocorre associado ao anfibólio, compondo a borda e o anfibólio o centro, mostrando processo de substituição a partir do centro. O mesmo ocorre na amostra PG-34, porém em menor quantidade e os

contatos entre o anfibólio e piroxênio são difusos. Na amostra PG-32, alguns cristais apresentam inclusões de K-feldspato.

#### Anfibólio (Hornblenda)

Variam entre subédricos a anédricos, seu hábito é indistinto. Possui contato reto/ondulado com grãos de piroxênio, plagioclásio, biotita, K-feldspato e quartzo. Na amostra PG-30, o anfibólio sempre ocorre substituindo o piroxênio a partir do centro. O mesmo ocorre na amostra PG-34, porém em menor quantidade e os contatos entre o piroxênio e anfibólio são difusos. Na amostra PG-32 não há alteração.

#### GRANITOS

Macroscopicamente, exceto a PG-38, as amostras são isotrópicas, holocristalina, fanerítica, inequigranular. Sua coloração é cinza claro a branco. A mineralogia é formada por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, biotita e muscovita. A amostra PG-38 mostra orientação pela muscovita e mostra-se anisotrópico. Microscopicamente, as amostras mostram textura granular predominantemente, além de textura granoblástica. É possível observar sub-grãos de quartzo formados por recristalização dinâmica (Figura 24).

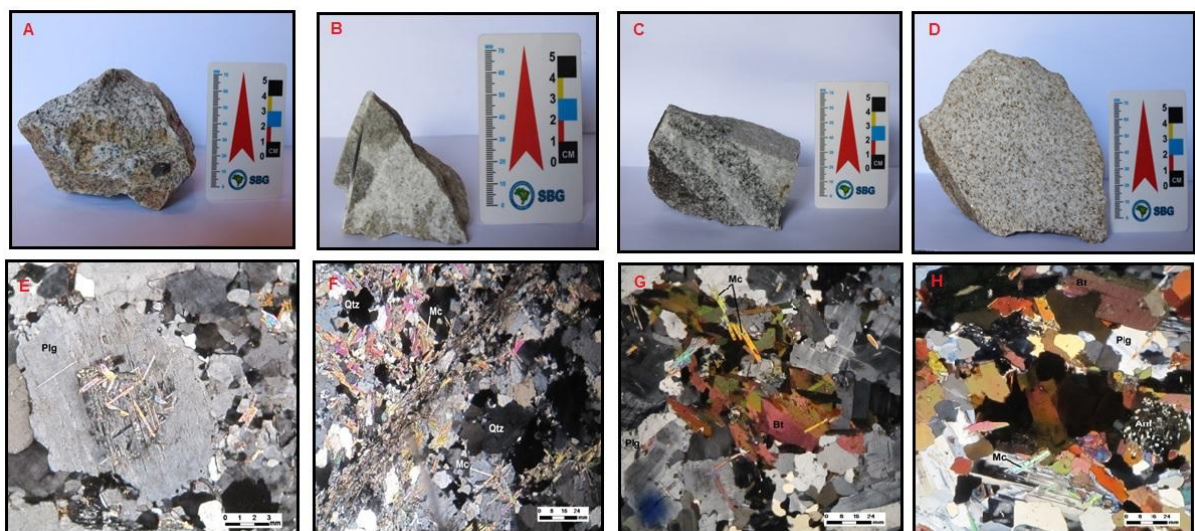


Figura 24: Amostras macroscópicas (escala em cm) e microscópicas (escala em mm) de granitos. A. Amostra PG-4B (macroscópica); B. Amostra PG-4D (macroscópica); C. Amostra PG-4R (macroscópica); D. Amostra PG-38 (macroscópica); E. Amostra PG-4B (visão microscópica, com presença de plagioclásio (plg) com inclusões de muscovita. F. Amostra PG-4D (visão microscópica de quartzo (qtz) e muscovita (mc)); G. Amostra PG-4R (visão microscópica de biotita (bt) e muscovita (mc) aglomerática e plagioclásio (plg). H. Amostra PG-38 (visão microscópica com presença de anfibólio (anf), plagioclásio (plg), biotita (bt) e muscovita (mc). 4x (PG-4R, PG-4D e PG-38), 10x (PG-4B) em luz polarizada.



### Quartzo

O quartzo é anédrico e apresenta contatos ameboides com o K-feldspato, plagioclásio, muscovita, biotita e o próprio quartzo. Observa-se raramente, textura mimerquítica. A amostra PG-4B apresenta cristais muito pequenos, evidenciando estágios de recristalização dinâmica. Na amostra PG-4D, sua granulação varia bastante, entre 0,17 a 3,34 mm. Na amostra PG-4R, o tamanho varia pouco, de 0,28 a 4,46 mm. Por vezes, observa-se crescimento vermicular de quartzo em plagioclásio (PG-38).

### Plagioclásio

O plagioclásio varia de subédrico a anédrico. Exibem, em sua maioria, contatos retos e, raramente irregulares com cristais de K-feldspato, biotita, muscovita, quartzo e o próprio plagioclásio. O hábito é tabular, por vezes indistinto. Observam-se raros cristais com textura mimequítica. A amostra PG-4R apresenta plagioclásio com macla polissintética da Albita e Carlsbad. Alguns cristais mostram sericitização. Outros mostram, raramente, carbonato como alteração. Já na lâmina PG-38, alguns estão alterados para carbonato. Inclusões de muscovita ocorrem em alguns cristais (PG-38).

### K-feldspato

O K-feldspato ocorre sob a forma subédrica a anédrica. Apresentam contatos lobados a irregular com cristais de plagioclásio, muscovita, quartzo e o próprio K-feldspato. Os cristais apresentam uma significativa alteração para argilominerais, com exceção da amostra PG-4R, que exibe alteração incipiente e algumas inclusões de muscovita. O K-feldspato varia entre microclínio e ortoclásio.

### Biotita

Apresenta-se diferente em cada amostra estudada. Na amostra PG-4B, a biotita é anédrica. Possuem contatos irregulares com o K-feldspato, plagioclásio e a muscovita. Alguns cristais estão alterados para clorita e outros estão oxidados, formando minerais opacos.

A biotita apresenta-se de forma diferente nas amostras PG-4R e PG-38. É comumente subédrica a anédrica, apresenta contatos retos com cristais de K-feldspato, plagioclásio e biotita. Forma aglomerados, onde às vezes, ocorre alguma muscovita (PG-4R). Ocorre em menor quantidade, entre os cristais de plagioclásio. Está em geral oxidada na lâmina PG-4R, mas não ocorre a formação de minerais opacos. A lâmina PG-4D não apresenta biotita.

