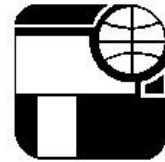




Universidade Federal de Minas Gerais  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-graduação em Geologia



Dissertação de Mestrado

**Geologia, Contexto Geotectônico e Potencial Metalogenético  
para Depósitos de Ni-Cu- (EGP) do Complexo máfico-  
ultramáfico de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, Sudeste  
do Piauí**

**AUTOR:** Silas Santos Salgado

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Alexandre Uhlein (UFMG)

**CO-ORIENTADOR:** Prof. Dr. Cesar Fonseca Ferreira Filho (UnB)

**BELO HORIZONTE**

**Junho de 2014**

Nº 146



Universidade Federal de Minas Gerais  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-graduação em Geologia



Dissertação de Mestrado

**Geologia, Contexto Geotectônico e Potencial Metalogenético  
para Depósitos de Ni-Cu- (EGP) do Complexo máfico-  
ultramáfico de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, Sudeste  
do Piauí**

Dissertação de Mestrado apresentada junto ao Colegiado de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de mestre.

**Área de Concentração:** Geologia Econômica

**AUTOR:** Silas Santos Salgado

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Alexandre Uhlein (UFMG)

**CO-ORIENTADOR:** Prof. Dr. Cesar Fonseca Ferreira Filho (UnB)

**BELO HORIZONTE**

**Junho de 2014**



Dedico este trabalho em memória ao meu pai, Elias.

## **Agradecimentos**

Ao longo de dois anos diversas pessoas contribuíram para a realização deste trabalho de diferentes maneiras, sendo uma tarefa difícil recordar-me de todas. Desde já peço desculpas se por ventura não mencionei alguns nomes.

Agradeço a princípio pessoas igualmente importantes nesta trajetória, os professores Alexandre Uhlein (UFMG), Cesar F. Ferreira Filho (UnB) e Fabrício Caxito (UFMG). Além de todo apoio dado e do vasto conhecimento que possuem, carregam uma grande virtude, a humildade.

A empresa Vale, especialmente Walter Riehl, Márcio Erbes e toda a equipe de Capitão Gervásio Oliveira (PI), pelo acesso e amostragem dos furos de sondagem do Complexo de Brejo Seco e hospedagem durante o trabalho de campo. Agradeço ainda a empresa Vale que, em conjunto a Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG), forneceu o suporte financeiro para este projeto (processo CRA-RDP-00120-10).

A UnB, por permitir a utilização da microsonda para as análises da química mineral. Ao laboratório GEOTOP por ter proporcionado as análises isotópicas Sm-Nd, realizadas com muita boa vontade pelo mestrando Gabriel Uhlein e pelo professor Fabrício Caxito.

Ao Labtec (CPMTC-IGC-UFMG), por disponibilizar seu laboratório petrográfico e aos professores Gilberto Costa e Maria de Lourdes (Lurdinha) por bons conselhos durante a caracterização petrográfica. Aos professores Rosaline C. Figueiredo e Silva e Ricardo Diniz, por participarem da banca de qualificação e contribuírem com sugestões ao trabalho.

Ao Fofão e ao Cleoni por me receberem em Brasília de forma tão amistosa. A todos os camaradas do IGC, que me proporcionaram diversos debates geológicos.

A minha família, em especial a minha mãe, pelo apoio incondicional e por se mostrar sempre uma guerreira ao longo de toda minha vida. Por fim agradeço a minha companheira Marcelle Alves, que com seu sorriso e alegria me dá energia para sempre ir adiante.

*“Se no caminho dele tinha uma pedra, no meu existem muitas e elas ainda falam, uma língua talvez incompressível para os poetas, mas que os geólogos tentam decifrar”.*

Silas S. Salgado

## SUMÁRIO

Agradecimentos.....	v
Índice de Figuras.....	vii
Índice de Tabelas.....	viii
Resumo.....	x
Abstract.....	xi
1- Introdução.....	1
1.1- Objetivo/Justificativa.....	1
1.2- Localização e Aspectos Fisiográficos.....	2
1.3- Metodologia.....	3
1.4- Procedimentos Analíticos.....	4
1.5- Organização da Dissertação.....	5
2- Contexto Geológico Regional e o Complexo de Brejo Seco.....	6
3- Artigo: Geologia, Estratigrafia e Petrografia do Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, sudeste do Piauí.....	17
4- Artigo: Geologia e mineralização de Ni-Cu no Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: implicações geotectônicas e no potencial para depósitos magmáticos.....	41
5- Considerações Finais.....	88
6- Referências Bibliográficas.....	92

## Índice de Figuras

Figura 1 - Mapa Rodoviário com a localização do Complexo de Brejo Seco.

Figura 2 - Esquerda: Riacho intermitente, comum na região. Direita: Típica vegetação da área de estudo.

Figura 3 - A seta vermelha indica a Zona de Cisalhamento Pernambuco e a seta preta indica a Zona de Cisalhamento de Patos. Santos *et al.* 2004.

Figura 4 - Mapa Geológico da Faixa Riacho do Pontal.

### **Figuras contidas no Artigo “Geologia, Estratigrafia e Petrografia do Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, sudeste do Piauí”**

Figura 1 - Mapa Geológico da Faixa Riacho do Pontal. Simplificado de Caxito (2013).

Figura 2 - Mapa geológico do Complexo Brejo Seco.

Figura 3- Estratigrafia da câmara magmática do Complexo de Brejo Seco com a representação das principais fases cumulus presentes ao longo das diferentes zonas. ZMI- Zona Máfica Inferior; ZU- Zona Ultramáfica; ZMT- Zona Máfica Transicional; UA- Unidade A; UB- Unidade B. Ol- Olivina; Chr- Cromita; Pl- Plagioclásio; Cpx- Clinopiroxênio; Ilm- Ilmenita; Mag- Magnetita; Apt- Apatita.

Fig. 4- Fotografias apresentando aspectos estratigráficos e estruturais do Complexo de Brejo Seco. (a) Vista para NW com o Morro do Bacamarte ao fundo e o limite entre ZU e ZMT inferido. (b) Foliações S-C em Granito Rajada milonitizado. (c) Gabro acamadado com So indicado. (d) Xenólito de troctolito em meio a dunito (UA). (e) Lineação mineral (Lm) down dip em xisto verde. Contato entre a ZMI e o Complexo Morro Branco. (f) Contato entre dunito (ZU) e troctolito (ZMT). Furo de sondagem FDS-003, 6,3 cm de diâmetro. (g) Afloramento de Ilm-magnetitito (UB).

Figura 5- Fotomicrografias apresentando as principais feições petrográficas do Complexo de Brejo Seco. a) Contatos poligonais planares entre Ol (Srp)+Chr cumulados. Dunito (ZU). b) Ol+Pl cumulados com CPX intercumuls. Troctolito (ZMI). c) Ol+Pl+Cpx cumulados em troctolito laminado (ZMT). Cristais orientados segundo o fluxo magmático. d) Seção basal de Opx com Pl (alterado a epidoto) incluso, textura ofítica em gabro (UA). e) Pl+Cpx+Ilm+Mag+Apt cumulados. Ilm-Mag gabro (UB). f) Lamelas de exsolução de ilmenita em magnetitito. Fotomicrografia a) sob luz polarizada e nicóis descruzados; b), c), d) e e) sob luz polarizada e nicóis cruzados; f) sob luz refletida.

Figura 6 - Fotomicrografias apresentando as principais texturas metamórficas presentes no Complexo de Brejo Seco. a) Textura *mesh* em cumulados de Ol. Chr e Mag ocorrem intersticiais. Dunito (ZU). b) Porfiroclastos de plagioclásio epidotizados. Troctolito milonitizado (ZMI). c) e d) Porfiroblastos de granada e anfibólio. Troctolito milonitizado (ZMT). Fotomicrografia a) sob luz polarizada e nicóis cruzados; b), c), d) luz polarizada e nicóis paralelos.

Figura 7 - Sequência de cristalização definida para o magma parental do Complexo de Brejo Seco.

### **Figuras contidas no artigo “Geologia e Mineralização de Ni-Cu no Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, nordeste do Brasil: implicações geotectônicas e no potencial para depósitos magmáticos”**

Figura 1 - Localização da Faixa Riacho do Pontal com relação ao Cráton São Francisco e a Província Borborema (Modificado de Alkmim, 2004).

Figura 2 – Mapa geológico da Faixa Riacho do Pontal (simplificado de Caxito, 2013).

Figura 3 - Mapa Geológico do Complexo de Brejo Seco.



Figura 4 - Fotografias apresentando aspectos estratigráficos e estruturais do Complexo de Brejo Seco. a) Lineação mineral (Lm) down dip em xisto verde. Contato entre a ZMI e o Complexo Morro Branco. b) Vista para norte com o Morro do Bacamarte ao fundo. Contato entre ZU e ZMT inferido. c) Contato entre dunito (ZU) e troctolito (ZMT). Furo de sondagem FDS-003. d) Foliação S-C no granito Rajada. e) Afloramento de Ilm-magnetitito (UB). f) Xenólito de troctolito em dunito (UA).

Figura 5 - Fotomicrografias apresentando as principais feições petrográficas do Complexo de Brejo. a) Textura adcumulática em dunito. b) Troctolito com cumulos de Pl, Ol e Cpx. Pl possuindo orientação por fluxo magmática. c) Troctolito com intercumulus de Cpx. d) Gabro acamadado (UA). e) Ilm-mag gabro (UB) com cumulos de Pl, Cpx, Ilm, Mag e Apt. f) Intercrescimento lamelar entre Ilm e Mag. Fotomicrografia a) sob luz polarizada e nicóis descruzados; b), c) e e) sob luz polarizada e nicóis cruzados; f) sob luz refletida. Pl- plagioclásio, Ol- olvina, Cpx- clinopiroxênio, Ilm- ilmenita, Mag- Magnetita, Apt- apatita.

Fig. 6 – Aspectos texturais metamórficos/miloníticos do Complexo de Brejo Seco. a) Porfiroclastos de Pl em troctolito milonitizado (ZMI) com textura lépido-nematoblástica. b) Porfiroclasto de Grt em troctolito milonitizado (ZMT) com textura lépido-nematoblástica. Fotomicrografia a) e b) sob luz polarizada e nicóis descruzados. Pl- plagioclásio, Grt- granada, Bt- biotita.

Figura 7 – Aspectos texturais dos sulfetos presentes na zona mineralizada do CBS. a) Sulfetos intersticiais aos cumulos de Ol. b) Exsolução de Ccp em Pn. c) Exsolução flame de Pn em Po. d) Associação de Po, Pt e Ccp. e) Blebs de sulfetos oxidados. Fotomicrografias sob luz refletida obtidas a partir de amostras provenientes da zona mineralizada (contato ZU-ZMT). Ol- olvina, Pn- pentlandita, Po- pirrotita, Ccp- calcopirita, Mag- magneita.

Figura 8 - Variação dos teores de Ni (ppm), Cu (ppm), Au (ppb) e Pt+Pd (ppb) na zona sulfetada e em partes da ZU e ZMT.

Figura 9 - Distribuição dos EGP para amostras provenientes da zona mineralizada. Os valores foram normalizados para o manto-primitivo de Sun & McDonough (1995).

Figura 10 - Variação dos teores de Ni e Fo em olivina ao longo da zona mineralizada. ZU- Zona Ultramáfica; ZMT- Zona Máfica Transicional.

Figura 11 - Distribuição dos teores de Ni (ppm) e Fo (mol%) nos cristais de olivina da zona mineralizada.

Figura 12 - Variação dos teores de MgO com relação ao a) Ni, b) Cr, c) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, d) TiO<sub>2</sub>, e) CaO, f) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, g) SiO<sub>2</sub>, h) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, para o CBS.

Figura 13 - Padrão de distribuição dos elementos traços para o CBS. Os valores foram normalizados para o manto-primitivo (Sun & McDonough, 1989). Zona Máfica Inferior (ZMI), Zona Ultramáfica (UZ), Zona Máfica Transicional (ZMT), Zona Máfica Superior (ZMS) - Unidade A (UA) e Unidade B (UB).

Figura 14 - Padrão de distribuição dos ETR para o CBS. Os valores foram normalizados para o condrito C1 (Sun & McDonough, 1989). Zona Máfica Inferior (ZMI), Zona Ultramáfica (UZ), Zona Máfica Transicional (ZMT), Zona Máfica Superior (ZMS) - Unidade A (UA) e Unidade B (UB).

Figura 15 - Dados isotópicos Sm-Nd para o CBS. n= número de amostras.

Figura 16 - Associação entre as principais fases cumulus no CBS e distribuição estratigráfica dos teores de Fo (mol%), εNd, Mg# e TiO<sub>2</sub> (wt%).

Figura 17 - Magmatismo toniano associado os Escudos São Francisco e Congo. C- Cabinda; V- Vitória; L- Luanda (Modificado de Alckmim *et al.* 2006).

## **Índice de Tabelas**

**Tabelas contidas no artigo “Geologia e Mineralização de Ni-Cu no Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, nordeste do Brasil: implicações geotectônicas e no potencial para depósitos magmáticos”**

Tabela 1- Posicionamento estratigráfico das amostras com relação a base do CBS.

Tabela 2- Variação dos teores de Ni (ppm), Cu (ppm), Au (ppb) and Pt+Pd (ppb) ao longo da zona sulfetada e em parte da ZU e da ZMT.

Tabela 3- Teores de EGP+Au para amostras coletadas na zona sulfetada do CBS, exceto a amostra SS-CBS-057.

Tabela 4- Análises de microsonda representativas para os cristais de olivina do CBS.

Tabela 5- Composição dos elementos maiores (wt %), menores (ppm) e traços (ppm) para o CBS.

Tabela 6- Dados isotópicos Sm-Nd para o CBS.

## Resumo

O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco ocorre no extremo oeste da Faixa neoproterozóica Riacho do Pontal, limite norte do Cráton do São Francisco, sudeste do Estado do Piauí, Brasil. Neste trabalho, dados cartográficos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos possibilitaram um novo modelo para a sua gênese e uma avaliação de seu potencial metalogenético. O Complexo de Brejo Seco (CBS) consiste em um corpo ígneo acamadado, invertido tectonicamente, que mergulha em média 70° para norte. Foi aqui considerado como de origem intracontinental, em contraste a uma origem ofiolítica previamente proposta. Sua estratigrafia é formada por quatro zonas principais: Zona Máfica Inferior (ZMI), Zona Ultramáfica (ZU), Zona Máfica Transicional (ZMT) e Zona Máfica Superior (ZMS). Dados isotópicos Sm-Nd indicam que o CBS intrudiu a crosta continental há aproximadamente 900 Ma. A sequência de cristalização magmática (Ol+Chr >> Pl+Ol+Chr >> Pl+Cpx+Ol >> Pl+Cpx+Ilm+Mag+Apt) definida para o CBS, em conjunto ao fracionamento geoquímico e a química da olivina, sugerem uma afinidade Mg-toleítica para o magma parental. Os valores de  $\epsilon_{Nd(T=900)}$  obtidos ao longo da estratigrafia do CBS (-0.2 a +3.3), evidenciam a interação do magma parental com a crosta sílica e, em conjunto a sequência de cristalização e a química mineral, registram pelo menos quatro estágios principais de preenchimento da câmara magmática. Destaca-se o Estágio III, que representa a mineralização sulfetada localizada nos contatos entre a ZU e ZMT e formada pela interação entre um magma parental primitivo (Fo87-89) e contaminado ( $\epsilon_{Nd} < 0$ ), com um magma moderadamente primitivo (Fo82). A avaliação do potencial metalogenético do CBS em hospedar depósitos sulfetados de Ni-Cu- (EGP) não revelou nenhum alvo especificamente em potencial, mas pode ser utilizada como um guia para futuros trabalhos de exploração. Análises químicas realizadas na zona mineralizada indicaram baixos teores de Ni-Cu- (EGP). A idade toniana (~900 Ma) obtida para o CBS permite interpreta-lo como um registro dos estágios iniciais do rifteamento Riacho do Pontal e correlaciona-lo aos basaltos Monte Orebe (~820 Ma), que representam a crosta oceânica desenvolvida com a evolução do rifte. O CBS também pode ser correlacionado ao evento magmático extensional toniano, responsável pela fragmentação do Supercontinente Rodínia. Evidências deste magmatismo estão presentes no Escudo São Franciscano e no Escudo do Congo.

## Abstract

The Mafic-Ultramafic Brejo Seco Complex occurs on the western end of the Neoproterozoic Riacho do Pontal fold belt, the northern limit of the São Francisco Craton, State of Piauí, Northeast of Brazil. In this work, cartographic, petrographic, geochemical and isotopic data enabled a new genetic model for the complex and an evaluation of its metallogenetic potential. The Brejo Seco Complex (BSC) consists of a layered igneous body, tectonically inverted, dipping on average 70° to north. It was considered here as intracontinental in origin, in contrast to an ophiolitic origin previously proposed. The stratigraphy of the complex can be divided into four major zones: Lower Mafic Zone (LMZ), Ultramafic Zone (UZ), Mafic Transitional Zone (MTZ) and Upper Mafic Zone (UMZ). Sm-Nd isotopic data indicate that the complex intruded the continental crust at c.a. 900 Ma. The magmatic crystallization sequence (Ol+Chr >> Pl+Ol+Chr >> Pl+Cpx+Ol >> Pl+Cpx+Ilm+Mag+Apt) defined for the BSC, together with geochemical fractionation and olivine chemistry, suggest an affinity for Mg-tholeiitic parental magma.  $\epsilon_{Nd(T=900)}$  values obtained along of Brejo Seco stratigraphy (-0.2 a +3.3), show the interaction of parental magma with sialic crust and together with crystallization sequence and mineral chemistry, record at least four major phases of magmatic chamber filling. The phase three has a special interest as it represents the sulphide mineralization, located in the contact between the UZ and the MTZ, and formed by the interaction between a primitive parental magma (Fo87-89) and contaminated ( $\epsilon_{Nd} < 0$ ) and moderately a primitive magma (Fo82). The evaluation of the metallogenic potential of the BSC to host Ni-Cu-(EGP) sulphide deposits revealed no potential target specifically, but can be used as a guide for future exploration works. Chemical analyzes performed on mineralized zone indicated low levels of Ni-Cu-(EGP). The Tonian age (~ 900 Ma) obtained for the CBS allows to interpret it as a record of early rifting stages of the Riacho do Pontal fold belt, as well as correlate it to Monte Orebe basalts (~820 Ma), which represent the oceanic crust developed during the rifting evolution. The BSC can also be correlated to the Tonian extensional magmatic event responsible for fragmentation of the supercontinent Rodinia. Evidence of this magmatism are present in several fold belts as well as the São Francisco and Congo Cratons.



## **1. Introdução**

A dissertação de mestrado foi realizada no Departamento de Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), dentro do programa de pós-graduação em Geologia, na área de concentração em Geologia Econômica e Aplicada, sob orientação do professor Dr. Alexandre Uhlein (UFMG) e tendo como co-orientador o professor Dr. César Fonseca Ferreira Filho (UnB).

Teve como suporte financeiro o Projeto de Pesquisa intitulado “Geotectônica da Faixa Riacho do Pontal, Petrologia e Potencial Metalogenético dos Complexos Monte Orebe e Brejo Seco- Piauí” (Projeto CRA–RDP-00120-10), aprovado no edital Fapemig-Vale. A coordenação do projeto também foi realizada pelo professor Alexandre Uhlein, que contou com a colaboração dos professores Fabrício Caxito (UFMG), César Fonseca Ferreira Filho (UnB) e Elton Dantas (UnB).

### **1.1. Objetivo/Justificativa**

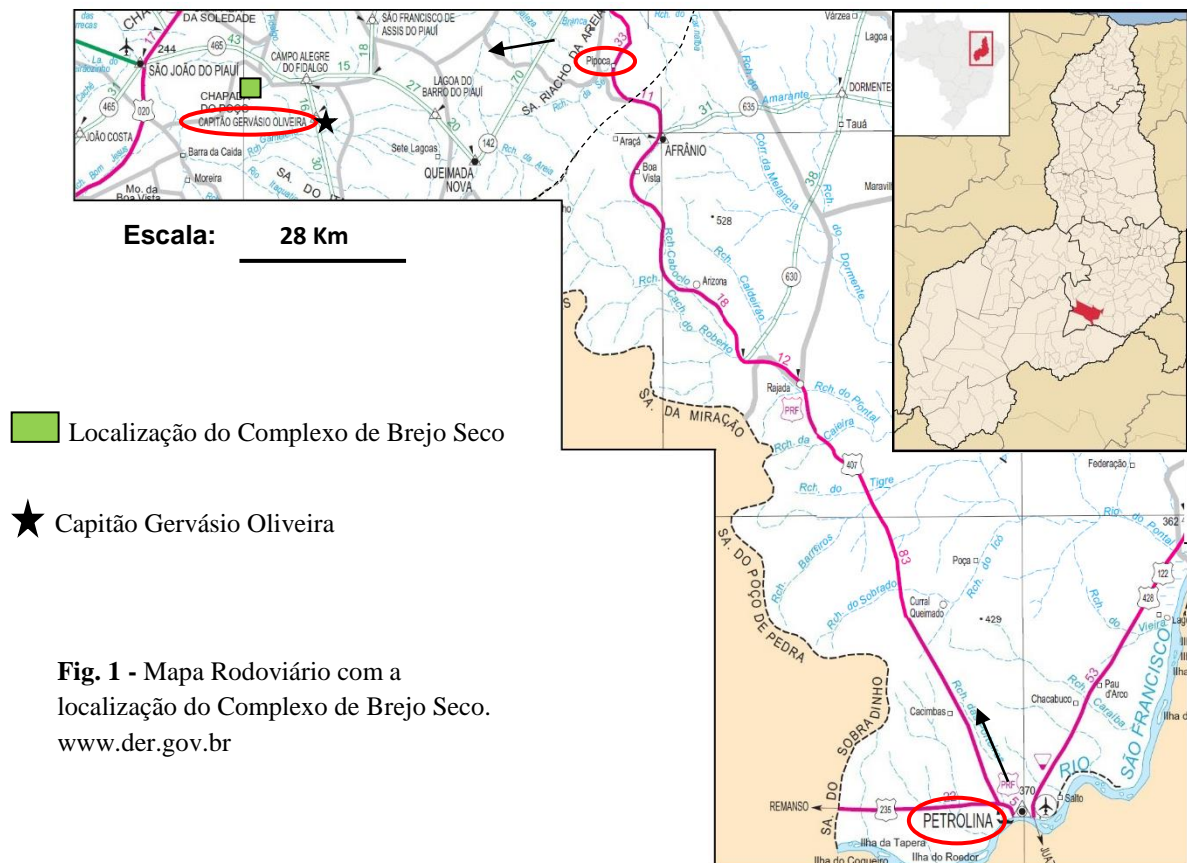
Este mestrado se soma a uma série de estudos que vêm sendo realizados pelos professores Alexandre Uhlein, Fabrício A. Caxito e colaboradores na porção norte do Cráton São Francisco, especificamente nas Faixas Riacho do Pontal e Rio Preto. Teve como foco o entendimento do Complexo de Brejo Seco, no que se refere a sua gênese, seu significado geotectônico na Faixa Riacho do Pontal e seu potencial metalogenético para depósitos sulfetados de Ni-Cu- (EGP). Durante o mestrado foram adquiridos novos dados de campo, petrográficos, geoquímicos, isotópicos e de química mineral para o Complexo de Brejo Seco.

O trabalho se justifica devido à carência de publicações que versam sobre o Complexo de Brejo Seco, que possui grande relevância no contexto da Faixa Riacho do Pontal e um significativo potencial metalogenético, hospedando um depósito de níquel laterítico. Destaca-se ainda que o conhecimento geológico sobre a Faixa Riacho do Pontal permanece aquém se comparado aos outros cinturões móveis que contornam o Cráton São Francisco, como a Faixa Araçuaí (a sudeste) e a Faixa Brasília (ao oeste), por exemplo.

## 1.2 Localização e Aspectos Fisiográficos

A área de estudo localiza-se na porção sudeste do Estado do Piauí, 25 km a noroeste do município de Capitão Gervásio Oliveira, e próximo a tríplice divisa entre os estados do Piauí, de Pernambuco e da Bahia (Fig. 1).

O acesso a partir de Petrolina (PE) foi realizado pela BR-407, por onde após 132 km, sentido noroeste, chega-se ao distrito de Pipoca (PI) que dá acesso à PI-459. Após 115 km pela PI-459, sentido oeste, um entroncamento dá acesso a PI-465. Desta, segue-se por mais 13 km, no sentido sudeste, até à cidade de Capitão Gervásio Oliveira. No total são percorridos 260 km desde a cidade de Petrolina.



A porção sudeste do Estado do Piauí é caracterizada por um clima semi-árido quente e seco, com amplitude térmica anual entre 22°C a 39°C. O índice pluviométrico anual varia de 400 e 500 mm. Ambos os aspectos fazem com que a área também seja conhecida como “Polígono das Secas” (Andrade 1974 *in* Angelim *et al.* 1988).

Os cursos d'água em geral são intermitentes (Fig. 2), fluem para oeste e noroeste, e pertencem a Bacia do Parnaíba. Os açudes são de grande importância devido ao déficit hídrico presente, ainda agravado por uma elevada taxa de evaporação. A geomorfologia é definida como um vasto pediplano, constituído do Neógeno ao Quaternário sob influência de condições áridas. A altitude média é de 220 m. Dentre os solos regionais predominam latossolos álicos e distróficos. O bioma dominante é a caatinga hipoxerófila, que possui três tipos de vegetações principais: herbáceo, arbustivo e arbóreo (Fig. 2; Jacomine, 1986).



**Fig.2** – Esquerda: Riacho intermitente, comum na região. Direita: Típica vegetação da área de estudo.

### 1.3 Metodologia

O mestrado foi realizado entre agosto de 2012 e junho de 2014. Teve início com uma intensa revisão bibliográfica dos trabalhos que versam sobre o Complexo de Brejo Seco e a Faixa Riacho do Pontal. Posteriormente, uma etapa de campo, com duração de 20 dias, proporcionou a confecção de um mapa geológico de uma área com 49 Km<sup>2</sup>. O mapeamento foi realizado com ênfase na estratigrafia do complexo e em sua delimitação. Ainda durante a etapa de campo foram descritos 600 m de testemunhos de sondagem gentilmente cedidos pela empresa Vale.