### Muscovita

Apresenta forma euédrica, hábito lamelar, contatos retos com o plagioclásio, biotita, K-feldspato, quartzo e a própria muscovita. Nas amostras PG-4B e PG-4R, ocorrem entre os cristais de plagioclásio.

### Granada

Ocorre raramente apenas na amostra PG-4B. Alguns cristais possuem forma característica da granada, sistema cúbico/isométrico (forma dodecaédrica); outros variam de subédrico a anédrico. Apresenta contatos retos a irregulares com cristais de K-feldspato, quartzo, biotita e muscovita.

### Anfibólio (Hornblenda)

Variam entre subédricos a anédricos. Seu hábito é indistinto. Possui contato reto/ondulado com grãos de plagioclásio, K-feldspato e quartzo. Está bastante alterado na amostra PG-38, sendo minoria.

## 3.2 Geoquímica

Aqui serão tratados e discutidos os dados geoquímicos das 10 amostras representativas dos Corpos Gabróico-graníticos Capela I, Capela II e Dores. As análises geoquímicas obtiveram dados de elementos maiores, menores e traço (Tabela 1), através das técnicas de ICP-AES e ICP-OES (Acme Analytical Laboratories – Vancouver)<sup>1</sup>. A amostra PG-4D não foi quimicamente analisada por conter xenólitos, podendo contaminar a análise geoquímica.

### 3.2.1. Classificação Geoquímica

As rochas estudadas mostram composições que variam de básicas, intermediárias e ácidas, com o teor de SiO<sub>2</sub> entre 42,59% e 74,4% (Fig. 25). No diagrama TAS (Figura 15), proposto por Cox et. al. (1979), três amostras plotam no campo dos Gabros: PG-13 (CGC I), PG-15 (CGC II) e PG-28 (CGD).

TABELA 3. Análise química dos corpos na região de Capela e Nossa Senhora das Dores. Teores de elementos maiores (% peso), menores (% peso) e traço (ppm), exceto o Au (ppb). LOI = perda ao fogo.

	PG-13	PG-4B	PG-4R	PG-15	PG-21	PG-28	PG-30	PG-32	PG-34	PG-38
Amostras	CGC I			CGC II		CGD				
SiO <sub>2</sub>	42,59	71,64	72,57	51,23	59,91	44,57	57,89	57,84	59,71	73,92
TiO <sub>2</sub>	2,3	0,2	0,18	1,55	0,92	2,15	0,9	0,9	0,9	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,98	14,95	14,76	16,71	15,78	14	15,31	16,49	16,16	15,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,54	2,33	1,71	11,06	7,23	14,57	7,82	7,82	7,16	1,23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,003	0,006	0,002	0,012	0,024	0,002	0,039	0,018	0,015	<0,002
MnO	0,19	0,06	0,03	0,18	0,11	0,18	0,13	0,12	0,12	0,01
MgO	9,59	0,71	0,54	5,03	4,47	7,58	5,41	4,35	3,84	0,19
CaO	9,48	2,21	1,77	7,47	5,2	9,13	5,83	5,56	5,26	1,52
Na <sub>2</sub> O	1,7	3,82	4,06	2,77	2,97	2	2,74	3,08	2,87	4,67
K <sub>2</sub> O	2,43	3,27	3,83	2,48	2,29	2,67	2,29	2,25	2,53	1,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,85	0,03	0,05	0,5	0,2	1,63	0,21	0,2	0,2	0,02
Loi	0,9	0,6	0,4	0,6	0,6	1,1	1,1	1,1	0,9	0,9
Total	99,55	99,83	99,9	99,59	99,7	99,58	99,67	99,73	99,67	99,83
Ba	1288	598	464	1191	881	1388	827	821	985	939
Rb	58,5	135,4	169,1	82,2	77,3	75,6	73,8	73,6	81,4	44,7
Sr	260,8	316,6	254,8	647,5	453,9	282,5	417,8	486,7	445,6	536,3
Cs	1,4	7,6	8	3,5	3,5	2,3	4,5	2,4	4,5	0,4
Sc	63	4	3	27	17	47	20	20	17	1
V	510	31	18	207	134	373	147	140	125	12
Be	3	6	4	1	1	1	1	<1	<1	5
Co	49,1	4	2,7	25,7	23,1	41,9	23,9	21,9	18,3	0,9
Ni	9,9	5,8	4,2	11	35,6	5,5	25,3	19,2	16,7	1,5
Cu	26,3	11,7	2,2	6,1	26,9	22	23,6	15,9	10,2	4,6
Zn	49	36	27	74	58	55	61	62	71	4
Y	54,7	11	7,1	38,2	19,8	51,6	20,5	22	20,8	5,6
Zr	95,6	99,7	67,2	272,5	198,7	101,3	184,8	158,7	214,1	83,7
Nb	9,3	11,3	6	14,8	9,3	7,9	9,8	8,9	9,8	3,2
Hf	3,3	3,6	2,8	6,7	5,2	3,5	5,1	4	5,6	3,3
Mo	0,1	0,9	<0,1	0,3	0,3	<0,1	0,3	0,3	0,1	0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ta	0,4	1	0,5	0,7	0,4	0,3	0,5	0,4	0,6	0,1
W	<0,5	<0,5	<0,5	1	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	0,6	0,6
Au	0,8	<0,5	<0,5	1,9	2,8	<0,5	0,7	0,6	1,6	2,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ga	21,8	20,3	20,3	21,8	20,6	20,1	18,7	20,7	20,2	24,6
Sn	3	3	2	2	1	2	2	1	2	<1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	1,1	0,6	<0,5	2	1,7	1,2	2,2	2,1	2,8	<0,5
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ti	0,2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,4	<0,1
Pb	1	5,4	3,7	2,6	2,5	1,7	2,3	5	2,3	2
Th	2	5,6	4,3	5,9	4,5	2,1	8,7	9,4	9,6	3,1
U	0,5	5,7	4,4	2	0,8	1,1	1,9	1	1,2	1,2
La	30,7	14,3	11,8	47,1	32,8	31,7	33	37,3	41,1	7,8
Ce	85,5	26,3	21	103,8	60,6	83,5	65,6	75,5	75,6	13,2
Pr	13,41	2,97	2,48	13,44	7,67	13,04	7,91	9,28	9,57	1,66
Nd	62,7	11,2	8,8	54,7	30,8	63,2	30	36	36,9	6,4
Sm	14,81	2,28	1,8	11,47	5,97	15,77	5,91	6,53	6,65	1,18
Eu	3,26	0,65	0,46	2,69	1,47	3,27	1,32	1,5	1,55	0,33
Gd	13,69	1,97	1,51	9,54	5,03	13,72	5,17	5,58	5,06	1,15
Tb	2,03	0,3	0,24	1,36	0,73	2,14	0,74	0,78	0,75	0,19
Dy	12,01	1,86	1,29	7,76	4	12,06	4,07	4,47	4,31	1,05
Ho	2,2	0,32	0,27	1,37	0,75	2,2	0,69	0,82	0,79	0,17
Er	5,64	0,96	0,66	3,54	2,03	5,86	2,04	2,47	2,25	0,44
Tm	0,77	0,15	0,12	0,53	0,28	0,74	0,29	0,31	0,3	0,06
Yb	4,76	1,04	0,67	3,42	1,92	4,35	1,95	1,91	2,02	0,35
Lu	0,63	0,17	0,09	0,52	0,31	0,58	0,32	0,26	0,29	0,05