A amostragem ocorreu de forma sistemática em perfis geológicos de direção N-S e nos furos de sondagem FDS-003, FDS-004 e FR-007. Teve como critério a coleta de rochas com texturas cumuláticas preservadas, com menor grau intempérico possível e que representassem todas as unidades do complexo. Ao todo foram coletadas 70 amostras, usadas na:



- i) Confeção de 41 lâminas polidas e 14 lâminas delgadas.
- ii) Determinação da composição química de rocha total de 26 amostras, sendo oito dunitos, seis troctolitos, onze gabros e um anortosito.
- iii) Determinação do conteúdo em elementos do grupo da platina (EGP) + Au em quatro amostras, sendo três dunitos sulfetados e um magnetitito.
- iv) Caracterização isotópica Sm-Nd de dez amostras, três troctolitos, três gabros e quatro ilmenita-magnetita gabros.

## 1.4 Procedimentos Analíticos

As análises químicas de rocha total foram realizadas pelo Laboratório Acme Analítica Laboratórios Ltda. localizado em Vancouver, Canadá. A determinação dos elementos maiores na forma de óxidos, em conjunto ao  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e ao Ba, foram realizadas a partir da fusão de 0,2 g de amostra por metaborato/tetraborato de lítio, seguindo sua digestão em água régia e análises por ICP-ES (*emission spectrometry*). A determinação dos elementos terras-raras, menores e traços segue o mesmo processo de decomposição descrito para os elementos maiores, mas as análises são realizadas por ICP-MS (*mass spectrometry*). Para a determinação dos metais preciosos e os metais-base foi utilizada 0,5 g de amostra digerida em água régia e também analisada por ICP-MS.

As análises químicas dos teores de Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au e Re foram realizadas pelo Laboratório Actlabs localizado em Ancaster, no Canadá. O processo consiste na decomposição da amostra por fusão com sulfeto de níquel (NiS) e na detecção dos elementos por ICP-MS. Os erros analíticos estão em torno de 5% para os óxidos e 10-15% para os elementos-traço.

As análises químicas dos cristais de olivina foram realizadas através de uma microsonda eletrônica, modelo Cameca SX-50, no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. A voltagem de operação durante as análises foi de 15 kV e com um feixe de 25 nA. Foram determinados os seguintes elementos:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , FeO, MnO, MgO e NiO.

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas em 10 amostras selecionadas com base em seu posicionamento estratigráfico. Foram utilizados os laboratórios GEOTOP-UQÀM *Research Center*, Montreal, Canadá e de Geocronologia da Universidade de Brasília, Brasil. Os procedimentos analíticos consistem na utilização de 50 a 100 mg do pó das amostras de rocha, que são dissolvidas em HF-HNO<sub>3</sub> e

misturados à alta pressão em capsulas de Teflon. Uma solução traçadora  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  é adicionada para determinar as concentrações de Nd e Sm. Os elementos terras-raras são purificados por cromatografia de troca catiônica e posteriormente o Sm e o Nd são separados seguindo os procedimentos de Gioia e Pimentel (2000). As análises Sm e Nd foram realizadas usando um conjunto de triplo filamentos de rênio, e o mesmo espectrômetro de massa (*Thermo Scientific Triton Plus*) em ambos laboratórios. As concentrações de Sm e Nd e as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  possuem uma acurácia de 0.5%, que corresponde a um erro médio nos valores iniciais de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de  $\pm 0.5$ , baseado em medidas repetidas dos padrões JNdi, BCR-1 e BHVO-2.

## 1.5 Organização da Dissertação

Conforme previsto no regulamento do Curso de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais e por sugestão dos orientadores, esta dissertação foi estruturada na forma de dois artigos. O primeiro artigo, intitulado “Geologia, Estratigrafia e Petrografia do Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, sudeste do Piauí” foi submetido e aceito para publicação na Revista *Geonomos*, publicada pelo Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, do Instituto de Geociências (UFMG). Apresenta um novo mapa geológico para o Complexo de Brejo e teve como principal objetivo definir a petrografia do complexo, o metamorfismo, sua estruturação magmática e sugerir um provável ambiente geotectônico para sua colocação. O segundo artigo, é intitulado “Geologia e mineralização de Ni-Cu no Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, noroeste do Brasil: implicações geotectônicas e no potencial para depósitos magmáticos”, será traduzido para o idioma inglês e submetido a Revista *Journal of South American Earth Sciences*, publicado pela editora Elsevier. Este artigo adiciona à estratigrafia e petrografia, dados geoquímicos, isotópicos e de química mineral, que fornecem uma base para interpretações de um modelo mais robusto para a gênese do complexo, a natureza de sua mineralização e seu potencial metalogenético. O primeiro artigo segue apresentado na mesma formatação e com o mesmo conteúdo que foi submetido.

## 2. Contexto Geológico Regional e o Complexo de Brejo Seco

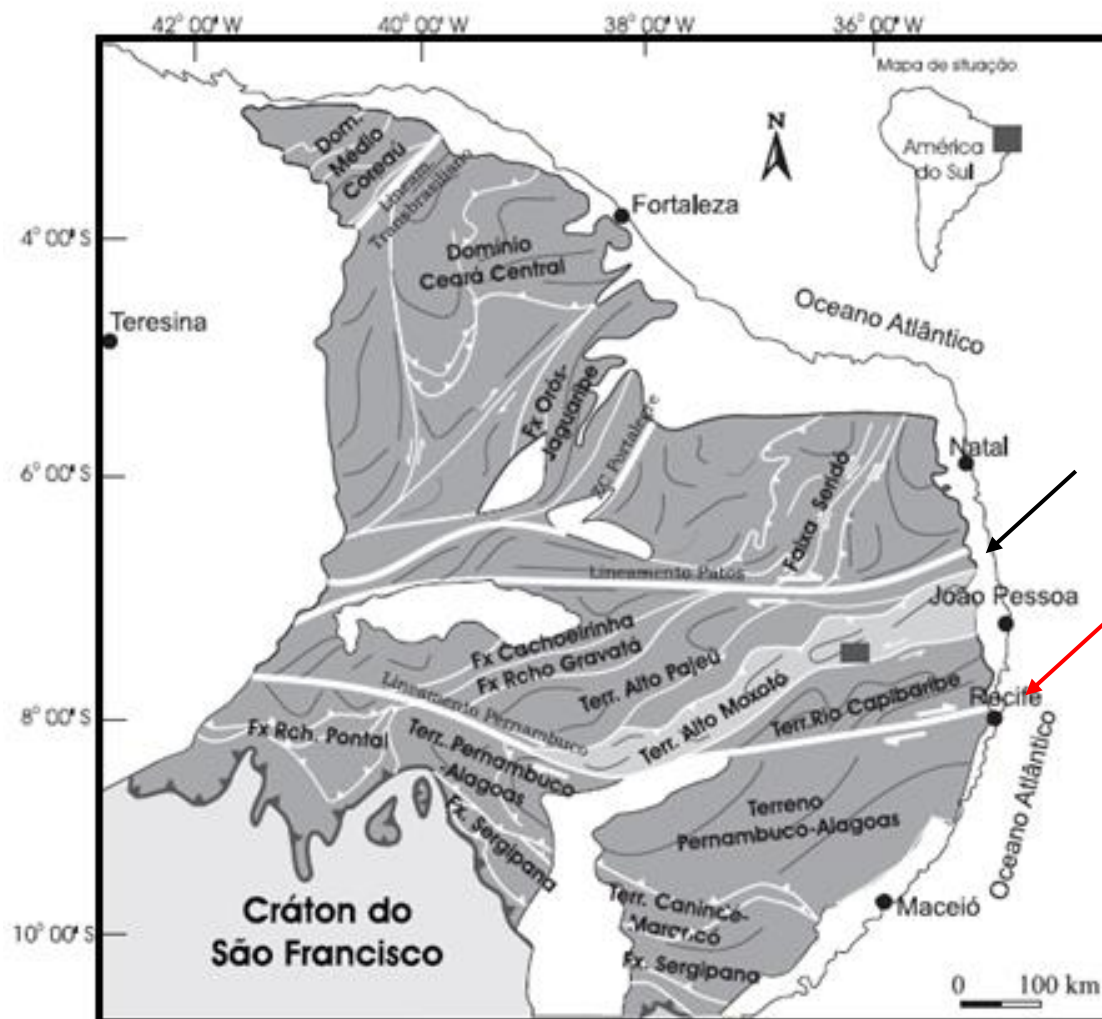
O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco ocorre no extremo oeste da Faixa Riacho do Pontal e estabelece contatos tectônicos com o Complexo metavulcanossedimentar de Morro Branco e com o granito sin-colisional Rajada. Geograficamente, o Complexo de Brejo Seco localiza-se na porção sudeste do Estado do Piauí, próximo a seu limite com os estados da Bahia e Pernambuco. A Faixa Riacho do Pontal é uma das unidades integrantes da Província Borborema, e ocupa sua porção meridional.

### Província Borborema

A Província Borborema (Brito Neves, 1975; Almeida *et al.* 1981) é uma ramificação do sistema orogênico neoproterozóico Brasileiro-Pan-Africano (650-500 Ma), formada durante a interação de três importantes blocos crustais: São Francisco/Congo, São Luís/Oeste Africano e Amazônico. Este processo culminou no amalgamento do Supercontinente Gondwana Oeste (Brito Neves *et al.* 2000).

Foi dividida nos domínios Setentrional, Transversal e Meridional (Brito Neves *et al.* 1995). O lineamento de Patos define o limite entre o domínio transversal e o domínio setentrional, enquanto o lineamento de Pernambuco define o limite entre o domínio transversal e o domínio meridional (Fig. 3). Ambos os lineamentos são extensas zonas transcorrêntes dextrais, de direção leste-oeste.

Apesar da atual estruturação da Província Borborema ser fruto de uma tectônica ocorrida entre 650-500 Ma, em seu Domínio Transversal (Terreno Alto Pajeú) e Meridional (Terreno Poço Redondo-Marancó e Faixa Riacho do Pontal), foi identificado um ciclo orogênico de idade toniana (~1000-920 Ma), denominado Cariris Velhos (Brito Neves *et al.* 1995; Santos *et al.* 2010; Caxito *et al.* 2014a).



**Fig. 3** - A seta vermelha indica a Zona de Cisalhamento Pernambuco e a seta preta indica a Zona de Cisalhamento de Patos. Santos *et al.* 2004.

### A Faixa Riacho do Pontal

A Faixa Riacho do Pontal (Fig. 4) localiza-se na tríplice junção entre os Estados da Bahia, Piauí e Pernambuco, estendendo-se desde Juazeiro (BA) e Petrolina (PE) ao sul, até São Raimundo Nonato (PI) a oeste, e Paulistana (PI) ao norte.

Em um contexto geológico regional, a Faixa Riacho do Pontal localiza-se no domínio meridional da Província Borborema e no extremo norte do Cráton São Francisco. Seus limites são definidos a norte; pela Zona de Cisalhamento Pernambuco, a leste; pelo terreno Pernambuco-Alagoas, ao sul; faz contato com o Cráton do São Francisco e a oeste e noroeste; é coberta a pela Bacia do Parnaíba (Angelim 1988, Brito Neves *et al.* 1995, Angelim *et al.* 1998, Uhlein *et al.* 2011a; Caxito, 2013).

Foi definida como um Sistema de Dobramentos e Empurrões neoproterozóico, de direção geral E-W, marcado por uma tectônica compressiva-transpressiva, vergente para sul, responsável pelo imbricamento tectônico de sequências metavulcanossedimentares sobre a borda do Cráton do São Francisco (Brito Neves, 1975; Angelim, 1988; Jardim de Sá *et al.* 1992; Brito Neves *et al.* 1995; Angelim & Kosin, 2001).

A Faixa pode ser dividida em três unidades tectônicas principais (Oliveira, 1998; Angelim *et al.* 1998; Angelim & Kosin 2001; Oliveira, 2008; Caxito, 2013; Caxito *et al.* 2014a):

- i) Zona Interna- É constituída pelas sequências metavulcanossedimentares de Paulistana, Santa Filomena e Morro Branco, e ainda pelos corpos intrusivos da Suíte Afeição e dos Complexos máficos-ultramáficos de Brejo Seco e São Francisco.
- ii) Zona Central- Representada pelo Complexo Monte Orebe.
- iii) Zona Externa- Representada pelo Grupo Casa Nova.

Estas unidades estratigráficas são truncadas por três gerações de granitos distintos e associados a tectônica brasileira: a suíte Rajada (sin-colisional), a suíte Serra da Esperança (sin a tardi-colisional) e a suíte Aldeia/Caboclo (tardi a pós-colisional).

### **Zona Interna**

É limitada a norte pela zona de cisalhamento Pernambuco e constituída pelos complexos metavulcanossedimentares de Paulistana, Santa Filomena e Morro Branco. Ainda compõe esta unidade a Suíte Afeição e os corpos máficos-ultramáficos de São Francisco e Brejo Seco (Fig. 4).

Os complexos de Paulistana e Santa Filomena (Santos & Caldasso, 1978; Gomes & Vasconcelos, 1991; Angelim & Kosin, 2001) possuem características semelhantes, sendo constituídos por mica xistos, quartzitos, *metachert*, hornblenda-tremolita-actinolita xisto (metabasalto), mármore e lentes de rochas calcissilicáticas. Um metamorfismo fácies xisto verde alto a anfibolito, e um padrão estrutural marcado por dobras apertadas e isoclinais ocorrem em ambos. A presença de rochas ultramáficas, transformadas pelo metamorfismo em clorita xistos e talco xistos, é restrita ao Complexo de Paulistana.

O Complexo Morro Branco (Caxito, 2013) consiste em uma sequência metassedimentar de baixo grau metamórfico que se estende por cerca de 60 Km na direção leste-oeste. Sua associação supracrustal é composta principalmente por quartzomica xisto, filito, quartzito, ritmitos e *metachert*. Os principais representantes vulcânicos são metabasalto, metariodacito, metadacito e metariolito. O Complexo de Brejo Seco está alojado junto ao Complexo Morro Branco e será descrito posteriormente por ser o objeto de estudo deste trabalho.

Uma importante feição da Faixa Riacho do Pontal, que ocorre restrita a sua Zona Interna, são os *augen-gnaisses* da Suíte Afeição (Angelim, 1988). Dados geocronológicos, U-Pb e Pb-Pb, definiram sua idade entre ~1000-920 Ma (Van Schmus *et al.* 1995; Caxito *et al.* 2014a) e permitem vincular estas rochas ao evento orogênico Cariris Velhos (Brito Neves *et al.* 1995; Santos *et al.* 2010). A Suíte Afeição intrude os complexos de Santa Filomena e Morro Branco, fornecendo assim uma idade mínima (~1,0 Ga) para ambas as unidades que estão possivelmente relacionadas a este orógeno.

### **Zona Central**

Estende-se por aproximadamente 100 km na direção leste-oeste (Fig. 4). É representada pelo complexo vulcanosedimentar de Monte Orebe, por sua vez, composto de uma unidade sedimentar e uma unidade vulcânica (Santos & Caldasso, 1978; Angelim *et al.* 1988; Gomes, 1990; Moraes, 1992; Caxito *et al.*, 2014b).

A unidade sedimentar do Complexo Monte Orebe foi interpretada como proveniente de uma sedimentação em ambiente marinho profundo, sendo constituída por grafita xisto, micaxisto, xisto carbonático, *metachert*, quartzito, metagrauvaca, metarritmito e quartzo xisto.

A unidade vulcânica é formada por metabasalto (actinolita xisto), anfíbolito, metatufo e metaultramáficas subordinadas. Xistos verdes foram interpretados como produto de um magmatismo do tipo T-MORB, de baixo K e afinidade toleítica. Estudos geocronológicos (Sm-Nd) sugerem que este magmatismo teria ocorrido a aproximadamente 820 Ma (Caxito *et al.*, 2014b).



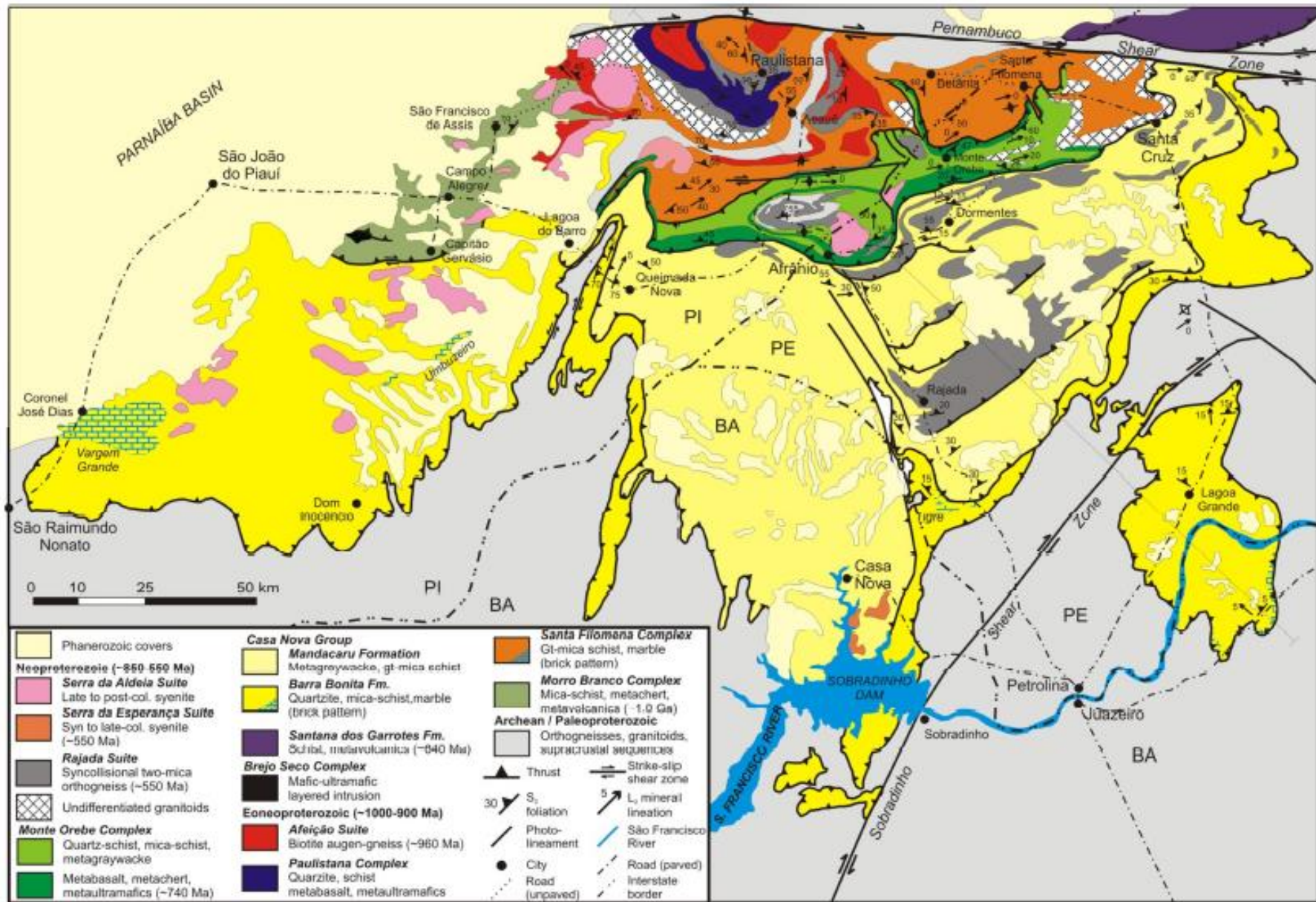


Fig. 4 - Mapa Geológico da Faixa Riacho do Pontal. (Caxito 2013, compilado de Angelim (1988), Santos & Silva Filho (1990), Figuerôa & Silva Filho (1990), Gomes & Vasconcelos (1991) e Angelim & Kosin (2001).

Levantamentos geofísicos realizados na Zona Central evidenciam uma transição entre anomalias gravimétricas positivas e negativas, feição esta comum em zonas de sutura de orógenos. Estas informações, somadas aos dados geológicos, estratigráficos, petrográficos e geocronológicos permitiram que o Complexo Monte Orebe fosse interpretado como uma possível zona de colagem entre a porção meridional da Província Borborema e o Cráton São Francisco (Oliveira 1998; 2008; Caxito, 2013). O Complexo Monte Orebe é então entendido como parte da crosta oceânica que teria se constituído durante o evento extensional da Faixa Riacho do Pontal e sido posteriormente obductado (Caxito *et al.* 2014b).

### **Zona Externa**

É a unidade de maior abrangência da Faixa Riacho do Pontal, sendo representada pelos metassedimentos do Grupo Casa Nova (Souza *et al.* 1979; Bizzi *et al.* 2003). A nordeste é delimitada pela Zona de Cisalhamento Pernambuco; a sul, leste e sudoeste, estabelece contato tectônico com o embasamento; em sua porção oeste-noroeste é coberta pela Bacia do Parnaíba (Fig. 4).

É constituída por uma associação de rochas supracrustais divididas de sul para norte nas formações Barra Bonita e Mandacaru.

A Formação Barra Bonita contorna quase toda a borda da faixa e estabelece contato tectônico basal com o Cráton São Francisco (Bloco Gavião). Possui maiores dimensões entre as cidades de Capitão Gervásio e Dom Inocêncio e constitui uma *klippe* de nome homônimo a nordeste das cidades de Juazeiro (BA) e Petrolina (PE). Foi definida como uma sedimentação de ambiente marinho plataformar (Figuerôa & Silva Filho, 1990; Santos & Silva Filho, 1990). Suas principais litologias são muscovita-quartzito, metapelito e biotita xisto. Lentes de metacalcários formam o membro Vargem Grande, presente de forma representativa nas imediações da cidade de Coronel José Dias (Uhlein *et al.* 2011).

A Formação Mandacaru ocupa grande parte da porção central da faixa. Estabelece contato basal com a Formação Barra Bonita e com o Cráton São Francisco. Foi interpretada como uma sedimentação de ambiente marinho profundo, do tipo *flysch* (Figuerôa & Silva Filho, 1990; Santos & Silva Filho, 1990). É constituída por



intercalações centimétricas a decimétricas entre micaxisto e metagrauvaca xistosa a quartzosa. Estratificações gradacionais sugerem uma possível sequência turbidítica.

### **Suítes Ígneas Brazilianas**

Todas as zonas constituintes da Faixa Riacho do Pontal são cortadas por diferentes gerações de granitos brasilianos, subdivididos em função de suas feições deformacionais em três gerações (Angelim *et al.* 1988; Gomes & Vasconcelos, 1991; Angelim & Kosin, 2001): Sin-Colisional (Suíte Rajada; em torno de 630-620 Ma; Jardim de Sá *et al.* 1992; Brito Neves, com. pessoal), Sin a Tardi-Colisional (Suíte Serra da Esperança; 555 Ma, Jardim de Sá *et al.* 1992) e Tardi a Pós-Colisional (Suíte Aldeia/Caboclo).

### **Magmatismo Sin-Colisional**

É o magmatismo de maior expressão na faixa, representado pela Suíte Rajada. Aflora geralmente como corpos alongados e concordantes as rochas encaixantes, sendo constituído por ortognaisses de composição sienogranítica, granodiorítica e tonalítica.

### **Magmatismo Sin a Tardi-Colisional**

É representado pela Suíte Serra da Esperança (Jardim de Sá *et al.* 1996), e ocorre na região norte da Represa de Sobradinho. Suas principais litologias são sienito e quartzo sienito. Composicionalmente consiste em um magmatismo alcalino, ultrapotássio, sílica saturado. Dados geoquímicos evidenciam anomalias negativas de Nb e um padrão de enriquecimento em LILE. Estas características sugerem que ao contrário de outros magmatismos alcalinos, normalmente associados a ambientes anorogênicos ou pós-orogênicos, esta suíte talvez tenha outra origem (Jardim de Sá *et al.* 1996).

### **Magmatismo Tardi a Pós-Colisional**

É constituído pela Suíte Serra da Aldeia/ Caboclo (Gava *et al.* 1984) presente nas porções oeste, centro-leste e norte da faixa. Possui morfologias circulares e ovais. Ocorrem como litologias predominantes sienitos, quartzo sienitos e álcali granitos. Composicionalmente consiste em um magmatismo alcalino, anorogênico (Tipo A) apresentando anomalias negativas de Eu e enriquecimento em ETRL (Ferreira *et al.* 1994).

## O Complexo de Brejo Seco

Os primeiros trabalhos desenvolvidos nesta unidade são do início da década de setenta e foram realizados pela Companhia Brasileira de Amianto, seguida pela Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO), atualmente Vale. Visavam o depósito de níquel laterítico, amplamente estudado pela empresa Vale até meados da década de oitenta (Santos,1984). Já no início dos anos dois mil, a Vale retomou as atividades na região, efetuando a instalação de uma planta piloto para o beneficiamento do minério laterítico e furos de sondagem nas unidades máfico-ultramáficas direcionados à exploração de níquel sulfetado.

Os primeiros estudos de cunho regional na região do Complexo de Brejo Seco foram realizados por Gava *et al.* (1983), que introduziram o termo Grupo Brejo Seco para representar o conjunto de rochas plutono-vulcanossedimentares localizadas na região de nome homônimo. Esta unidade foi na época comparada a sequências arqueanas do tipo *greenstone belt*.

Posteriormente, Marimon (1990) definiu estas rochas como Sequência plutono-vulcanossedimentar de Brejo Seco e a correlacionou a uma suíte ofiolítica situada na borda (*fore-arc*) de um arco-magmático toleítico, semelhante aos ofiolitos do tipo zona de supra-subducção. Trabalhos realizados na região pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na década de mil novecentos e noventa e nos anos dois mil (Angelim *et al.* 1998; Angelim & Kosin 2001; Bizzi *et al.* 2007), não estudaram o complexo de forma direta, e seguiram utilizando o modelo proposto por Marimon (1990).

Uhlein *et al.* (2011) em trabalho sobre as Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, aplicam o termo Complexo de Brejo Seco apenas para as rochas máfico-ultramáficas, desmembrando assim o complexo da associação metavulcanossedimentar. Caxito (2013) e Caxito *et al.* (2014a), interpretam o Complexo de Brejo Seco como uma unidade máfico-ultramáfica intrudida na sequência metavulcanossedimentar encaixante, denominada então de Complexo Morro Branco.

O trabalho realizado por Marimon (1990) foi o único direcionado exclusivamente ao Complexo de Brejo Seco e aborda suas características petrográficas, geoquímicas e petrogenéticas. Define as rochas máficas-ultramáficas como uma

sequência acamadada cíclica, limitada no topo e na base por contatos tectônicos, metamorfisada em fácies xisto verde e dividida em duas unidades principais:

Unidade Ultramáfica- constituída por dunito (serpentinito), lherzolito, websterito e troctolito, geralmente verdes a verdes-escuros e de textura cumulática. Olivina e clinopiroxênio formam os minerais essenciais, enquanto cromita, pentlandita e calcopirita figuram como acessórios. Serpentina e clorita são os principais minerais metamórficos. Xistos magnesianos se formam ao longo das zonas de cisalhamento.

Unidade Máfica- É constituída por troctolito, olivina-gabro e anortosito, geralmente branco-esverdeados e de textura cumulática. Olivina, plagioclásio e augita constituem os minerais essenciais. Actinolita, clorita e serpentina ocorrem como minerais metamórficos.

As rochas encaixantes do Complexo de Brejo Seco foram divididas por Marimon (1990) em três domínios principais: i) Domínio Vulcânico- Constituído principalmente por metabasalto, estando metadacito e metariodacito subordinados; ii) Domínio Sedimentar Turbidítico- Constituído por metagrauvaca, metapelito, filito, formações ferríferas e metachert; iii) Domínio Sedimentar Arenítico- Constituído essencialmente por quartzito e muscovita xisto.

A origem ofiolítica e o ambiente geotectônico proposto para o Complexo de Brejo Seco por Marimon (1990) são baseados em três pontos principais: i) a unidade máfica-ultramáfica plutônica foi interpretada como cogenética ao basalto presente no Domínio Vulcânico. Desta forma, o ambiente tectônico de arco de ilha toleítico proposto para o basalto é também aplicado às intrusões máficas-ultramáficas; ii) análises químicas das rochas gabróicas ao serem lançadas em um diagrama geotectônico proposto por Coleman (1977), caem no campo dos cumulados máficos associados a ofiolitos; iii) aspectos petrográficos como a epidotização dos plagioclásios e a cloritização dos piroxênios foram interpretados como produto de um metamorfismo/hidrotermalismo de fundo oceânico, ou seja, indicam que estas rochas foram um membro integrante da crosta oceânica.

Porém, as interpretações realizadas por Marimon (1990) podem ser errôneas, já que foram baseadas em um pequeno volume de dados petrográficos e geoquímicos.

Além disso, a autora não realizou estudos isotópicos geocronológicos e de química mineral no CBS.

**3- Artigo: Geologia, Estratigrafia e  
Petrografia do Complexo de Brejo  
Seco, Faixa Riacho do Pontal,  
sudeste do Piauí**

**Aceito para publicação no periódico**

**Geonomos**

## **Resumo**

O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco ocorre no extremo oeste do cinturão de dobramentos e empurrões neoproterozóico Riacho do Pontal, limite norte do Cráton São Francisco, Estado do Piauí, Nordeste do Brasil. Neste trabalho, novos dados geológicos sobre o complexo são apresentados, incluindo um mapa geológico e uma detalhada caracterização estratigráfica e petrográfica. A estratigrafia do Complexo de Brejo Seco foi dividida em quatro zonas principais: Zona Máfica Inferior (ZMI), Zona Ultramáfica (ZU), Zona Máfica Transicional (ZMT) e Zona Máfica Superior (ZMS). As ZMI e ZMS são interpretadas como a base e o topo da câmara magmática, respectivamente. Estas unidades foram tectonicamente invertidas durante a Orogênese Brasileira. A sequência de cristalização definida para o Complexo de Brejo Seco indica um padrão de enriquecimento em Fe-Ti em direção ao topo da câmara magmática, sugerindo uma afinidade toleítica para o magma parental. O Complexo de Brejo Seco é uma intrusão acamadada, de porte médio, inserido tectonicamente na unidade metavulcanossedimentar Morro Branco. Duas possibilidades podem ser sugeridas para sua evolução geológica: i) o complexo representa a câmara magmática exumada das rochas vulcânicas encaixantes (Complexo Morro Branco), possuindo provavelmente uma idade Mesoproterozóica; ii) o Complexo de Brejo Seco teria intrudido o Complexo Morro Branco, possuindo assim uma idade Neoproterozóica e estaria relacionado ao magmatismo máfico-ultramáfico responsável pela constituição da litosfera oceânica da Faixa Riacho do Pontal. Trabalhos continuam sendo realizados para elucidar a evolução geológica do Complexo de Brejo Seco.

**Palavras-Chave:** Complexo de Brejo Seco, intrusões acamadadas máfico-ultramáficas, Faixa Riacho do Pontal.

## **Abstract**

Geology, Stratigraphy and Petrography of Brejo Seco Complex, Riacho do Pontal fold belt, southeast of Piauí.

The Mafic-Ultramafic Brejo Seco Complex occurs on the western end of the Neoproterozoic Riacho do Pontal fold belt, the northern limit of the São Francisco Craton, State of Piauí, Northeast of Brazil. In this paper, new geological data on the complex are presented, including a geological map and detailed characterization of the

stratigraphy and petrography. The stratigraphy of the complex can be divided into four major zones: Lower Mafic Zone (LMZ), Ultramafic Zone (UZ), Mafic Transitional Zone (MTZ) and Upper Mafic Zone (UMZ). The LMZ and UMZ are correlated to the base and the top of the magma chamber, respectively. These units were tectonically inverted during the Brasiliano Orogeny. The sequence of magmatic crystallization set for the parental magma Brejo Seco Complex indicates a pattern of Fe-Ti enrichment towards the top of the magma chamber, suggesting a tholeiitic affinity for parental magma. The Brejo Seco Complex is a layered intrusion, medium-sized, inserted tectonically in a unit metavulcanosedimentary Morro Branco. Two possibilities may be suggested for its geological evolution: i) the complex represent the magma chamber exhumed volcanic host rocks (Morro Branco Complex) and own a probable Mesoproterozoic age; ii) the Brejo Seco Complex would have intruded the Morro Branco Complex, would Neoproterozoic in age and it is related to mafic - ultramafic magmatism of the oceanic lithosphere of the Riacho do Pontal fold belt. Works still running should help to clarify the geological evolution of the Brejo Seco Complex.

**Keywords:** Brejo Seco Complex, mafic-ultramafic layered intrusion, Riacho do Pontal fold belt.

## 1. Introdução

O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco ocorre no extremo oeste da Faixa Riacho do Pontal, sudeste do Piauí (Fig. 1). Os primeiros trabalhos desenvolvidos nesta unidade são do início da década de setenta e foram realizados pela Companhia Brasileira de Amianto, seguida pela Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO), atualmente Vale (Marimon, 1990). Visavam o depósito de níquel laterítico, amplamente estudado pela empresa Vale até meados da década de oitenta (Santos, 1984). Já no início dos anos dois mil, a Vale retomou as atividades na região, efetuando a instalação de uma planta piloto para o beneficiamento do minério laterítico e furos de sondagem nas unidades máfico-ultramáficas direcionados a exploração de níquel sulfetado.

Os primeiros estudos de cunho regional foram realizados por Gava *et al.* (1983), que introduziram o termo Grupo Brejo Seco para representar o conjunto de rochas plutono-vulcano-sedimentares localizadas na região homônima. Esta unidade foi na época comparada a sequências arqueanas do tipo *greenstone belt*. Marimon (1990) definiu este conjunto de rochas como Sequência plutono-vulcanossedimentar de Brejo Seco e a correlacionou a uma suíte ofiolítica situada na borda (*fore-arc*) de um arco-magmático toleítico, semelhante aos ofiolitos do tipo zona de supra-subducção. Neste modelo, a unidade máfico-ultramáfica plutônica é interpretada como cogenética aos basaltos que afloram junto aos metassedimentos encaixantes. Uhlein *et al.* (2012), em trabalho sobre as Faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, aplicam o termo Complexo de Brejo Seco apenas para as rochas máficas-ultramáficas, desmembrando assim o complexo da associação metavulcanossedimentar. Caxito (2013) e Caxito *et al.* (2014a) denominam de Complexo Morro Branco a sequência metavulcanossedimentar encaixante.

A correlação do Complexo de Brejo Seco com os complexos ofiolíticos, realizada por Marimon (1990), traz à tona o debate quanto ao significado de rochas máficas-ultramáficas presentes ao longo dos cinturões móveis que contornam o Cráton São Francisco. Diversas destas unidades já foram interpretadas como ofiolitos (Silva Filho *et al.* 1979; Danni *et al.* 1982; Strider & Nilson, 1992; Seer *et al.* 2001; Pinheiro & Suita 2008; Queiroga, 2010), no entanto, não são raras as divergências quanto a estas propostas e o reposicionamento geotectônico destes domínios (Oliveira & Tarney, 1990; Ferreira Filho *et al.* 1992).



Neste contexto, este artigo apresenta novos dados geológicos, estratigráficos e petrográficos para o Complexo de Brejo Seco, os quais resultam na reinterpretação da sua estrutura magmática e em uma discussão quanto ao seu posicionamento tectônico e sua gênese.

## 2. A Faixa Riacho do Pontal

O cinturão de dobramento e empurrões Riacho do Pontal (Brito Neves, 1975; Brito Neves *et al.* 2000) ocupa a porção meridional da Província Borborema e limita o extremo norte do Cráton São Francisco. Estende-se por cerca de 250 km na direção E-W entre os estados da Bahia, Pernambuco e Piauí (Fig. 1).

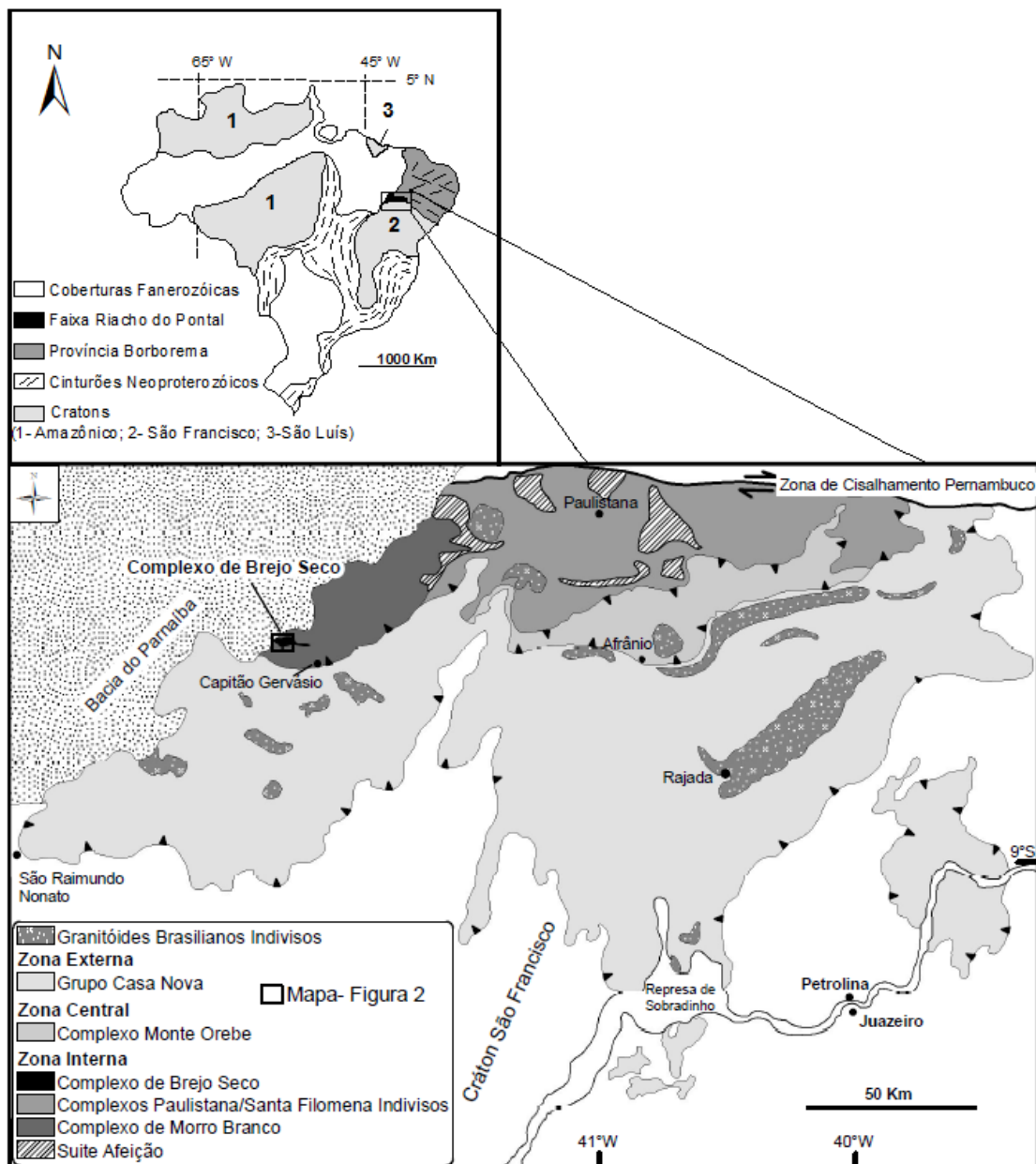
Sua estruturação é fruto de uma tectônica brasileira (630-530 Ma), compressiva-transpressiva, vergente para sul, responsável pelo imbricamento de escamas tectônicas sobre o Cráton do São Francisco (Brito Neves, 1975; Angelim, 1988; Jardim de Sá *et al.* 1992; Brito Neves *et al.* 1995; Angelim & Kosin, 2001). Foi dividida de norte para sul em três zonas principais (Fig. 1; Angelim *et al.* 1998; Oliveira, 1998; 2008; Caxito, 2013; Caxito 2014a):

**Zona Interna-** É limitada a norte pela zona de cisalhamento Pernambuco e constituída pelos complexos metavulcanossedimentares de Paulistana (Santos & Caldasso, 1978; Gomes & Vasconcelos, 1991), Santa Filomena (Angelim & Kosin, 2001) e Morro Branco (> 1,0 Ga; Caxito, 2013). Os augen-gnaisses da Suíte Afeição (Angelim, 1988), de idade entre 1000-968 Ma (Jardim de Sá *et al.* 1988;1992; Van Schmus *et al.* 1995; Caxito, 2013; Caxito *et al.* 2014a), são restritos a esta zona, e indicam a presença do evento orogênico toniano (1000-920 Ma) Cariris Velhos nesta região (Brito Neves *et al.* 1995; Santos *et al.* 2010).

O Complexo Morro Branco (Caxito, 2013) consiste em uma sequência metavulcanossedimentar, de baixo grau metamórfico que se estende por cerca de 60 Km na direção NE-SW (Fig. 1). É cortado por augen-gnaisses da Suíte Afeição e sua deposição está possivelmente relacionada ao Orógeno Cariris Velhos. Sua associação supracrustal é composta principalmente por quartzo-mica xisto, filito, quartzito, ritmitos e *metachert*. Os principais representantes vulcânicos são metabasalto, metariodacito, metadacito e metariolito. O Complexo de Brejo Seco (Fig. 1) está alojado no extremo

oeste do Complexo Morro Branco e será descrito posteriormente por ser o objeto de estudo deste trabalho.

**Zona Central** - É constituída por rochas metavulcânicas básicas e rochas metassedimentares de ambiente marinho-profundo. Ambas foram metamorfasadas em fácies xisto verde e agrupadas no Complexo Monte Orebe (Santos & Caldaso, 1978; Angelim *et al.* 1988; Gomes, 1990; Moraes, 1992). O magmatismo básico é interpretado como do tipo MORB (*mid-ocean ridge basalts*) com idade em torno de 820 Ma (Caxito *et al.* 2014b).



**Fig. 1** – Mapa Geológico da Faixa Riacho do Pontal. Simplificado de Caxito (2013).

**Zona Externa-** Corresponde às rochas supracrustais do Grupo Casa Nova (Souza *et al.* 1979), subdividida nas unidades metassedimentares de ambiente marinho plataformar da Formação Barra Bonita e marinho profundo, do tipo *flysch*, da Formação Mandacaru (Figueirôa & Silva Filho, 1990; Santos & Silva Filho, 1990).

Todas as três zonas constituintes da Faixa Riacho do Pontal são cortadas por diferentes gerações de granitos brasileiros, subdivididos devido a suas feições deformacionais em três gerações (Angelim *et al.* 1988; Gomes & Vasconcelos, 1991; Angelim & Kosin, 2001): Sin-Colisional (Suíte Rajada; em torno de 630-575 Ma; Jardim de Sá *et al.* 1992; Caxito, 2013), Sin a Tardi-Colisional (Suíte Serra da Esperança; 555 Ma, Jardim de Sá *et al.* 1992) e Tardi a Pós-Colisional (Suíte Aldeia/Caboclo).

### **3. Materiais e Métodos**

O levantamento litoestratigráfico do Complexo de Brejo Seco foi realizado ao longo de seções geológicas com direção N-S, efetuadas nas principais drenagens da área. A integração entre dados de campo e informações diversas resultantes dos trabalhos de exploração mineral desenvolvidos na região pela Vale, incluindo levantamentos geofísicos, imagens de diferentes sensores e sondagens proporcionaram a confecção do mapa geológico.

A coleta de amostras no Complexo de Brejo Seco abrangeu todas as suas zonas e foi realizada ao longo de perfis geológicos e dos furos de sondagem FR-007, FDS-003 e FDS-004. Proporcionou a confecção de 41 lâminas polidas e 14 lâminas delgadas, utilizadas na caracterização petrográfica do complexo. Os estudos petrográficos foram complementados com amostras e lâminas delgadas provenientes de trabalhos anteriormente desenvolvidos pela empresa Vale.<sup>1</sup>

## **4. O Complexo de Brejo Seco**

### **4.1 Geologia**

O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco aflora na borda oeste da Faixa Riacho do Pontal. É delimitado tectonicamente a norte, por rochas metassedimentares do Complexo Morro Branco, e a sul, por um granito sin-colisional pertencente à Suíte

Rajada. É coberto a oeste, pela Bacia do Parnaíba, e a leste por sedimentos elúvio-coluvionares (Fig. 2).

Consiste em uma típica intrusão acamadada, de porte médio e direção E-W, mergulhando em média 70° para norte. Em seu atual nível de exposição, possui 3,5 km de espessura e 9 km de extensão, mas dados magnetométricos e gravimétricos sugerem seu prolongamento na direção oeste, abaixo da Bacia do Parnaíba (Oliveira, 2008).

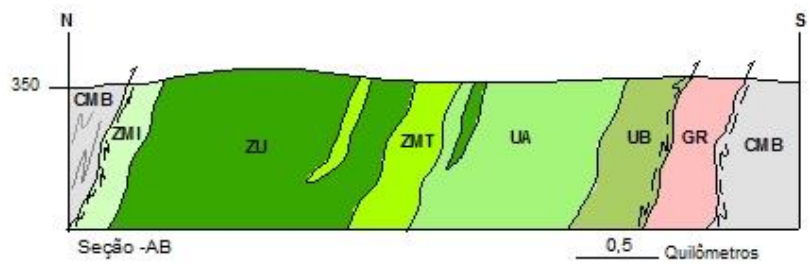
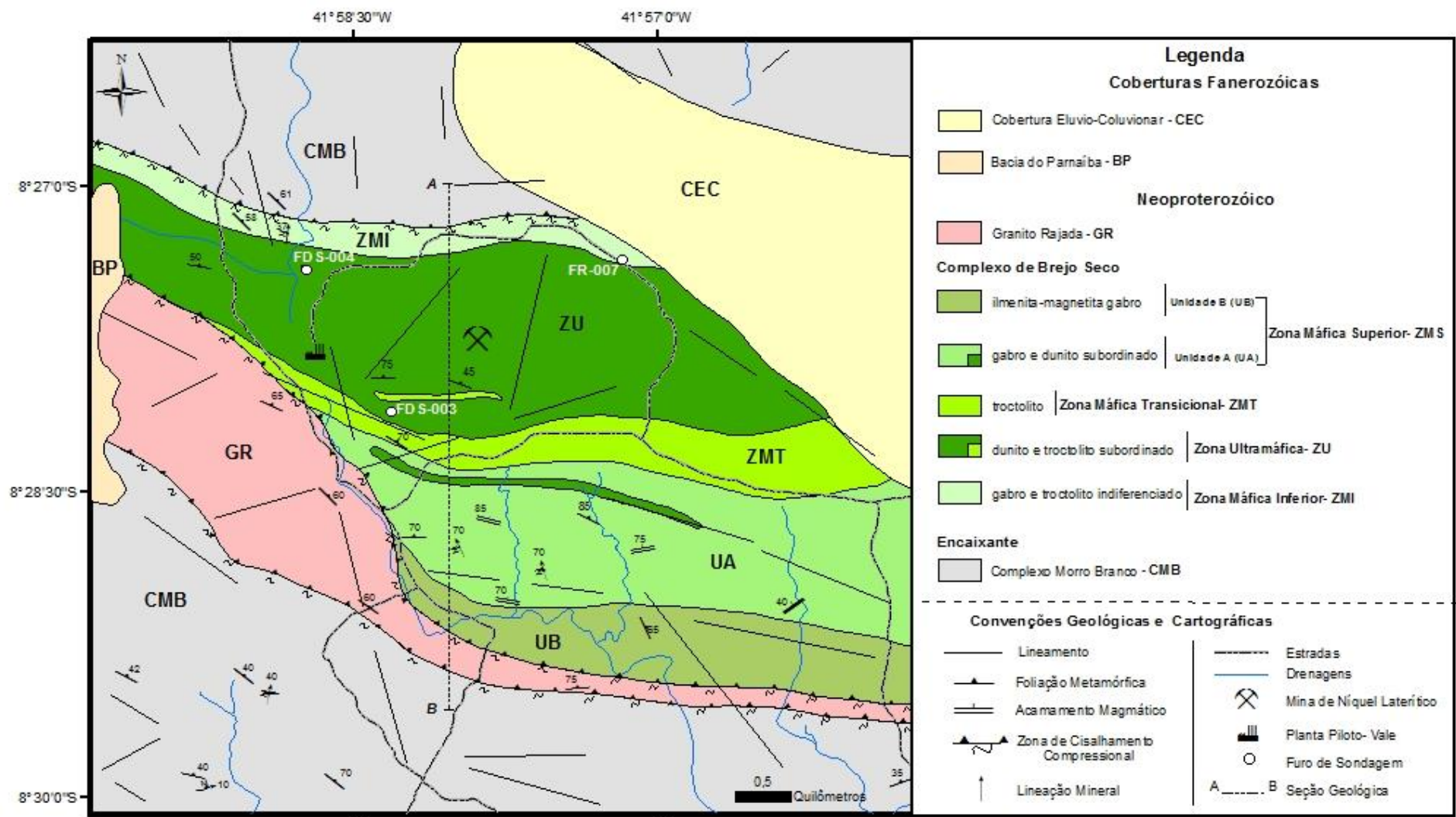


Fig 2 - Mapa Geológico do Complexo de Brejo Seco.

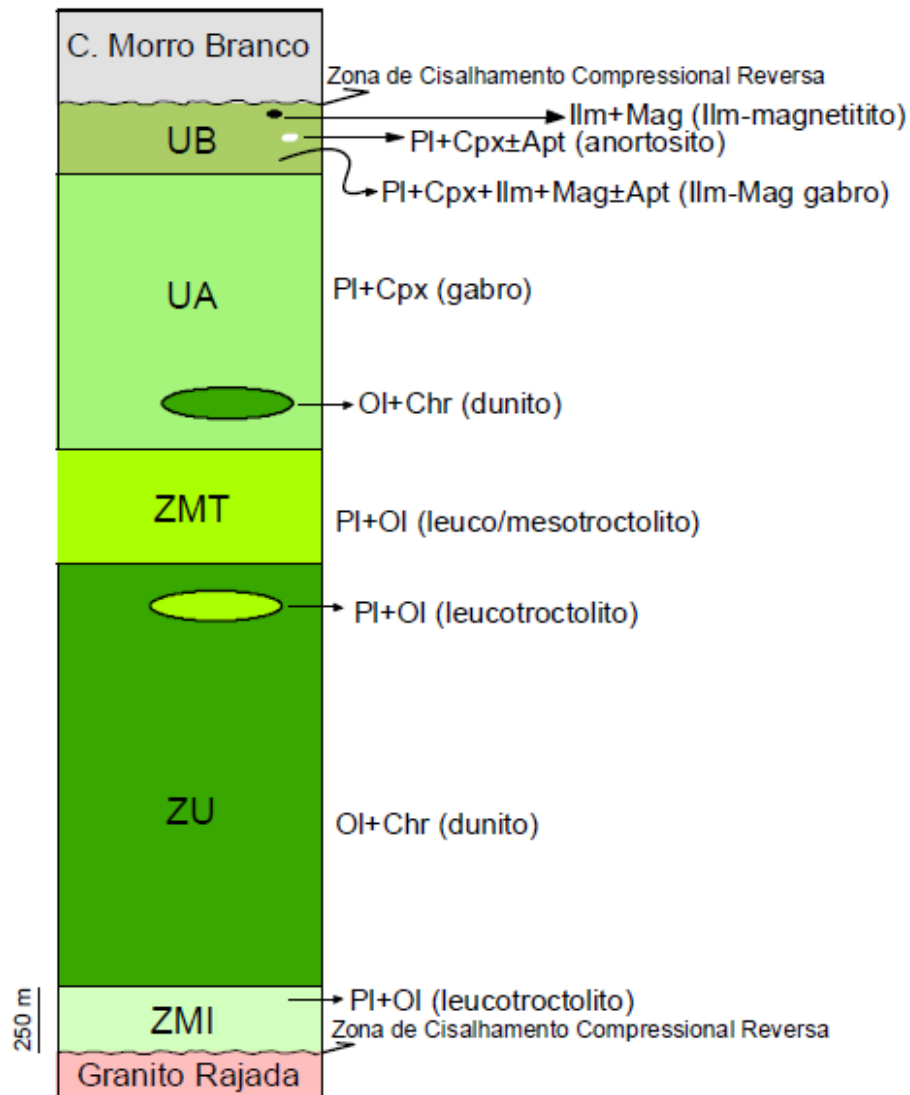
## 4.2 Estratigrafia

Segundo critérios sugeridos por Irvine (1982), a divisão de um complexo ígneo acamadado deve ser realizada com base em três pontos principais: i) a associação entre as principais fases cumulus; ii) a identificação de unidades que possam representar processos cíclicos de cristalização; iii) a representatividade de cada litologia segundo a escala de mapeamento.