Quatro amostras estudadas plotam no campo dos Dioritos (PG-21, PG-30, PG-32 e PG-34), todas elas pertencentes ao CGD. Além disso, três amostras plotam no campo dos Granitos: PG-4B e PG-4R (CGC II) e, PG-38 (CGD).

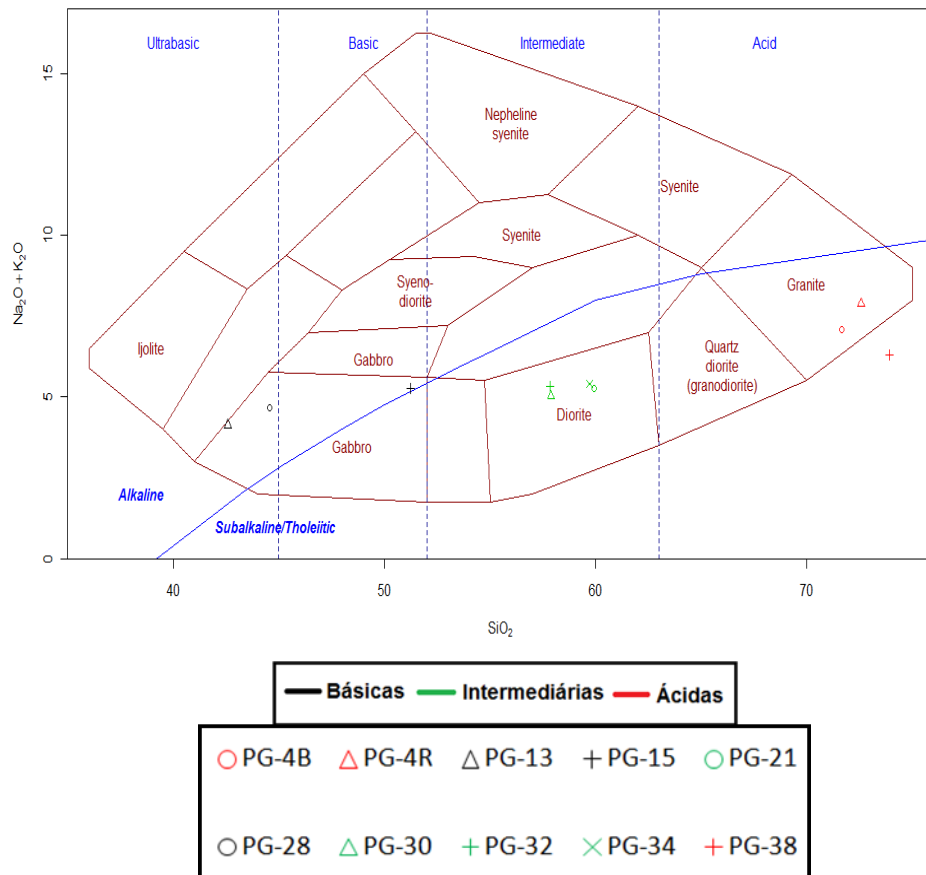


Figura 25: Diagrama TAS com a classificação das rochas do CGC I, CGC II e CGD. (Cox et. al., 1979).

De acordo com o diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (Figura 26), foi possível definir as afinidades geoquímicas (Perccerillo & Taylor, 1976) das amostras analisadas. Duas amostras de composição básica (gabros) mostraram afinidades alcalinas saturadas sódicas e ultrapotássicas, enquanto que a amostra de gabro com maior teor de sílica mostrou afinidade shoshonítica. As amostras de composição intermediária mostraram afinidades calcialcalinas de alto-K, enquanto que as amostras de composição ácida mostraram características da associação leucocrática peraluminosa.

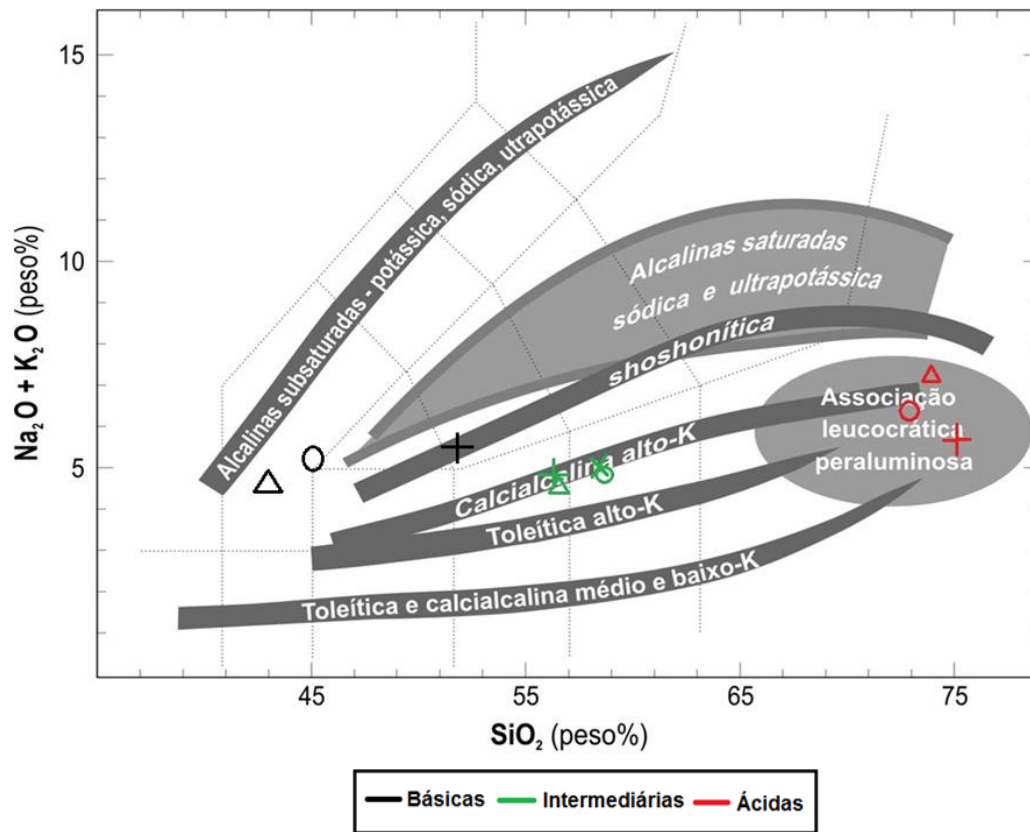


Figura 26: Diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ , adaptado para mostrar as afinidades geoquímicas (Perccerillo & Taylor, 1976) das amostras estudadas. Símbolos como na Fig. 10.