Sob esta ótica, o Complexo de Brejo Seco pode ser dividido em quatro zonas principais: Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica, Zona Máfica Transicional e Zona Máfica Superior (unidades A e B; Figs. 2 e 3).

O conceito de base e topo aplicado à nomenclatura das zonas foi estabelecido tendo como perspectiva a base e o topo da câmara magmática, já que as relações estratigráficas de topo e base no Complexo de Brejo Seco foram invertidas tectonicamente. A inversão tectônica do acamamento magmático é evidenciada pelo padrão geral de fracionamento do complexo e também indicada pela polaridade do fracionamento em diversas unidades cíclicas expostas e/ou interceptadas em sondagens na Zona Ultramáfica. A Zona Máfica Inferior é interpretada como um grupo de borda basal do Complexo de Brejo Seco e, portanto comparável com as zonas basais de diversos complexos acamadados como no complexo de Niquelândia (Ferreira Filho *et al.* 2010) e nas intrusões de Sonju Lake e Partridge River, no Complexo de Duluth (Estados Unidos; Miller & Ripley, 1996).

**Zona Máfica Inferior (ZMI)** - Consiste de uma faixa estreita, com espessura de aproximadamente 250 metros, posicionada na extremidade norte do complexo. Ocorre em uma área arrasada, com afloramentos muito esparsos, de forma que a sua delimitação em mapa e caracterização petrográfica foi baseada essencialmente em dados de sondagem. No contato basal com o Complexo Morro Branco ocorrem xistos verdes milonitizados (Fig. 4e), que registram uma zona de cisalhamento compressional, reversa, com transporte tectônico para sul. É constituída por leucotroctolito (Pl+Ol±Chr cumulados; abreviações dos minerais segundo Whitney & Evans 2010, a saber, Ol- Olivina; Chr- Cromita; Pl- Plagioclásio; Cpx Clinopiroxênio; Ilm- Ilmenita; Mag- Magnetita; Apt- Apatita). O contato com a Zona Ultramáfica não pode ser definido de forma precisa, mas é marcado pela transição de Pl+Ol±Chr cumulados para Ol+Chr cumulados.



**Fig 3** - Estratigrafia da câmara magmática do Complexo de Brejo Seco com a representação das principais fases cumulus presentes ao longo das diferentes zonas. ZMI- Zona Máfica Inferior; ZU- Zona Ultramáfica; ZMT- Zona Máfica Transicional; UA- Unidade A; UB- Unidade B. Ol- Olivina; Chr- Cromita; Pl- Plagioclásio; Cpx- Clinopiroxênio; Ilm- Ilmenita; Mag- Magnetita; Apt- Apatita.

**Zona Ultramáfica (ZU)** - Engloba o Morro do Bacamarte (Fig. 4a), um platô sustentado por silexitos que recobrem o depósito de níquel laterítico (Fig. 2). A ZU possui cerca de 1500 m de espessura, sendo formada predominantemente por dunito serpentizado (Ol+Chr cumulados) e intercalações de leucotroctolito (Pl+Ol±Chr; Fig. 4f).

As intercalações possuem espessuras que alcançam dezenas de metros e ocorrem em toda estratigrafia da ZU, tornando-se, contudo, mais espessas e frequentes nas suas porções superiores, evidenciando assim um contato gradacional com a Zona Máfica Transicional. Destaca-se neste contato a presença de uma mineralização sulfetada.

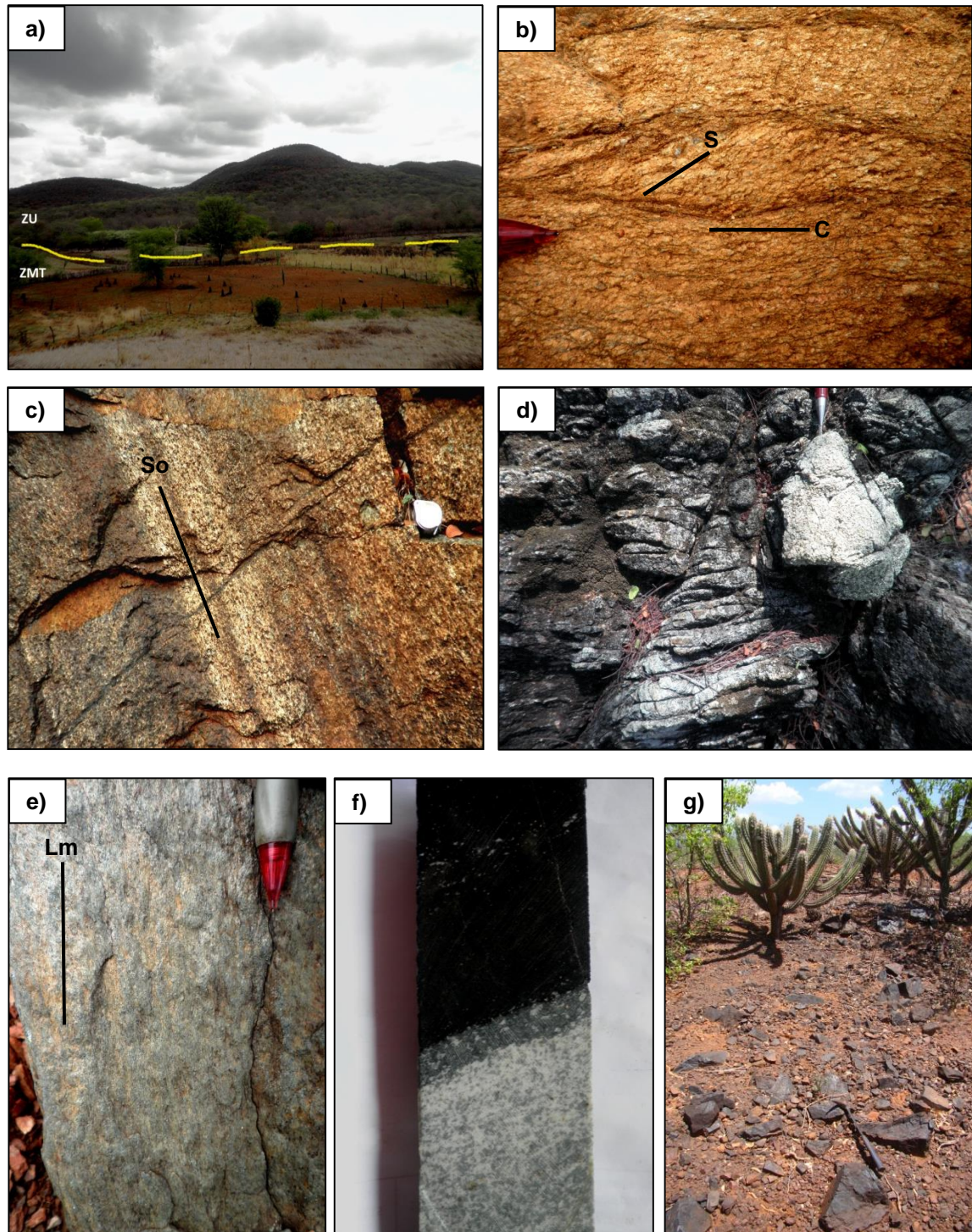
**Zona Máfica Transicional (ZMT)** - Está localizada entre a Zona Ultramáfica e a Zona Máfica Superior. Possui uma espessura de aproximadamente 400 m em sua porção oeste, mas que aumenta em direção a leste. É caracterizada pelo predomínio de Pl+Ol cumulados, sendo constituída por leuco e mesotroctolito (Pl+Ol±Cpx±Chr cumulados). A diminuição gradativa da olivina como fase cumulus nas porções superiores da ZMT caracteriza seu contato com a Zona Máfica Superior.

**Zona Máfica Superior (ZMS)** - É a área de melhor exposição do complexo, aflorando continuamente ao longo de drenagens norte-sul. Possui espessura de aproximadamente 1000 m e estabelece contato tectônico com o Granito Rajada milonitizado (Fig. 4b) a sul e a oeste.

A ZMS é subdividida nas unidades A e B, que se distinguem pela presença restrita dos cumulados de ilmenita-magnetita na Unidade B. A Unidade A (UA) é composta essencialmente por gabro (Pl+Cpx cumulados), estando olivina-gabro (Pl+Cpx+Ol cumulados) e troctolito (Pl+Ol+Cpx±Chr cumulados) subordinados. Uma lente de dunito adcumulático, contendo xenólitos de troctolito (Fig. 4f), aflora próximo ao contato entre a UA e a ZMT. É sucedida, ao longo de 150 m para sul, por troctolito e olivina-gabro, até o retorno do gabro como litologia predominante.

A Unidade B (UB) é essencialmente formada por ilmenita-magnetita gabro (Pl+Cpx+Ilm+Mag±Ap cumulados), com intercalações pouco espessas (< 5 metros) de ilmenita-magnetitito (Mgt+Ilm cumulados; Fig. 4e) e anortosito (Pl+Cpx+Apt cumulados) subordinados.





**Fig. 4-** Fotografias apresentando aspectos estratigráficos e estruturais do Complexo de Brejo Seco. **(a)** Vista para NW com o Morro do Bacamarte ao fundo e o limite entre ZU e ZMT inferido. **(b)** Foliações S-C em Granito Rajada milonitizado. **(c)** Gabro acamadado com So indicado. **(d)** Xenólito de troctolito em meio a dunito (UA). **(e)** Lineação mineral (Lm) *down dip* em xisto verde. Contato entre a ZMI e o Complexo Morro Branco. **(f)** Contato entre dunito (ZU) e troctolito (ZMT). Furo de sondagem FDS-003, 6,3 cm de diâmetro. **(g)** Afloramento de Ilm-magnetitito (UB).

### 4.3 Petrografia

As rochas do Complexo de Brejo Seco geralmente preservam as típicas texturas de cumulos ígneos (Wager & Wadsworth, 1960), mas sua trama primária está heterogeneamente afetada pelo metamorfismo regional, de idade neoproterozóica. Para uma melhor distinção entre as texturas magmáticas e suas transformações subsequentes, as feições metamórficas serão apresentadas no próximo tópico.

#### **Texturas Magmáticas**

**Dunito-** É melanocrático e equigranular. Possui textura essencialmente adcumulática, constituída por cumulos de olivina (> 85 vol.%) e cromita (< 7 vol.%). A fração intercumulus (< 10 vol.%) é formada por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, pirrotita, pentlandita, calcopirita e raramente flogopita.

Os cristais de olivina são euédricos a subédricos, com dimensões entre 0,8-2,4 mm. Possuem contatos poligonais planares, que indicam processos de adensamento e equilíbrio da pilha de cristais cumulus (Fig. 5a). Os cristais de cromita são finos (< 0,6 mm), euédricos a subédricos e ocorrem tanto inclusos em olivina como junto a fração intercumulus. Os silicatos intercumulus estão pouco preservados e alteram para clorita, anfibólio e bastita.

**Troctolito-** Médio a grosso, seriado, com acamamento e laminação ígnea formada pela intercalação entre níveis meso e leucocráticos. É constituído por cumulos de olivina (10-40 vol.%), plagioclásio (40-70 vol.%), clinopiroxênio (< 5 vol.%) e cromita (< 2 vol.%). Os intercumulus (< 3 vol.%) são formados essencialmente por clinopiroxênio (Fig. 5b), estando presentes ortopiroxênio, pirrotita, pentlandita e calcopirita de forma subordinada.

A olivina ocorre como cristais anédricos entre 1,2-2,2 mm. Estabelecem contatos planares, pouco preservados, junto ao plagioclásio e aos minerais intercumulus. O plagioclásio ocorre como cristais tabulares entre 0,4-2,2 mm. Constituem típicas texturas cumulus de equilíbrio, expressas por contatos planares e poligonais. Podem estar orientados segundo a direção do fluxo magmático (Fig. 5c).

A cromita é um mineral acessório (< 2 %) em algumas amostras, nas quais ocorre como cristais euédricos finos (< 0,2 mm). A presença do clinopiroxênio como fase cumulus no troctolito só foi constatada na ZMT. Os cristais possuem dimensões inferiores a 2 mm e estabelecem contatos poligonais planares e irregulares (Fig. 5c).

**Grupo Gabróico-** É constituído por gabro (Pl+Cpx cumulados), Ilm-Mag gabro (Pl+Cpx+Ilm+Mag±Apt cumulados) e olivina gabro (Pl+Cpx+Ol cumulados). Estas litologias mostram notáveis acamamentos e laminações magmáticas formadas pela intercalação entre níveis leuco e mesocráticos. A quantificação modal das principais fases cumulus e a descrição textural são dificultadas pela extensiva transformação da mineralogia primária, mas um aumento nas concentrações modais de clinopiroxênio em relação ao plagioclásio ocorre entre o troctolito (ZMT) e os gabros da ZMS.

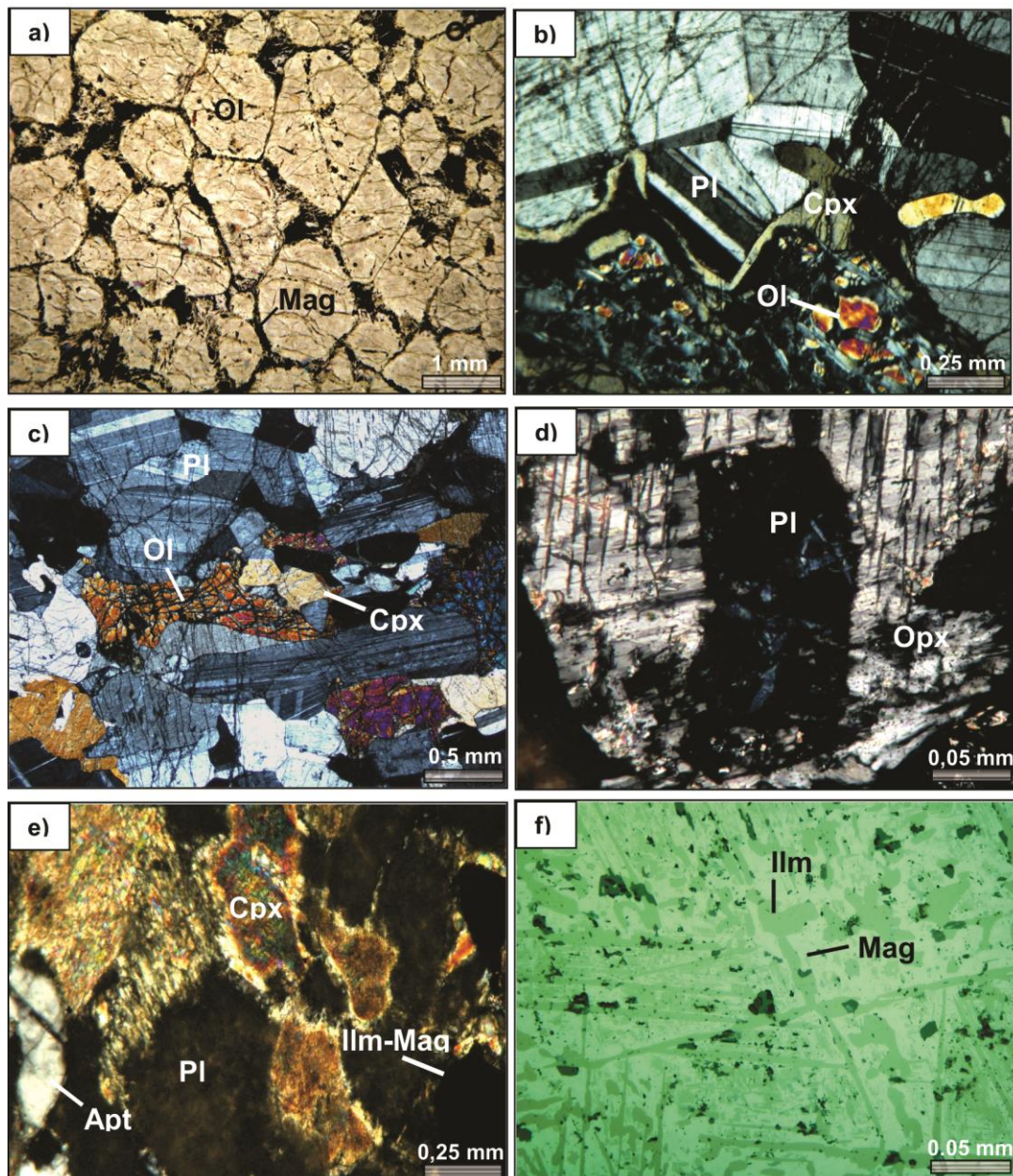
O principal gabro representante da UA é caracterizado por intercumulus de ilmenita e magnetita. Intercumulus de ortopiroxênio constitui uma textura poiquilítica ao englobar cristais de plagioclásio (Fig. 5d). Os anfibólios (actinolita-tremolita) são metamórficos e abundantes nesta rocha.

O Ilm-Mag gabro é formado por cumulados de Pl+Cpx+Ilm+Mag±Apt sendo restrito a Unidade B. A presença de ilmenita e magnetita ocorre com composição modal inferior a 10 vol.% e dimensões de até 1,6 mm. A apatita (< 1 vol.%) é a última fase cumulus a se cristalizar e possui dimensão inferior a 0,5 mm.

**Ilmenita-Magnetito-** Possui textura adcumulática, sendo constituído por cumulados de magnetita entre 0,3-20 mm. Os intercumulus são pouco representativos e de composição silicática (clorita). Ocorrem exsoluções lamelares e globulares de ilmenita junto à magnetita (Fig. 5f).

**Anortosito-** Devido a seu elevado grau de intemperismo não foi possível a caracterização microscópica de seus aspectos texturais. Sua associação mineral é formada por cumulus de plagioclásio, piroxênio e apatita. Macroscopicamente é leucocrático, grosso e com foliação incipiente.





**Fig. 5-** Fotomicrografias apresentando as principais feições petrográficas do Complexo de Brejo Seco. **(a)** Contatos poligonais planares entre Ol (Srp)+Chr cumulados. Dunito (ZU). **(b)** Ol+Pl cumulados com CPX intercumuls. Troctolito (ZMI). **(c)** Ol+Pl+Cpx cumulados em troctolito laminado (ZMT). Cristais orientados segundo a direção do fluxo magmático. **(d)** Seção basal de Opx com Pl (alterado a epidoto) incluído. Textura poiquilítica em gabro (UA). **(e)** Pl+Cpx+Ilm+Mag+Apt cumulados. Ilm-Mag gabro (UB). **(f)** Lamelas de exsolução de ilmenita intercrescidas com magnetita. Ilm-magnetitito (UB). Fotomicrografia a) sob luz polarizada e nicóis descruzados; b), c), d) e e) sob luz polarizada e nicóis cruzados; f) sob luz refletida.

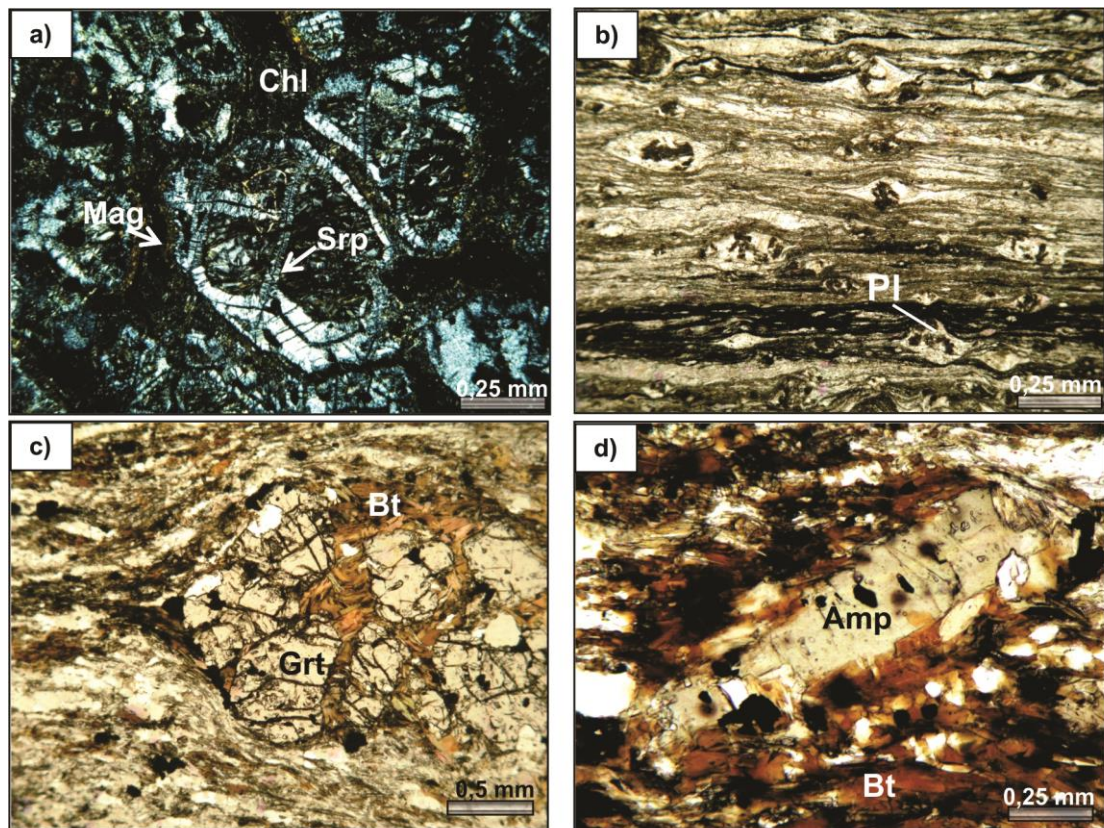
## 5. Metamorfismo- Texturas e Paragêneses

Dois tipos de metamorfismos distintos ocorrem no Complexo de Brejo Seco: i) o metamorfismo estático, caracterizado por preservar as texturas primárias; ii) o metamorfismo regional, responsável por modificações na trama ígnea em diversas intensidades, podendo transpô-la. Ambos constituem uma nova assembleia mineral.

Um exemplo do metamorfismo estático é dado pelo dunito, que mesmo serpentizado, preserva sua textura adcumulática e seus contatos intergranulares (Fig. 5a). Reações provenientes da serpentização das olivinas nestas rochas são fundamentais na formação de minerais como a clorita e magnetita. A crisotila é a variedade de serpentina mais abundante e sua presença ao longo de fraturas nos cristais de olivina constitui a textura *mesh* (Fig. 6a).

O metamorfismo regional é acompanhado pelo desenvolvimento de texturas tipicamente metamórficas como lepidoblástica, nematoblástica e pela presença de porfiroblastos. Estruturas miloníticas, tais como porfiroclastos e foliações S-C (Fig. 6b) também ocorrem. Uma paragênese típica de fácies xisto verde, formada por epitoto + actinolita + clorita ± carbonatos ± sericita ocorre na maioria das rochas gabróicas. Ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis, é comum a formação de porfiroclastos de anfibólio e por vezes, granada (Figs. 6c e d). Um metamorfismo de fácies epidoto-anfibolito está presente nestas regiões, marcado pela paragênese hornblenda + biotita + granada + quartzo + epidoto.





**Fig. 6-** Fotomicrografias apresentando as principais texturas metamórficas presentes no Complexo de Brejo Seco (a) Textura *mesh* em cumulados de Ol. Chr e Mag ocorrem intersticiais. Dunito (ZU). (b) Porfiroclastos de plagioclásio epidotizados. Troctolito milonitizado (ZMI). (c) e (d) Porfiroclastos de granada e anfibólio. Troctolito milonitizado (ZMT). Fotomicrografia a) luz polarizada e nicóis cruzados; b), c), d) sob luz polarizada e nicóis paralelos.

## 6. Discussão

### 6.1 Estrutura Magmática

A estrutura magmática do Complexo de Brejo Seco foi sucintamente abordada por Marimon (1990). Embora a autora não apresente uma descrição detalhada das diferentes zonas do complexo, considera as rochas máficas-ultramáficas como representantes de um fragmento ofiolítico.

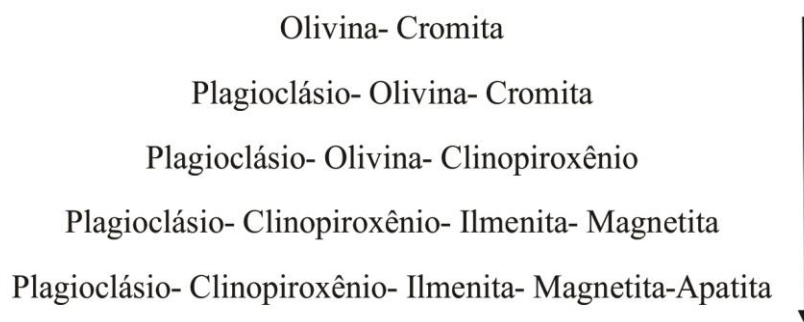
Os novos dados adquiridos permitem a interpretação do Complexo de Brejo Seco como uma intrusão acamadada, de textura cumulática e sem nenhuma conexão aparente com os ofiolitos. Sua estratigrafia magmática inclui uma faixa estreita composta predominantemente por cumulados máficos (ZMI), sotopostos pela Zona

ZU. A ZMI pode ser compreendida como um equivalente estratigráfico do grupo de borda basal de intrusões acamadadas.

As zonas Ultramáfica, Máfica Transicional e Máfica Superior, apontam um padrão geral de fracionamento magmático em direção a UB, que representa o topo do Complexo de Brejo Seco. Reversões no fracionamento magmático são indicadas pela variação modal das principais fases cumulus e interpretadas como novas injeções de magma parental na câmara magmática. Ocorrem com maior frequência ao longo da ZU e da ZMS, sendo um exemplo deste processo o corpo de dunito junto a Unidade A (Fig. 2).

## 6.2 Magma Parental

A sequência de cristalização definida para o magma parental do Complexo de Brejo Seco (Fig. 7) indica um enriquecimento do magma em Fe e Ti, o que culmina na cristalização de ilmenita e magnetita em estágios mais avançados da diferenciação. Pode ser correlacionada a sequências de cristalização de típica afinidade toleítica, como a dos Complexos de Duluth e Skaergaard (Miller & Ripley, 1996; Toplis & Carroll, 1996).



**Fig.7** – Sequência de cristalização definida para o magma parental do Complexo de Brejo Seco.

## 6.3 Processos Metamórficos

Os processos metamórficos descritos para o Complexo de Brejo Seco fornecem importantes informações quanto a sua gênese. O metamorfismo estático associado ao desenvolvimento da textura *mesh* na olivina, indica um lento processo de hidratação do complexo, a pressão constante e temperaturas inferiores a 400 °C

(Evans *et al.* 1977; 2004; Wegener & Ernst, 1983). É difícil definir se este processo ocorreu antes ou após a deformação, mas a instabilidade da crisotila (principal serpentina presente) quando submetida a um campo de tensões (Evans, 2004), sugere que este foi o último estágio metamórfico.

O evento tectono-metamórfico Brasileiro afeta o Complexo de Brejo Seco e foi responsável por constituir sua paragênese de fácies xisto verde. Zonas de cisalhamento nas bordas e internas ao complexo indicam um grau metamórfico mais elevado, fácies epídoto-anfibolito.

Um processo metamórfico/hidrotermal de fundo oceânico foi descrito para o Complexo de Brejo Seco por Marimon (1990) e utilizado como uma evidência de sua origem ofiolítica. Na literatura geológica, os principais critérios descritos para a identificação de processos metamórficos/hidrotermais de fundo oceânico em rochas ígneas máficas-ultramáficas são (Evans, 1977; Wicks & Whittaker, 1977; Pinheiro & Suita, 2008; Ningthoujam *et al.* 2012): i) caracterização dos tipos de serpentina presentes, suas diferentes gerações e suas relações de substituição; ii) o consumo de minerais como clorita, epídoto, carbonatos e argilominerais; iii) a presença de vesículas e amígdalas. Nenhuma destas feições foi identificada durante a caracterização petrográfica do Complexo de Brejo Seco.

#### **6.4 Implicações para o Posicionamento Geotectônico do Complexo Brejo Seco na Faixa Riacho do Pontal**

A posição marginal do Complexo de Brejo Seco em relação à borda norte do Cráton São Francisco, em conjunto a sua composição máfico-ultramáfica, o torna uma importante peça no quadro geotectônico da Faixa Riacho do Pontal. Os dados adquiridos neste trabalho permitem uma nova interpretação geotectônica para o Complexo de Brejo Seco, onde duas possíveis gêneses podem ser sugeridas:

- I) As rochas gabróicas presentes na ZMS do Complexo de Brejo Seco seriam cogenéticas aos basaltos do Complexo Morro Branco (> 1,0 Ga; Caxito, 2013). Assim, o Complexo de Brejo Seco representaria a câmara magmática exumada dos metabasaltos atualmente encaixantes.
- II) O Complexo de Brejo Seco teria se alojado na crosta siálica durante o evento extensional neoproterozóico responsável pela formação da futura litosfera da



Faixa Riacho do Pontal. Assim, suas rochas máficas-ultramáficas estariam associadas ao mesmo magmatismo responsável pela formação do Complexo Monte Orebe (~820 Ma; Caxito *et al.* 2014b).

## **7. Conclusão**

As investigações geológicas realizadas no Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco permitiram a confecção de um mapa geológico inédito e sua divisão estratigráfica, da base para o topo, em quatro zonas principais: Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica, Zona Máfica Transicional e Zona Máfica Superior.

A ausência de feições petrográficas que indiquem um metamorfismo/hidrotermalismo de fundo oceânico e a inexistência do manto peridotítico, sugere que as rochas máficas-ultramáficas não foram um componente integrante da litosfera oceânica. Duas possibilidades podem ser sugeridas para a origem do Complexo de Brejo Seco: i) uma intrusão acamadada relacionada aos metabasaltos do Complexo Morro Branco, encaixante; ou ii) uma intrusão no contexto de rifte de idade neoproterozóica.

Investigações geocronológicas, geoquímicas e de química mineral estão sendo realizadas para ampliar o conhecimento geológico e subsidiar interpretações mais robustas quanto à gênese do Complexo de Brejo Seco.

## **7. Agradecimentos**

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG) e à Vale pelo Projeto CRA–RDP-00120-10, intitulado *Geotectônica da Faixa Riacho do Pontal, Petrologia e Potencial Metalogenético dos Complexos Máficos-Ultramáficos de Brejo-Seco e Monte Orebe*, Piauí. Expressa-se também o agradecimento a empresa Vale, especialmente Walter Riehl, Márcio Erbes e toda a equipe de Capitão Gervásio Oliveira (PI), pelo acesso e amostragem dos furos de sondagem do complexo máfico-ultramáfico, e pela hospedagem durante os trabalhos de campo. Ao Labtec (CPMTC-IGC-UFMG), por disponibilizar seu laboratório petrográfico. O autor S. S. Salgado ainda agradece a CAPES pela bolsa de mestrado.

## 8. Referências Bibliográficas

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*. 17:1–29.

Angelim L.A.A. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100.000, Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM. 146pp.

Angelim L.A.A., Oliveira R.G., Santos E.J. 1998. Faixa Riacho do Pontal: Uma Colagem de Terrenos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, p. 27.

Angelim L.A.A. & Kosin M. 2001 (Org.). Folha Aracaju – NW. Nota Explicativa. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, CD-Rom.

Brito Neves B.B. 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 198 p.

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*. 25:279–296.

Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: *Tectonic Evolution of South América*. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds). 31<sup>st</sup> International Geological Congress, 151 – 182 p.

Brito Neves B.B. & Pedreira A. 2008. Diamictitos e “Cap Dolomites” Sturtianos Sobre o Grupo Jacobina – Araras, Norte de Campo Formoso – Bahia. *Geol. USP Ser. Cient.*, São Paulo, v.8, n.2, p. 11-27.

Caxito F.A. 2013. Geotectônica e evolução crustal das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Doutorado, 288 p.

Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L. 2014a. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 51:12-27.

Caxito F.A., Uhlein A., Stevenson R., Uhlein G.J. 2014b. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. *Geology*, 42(5):387-390.

Danni J.C.M., Fuck R.A., Leonardos O.H.Jr. 1982. Archean and Lower Proterozoic Units in Central Brazil. *Geol. Rundsch.*, 71:291-317.

Evans B. W., Johannes W., Oterdoom H., Trommsdorff V. 1976. Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 56:79–93.

Evans B. W. 1977. Metamorphism of Alpine Peridotite and Serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5:397-447.

Evans B. W. 2004. The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable. *International Geology Review*. 46:479-506.

Ferreira Filho C. F., Nilson A. A., Naldrett A. J. 1992. The Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite X stratiform controversy based on new geological and structural data. *Precambrian Research*. 59:125-143.

Ferreira Filho C. F., Pimentel M. M., Araujo S. M., Laux J. H. 2010. Layered intrusions and volcanic sequences in Central Brazil: Geological and geochronological constraints for Mesoproterozoic (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) igneous associations. *Precambrian Research*. 183:617-634.

Figueirôa I. & Silva Filho M.A. 1990. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100.000, Folha SC.24-V-C-III, Petrolina, Estados de Pernambuco e Bahia. DNPM/CPRM. 108 p.

Gava A., Nascimento D.A., Vidal J.L.B. *et al.*, 1983. Geologia. In: BRASIL DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC-24/25 – ARACAJU/RECIFE. Rio de Janeiro, 1983. 826p. il. p. 27 - 376.

Gomes F.E.M. & Vasconcelos A.M. 1991. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100.000, Folha SC.24-V-A-II, Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.

Irvine T.N. 1982. Terminology for Layered Intrusion. *Journal of Petrology*. 23:127-162.

Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Torres H.H.F., Kawashita K. 1988. Geochronology of metaplutonics and evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: Cong. Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, Anais, p. 49-62.

Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Fuck R.A., Kawashita K. 1992. Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. 22:472-480.

Marimon M.P.C. 1990. Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 102 p.

Miller J.D.Jr. & Ripley E.M. 1996. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In: R.G. Cawthorn (eds.) *Layered Intrusions*. Amsterdam, Elsevier, pp.: 257-301.

Moraes J.F.S. 1992. Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da seqüência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 98 p.

Ningthoujam P.S., Dubey C.S., Guillot S., Fagion A.-S., Shukla D.P. 2012. Origin and serpentinization of ultramafic rocks of Manipur Ophiolite Complex in the Indo-Myanmar subduction zone, Northeast India. *Journal of Asian Earth Sciences*. 50:128–140.

Oliveira E.P. & Tarney J. 1990. Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold Belt, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 3:125–140.

Oliveira R.G. 1998. Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 157 p.

Oliveira R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e sua margem continental (nordeste do Brasil). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Tese de Doutorado, 411 p.

Pinheiro M.A.P. & Suita M.T.F. 2008. Metamorfismo de fundo oceânico e alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos neoproterozóicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*. 38:686-699.

Queiroga G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuai entre os paralelos 17° e 21° S. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Doutorado, 180 p.

Santos C.A. & Silva Filho M.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo. Folha SC.24-V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia. Secretaria Nacional de Minas e Metalurgia, Texto e Mapas, 113 p.

- Santos E.J. & Caldas A.L.S. 1978. Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Anais, p. 399-426.
- Santos J.F. 1984. Depósito de Níquel de São João do Piauí, Piauí. In: Schobbenhaus, C. and Coelho, C.E.S. (eds), Principais Depósitos Minerais do Brasil: Brasília-DF, DNPM/CVRD, v. 2, p. 341-345.
- Santos E.J., Nutman A.P., Brito Neves B.B. 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: Implicações Sobre a Evolução Tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. Revista do Instituto de Geociências – USP. 4:1-12.
- Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. Journal of South America Earth Sciences. 29:61-76.
- Silva Filho M.A., Bonfire L.F.C., Santos R.A., Leal R.A., Filho P.A.B., Rodrigues T.L.N., Santos J.C., Bruni D.C., 1979. Projeto Complexo Canindé do São Francisco: Relatório Final, Vol. I Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2892. DNPM/CPRM, Salvador, 98 p.
- Souza J.D., Fernandes Filho J., Guimarães J.T., Lopes J.N. 1979. Projeto Colomi. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas. Escala 1:250 000, DNPM-CPRM, Salvador, 389 p.
- Strieder A. J. & Nilson A. A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. Revista Brasileira de Geociências. 22:204-215.
- Toplist M. J. & Carroll M. R. 1996. Differentiation of Ferro-Basaltic Magmas under Conditions Open and Closed to Oxygen: Implications for the Skaergaard Intrusion and Other Natural Systems. Journal of Petrology. 37:837-858.
- Uhlein A., Caxito F.A., Egydio-Silva M., Barbosa J., 2011. As faixas dobradas Rio Preto e Riacho do Pontal. In: Barbosa J. *et al.* (eds), Geologia da Bahia, Capítulo IX.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. Journal of South American Earth Sciences. 8:267-288.
- Wager L. R. & Wadsworth W. J. 1960. Types of Igneous Cumulates. Journal of Petrology. 1:73-85.
- Wegner W.M. & Ernst W.G. 1983. Experimentally determined hydration and dehydration reaction rates in the system MgO–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. American Journal of Science. 283:151–180.
- Wicks F.J. & Whittaker E.J.W. 1977. Serpentine textures and serpentinization. Canadian Mineralogist. 15:459-488.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist. 95:185:187.

**4- Artigo: Geologia e Mineralização de Ni-Cu no Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: implicações geotectônicas e no potencial para depósitos magmáticos**

## 1. Introdução

Os complexos ígneos acamadados são notavelmente conhecidos por hospedarem importantes depósitos magmáticos de Ni-Cu± elementos do grupo da platina (EGP), sendo os principais produtores de EGP do mundo e importantes fontes de Ni e Cu (Naldrett 2001; 2004; Arndt *et al.* 2005). São em sua maioria, fruto de uma tectônica extensional, portanto, também possuem grande relevância no desenvolvimento de modelos geotectônicos, já que podem registrar processos extensionais globais, associados a fragmentação de supercontinentes (Ernst *et al.* 2013).

O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco (CBS; Gava *et al.* 1983; Marimon, 1990; Uhlein *et al.* 2011; Salgado *et al.* 2014) é um típico complexo ígneo acamadado e está localizado no extremo oeste da Faixa neoproterozóica Riacho do Pontal (Brito Neves, 1975; Brito Neves *et al.* 2000), Norte do Cráton São Francisco, Nordeste do Brasil (Fig. 1). Seu posicionamento marginal com relação ao Cráton São Francisco e sua interpretação como um complexo ofiolítico (Marimon, 1990), o faz uma importante peça neste contexto geotectônico.

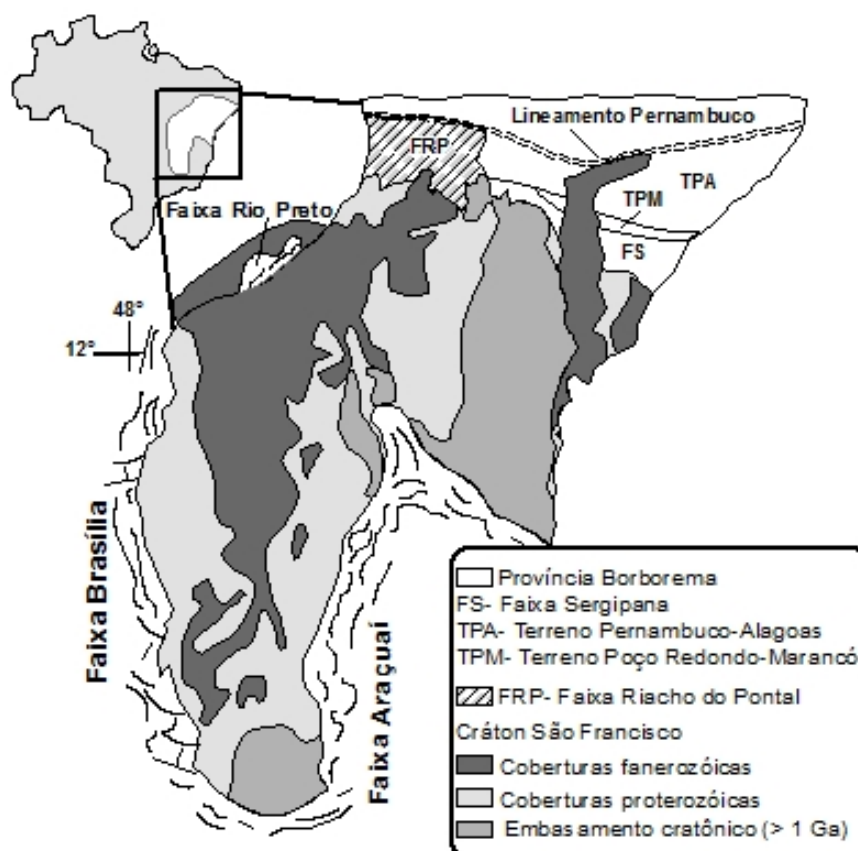
Considerando o Escudo do São Francisco, não são raras as intrusões máfico-ultramáficas que já foram interpretadas como corpos ofiolíticos e atualmente são entendidas como intrusões intracontinentais (Oliveira & Tarney, 1990; Ferreira Filho *et al.* 1992). O CBS pode ser mais um destes exemplos, já que em recentes trabalhos Caxito (2013) e Salgado *et al.* (2014) questionam sua natureza ofiolítica e o vincula possivelmente a um magmatismo de idade toniana (1000-850), alojado em crosta continental e associado ao rifteamento da Faixa Riacho do Pontal. No entanto, este modelo proposto ainda necessita ser subsidiado por dados mais concretos.

Do ponto de vista metalogenético, o CBS também possui uma importância significativa, já que hospeda um depósito de níquel laterítico, conhecido desde a década de setenta (Santos, 1984), e uma mineralização sulfetada identificada a partir furos de sondagem realizados no início dos anos dois mil, durante uma campanha de exploração da Companhia Vale. Esta mineralização também carece de estudos mais aprofundado direcionados a sua gênese e levanta a possibilidade da existência de outras zonas sulfetadas no complexo.

Neste contexto, este trabalho fornece dados cartográficos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos para CBS, que permitiram: i) a elaboração de um modelo mais robusto para a gênese do complexo; ii) a caracterização de sua zona mineralizada em conjunto a um modelo para gênese da mineralização; iii) uma avaliação de seu potencial metalogenético.

## 2. Geologia Regional

O Cráton São Francisco abrange a porção centro-leste do Brasil e consiste em uma unidade geotectônica formada por um embasamento arqueano a paleoproterozóico, coberto por rochas sedimentares proterozóicas e fanerozóicas (Fig. 1; Alkmim, 2004). É contornado por um conjunto de faixas dobradas pertencentes ao extenso sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano, responsável pela amalgamação do Supercontinente Gondwana Oeste (~630-530 Ma; Almeida *et al.* 1981; Trompette, 1994). O Cráton São Francisco é limitado a sul e a oeste, pela Faixa Brasília; a noroeste, pela Faixa Rio Preto; e a norte-nordeste, pela Faixa Sergipana (Fig. 1).



**Fig.1** - Localização da Faixa Riacho do Pontal com relação ao Cráton São Francisco e a Província Borborema (Modificado de Alkmim, 2004).

A Faixa Riacho do Pontal (Figs.1 e 2; Brito Neves, 1975; Brito Neves *et al.* 2000) limita o extremo norte do Cráton São Francisco e se estende por cerca de 250 Km na direção W-E, entre os estados da Bahia, Piauí e Pernambuco. Representa um ciclo tectônico completo desenvolvido durante o Neoproterozóico (~900- 530 Ma; Caxito, 2013) e consiste em um conjunto de escamas tectônicas vergentes para sul, imbricadas sobre o Cráton São Francisco. Foi dividida, de norte para sul, em três zonas principais (Fig. 2; Jardim de Sá *et al.* 1992; Angelim *et al.* 1998; Oliveira, 1998; 2008; Angelim & Kosin, 2001; Caxito, 2013):

**Zona Interna** - É constituída pelos complexos metavulcanossedimentares de Paulistana (Santos & Caldasso, 1978; Gomes & Vasconcelos, 1991), Santa Filomena (Angelim & Kosin, 2001) e Morro Branco (> 1.0 G.a; Caxito, 2014a), e ainda pelos augen-gnaisses da Suíte Afeição (Fig. 1; Angelim, 1988) e pelo corpo máfico-ultramáfico de Brejo Seco. A Suíte Afeição, de idade entre 1000-960 Ma (Jardim de Sá *et al.* 1988; 1992; Van Schmus *et al.* 1995; Caxito *et al.* 2014a) é restrita a Zona Interna da Faixa Riacho do Pontal e interpretada como um registro do ciclo orogênico Cariris Velhos (Brito Neves *et al.* 1995; Santos *et al.* 2010).

O Complexo Morro Branco (Caxito *et al.* 2014a), hospeda o CBS em seu limite oeste e consiste em uma sequência metavulcanossedimentar, de baixo grau metamórfico, que se estende por cerca de 60 Km na direção NW-SE (Fig. 1). É cortado pela Suíte Afeição e sua deposição está possivelmente relacionada ao Orógeno Cariris Velhos. Sua associação supracrustal é composta principalmente por quartzo-mica xisto, filito, quartzito, ritmitos e *metachert*. Os principais representantes vulcânicos são metabasalto, metariodacito, metadacito e metariolito.

**Zona Central** - É constituída por rochas metavulcânicas básicas e rochas metassedimentares de ambiente marinho-profundo. Ambas foram metamorfisadas em fácies xisto verde e agrupadas no Complexo Monte Orebe (Santos & Caldasso, 1978; Angelim *et al.* 1988; Moraes, 1992). O magmatismo básico é do tipo T-MORB (*Transicional mid-ocean ridge basalt*), foi datado em aproximadamente 820 Ma e interpretado como remanescente ofiolítico da Faixa Riacho do Pontal (Caxito *et al.* 2014b).

**Zona Externa** - Corresponde às rochas supracrustais do Grupo Casa Nova (Souza *et al.* 1979), subdivididas nas unidades metassedimentares de ambiente marinho



plataformal da Formação Barra Bonita e marinho profundo, do tipo sin-orogênico, da Formação Mandacaru (Figuêra & Silva Filho, 1990; Santos & Silva Filho, 1990).

Todas as três zonas constituintes da Faixa Riacho do Pontal são cortadas por diferentes gerações de suítes granitóides brasileiras, subdivididas com base em suas feições deformacionais em três gerações (Angelim *et al.* 1988; Gomes & Vasconcelos, 1991; Angelim & Kosin, 2001): Sin-Colisional (Suíte Rajada; em torno de 630-575 Ma; Jardim de Sá *et al.* 1992; Caxito, 2013), Sin a Tardi-colisional (Suíte Serra da Esperança; 555 Ma, Jardim de Sá *et al.* 1992) e Tardi a Pós-Colisional (Suíte Serra da Aldeia/Caboclo).

## 2.1 A gênese do Complexo de Brejo Seco?

No único trabalho direcionado a gênese do CBS (Marimon, 1990), o termo Sequência de Brejo Seco foi utilizado para definir uma associação de rochas metaplutonovulcanossedimentares, onde seu componente intrusivo máfico-ultramáfico foi interpretado como um fragmento ofiolítico. Esta interpretação serviu como base para diversos trabalhos realizados entre a década de noventa e dois mil (Angelim *et al.* 1998; Angelim & Kosin, 2001; Bizzi *et al.* 2007), e no contexto geotectônico da Faixa Riacho do Pontal, sugere que esta região seja uma zona de sutura do orógeno. No entanto, em recentes trabalhos realizados por Caxito (2013) e Caxito *et al.* (2014 a; b), no qual definem uma evolução geotectônica para a Faixa Riacho do Pontal, os metabasaltos do tipo T-MORB da Zona Central (Complexo Monte Orebe) passam a ser interpretados como os remanescentes ofiolíticos da faixa, e levantam um maior interesse sobre significado do CBS nesta nova configuração. Além disso, Caxito *et al.* (2014a) apresentam dados U-Pb em zircão de uma soleira granítica que intrude as rochas metassedimentares do Complexo Morro Branco, fornecendo uma idade mínima para esta unidade de  $1001 \pm 4,5$  Ma. Como a interpretação ofiolítica de Marimon (1990) para o CBS considera que as rochas máficas-ultramáficas do complexo são cogenéticas aos metabasaltos encaixantes do Complexo Morro Branco, é fundamental estudos que avaliem a correlação cronoestratigráfica entre ambos os complexos.

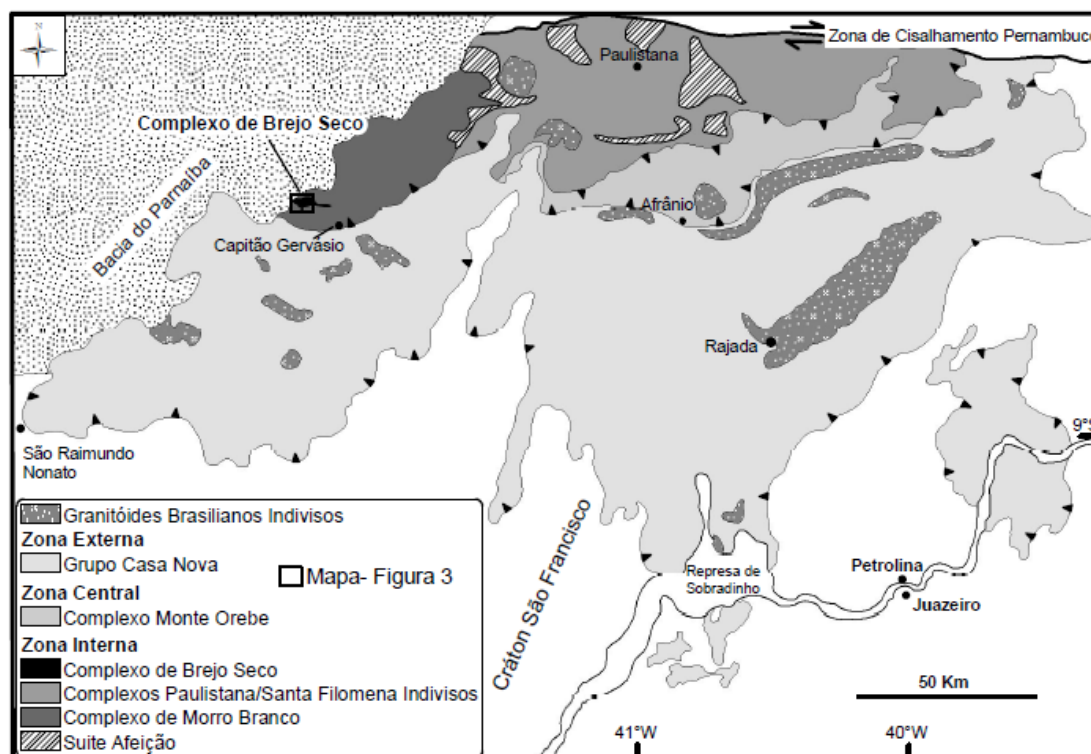


Fig. 2 – Mapa geológico da Faixa Riacho do Pontal (simplificado de Caxito, 2013).

### 3. O Complexo de Brejo Seco

O Complexo máfico-ultramáfico de Brejo Seco aflora na borda oeste da Faixa Riacho do Pontal. É delimitado tectonicamente a norte, por rochas metassedimentares do Complexo Morro Branco, e a sul, por um granito sin-colisional pertencente à Suíte Rajada. A oeste é coberto pela Bacia do Parnaíba, e a leste por sedimentos elúvio-coluvionares (Fig. 3).

Consiste em uma típica intrusão acamadada, de porte médio, direção E-W, invertida tectonicamente e com mergulho, em média de 70°, para norte. Em seu atual nível de exposição, possui 3,5 km de espessura e 9 km de extensão, mas dados magnetométricos e gravimétricos sugerem seu prolongamento no sentido oeste, abaixo da Bacia do Parnaíba (Oliveira, 2008).

#### 3.1. Estratigrafia

O CBS foi dividido em quatro zonas principais: Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica, Zona Máfica Transicional e Zona Máfica Superior. A Zona Máfica Superior é por sua vez subdividida nas unidades A e B (Fig. 3). O conceito de base e topo aplicado à nomenclatura das zonas foi estabelecido tendo como perspectiva a

base e o topo da câmara magmática. A sequência de cristalização magmática, em conjunto ao fracionamento geoquímico, indica que a estratigrafia magmática do CBS foi invertida tectonicamente. Assim a base da estratigrafia magmática do complexo corresponde na verdade ao seu topo estrutural (Fig. 3).