### 3.2.2. Elementos Maiores, Menores e Traços

Neste estudo usam-se os diagramas de variação Harker para elementos maiores e traços, para que se possam obter possíveis variações na composição dos litotipos estudados.

#### ELEMENTOS MAIORES

Os diagramas de variação Harker para os óxidos  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mostram que com o aumento do teor de  $\text{SiO}_2$ , o valor desses óxidos decresce. O  $\text{Na}_2\text{O}$ , por sua vez, enriquece com o aumento da  $\text{SiO}_2$ , enquanto que o  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  apresentam uma dispersão de dados. O fracionamento do feldspato não deve ter ocorrido pelo menos até 60% de  $\text{SiO}_2$ , pois estes teriam trends negativos para  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  (Fig. 27).

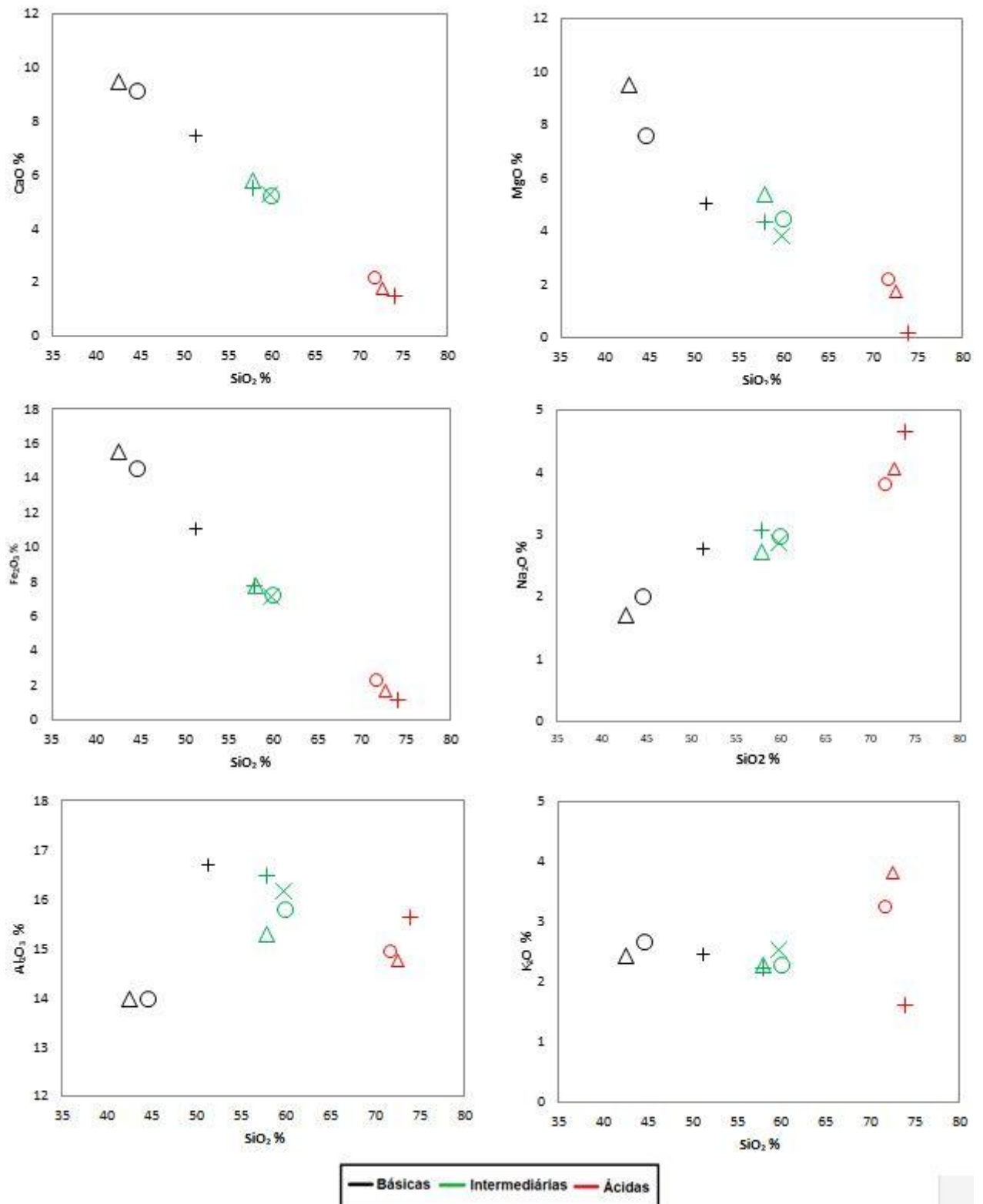


Figura 27. Diagramas de variação Harker ( $\text{SiO}_2$  versus Óxidos) dos litotipos estudados.

## ELEMENTOS TRAÇO

Os diagramas de variação Harker para os traços Sm, Ba, Nd e Y mostram que com o aumento do teor de  $\text{SiO}_2$ , o valor desses traços decrescem. O Rb enriquece com o aumento de

SiO<sub>2</sub>, mesmo mostrando uma pequena dispersão entre as amostras. Trend negativo para Ba e levemente negativo a partir de 50% de SiO<sub>2</sub> para Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sugere um fracionamento de biotita. (Figura 28).