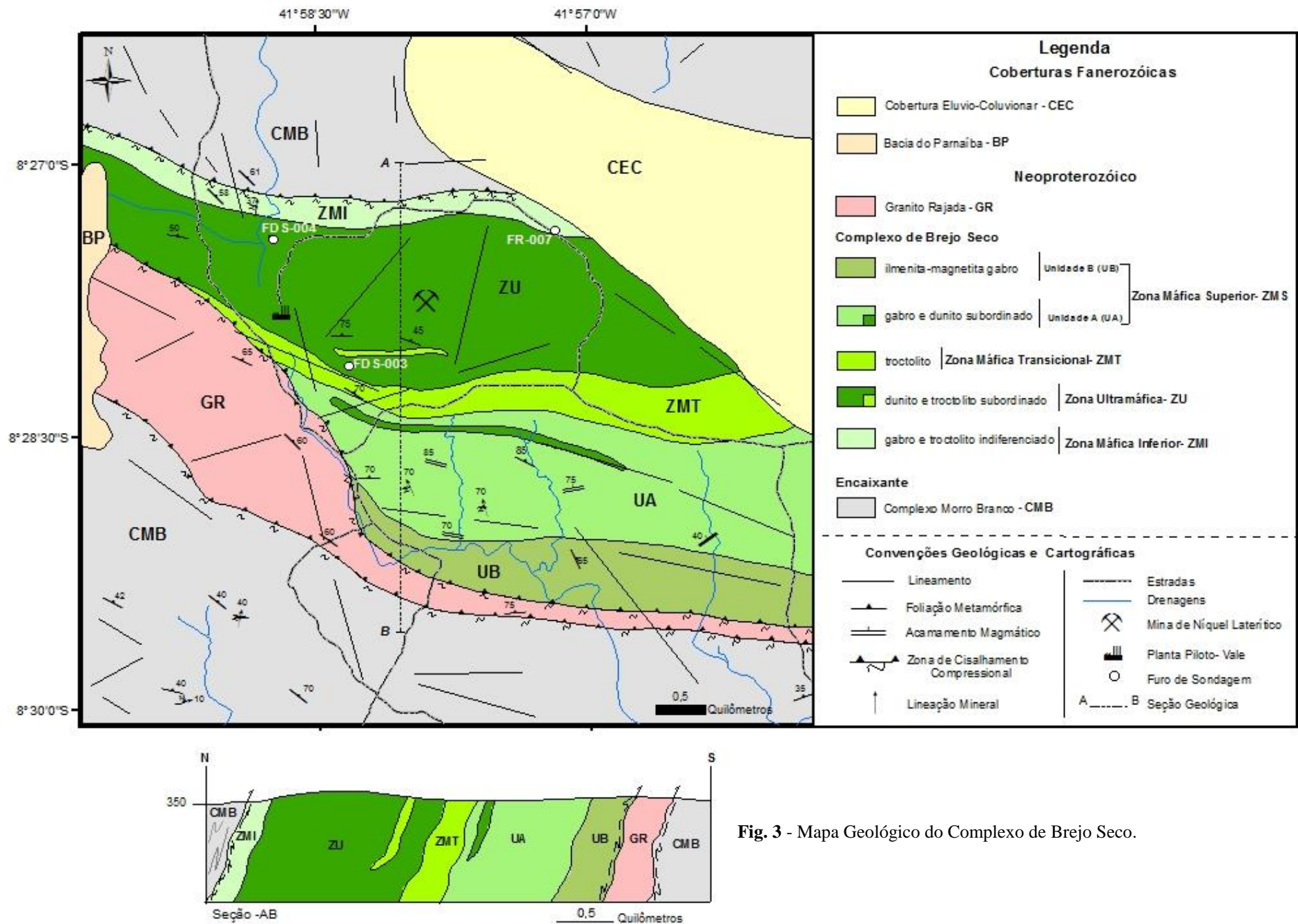


Fig. 3 - Mapa Geológico do Complexo de Brejo Seco.

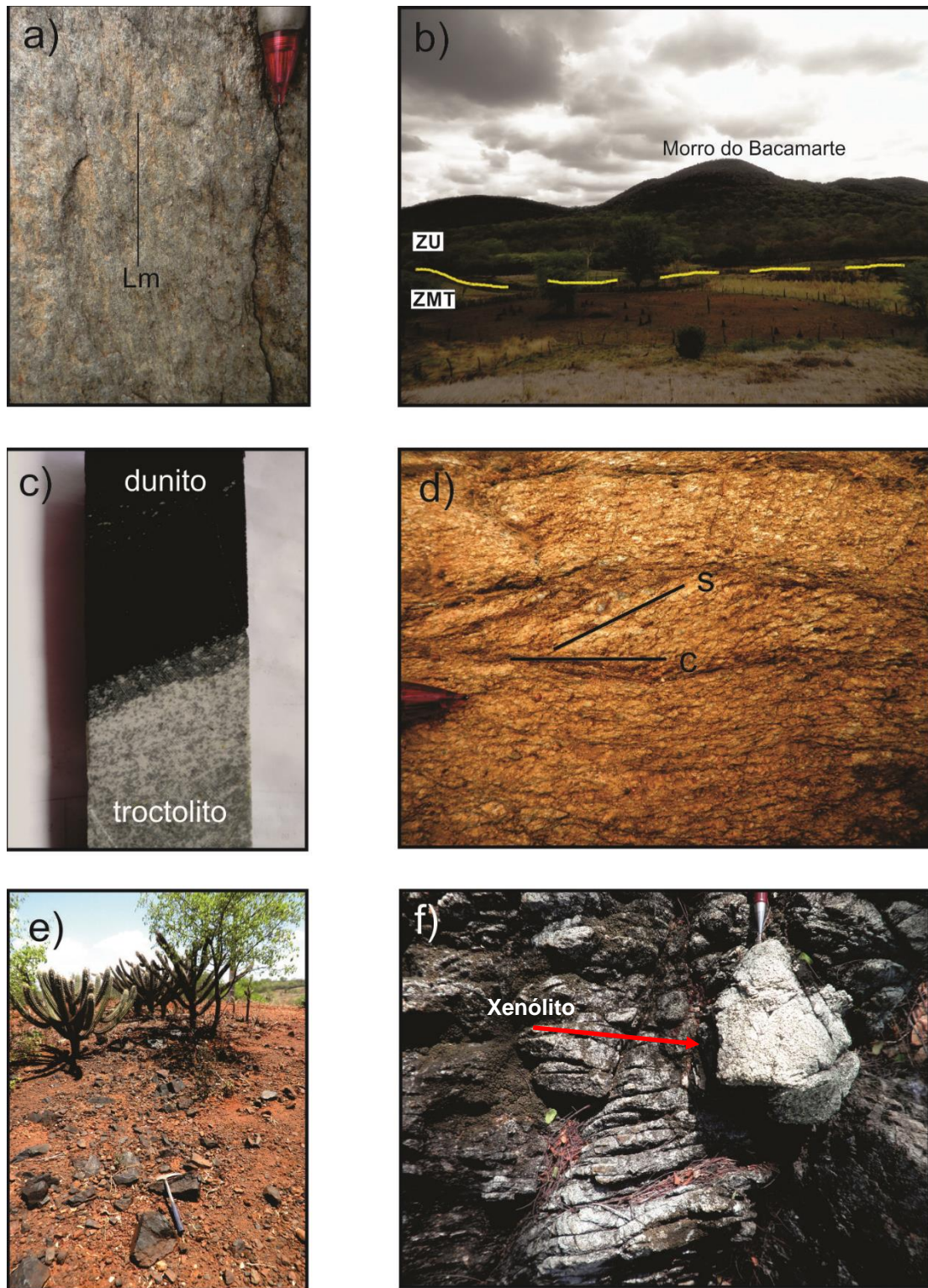
**Zona Máfica Inferior (ZMI)** – Constituí a base do complexo e define seu limite norte. Possui espessura de aproximadamente 250 m. Ocorre em uma área coberta em sua maior parte por eluvios e colúvios lateríticos, desta forma sua delimitação em mapa e caracterização petrográfica foi baseada essencialmente em dados de sondagem. É formada por leucotroctolito (Pl+Ol±Chr cumulados; abreviações dos minerais segundo Whitney & Evans 2010, a saber, Ol- Olivina; Chr- Cromita; Pl- Plagioclásio; Cpx- Clinopiroxênio; Ilm- Ilmenita; Mag- Magnetita; Apt- Apatita). Seu contato com o Complexo Morro Branco é definido por xistos verdes (Fig. 4a), que indicam um cisalhamento reverso com transporte tectônico para sul. O contato com a Zona Ultramáfica não pode ser definido de forma precisa, mas é marcado pela transição de Pl+Ol±Chr cumulados para Ol+Chr cumulados.

**Zona Ultramáfica (ZU)** - Engloba o platô do Morro do Bacamarte (Fig. 4b) e hospeda o depósito de níquel laterítico. Possui cerca de 1500 m de espessura, sendo formada predominantemente por dunito serpentizado (Ol+Chr cumulados) e intercalações de leucotroctolito (Pl+Ol±Chr cumulados; Fig. 4c).

As intercalações possuem espessuras que podem alcançar dezenas de metros e ocorrem em toda estratigrafia da ZU, contudo, tornam-se mais espessas e frequentes nas porções superiores, indicando assim um contato gradacional com a Zona Máfica Transicional. Destaca-se neste contato a presença da mineralização sulfetada, descrita mais adiante neste trabalho.

**Zona Máfica Transicional (ZMT)** - Está localizada entre a Zona Ultramáfica e a Zona Máfica Superior. Possui uma espessura de aproximadamente 400 m em sua porção oeste, mas que aumenta em direção a leste. É caracterizada pelo predomínio de Pl+Ol cumulados, sendo constituída por leuco e mesotroctolito (Pl+Ol±Cpx±Chr cumulados). A diminuição gradativa dos cumulados de olivina marca seu contato gradacional com a Zona Máfica Superior.





**Fig. 4** - Fotografias apresentando aspectos estratigráficos e estruturais do Complexo de Brejo Seco. **a)** Lineação mineral (Lm) *down dip* em xisto verde. Contato entre a ZMI e o Complexo Morro Branco. **b)** Vista para norte com o Morro do Bacamarte ao fundo. Contato entre ZU e ZMT inferido. **c)** Contato entre dunito (ZU) e troctolito (ZMT). Furo de sondagem FDS-003. **d)** Foliação S-C no granito Rajada. **e)** Afloramento de Ilm-magnetitito (UB). **f)** Xenólito de troctolito em dunito (UA).

**Zona Máfica Superior (ZMS)** - É a área de melhor exposição do complexo, aflorando continuamente ao longo de drenagens norte-sul. Possui espessura de aproximadamente 1000 m e estabelece contato tectônico com o Granito Rajada milonitizado (Fig. 4d) a sul e a oeste.

A ZMS é subdividida nas unidades A e B, que se distinguem pela presença restrita dos cumulos de ilmenita-magnetita na Unidade B. A Unidade A (UA) é composta essencialmente por gabro (Pl+Cpx cumulos), estando olivina-gabro (Pl+Cpx+Ol cumulos) e troctolito (Pl+Ol+Cpx±Chr cumulos) subordinados. Uma lente de dunito adcumulático, contendo xenólitos de troctolito (Fig. 4f), aflora próximo ao contato entre a UA e a ZMT. É sucedida, ao longo de 150 m para sul, por troctolito e olivina-gabro, até o retorno do gabro como litologia predominante.

A Unidade B (UB) é essencialmente formada por Ilm-Mag gabro (Pl+Cpx+Ilm+Mag±Ap cumulos), com intercalações pouco espessas (< 5 m) de Ilm-magnetitito (Mgt+Ilm cumulos, Fig. 4e) e anortosito (Pl+Cpx+Apt cumulos) subordinado.

#### **4. Amostragem**

A amostragem foi realizada de forma sistemática em perfis geológicos de direção N-S e nos furos de sondagem FDS-003, FDS-004 e FR-007. Procurou-se obter amostras representativas de todas as zonas do complexo e com o menor grau intempérico possível. Ao todo foram coletadas 70 amostras, utilizadas para: i) confecção de 41 seções polidas e 14 lâminas delgadas; ii) determinação da composição química de rocha total de 26 amostras, sendo oito dunitos, seis troctolitos, onze gabros e um anortosito; iii) determinação do conteúdo em elementos do grupo da platina (EGP) + Au em quatro amostras, sendo três dunitos sulfetados e um magnetitito; iv) Caracterização isotópica Sm-Nd de dez amostras, três troctolitos, três gabros e quatro Ilm-Mag gabros.

As amostras utilizadas para obtenção de dados geoquímicos e isotópicos tiveram seu posicionamento estratigráfico determinado considerando a distância real entre o ponto de coleta da amostra e o topo da Zona Máfica Inferior (interpretado como a base da câmara magmática). Para isso, foi considerado um mergulho médio de 70° para o acamamento ígneo. Esta correlação, amostra Vs. posição estratigráfica,

está exposta na Tabela 1 (Anexo 2) e foi realizada com o objetivo de se verificar as variações composicionais ao longo do CBS. Os procedimentos analíticos são dados no Anexo 1.

## 5. Petrografia dos Cumulados Máficos-Ultramáficos

As rochas do CBS geralmente preservam as típicas texturas de cumulados ígneos (Wager & Wadsworth, 1960), mas sua trama primária está heterogeneamente afetada pelo metamorfismo regional de fácies xisto verde e idade neoproterozóica. Para uma melhor distinção entre as texturas magmáticas e suas transformações subsequentes, as feições metamórficas serão apresentadas no próximo tópico.

### 5.1. Texturas Magmáticas

**Dunito** - É melanocrático e equigranular. Possui textura essencialmente adcumulática, constituída por cumulus de olivina (> 85 vol.%) e cromita (< 7 vol.%). A fração intercumulus (< 10 vol.%) é formada por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, pirrotita, pentlandita, calcopirita e raramente flogopita. Os silicatos intercumulus estão pouco preservados e alteram para clorita, anfibólio e bastita.

Os cristais de olivina são euédricos a subédricos, entre 0,8-2,4 mm. Possuem contatos poligonais planares, que indicam processos de adensamento e equilíbrio da pilha de cristais cumulus (Fig. 5a). Os cristais de cromita são euédricos a subédricos, com dimensões inferiores a 0,6 mm. Ocorrem tanto inclusos em olivina como associados à fração intercumulus.

**Troctolito** - Médio a grosso, seriado, com acamamento e laminação ígnea formada pela intercalação entre níveis meso e leucocráticos. É constituído por cumulus de olivina (10-40 vol.%), plagioclásio (40-70 vol.%), clinopiroxênio (< 5 vol.%) e cromita (< 2 vol.%). Os minerais intercumulus (< 3 vol.%) são clinopiroxênio (Fig. 5c), e subordinariamente ortopiroxênio, pirrotita, pentlandita, calcopirita e flogopita.

A olivina ocorre como cristais anédricos, entre 1,2-2,2 mm, que estabelecem contatos planares (pouco preservados) junto ao plagioclásio e as fases intercumulus. O plagioclásio ocorre como cristais tabulares, entre 0,4-2,2 mm. Constituem típicas texturas cumulus de equilíbrio, expressas por contatos planares e poligonais. Podem estar orientados segundo a direção do fluxo magmático (Fig. 5b). A cromita é um



mineral acessório (< 2 %) em algumas amostras, nas quais ocorre como cristais euédricos de dimensão inferior a 0,2 mm. A presença do clinopiroxênio como fase cumulus no troctolito só foi constatada na ZMT. Os cristais possuem dimensões inferiores a 2 mm e estabelecem contatos poligonais planares e irregulares (Fig. 5b).

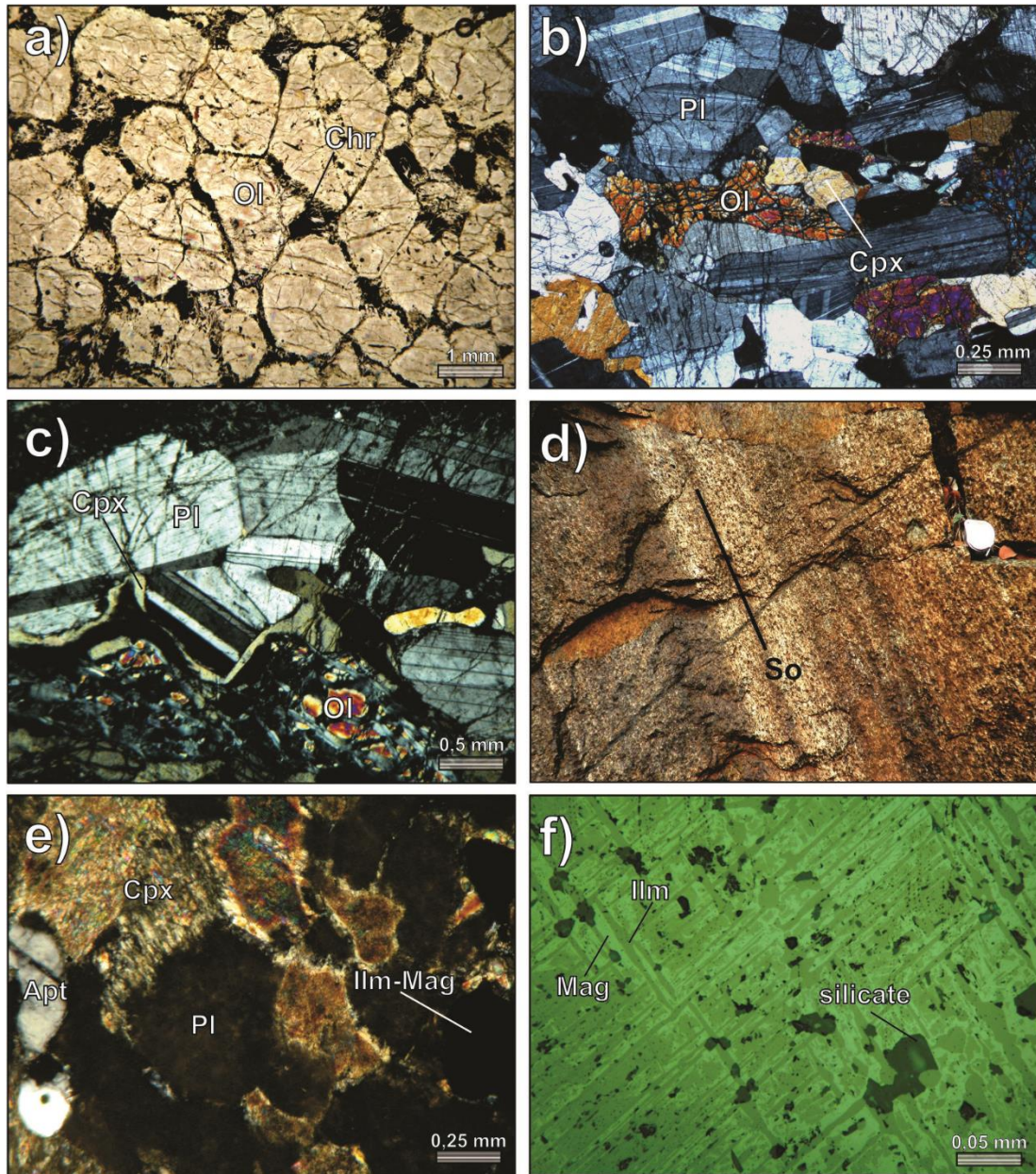
**Grupo Gabróico** - É constituído por gabro (Pl+Cpx cumulados), Ilm-Mag gabro (Pl+Cpx+Ilm+Mag±Apt cumulados) e olivina-gabro (Pl+Cpx+Ol cumulados). Estas litologias mostram notáveis acamamentos e laminações magmáticas formadas pela intercalação entre níveis leuco e mesocráticos (Fig. 5d). A quantificação modal das principais fases cumulus e a descrição textural são dificultadas pela extensiva transformação da mineralogia primária, mas um aumento nas concentrações modais de clinopiroxênio em relação ao plagioclásio ocorre entre o troctolito (ZMT) e os gabros (UA e UB).

O principal gabro representante da UA é caracterizado por intercumulus de ilmenita e magnetita. Intercumulus de ortopiroxênio constitui uma textura poiquilitica ao englobar cristais de plagioclásio. Os anfibólios (actinolita-tremolita) são metamórficos e abundantes nesta rocha.

O Ilm-Mag gabro (Pl+Cpx+Ilm+Mag±Apt) define a UB. Os cumuldados de ilmenita e magnetita ocorrem com composição modal inferior a 10 vol.% e dimensões inferiores a 1,6 mm. A apatita (< 1 vol.%) é a última fase cumulus a se cristalizar, estando presente no topo da UB. Possui dimensão inferior a 0,5 mm e não ocorre em toda UB (Fig. 5e).

**Ilm-Magnetitito** - Possui textura adcumulática, sendo constituído por cumulus de magnetita entre 0,3-20 mm. Os minerais intercumulus são pouco abundantes e consistem de silicatos muito transformados (clorita). Ocorrem exsoluções lamelares e globulares de ilmenita junto à magnetita (Fig. 5f).

**Anortosito** - Devido a seu elevado grau de intemperismo não foi possível a caracterização microscópica de seus aspectos texturais. Sua paragênese mineral é formada por cumulus de plagioclásio, piroxênio e apatita. Macroscopicamente é leucocrático, grosso e possui uma foliação incipiente.



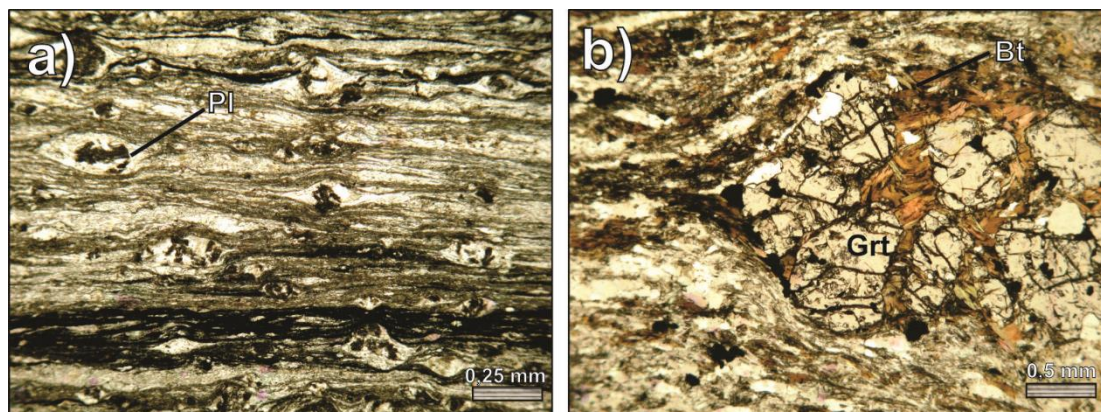
**Fig. 5** - Fotomicrografias apresentando as principais feições petrográficas do Complexo de Brejo. **a)** Textura adcumulática em dunito. **b)** Troctolito com cumulados de Pl, Ol e Cpx. Pl possuindo orientação por fluxo magmática. **c)** Troctolito com intercumulus de Cpx. **d)** Gabro acamadado (UA). **e)** Ilm-mag gabro (UB) com cumulados de Pl, Cpx, Ilm, Mag e Apt. **f)** Intercrescimento lamelar entre Ilm e Mag. Fotomicrografia a) sob luz polarizada e nicóis descruzados; b), c) e e) sob luz polarizada e nicóis cruzados; f) sob luz refletida. Pl- plagioclásio, Ol- olvina, Cpx- clinopiroxênio, Ilm- ilmenita, Mag- Magnetita, Apt- apatita.

## 5.2. Texturas Metamórficas e Paragêneses

O metamorfismo regional que afetou o CBS foi responsável pela formação de uma nova assembleia mineral e texturas tipicamente metamórficas, como lepidoblásticas e nematoblásticas (Figs. 6a e 6b). Ao longo das zonas de maior deformação texturas miloníticas são caracterizadas pela a presença de porfiroclastos



de plagioclásio (Fig. 6a), porfiroclastos de granada (Fig. 6b) e foliação S-C. A paragênese hornblenda + biotita + granada + quartzo + epídoto presente nestas zonas indica fácies epídoto-anfibolito. Para as rochas gabróicas da Zona Máfica Superior, de uma forma geral, a paragênese epídoto + actinolita + clorita ± carbonatos ± sericita é de fácies xisto verde.