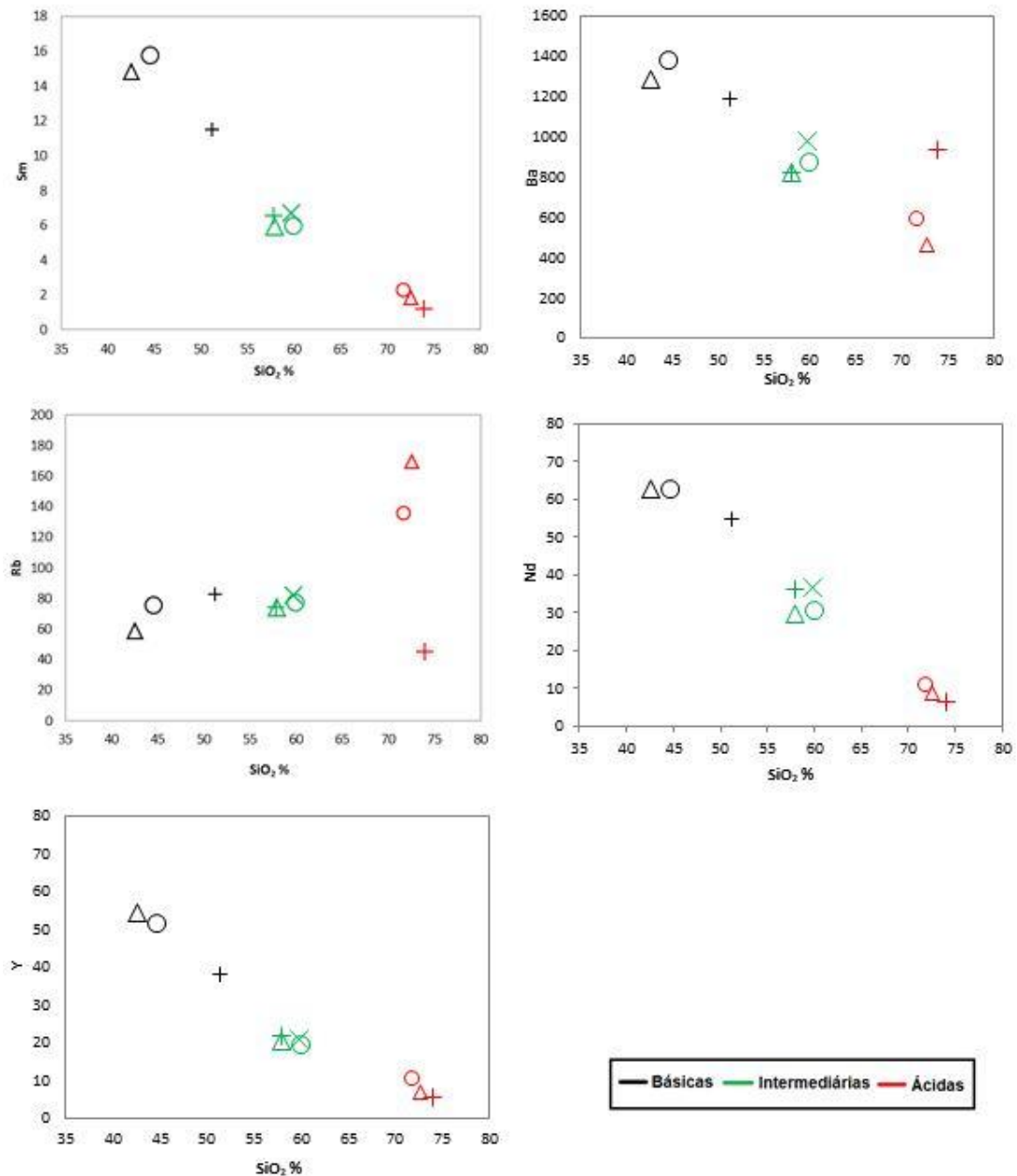


Figura 28. Diagramas de variação Harker (SiO<sub>2</sub> versus Traços) dos litotipos estudados.

#### 4 Discussão dos resultados

Os Gabros mostram características de rochas alcalinas, sendo que as duas rochas com menor percentual de SiO<sub>2</sub> (PG-28 e PG-13) apresentam afinidades alcalinas saturadas sódicas e ultrapotássicas e a amostra com maior percentual de SiO<sub>2</sub> (PG-15) apresenta afinidade shoshonítica. Todas as amostras apresentam características metaluminosas, apesar da amostra PG-15 apresentar os valores mais altos do parâmetro A/CNK (Figura 19). Os Dioritos apresentam afinidade calcialcalina de alto-K e características metaluminosas. Já os Granitos apresentam afinidades típicas de associações leucocráticas peraluminosas.

Os diagramas de variação Harker (Figura 19 e 20) mostram padrão linear positivo apenas para Na<sub>2</sub>O em relação a SiO<sub>2</sub> e, padrões lineares negativos para Ca, Mg, Fe, Sm, Ba, Nd e Y em relação a SiO<sub>2</sub>. Os elementos maiores registram padrões que poderiam ser condizentes com uma origem cogenética dos magmas básico, intermediário e ácido, diferenciados através de processos como cristalização fracionada. Entretanto, o padrão linear negativo para os elementos traços Sm, Ba, Nd e Y em relação a SiO<sub>2</sub> não condiz com um padrão típico de cristalização fracionada, sendo que esses elementos tenderiam a enriquecer em um magma ácido comparado com o seu correspondente básico (Rollinson, 1993).

De acordo com a Petrografia, estes granitos revelaram evidências de deformação no estado sólido através da recristalização de quartzo, plagioclásio e k-feldspato (Figura 19). Dominantemente, são encontradas estruturas de recristalização no quartzo, como formação de subgrãos e novos grãos, através dos mecanismos de recristalização por migração de grão e rotação de subgrão, evidenciando uma recristalização dinâmica em torno de 450–500 °C (Shelley, 1967; Passchier *et. al.* 2005).

Considerando a ausência de deformação significativa no estado sólido nos Gabros e Dioritos e, a ocorrência nos Granitos, ocorre um campo tensional com partição da deformação e concentração nas zonas menos competentes (granitos).

#### 5 Conclusões

- (1) Análises de campo, juntamente com petrografia e geoquímica revelaram a existência de, no mínimo, dois tipos de magmas distintos que sofreram processos de mistura.
- (2) O magma de composição granítica ascendeu no nível crustal, mas o magma básico, provavelmente, ainda não estava totalmente solidificado. A mistura desses dois magmas gerou as rochas intermediárias (Dioritos).



(3) Os magmas intermediários apresentam características entre os magmas básicos e ácidos. Evidências podem ser encontradas nos padrões lineares dos diagramas de Harker para elementos maiores e menores, nas dispersões do Spidergrama e de ETRs.

(4) Assume-se, neste trabalho, que o granito ocorre com uma maior deformação e recristalização devido a sua reologia/composição que favorece a partição da deformação e, por sua vez, concentração da deformação nas zonas mais graníticas.

#### Referências bibliográficas

Britto de Souza, E. 2012. Mapeamento dos corpos gabroicos da região sul da folha de Gracho Cardoso, 58p. Monografia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe.

Brito Neves, B.B; Sial A.N; Albuquerque J.P.T. 1977. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. *Revista brasileira de Geociências*, 7: 102- 114.

Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schumus, W. R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province. In: Cordani U. G., Milani E.J. Thomas Filho A., Almeida D.A. (Eds), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31th International Geological Congress, pp. 151-182.

Bueno, Juliana Finoto. Geoquímica e cronologia de alojamento de granitos colisionais na Faixa Sergipana, nordeste do Brasil / Juliana Finoto Bueno -- Campinas,SP.: [s.n.], 2008.

Carvalho M.J., 2005. Evolução tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na Faixa Sergipana, NE Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 175p.

CPRM, 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalúrgica, p 13-40.

Conceição, J. A; Rosa, M. L. S; Conceição, H. 2016. Sienogranitos leucocráticos do Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano, Nordeste do Brasil: *Stock Glória Sul. Brazilian Journal of Geology*. Vol 46 n°1, São Paulo.

Cox, K. G; Bell, J. D; Pankhurst, R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London, 450 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>.

- Davison, I; Santos, R. A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, v.45, p: 319-342.
- D'el-Rey Silva, L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:315-332.
- Jardim de Sá, E. F. A. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 803p.
- Lisboa, V. A. C; Simões, C. B. S; Rios, D. C; Conceição, H. Potencial ornamental do Maciço Glória Norte, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano. 2016. *Geologia USP, Série Científica*, São Paulo. V. 16, n. 3, p 143-151, Setembro, 2016.
- Oliveira, E.P., 2008. Geological evolution of the Sergipano belt, southern boundary of the Borborema Province. In: Workshop on the Precambrian Geology of the Borborema Province, Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, pp. 14–15, Abstracts (in Portuguese).
- Pereira, S. F; Conceição, J. A; Rosa, M. L. S; Conceição, H. 2017. Stock de Dentro, Domínio Macururé, Sistema Orogênico Sergipano: Geologia, Petrografia e Geoquímica. *Scientia Plena*, v. 13, n.2.
- Passchier, C. W. Trouw, R. A. J. *Microtectonics*. 2ª Edição. 2005. 371 p.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions Mineralogy and Petrology* 58, 63-81p.
- Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. 384p.
- Rosa, L. R. R. 2016. Utilização de técnicas integradas de mapeamento geológico para detalhamento do corpo gabróico-granítico de Capela, Faixa de Dobramentos Sergipana, 79p. Monografia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Sergipe.
- Santos, L. R. Petrologia do Stock Canindé Velho, sistema orogênico sergipano, NE Brasil. 2016. 146f. Dissertação (Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias) – Universidade Federal de Sergipe, São Cristovão.

Santos, R.A; Martins, A.A.M., Neves, J.P., Leal, R.A., 1998. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. *CPRM/Codise*, 107.

Secretaria de Recursos Hídricos, 2013. Levantamento hídrico do estado de Sergipe. CD-ROM.

Shelley, D. Myrmekite and myrmekite-like intergrowths. Department of Geology, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand. 1967. 13 p.

5.2 Anexo II: Resumo Semana Acadêmica de Pós-Graduação em Geociências (SAPIGEO)

## **CARACTERIZAÇÃO DE MINERAIS OPACOS EM ROCHAS MÁFICAS DA FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA**

*Rosa, L. R. J.<sup>1</sup>; Remus, M. V. D.<sup>1</sup>; Dani, N.<sup>1</sup>, Gomes, M.B.<sup>1</sup>, Lenz, C<sup>2</sup>.*

<sup>1</sup>Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Instituto de Geociências – Programa de Pós-Graduação em Geociências;



<sup>2</sup>Universidade Federal de Sergipe – Departamento de Geologia

**RESUMO:** Associações de rochas máficas e ultramáficas possuem grande potencial para mineralização, especialmente de Cu-Pb-Zn, Ni-Cr e EGP (elementos do grupo da platina), respectivamente. No estado de Sergipe corpos máficos-ultramáficos foram identificados pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil) em 2001 na Faixa de Dobramentos Sergipana (FDS). No entanto, ainda há escassas informações sobre estes corpos e suas especificidades. Recentemente, mapeamentos geológicos de detalhe foram realizados na região centro-leste do estado, onde corpos gabroicos foram reclassificados como corpos gabroico-graníticos, composto por gabros, quartzo-dioritos e granitos. Estudos petrográficos e geoquímicos prévios indicam que essas rochas compreendem uma relação de mistura de magmas com assimilação de rochas metassedimentares do Domínio Macururé resultando numa diversidade petrológica extensa. Em sequência, análises geoquímicas indicaram que as rochas básicas possuem uma afinidade alcalina, saturada sódica e ultrapotássica, diferenciando das básicas com maior teor de sílica com afinidade shoshonítica. Enquanto as rochas intermediárias possuem uma afinidade calci-alcalina de alto-K. Todavia, este trabalho visa caracterizar do ponto de vista petrográfico, mineralógico e geoquímico os minerais opacos presentes nessas rochas, os quais podem trazer resultados de interesse científico e econômico. Para isso, estão sendo analisadas, inicialmente, vinte e quatro lâminas de amostras entre gabros, quartzo-dioritos e granitos, com o intuito de obter um controle mineralógico e petrográfico, além de análises em MEV (microscópio eletrônico de varredura) para maior detalhe de minerais opacos e outros minerais que se mostrem de interesse relevante. No âmbito geoquímico, pretende-se realizar análises em microsonda eletrônica, difratômetro de raios-x em minerais individuais, e datação Sm-Nd e Sr-Sr em rocha total. Os primeiros resultados petrográficos, indicam a presença de quantidade significativa de minerais opacos como magnetita, pirita e calcopirita, mais abundante nos domínios ricos em anfibólio e/ou piroxênio. Determinou-se também uma

associação mineralógica recorrente entre zoisita, plagioclásio e muscovita e/ou biotita. Este fato, em investigação, pode ajudar no entendimento das condições físico-químicas de formação dessas rochas e conseqüentemente no controle e gênese dos minerais opacos. Ao final da pesquisa devem-se concluir as relações desses opacos com a formação dessa sequência máfica, suas preferências de associações e teores geoquímicos a fim de avaliar o potencial metalogenético destas unidades intrusivas.