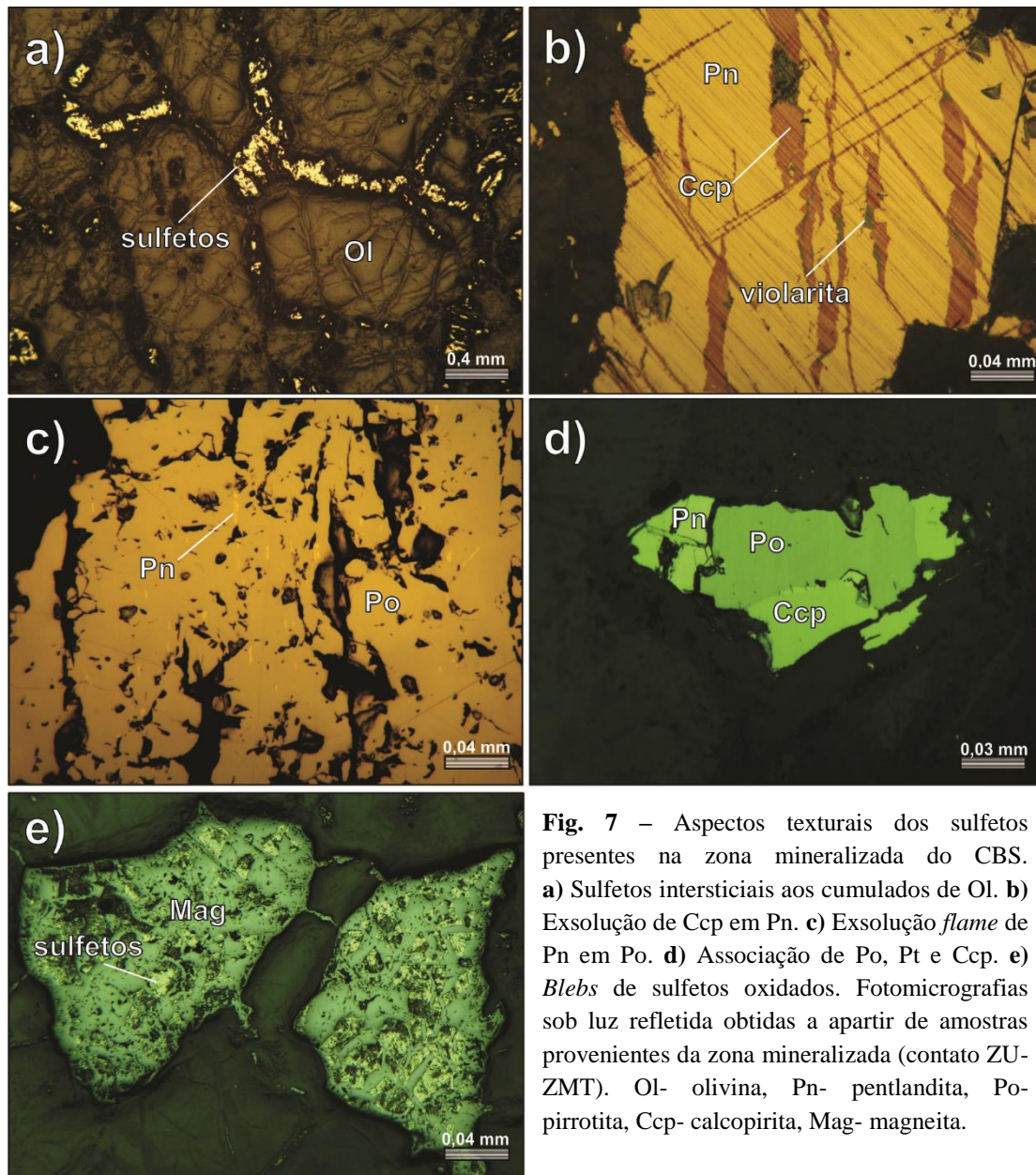


**Fig. 6** – Aspectos texturais metamórficos/miloníticos do Complexo de Brejo Seco. **a)** Porfiroclastos de Pl em troctolito milonitizado (ZMI) com textura lépido-nematoblástica. **b)** Porfiroclasto de Grt em troctolito milonitizado (ZMT) com textura lépido-nematoblástica. Fotomicrografia a) e b) sob luz polarizada e nicóis descruzados. Pl- plagioclásio, Grt- granada, Bt- biotita.

## 6. Mineralização Sulfetada de Ni-Cu associada ao CBS

Durante uma campanha de exploração realizada pela empresa Vale na década de dois mil, anomalias superficiais de Ni e Cu indicaram a possível existência de uma mineralização sulfetada no CBS. Isso levou a realização de furos de sondagem que confirmaram a presença de uma zona mineralizada no contato entre ZU (dunito) e a ZMT (troctolito).

A mineralização consiste em um horizonte estratiforme a estratóide, presente entre os intervalos estratigráficos de 1560 a 1610 m, com ~50 m de espessura e extensão lateral > 1000 m. Os sulfetos estão hospedados em dunito (Ol+Chr cumulos) e em delgadas lentes de troctolito (Pl+Ol cumulos) intercaladas. Possuem concentrações modais 1-3 % vol. e ocorrem disseminados nos interstícios de cristais cumulus (Fig. 7a).



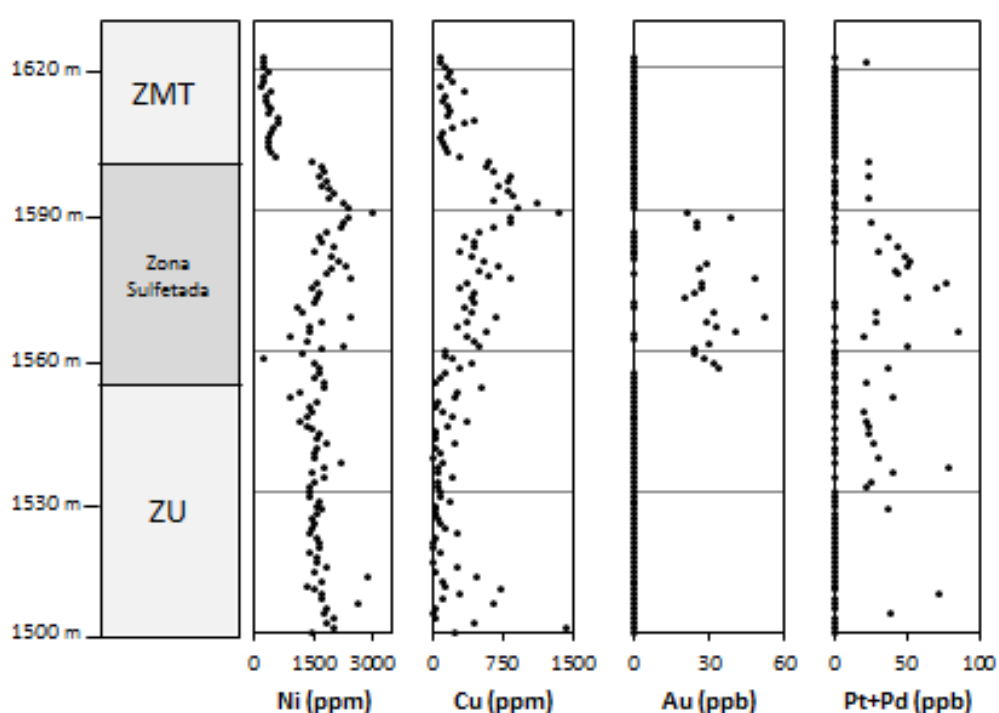
**Fig. 7** – Aspectos texturais dos sulfetos presentes na zona mineralizada do CBS. **a)** Sulfetos intersticiais aos cumulos de Ol. **b)** Exsolução de Ccp em Pn. **c)** Exsolução *flame* de Pn em Po. **d)** Associação de Po, Pt e Ccp. **e)** *Blebs* de sulfetos oxidados. Fotomicrografias sob luz refletida obtidas a partir de amostras provenientes da zona mineralizada (contato ZU-ZMT). Ol- olivina, Pn- pentlandita, Po- pirrotita, Ccp- calcopirita, Mag- magnetita.

A associação mineralógica principal é formada por agregados arredondados (*blebs*; Fig. 7e), compostos por pentlandita (Pn) > pirrotita (Po) > calcopirita (Ccp; Fig. 7d). Estes minerais ocorrem normalmente como uma sequência de exsoluções, onde a Po forma Pn a partir de exsoluções *flame* paralelas ao plano de partição [0001] e a Pn forma Ccp a partir de exsoluções lamelares paralelas aos planos de partição [111] (Figs. 7b e c).

Alterações pós-magmáticas como a recristalização, remobilização e oxidação dos sulfetos ocorrem em todo horizonte mineralizado. Destaca-se o intenso processo de oxidação responsável pela substituição de grande parte dos sulfetos por magnetita (Fig. 7e), o que dificultou uma caracterização petrográfica mais detalhada destes

minerais. Normalmente, a substituição dos sulfetos por magnetita em complexos máfico-ultramáficos é relacionada à interação destes minerais com fluidos hidrotermais oxidantes (Vusse & Powel, 1983; Collins *et al.* 2012).

Os teores de Ni, Cu, Au e Pt+Pd (Tabela 2; Anexo 2) foram determinados para a zona mineralizada e em partes da ZU e ZMT, a partir de amostras coletadas com um espaçamento de 1 m no furo sondagem FDS-003. As variações nos teores destes elementos permitem identificar claramente estas três zonas (Fig. 8). O posicionamento estratigráfico das amostras coletadas foi realizado com relação a base do CBS.

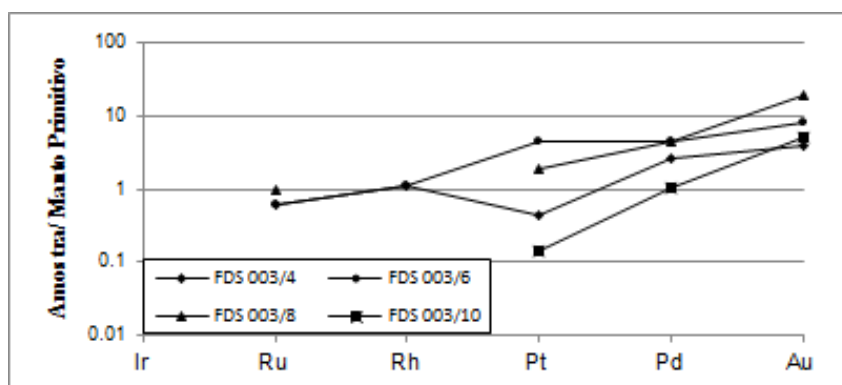


**Fig. 8** - Variação dos teores de Ni (ppm), Cu (ppm), Au (ppb) e Pt+Pd (ppb) na zona sulfetada e em partes da ZU e ZMT.

As concentrações de Ni (<3000 ppm) aumentam de forma pouco significativa na transição entre a ZU e a zona mineralizada, possuindo apenas uma anomalia positiva em ~1590 m (Fig. 8). No entanto, uma forte queda (superior a 1000 ppm) em suas concentrações registra o início da ZMT (Fig. 8). Os teores de Cu (<1400 ppm) na zona mineralizada possuem valores em média 300 ppm superior aos teores de Cu da ZU e ZMT (~170 ppm) e, em conjunto as concentrações de Au (<52 ppb), define com boa precisão o horizonte sulfetado (Fig. 8). Os teores de Pt+Pd (<147 ppb), apesar de apresentarem maiores valores na zona sulfetada, possuem certa dispersão ao

longo da ZU (Fig. 8). De maneira geral, as concentrações de todos os elementos analisados são relativamente baixas.

Os teores de EGP e Au foram determinados para quatro amostras FDS-003/4A, FDS-003/6, FDS-003/8 e FDS-003/10, provenientes exclusivamente da zona sulfetada. As concentrações de Ir (0.0 ppb), Ru (<5 ppb), Rh (<1 ppb), Pt (<31 ppb), Pd (<17 ppb) e Au (<19 ppb) são extremamente baixas. Os valores estão presentes na Tabela 3 (Anexo 2). A distribuição dos EGP, normalizados para os valores do manto-primitivo de Sun & McDonough (1995), estão apresentadas na Fig. 9 e indicam um padrão de enriquecimento no grupo do paládio (EGPP; paládio, platina e ródio) com relação ao grupo do irídio (EGPI; irídio, ósmio e rutênio). Este comportamento é típico de mineralizações sulfetadas hospedadas em intrusões acamadadas.



**Fig. 9** - Distribuição dos EGP para amostras provenientes da zona mineralizada. Os valores foram normalizados para o manto-primitivo de Sun & McDonough (1995).

## 7. Química Mineral da Olivina

O estudo sistemático da química mineral no CBS foi limitado devido ao intemperismo de suas principais fases cumulus. Somente a olivina forneceu um número de dados representativos (Tabela 4; Anexo 2), obtidos a partir de nove amostras: seis coletadas no furo de sondagem FDS-003 (ZU-ZMT), duas no furo de sondagem FR-007 (ZMI) e uma em afloramento (FRP-118; ZMT).

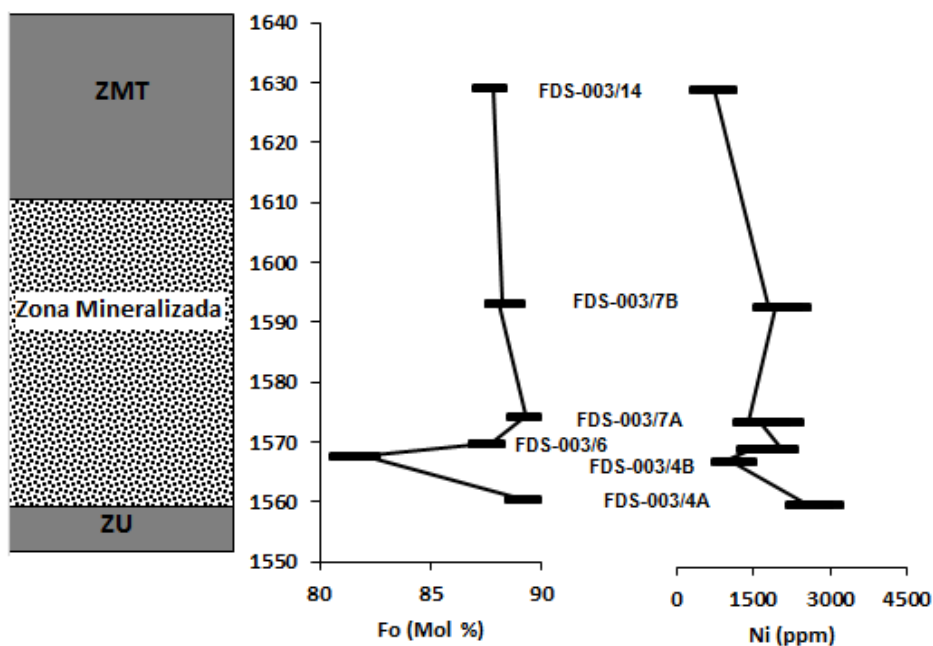
As amostras de dunito FDS-003/4A, FDS-003/4B, FDS-003/6, FDS-003/7A e FDS-003/7B foram coletadas ao longo da zona mineralizada (Fig. 10). Possuem olivina com composição entre  $Fo_{81.9}$  e  $Fo_{89.2}$  e teores de Ni entre 1140-2591 ppm. A correlação Ni-Fo (Fig. 11) indica uma significativa variação nos teores de Ni a concentrações de Fo quase constantes. No entanto, ao compararmos a composição geral dos cristais de olivina de cada uma das amostras coletadas, um aumento nos



teores de Ni em conjunto a um aumento nas concentrações de Fo ocorre (exceto para a amostra FDS-003/7A).

A amostra de troctolito FDS-003/14 (ZMT) está localizada ~20 m acima do topo da zona mineralizada (Fig. 10). Possui olivina de composição primitiva ( $Fo_{87}$ ), mas com os menores teores de Ni (~738 ppm) obtidos (Figs. 10 e 11). Os teores de Ni (~840 ppm; Tabela 4) da amostra FRP-118 (ZMT), localizada a ~220 m acima do topo da mineralização, são relativamente baixos, mas ocorrem em olivina moderadamente primitiva ( $Fo_{80.71}$ ).

As amostras de troctolito FR-007/1 e FR-007/2 possuem cristais de olivina de composição primitiva ( $\sim Fo_{88}$ ), semelhantes a olivina da amostra FDS-003/14 (ZMT), mas com um elevado teor em Ni (~1800 ppm; Tabela 4).



**Fig.10** - Variação dos teores de Ni e Fo em olivina ao longo da zona mineralizada. ZU- Zona Ultramáfica; ZMT- Zona Máfica Transicional.

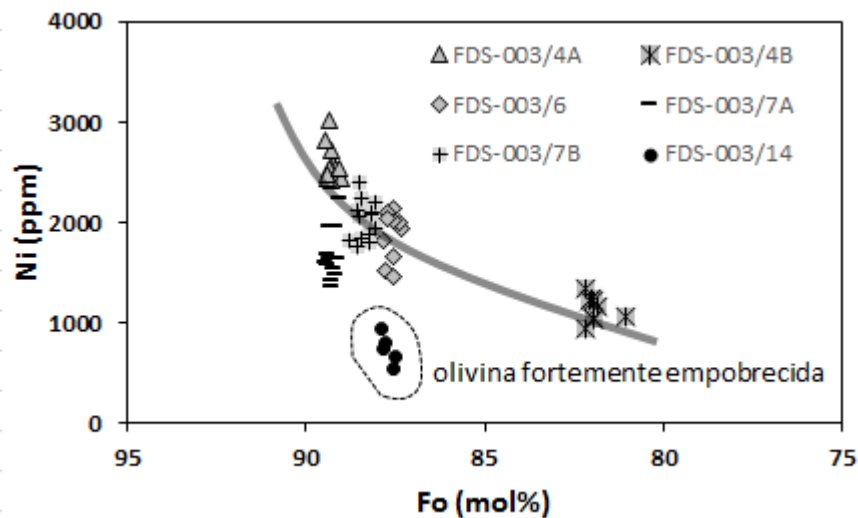


Fig. 11 - Distribuição dos teores de Ni (ppm) e Fo (mol%) nos cristais de olivina da zona mineralizada.

## 8. Litogeoquímica

Os dados geoquímicos de rocha-total (Tabela 5) para o CBS foram divididos em elementos maiores, elementos traços (elementos com alto potencial iônico) e elementos terras-raras (ETR).

### 8.1. Elementos Maiores

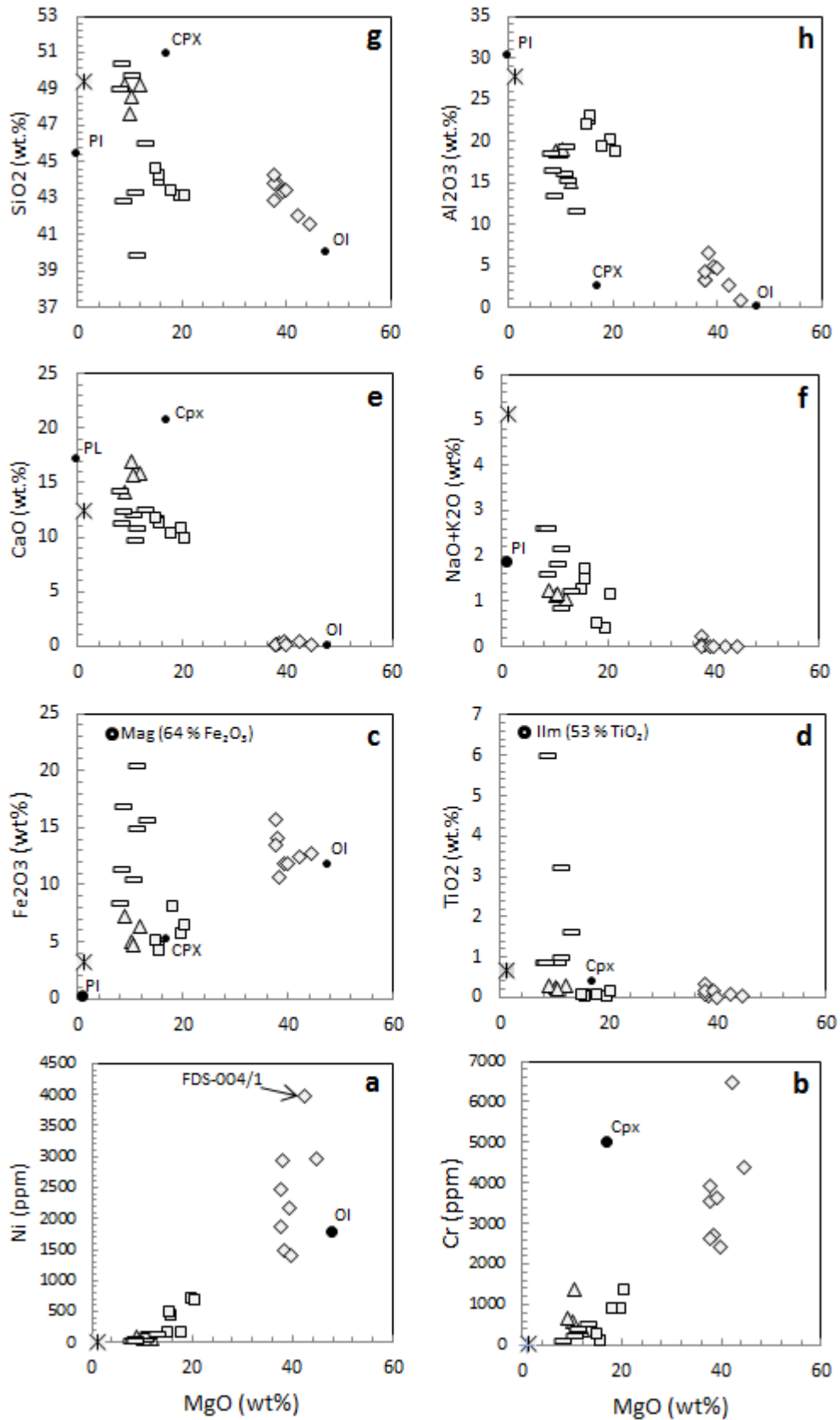
A variação composicional dos elementos maiores, acrescentados do Ni e do Cr, foi correlacionada aos valores do magnésio (MgO) e está apresentada em diagramas bivariantes (Fig. 12). Os elementos maiores tiveram seus valores recalculados para 100% em base anidra devido a significativa perda ao fogo (LOI), principalmente no dunito.

Os diferentes teores de SiO<sub>2</sub> (39-50 wt.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1-28 wt.%), MgO (44-1 wt.%), CaO (0-17 wt.%), Na<sub>2</sub>O (0-3 wt.%), K<sub>2</sub>O (0-1 wt.%), TiO<sub>2</sub> (0-6 wt.%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3-20 wt.%), Ni (13-3965 ppm) e Cr (34-6500 ppm) refletem a variação modal das principais fases cumulus. A química mineral da olivina, do plagioclásio, do clinopiroxênio, da ilmenita e da magnetita foi adicionada aos diagramas para uma melhor percepção do papel destes minerais durante o fracionamento geoquímico.

O dunito é caracterizado por elevados valores Mg# (83-88%) e teores de MgO (41-44 wt.%; Fig. 12), ambos devido a alta concentração modal de olivina, que ainda explica as baixas concentrações de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (Figs. 12e a 12h).



Os teores de Ni são dependentes de suas concentrações junto à olivina e da presença de pentlandita, como ocorre na amostra FDS-004/1 (Fig. 12a).



**Fig. 12** - Variação dos teores de MgO com relação ao a) Ni , b) Cr , c) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, d) TiO<sub>2</sub>, e) CaO, f) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, g) SiO<sub>2</sub>, h) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, para o CBS. Dunito -◇, Troctolito-□, Gabro- △, Ilm-Mag Gabro-□, Anortosito-✱.

Tanto no dunito, quanto no troctolito, a composição modal da cromita controla os valores de Cr e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figs. 12b e 12c). A falta de continuidade no padrão de fracionamento entre o dunito e o troctolito deve-se principalmente a uma diferença de aproximadamente 20% nos teores de MgO.

O troctolito possui altos valores do Mg# (81-88%). A correlação negativa do MgO com o SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (Figs. 12e a 12h) é fruto das variações modais entre o plagioclásio (40-70 vol.%) e a olivina (10-40 vol%). Os minerais intercumulus ocorrem com concentrações inferiores a 2 vol.% e não interferem significativamente na composição química de rocha-total.

Os gabros se diferenciam do troctolito por um aumento modal nos cumulos de clinopiroxênio em relação ao plagioclásio, o que ocasiona um incremento nos valores de CaO e SiO<sub>2</sub>, e uma redução nos valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figs. 12e, 12g e 12h). O gabro (UA) e o Ilm-Mag gabro (UB) possuem valores Mg# entre 70-81% e 46-63%, respectivamente (Tabela 5). Esta grande diferença ocorre devido aos elevados teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 12c) presentes no Ilm-Mag gabro, que ainda possui concentrações de TiO<sub>2</sub> (Fig. 12d) superiores às demais rochas do complexo.

A única amostra de anortosito analisada demonstra a forte influência exercida pela presença de plagioclásio nos teores de SiO<sub>2</sub>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O (Figs. 12e, 12f, 12g e 12h).

## 8.2. Elementos Traços e Elementos Terras-Raras

Os elementos traços estão apresentados em diagramas *spider* (Fig. 13) e tiveram seus valores normalizados para o manto-primitivo (Sun & McDonough, 1989). Os elementos com baixo potencial iônico (*low strength field elements*) Cs, Rb, Ba e Sr não foram utilizados devido seu comportamento móvel durante processos pós-magmáticos (Pearce & Cann, 1973; Rollinson, 1993). Os valores dos elementos terras raras (ETR) foram normalizados para o condrito C1 (Sun & McDonough, 1989) e estão apresentados em diagramas multi-elementares (Fig. 14).

As amostras de dunito (Figs. 13a e 14a) foram coletadas na ZU (exceto FRP-115; UA). São caracterizadas pela ausência de Ta e pela presença de Th (Fig. 13a) restrita as amostras FRP-113 e FRP-227, que ainda contém os maiores teores de Zr e

$\Sigma$ ETR (Tabela 5). Ambos os fatores sugerem a interação do magma, constituinte das amostras FRP-113 e FRP-227, com a crosta continental.

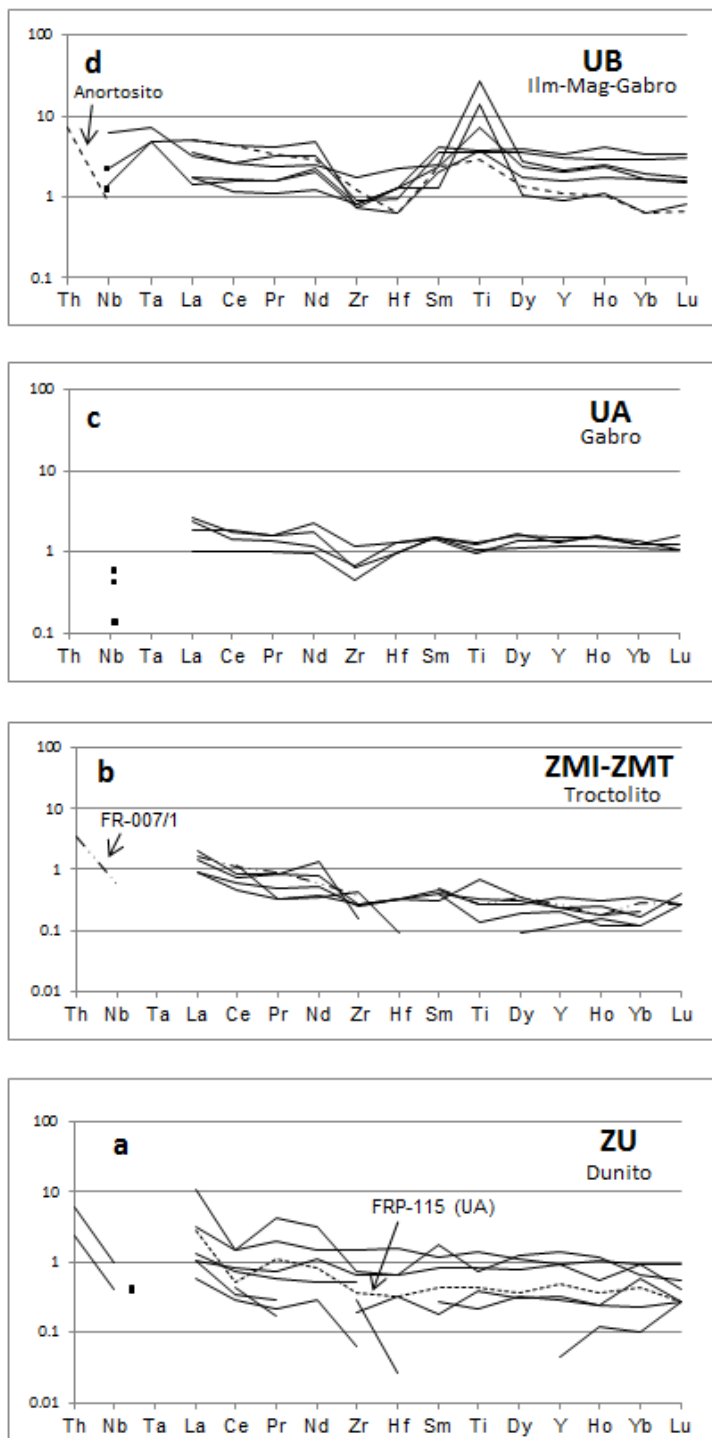
O dunito possui  $\Sigma$ ETR entre 1.03 e 20.08 ppm (Tabela 5), com relações  $(La/Yb)_N$  entre 1.12-17.04 e  $(La/Sm)_N$  entre 1.22-6.46. As razões  $(Gd/Yb)_N$  variam entre 0.49-3.49. É caracterizado por um padrão bastante heterogêneo de distribuição ETRL (leves), mas normalmente plano para os ETRP (pesados, Fig. 14a).

Geralmente, dunitos de textura adcumulática possuem um padrão de distribuição dos ETR controlado pela olivina e, embora a olivina tenha uma baixa afinidade com estes elementos, sua presença em elevadas concentrações modais pode gerar o fracionamento dos ETRP (McKay, 1986; Bédard, 2005). Contudo, problemas analíticos gerados pelas baixas concentrações dos ETR, em conjunto com a contaminação magmática podem ter produzido o padrão de distribuição dos ETR descontínuo e irregular, o que impede uma avaliação clara do papel da olivina neste fracionamento.

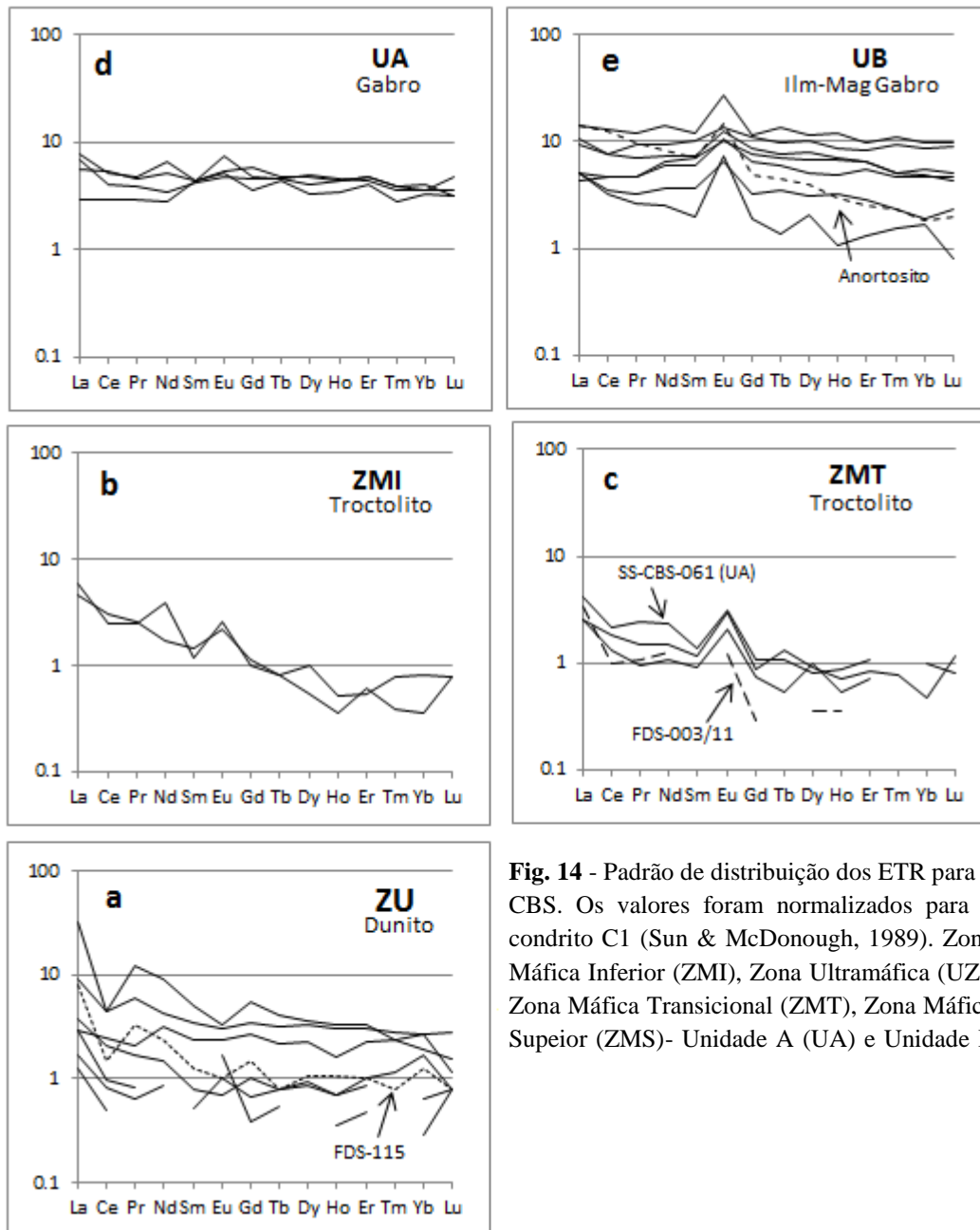
As amostras de troctolito são provenientes de três zonas distintas do complexo, sendo três coletadas na ZMT, duas na ZMI e uma na UA. As amostras FR-007/1 e FR-007/2 (ZMI; Fig. 14b) contém  $\Sigma$ ETR iguais a 5,21 e 5,86 ppm (Tabela 5). Apresentam um padrão de enriquecimento em ETRL, com razões  $(La/Yb)_N$  de 5,64 e 16,74 e  $(La/Sm)_N$  de 3,23 e 5,02. As razões  $(Gd/Yb)_N$  são de 1,36 e 2,90 e mostram um leve enriquecimento em ETRI (intermediários) em relação ao ETRP. As amostras de troctolito FDS-003/11, FDS-003/18 e FRP-118 (ZMT) e a amostra SS-CBS-061 (UA; Fig. 14c) possuem  $\Sigma$ ETR entre 2,35 e 4,90 ppm. Mostram um padrão de enriquecimento em ETRL inferior ao dos troctolito da ZMI, com razões  $(La/Yb)_N$  de 3,07 a 5,37 e  $(La/Sm)_N$  de 2,15 a 3,07. Os valores de  $(Gd/Yb)_N$  variam entre 1,07 e 1,86. Os valores de  $Eu^*$  são positivos em todas as amostras de troctolito e variam entre 1,76 e 3,84.

A distribuição dos ETR em troctolito essencialmente adcumulático como os do CBS é controlada pelo plagioclásio (Charlier *et al.* 2005), assim o padrão de enriquecimento em ETRL presente em todas as amostras pode ser atribuído a este mineral. Uma exceção é a amostra FR-007/1, proveniente da base da câmara magmática. A presença de Th, restrita a esta amostra, sugere que sua elevada razão  $(La/Yb)_N$  possa ser em parte devido a contaminação magmática. A capacidade do

plagioclásio em fracionar ETRL pode ser observada na amostra de anortosito (Fig. 14e).



**Fig. 13** - Padrão de distribuição dos elementos traços para o CBS. Os valores foram normalizados para o manto-primitivo (Sun & McDonough, 1989). Zona Máfica Inferior (ZMI), Zona Ultramáfica (UZ), Zona Máfica Transicional (ZMT), Unidade A (UA) e Unidade B (UB).



**Fig. 14** - Padrão de distribuição dos ETR para o CBS. Os valores foram normalizados para o condrito C1 (Sun & McDonough, 1989). Zona Máfica Inferior (ZMI), Zona Ultramáfica (UZ), Zona Máfica Transicional (ZMT), Zona Máfica Superior (ZMS)- Unidade A (UA) e Unidade B

Os gabros das unidades A e B (Figs. 13c, 13d, 14d e 14e) são caracterizados por anomalias negativas de Zr e por um padrão plano de distribuição dos ETR. Particularmente, a UB se diferencia da UA por possuir anomalias positivas de Ti e maiores concentrações de Ta e Nb (Figs. 13d e 13c). Ambos os aspectos podem ser atribuídos aos cumulados de ilmenita e magnetita (Nielsen & Beard, 2000).

A UA possui  $\sum$ ETR entre 8,31 e 13,89 ppm (Tabela 5) com razões  $(La/Yb)_N$  variando de 0,91 a 2,12 e  $(La/Sm)_N$  de 0,67 a 1,73. Os valores de  $(Gd/Yb)_N$  estão entre 1,08 e 1,59 (Fig. 14d). A UB contém  $\sum$ ETR entre 6,97 e 32,67 ppm (Tabela 5)

com razões  $(La/Yb)_N$  de 0,90 a 3,07 e  $(La/Sm)_N$  de 0,72 a 2,58. Os valores  $(Gd/Yb)_N$  variam de 1,15 a 1,68 (Fig. 14e). Os valores de  $Eu^*$  são positivos e variam de 1,07 a 1,63, na UA, e entre 1,27 a 3,84, na UB.

O controle do padrão de distribuição dos ETR nas unidades A e B é exercido pela relação modal entre o plagioclásio, responsável pelo fracionamento dos ETRL e o Ca-clinopiroxênio, responsável pelo fracionamento dos ETRP (Charlier *et al.* 2005). Possivelmente, a presença de apatita na UB, mesmo que em pequenas concentrações modais, seja a origem de seus maiores valores de  $\Sigma ETR$  (Tabela 5).

## 9. Isótopos Sm-Nd

A utilização do método Sm-Nd na geocronologia tem como premissa a análise de um conjunto de amostras formadas a partir de um mesmo magma parental (cogenéticas), que irão possuir, portanto, a mesma razão inicial  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (Dickin, 2005). No entanto, dois processos que ocorrem nos complexos ígneos acamadados são responsáveis por modificações na razão inicial  $^{143}Nd/^{144}Nd$  do magma, e ocasionam problemas analíticos: i) a contaminação do magma mantélico pela crosta sílica; ii) o fracionamento dos minerais cumulus (DePaolo, 1988). Outro ponto a ser considerado, é que quanto menor as concentrações de Sm e Nd em uma rocha, maior é a possibilidade de erro nas medidas isotópicas (Dickin, 2005).

Tendo como base estes conceitos, a coleta de amostras para a obtenção da idade isocrônica foi direcionada a UB do CBS. Os motivos da UB ter sido selecionada são o fato de suas amostras possuírem a mesma associação de minerais cumulus e os maiores teores de Sm e Nd do complexo. No que se refere a interação do magma com a crosta continental, durante uma amostragem não é possível definir os níveis da intrusão onde as relações isotópicas iniciais  $^{143}Nd/^{144}Nd$  foram mais ou menos afetadas. No entanto, a homogeneização entre um magma contaminado e um magma não contaminado em específicos níveis estratigráficos, pode constituir razões iniciais  $^{143}Nd/^{144}Nd$  muito próximas, o que reduz os erros analíticos (DePaolo, 1988).

Sendo assim, a isócrona confeccionada para o CBS agrupa as amostras FRP-231, FRP-232, 117A e 117B, coletadas na UB e que possuem concentrações de Sm e Nd entre 0,47 a 1,58 e de 1,91 a 4,64, respectivamente (Tabela 6). Fornece uma idade

isocrônica de  $903 \pm 20$  Ma ( $2\sigma$ ) (Fig. 15), com valor de  $\epsilon_{Nd(T)}$  igual a  $+0,8$ , MSWD de 0,18 e probabilidade de encaixe de 0,84.

Mais seis amostras coletadas no CBS (Tabela 6) tiveram suas relações isotópicas Sm-Nd determinadas e, em conjunto as amostras da UB, foram utilizadas na confecção de um perfil com a variação dos valores de  $\epsilon_{Nd}$  (calculado para a idade de 900 Ma; Fig. 16) ao longo do CBS.

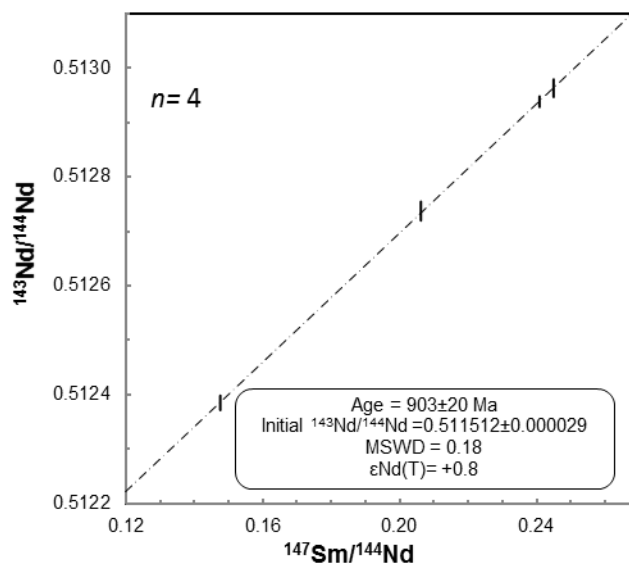


Fig. 15 - Dados isotópicos Sm-Nd para o CBS. n= número de amostras.

## 10. Discussão

### 10.1. Magma Parental

A determinação da composição química do magma parental do CBS é dificultada pela ausência de rochas normalmente utilizadas para este fim (eg. bordas de resfriamento, diques e rochas extrusivas correlatas), exigindo o uso de métodos mais complexos (vide Bédard, 1994; Azzone *et al.* 2012). No entanto, algumas das características do magma parental podem ser sugeridas a partir da sequência de cristalização/fracionamento magmático, dos dados isotópicos Sm-Nd e da química mineral.

A sequência de cristalização magmática (Ol+Chr >> Pl+Ol+Chr >> Pl+Cpx+Ol >> Pl+Cpx+Ilm+Mag+Apt) definida para o magma parental do CBS é tipicamente toleítica. A associação das fases cumulus, olivina-plagioclásio-

clinopiroxênio, permite inferir temperaturas de cristalização de aproximadamente 1200 °C e pressões inferiores a 1 GPa (Fujii & Kushiro, 1977; Biggar, 1983; Herzberg & O'Hara, 1998). O padrão de fracionamento magmático, marcado pelo enriquecimento em  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fig. 16), também indica uma afinidade toleítica para o magma parental.

Uma evidência de que o magmatismo de Brejo Seco tenha se constituído a partir de fusões do manto empobrecido, é dada pelos valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(T=900)}$ , que variam entre -0,2 e +3,3 (Tabela 6). Estes valores ainda indicam uma interação entre o magma mantélico e a crosta siálica (Fig. 16). Outro importante aspecto é a natureza primitiva (alto-Mg) do magma parental, evidenciada pela composição da olivina ( $\text{Fo}_{80-89}$ ) e pela presença do espesso pacote de dunito basal (ZU). O conjunto de informações permite sugerir uma afinidade Mg-toleítica para o magma parental do CBS.

## 10.2. Evolução da Câmara Magmática do CBS e Mineralização

Uma visão geral da câmara magmática do CBS é dada pelos valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(T=900)}$  ao longo de sua estratigrafia (Fig. 16). A diferença nos valores de  $\epsilon_{\text{Nd}(T=900)}$  obtidos para a UA (entre +2,67 e +3,26), UB (entre +0,73 e +0,84) e ZMT (iguais a -0,22 e +2,92; Tabela 6), indica que as correntes de convecção não foram capazes de homogeneizar o magma presente na câmara. Assim, o registro da forte interação magma-crosta continental ( $\epsilon_{\text{Nd}} < 1$ ) presente na UB (topo da câmara magmática), não é observado na UA ( $\epsilon_{\text{Nd}} > 2,5$ ). Possivelmente, isso se deve as injeções de magma ocorridas na câmara (sistema aberto), que impediram a conexão entre suas diferentes partes. Evidências do reabastecimento da câmara magmática ainda são dadas por inversões na polaridade da sequência de cristalização, pela química mineral e pela litogeoquímica.

Dos diversos influxos magmáticos responsáveis pela constituição do CBS, quatro importantes estágios de preenchimento da câmara podem ser destacados:

**Estágio I-** Marca o início do preenchimento da câmara magmática e a cristalização do troctolito basal (ZMI). O padrão de enriquecimento em ETRL da ZMI (Fig. 14b) é, em parte, fruto da quase ausência de minerais intercumulus. Nesta condição, os cumulus de plagioclásio (elevadas razões La/Yb) controlam o padrão de distribuição



dos ETR (Charlier *et al.* 2005). Contudo, a presença de Th na amostra FR-007/1 (ZMI; Fig. 13b) sugere um incremento nos teores de ETRL devido à contaminação do magma pela crosta sílica. Possivelmente, durante estágios iniciais de preenchimento da câmara magmática, a interação entre o magma e as rochas encaixantes crustais, tenha dissipado elevada quantidade de calor, possibilitando a cristalização do plagioclásio e constituindo o troctolito basal. Processos semelhantes são descritos para o Complexo de Niquelândia (Pimentel *et al.* 2004) e Duluth (Miller & Ripley, 1996).

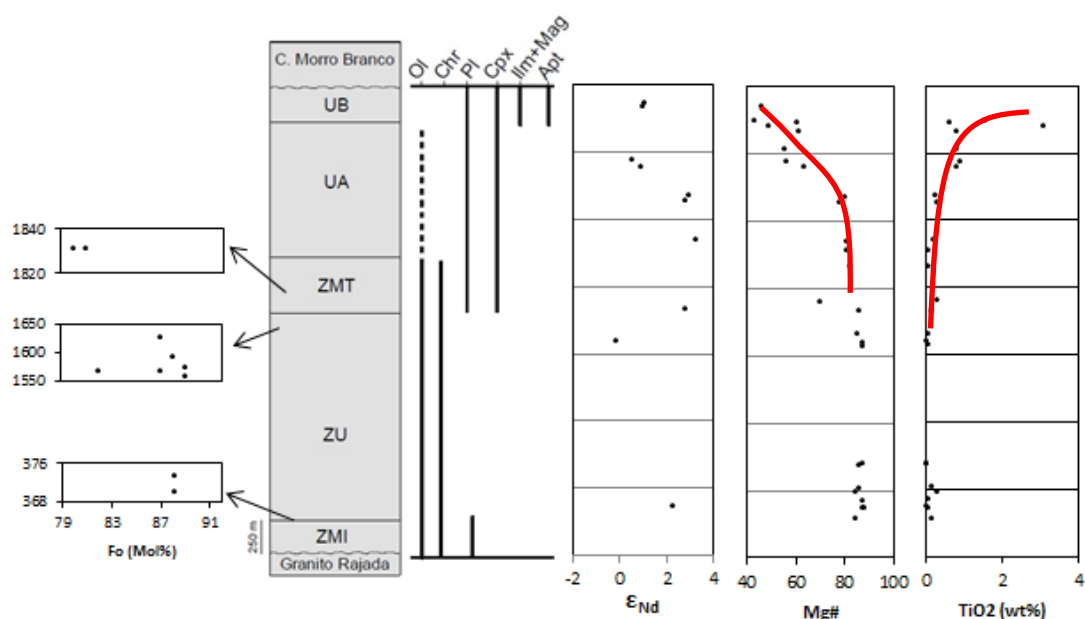
**Estágio II-** Representa as periódicas entradas de magma na câmara magmática que se seguiram após a formação da ZMI. Os influxos magmáticos foram responsáveis por manter os altos valores do Mg# (84-87; Fig. 16), praticamente constantes em toda ZU e pela formação do espesso pacote de dunito adcumulático. A correlação entre ETR e os elementos com alto potencial iônico, mostra que os maiores valores de  $\sum$ ETR (Tabela 5) estão presentes nas únicas amostras de dunito (FRP-113 e FRP 227) contendo Th, sugerindo a contaminação deste magma pela crosta sílica.

**Estágio III-** Representa a formação da zona mineralizada, no contato entre a ZU-ZMT. Os cristais de olivina analisados na zona mineralizada possuem teores de Fo significativamente distintos (Fo<sub>81</sub> e Fo<sub>87-89</sub>). Esta diferença registra uma descontinuidade no fracionamento magmático (zona críptica), e evidencia a mistura entre dois magmas. Possivelmente, o magma residente na câmara magmática (MR), mais fracionado, foi responsável pela cristalização da Fo<sub>81</sub>, enquanto a Fo<sub>87-89</sub>, encontradas também a ~20 m acima da zona mineralizada (FDS-003/14; ZMT), se cristalizaram a partir de um magma parental mais primitivo (MP), proveniente de um novo influxo magmático. O valor de  $\epsilon_{Nd}(T=900 \text{ Ma})$  igual a -0,2 obtido para amostra FDS-003/11 (Tabela 6), coletada no topo da mineralização, sugere uma interação entre MP e a crosta sílica, apesar deste processo não estar registrado de forma clara na composição química da amostra.

A interação entre diferentes magmas na zona mineralizada, em conjunto a textura *blebs* dos sulfetos intercumulus e a associação mineral Pn-Po-Ccp, sugere uma origem essencialmente magmática para a mineralização, formada pela segregação de um líquido imiscível de sulfetos a partir de um magma máfico. Evidências da segregação de sulfetos são dadas pelas baixas concentrações de Ni nos cristais de

olivina da amostra FDS-003/14 (localizada após a zona mineralizada; ZMT; Fig. 10) e pela forte variação nos teores de Ni nos cristais de olivina provenientes da zona mineralizada (Fig. 11).

**Estágio IV-** Consiste nos processos que envolvem a formação da ZMS. A redução nos valores do Mg# e o aumento gradual nos valores de TiO<sub>2</sub> ao longo da ZMS (Fig. 16), evidenciam um padrão de fracionamento magmático aproximadamente contínuo, e sugerem que as periódicas entradas de magma mais primitivo na câmara cessaram nesta zona. Por outro lado, evidências de novos influxos magmáticos são dadas pelo retorno esporádico na cristalização da olivina e pela lente de dunito presente em meio a UA. Possivelmente, após a cristalização da lente de dunito (UA), os influxos magmáticos ocorridos na ZMS tenham sido em pequenos volumes, capazes de gerar reversões locais na sequência de cristalização, mas sem grande interferência no padrão geral de fracionamento geoquímico.



**Fig. 16** - Associação entre as principais fases cumulus no CBS e distribuição estratigráfica dos teores de Fo (mol%),  $\epsilon_{Nd}$ , Mg# e TiO<sub>2</sub> (wt%).

### 10.3. Potencial para Depósitos Magmáticos de Ni-Cu $\pm$ (EGP) - Implicações para Exploração

Os depósitos magmáticos de Ni-Cu $\pm$  (EGP) são em sua maioria fruto de uma tectônica extensional e se constituem quando magmas máficos-ultramáficos, manto derivados (exceto Sudbury, Canadá), se tornam saturados em enxofre, segregando e

concentrando gotículas imiscíveis de sulfeto (Naldrett 2001; 2004; Arndt *et al.* 2005). Particularmente, intrusões acamadadas como o CBS, são caracterizadas por mineralizações hospedadas na base da câmara magmática (e.g. Complexo de Duluth, E.U.A; Ripley, 2014), no topo da câmara magmática (e.g. Stella Intrusion, África do Sul; Maier *et al.* 2005) e no contato entre zonas máficas e ultramáficas (tipo *Reef*), como no Complexo de Bushveld (África do Sul; Lee, 1996). A avaliação do potencial metalogenético do CBS foi direcionada à possibilidade da base e do topo da câmara magmática hospedarem mineralizações. De forma complementar, foram realizadas considerações quanto à viabilidade econômica da zona sulfetada (contato ZU-ZMT) e à localização dos condutos alimentadores da câmara magmática.

**Base da Câmara Mágmatca** - Possui um volume de informações restrito, mas dois pontos podem ser considerados. As análises da olivina provenientes do topo da ZMI não apresentaram empobrecimento em Ni (Tabela 4), indicando que o magma responsável por sua cristalização não esteve envolvido em processos de segregação de sulfetos. Este aspecto, apesar de constituir um ponto negativo, não implica necessariamente na ausência de mineralizações na ZMI, já que o líquido imiscível de sulfetos pode se hospedar em um local distinto do qual foi segregado (Arndt *et al.* 2005; Barnes & Lightfoot, 2005). Outro ponto importante é dado pela correlação entre o CBS e os corpos intrusivos do Complexo de Duluth (Miller & Ripley, 1996). Esta comparação é ligeiramente desfavorável a uma mineralização na ZMI (CBS), tendo em vista que as mineralizações hospedadas em troctolito basal no Complexo de Duluth ocorrem restritas a intrusões essencialmente gabro-troctolíticas, como Partridge River e South Kawishiwi (Tayson & Chang, 1984; Ripley, 2014). Para intrusões de estratigrafia similar ao CBS, como o corpo de Sonju Lake (Miller & Ripley, 1996), onde o troctolito basal é seguido por um pacote ultramáfico e por um horizonte sulfetado, não há registro de uma mineralizações basais.

**Topo da Câmara Mágmatca** - Processos tardios de segregação de sulfetos podem gerar mineralizações de EGP hospedadas em magnetitito presente no topo da câmara magmática (Maier *et al.* 2003). Apesar de não terem sido detectado sulfetos ou MGP (minerais do grupo da platina) no Ilm-magnetitito (UB) durante sua caracterização petrográfica, a amostra SS-CBS-057 (Tabela 3) foi analisada para teores de