**PALAVRAS-CHAVE:** MINERAIS OPACOS, ROCHAS MÁFICAS, METALOGÊNESE.

### 5.3 Anexo III: Histórico Escolar

Universidade Federal do Rio Grande do Sul		Programa de Pós-Graduação em Geociências						Data 11/01/2019 12:32 - Página 1/1	
				<b>Histórico Curso</b>					
<b>Nome:</b> Lauro Roberto de Jesus Rosa		<b>Cartão:</b> 291906		<b>Situação:</b> ATIVO					
<b>Identidade:</b> 32461267		<b>CPF:</b> 83175962572		<b>Data de Nascimento:</b> 28/09/1991					
<b>Curso:</b> GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico									
<b>Área de Concentração:</b> GEOQUÍMICA									
<b>Orientador:</b> MARCUS VINICIUS DORNELES REMUS									
<b>Proficiência no(s) Idioma(s):</b> Espanhol, Inglês									
Período	Código	Atividade de Ensino/Professor	Créditos	Carga Horária	Conceito	Frequência (%)	Situação	Instituição	
2018/02	GEB00139	GEOLOGIA DOS ANDES CENTRAIS Professor: CARLA CRISTINE PORCHER Titulação: Doutorado Professor: MARCIA ELISA BOSCATO GOMES Titulação: Doutorado	5	75	A	100.00	Aprovado	UFRGS	
2017/01	GEB00103	Alteração hidrotermal e metalogenia Professor: ANDRE SAMPAIO MEXIAS Titulação: Doutorado	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS	
2017/01	GEB00125	Argilominerais Sedimentares Professor: NORBERTO DANI Titulação: Doutorado	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS	
2017/01	GEB00132	GEOLOGIA DOS ARGILOMINERAIS Professor: MARCIA ELISA BOSCATO GOMES Titulação: Doutorado	5	75	A	100.00	Aprovado	UFRGS	
2017/01	GEP00048	Geoquímica das rochas graníticas	5	75	B	100.00	Aprovado	UFRGS	
2017/01	GEB00065	Geoquímica isotópica aplicada a depósitos minerais Professor: MARCUS VINICIUS DORNELES REMUS Titulação: Doutorado	5	75	A	100.00	Aprovado	UFRGS	
2017/01	GEP92-64	TEMAS ESPECIAIS EM GEOQUÍMICA: Intraplate dynamics and sedimentary Professor: Randell Stephenson Professor: ANDREA RITTER JELINEK Titulação: Doutorado	1	15	A	100.00	Aprovado	UFRGS	
		Espanhol em 02/08/2018	-	-	-	-			
		Inglês em 27/11/2015	-	-	-	-			
<b>Conceitos</b>			<b>Totais</b>						
A - Conceito Ótimo			Créditos cursados com Aprovação neste Curso: 29						
B - Conceito Bom			Total: 29						
C - Conceito Regular									
D - Conceito Insatisfatório									
FF - Falta de Frequência									

<b>ANEXO I</b>	
Título da Dissertação/Tese:	
<b>“DEEP CRUSTAL HOT ZONES: ESTUDO DE CASO EM PLÚTON MÁFICO AO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA”</b>	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: <b>Lauro Roberto De Jesus Rosa</b>	
Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus	
Examinadora: Profa. Dra. Carla Cristine Porcher	
Data: 11/03/2020	
Conceito: A	
<b>PARECER:</b>	
<p>A dissertação apresenta um estudo de petrologia do Plúton Capela, do Orógeno Sergipano, baseado em estudo de campo, petrografia, geoquímica, química mineral e termobarometria, visando estabelecer o contexto do plúton como uma zona crustal profunda quente. Os resultados do estudo estão apresentados em dois artigos submetidos, ao <i>Journal of South America Earth Science</i> (A3) e a Revista de Geologia da Universidade do Ceará (B4). Os dados apresentados estão de acordo com a proposta do autor e são fortemente indicativos da existência de que o Plúton Capela está situado em uma zona crustal quente profunda. Os resultados e a conclusão trazem não só novas informações para o entedimento da geologia local, mas também a vinculam a um tema novo sobre processos de diferenciação de magma na crosta a partir de underplating de magma máfica em crosta inferior, que é de interesse da comunidade geocientífica internacional. O texto está bem escrito no geral, embora presente alguns erros de digitação. Dessa forma, entendo que o proponente atingiu o grau de mestre com ótimo desempenho</p>	
Assinatura:	Data: 11/03/2020
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

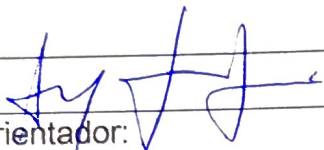
ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
<b>"DEEP CRUSTAL HOT ZONES: ESTUDO DE CASO EM PLÚTON MÁFICO AO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA"</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: <b>Lauro Roberto de Jesus Rosa</b>
Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus
Examinadora: Profa. Dra. Aracy Sousa Senra
Data: 24 de março de 2020
Conceito: B
<b>PARECER:</b>
<p>A dissertação ora apresentada está estruturada em texto explicativo, estado da arte e contextualização teórica, materiais e métodos, artigo submetido a revista especializada e anexos. Portanto meu parecer será apresentado de acordo com estes itens.</p> <ol style="list-style-type: none"><li>1. Texto explicativo sobre a estruturação do documento, apresenta de forma concisa o que será descrito no texto, bem como uma breve introdução sobre o tema, além dos objetivos propostos com a elaboração da dissertação. O texto é apresentado de forma clara e direta.</li><li>2. Estado da arte e contextualização teórica, este item refere-se a uma contextualização da temática estudada apresentando de maneira clara e concisa o tema abordado na dissertação, <i>Deep Crustal Hot Zones</i>. Embora por vezes apresente uma certa confusão no texto ou nos tópicos escolhidos, sua intenção na abordagem é clara ao conduzir o leitor para a mesma linha de interpretação que será adotada na dissertação utilizando todos os dados já obtidos anteriormente para a área de estudo.</li><li>3. Materiais e Métodos apresenta, segundo o próprio autor, as fases que foram necessárias para a elaboração da dissertação. Revisão bibliográfica e a abordagem através da utilização do Sistema de Informação Georreferenciada (SIG) como uma das ferramentas primordiais para a execução do trabalho. Considero a abordagem deste tópico bem elaborada e organizada.</li><li>4. Artigo submetido ao periódico <i>Journal of South American Earth Sciences</i>, classificado no estrato Qualis-CAPES como A3. O artigo apresenta então a conclusão de toda a pesquisa realizada, principalmente mostrando os resultados de petrografia e química mineral. Apesar da qualidade dos resultados e da originalidade da interpretação dos mesmos é necessário que se faça uma reescrita do material pois há uma dificuldade de compreensão do que é proposto pela tradução para o Inglês. Em uma situação onde é apresentada uma "nova" proposta de ambiência é primordial que o texto esteja bem escrito, claro e objetivo.</li><li>5. Anexos. Neste item é apresentada a submissão de outro artigo, em 2019, que trata da 'CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA E GEOQUÍMICA DE CORPOS GABRÓICOS-GRANÍTICOS, DOMÍNIO MACURURÉ, FAIXA DE DOBRAMENTOS</li></ol>

SERGIPANA", acredito que o mesmo apresente resultados parciais que teriam sido obtidos preliminarmente e que, segundo documento apresentado, teria sido aceito com revisões moderadas.

Sendo assim concluo meu parecer de maneira favorável a aprovação da dissertação "**DEEP CRUSTAL HOT ZONES: ESTUDO DE CASO EM PLÚTON MÁFICO AO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA**".

Coloco-me a disposição para quaisquer dúvidas e parabênizo ao mestrando e orientador pelo trabalho realizado.

Assinatura:



Data: 24/03/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“DEEP CRUSTAL HOT ZONES: ESTUDO DE CASO EM PLÚTON MÁFICO AO SUL DA PROVÍNCIA BORBOREMA”</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: <b>Lauro Roberto de Jesus Rosa</b>
Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus
Examinadora: Profa. Dra. Adriane Machado
Data: 27/03/2020
Conceito: <b>B (BOM)</b>
<b>PARECER:</b>
<p>A temática abordada na Dissertação de Mestrado do aluno Lauro Roberto de Jesus Rosa se configura em um estudo de relevância para a geologia do Estado de Sergipe e para a comunidade acadêmica. Os dados apresentados são interessantes e suportam as discussões apresentadas. Os objetivos propostos para o trabalho foram atingidos de forma satisfatória.</p> <p>Inicialmente, um texto explicativo referente a estruturação da dissertação é apresentado, com introdução, objetivos, revisão bibliográfica, metodologia e referências bibliográficas. A seguir, é introduzido o primeiro artigo científico que compõe a dissertação. Este artigo apresenta dados e resultados referentes à gênese do Plúton Capela, situado na Faixa de Dobramentos (SE). No artigo, a formação do plúton é associada à modelos que envolvem transferência de calor e origem em crosta inferior, como os modelos MASH (<i>Melting-Assimilation-Storage-Homogenization</i>); MASLI (<i>Mafic-Silic Layered Intrusion</i>) e DCHZ (<i>Deep Crustal Hot Zones</i>).</p> <p>Com base em dados petrográficos e geoquímicos, uma correlação com o modelo DCHZ é atribuída à geração do Plúton Capela. Assim, alguns pontos do trabalho requerem algumas observações.</p> <p>Uma descrição detalhada de campo do Plúton Capela, com informações sobre contatos, variações litológicas, estruturas primárias e secundárias, e fotos dos tipos litológicos acrescentaria qualidade ao artigo. A petrografia necessita de complementação e organização. A descrição das texturas das rochas, a variação</p>



do tamanho dos cristais (maior e menor), os contatos entre os cristais e as alterações que cada mineral apresenta são informações que devem ser mencionadas. Os minerais quartzo, muscovita, granada e os acessórios não foram descritos. A granada pode ser magmática ou herdada dos xistos encaixantes. Um comentário sobre a origem da granada se faz necessário no texto. A presença de biotita primária e reequilibrada foi detectada através de dados de química mineral. Um breve comentário sobre o significado do reequilíbrio seria interessante, de forma a correlacionar com os aspectos petrográficos observados na biotita. Para o epidoto (clinozoisita) é atribuída uma origem magmática e metamórfica, com base em dados de química mineral. Alguns autores (Schmidt & Poli, 2004, entre outros) consideram que o critério composicional do epidoto (índice de pistacita) não é eficiente para distinguir o epidoto magmático do metamórfico, sendo que o critério textural desempenha um papel central na diferenciação. Considerando isto, torna-se muito importante fazer uma descrição petrográfica criteriosa do epidoto, atentando para a presença de parâmetros texturais como a predominância de cristais euédricos com ou sem zonação composicional e/ou núcleos ricos em allanita, que estão frequentemente em contato ou envolvidos por agregados de biotita, e às vezes, por quartzo ou K-feldspato; cristais euédricos que em contato com o plagioclásio, apresentam intercrescimentos, entre outros aspectos. A clorita só é citada na geotermobarimetria. Este mineral não é mencionado e nem descrito na petrografia.

A geoquímica de rocha total poderia ser mais ampla. Diagramas binários de variação de elementos maiores, menores e traço poderiam ser apresentados. Os padrões observados nestes diagramas permitem interpretar processos magmáticos (cristalização fracionada, mistura de magmas, entre outros). Assim como, os diagramas multi-elementares de elementos traço e terras raras, que poderiam auxiliar na discussão da afinidade geoquímica e do ambiente geotectônico.

Na discussão são apresentados argumentos coerentes para associar a gênese do Plúton Capela ao modelo de DCHZ. Os argumentos têm como base, parâmetros composicionais e texturais do epidoto (clinozoisita), biotita e anfibólio, bem como dados de geotermobarimetria do epidoto.

A afinidade geoquímica é associada à série toleítica, entretanto, importante

ressaltar que no diagrama de classificação da biotita, Al versus Mg (Nachit, 1985), as composições da biotita do Plúton Capela demonstram afinidade com suítes orogênicas cálcio-alcálicas. Isso provavelmente reflete, os processos de mistura não homogênea dos magmas.

Os dados e resultados apresentados no primeiro artigo são coerentes e consistentes. Contudo, a discussão dos dados químicos poderia ser mais ampla, visando fornecer mais argumentos para explicar a gênese do Plúton Capela.

O segundo artigo foi aceito com revisões moderadas. Este artigo apresenta uma petrografia detalhada e completa dos minerais constituintes dos corpos gabróticos-graníticos do Domínio Macururé. A interpretação geoquímica abordada no artigo, com base nos padrões observados em diagramas binários de variação de elementos maiores, menores e traço, evidencia o processo de mistura entre um magma básico e félsico, resultando na geração de rochas intermediárias (dioritos).

Por último, é apresentado um resumo que apresenta a caracterização de minerais opacos de rochas máficas da Faixa de Dobramentos Sergipana. Neste trabalho foram identificados os seguintes minerais, através do microscópio eletrônico de varredura (MEV): magnetita, pirita e calcopirita.

Os comentários acima registrados têm o intuito de incrementar as discussões científicas. Os revisores dos artigos certamente contribuirão com sugestões, para ressaltar a qualidade dos resultados apresentados. Finalizo, enfatizando a importância do trabalho científico desenvolvido, como contribuição à geologia de Sergipe. Parabéns ao aluno e ao orientador pela escolha do tema abordada no mestrado e pela qualidade do trabalho.

Assinatura: *Adriane Machado*

Data: 27/03/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: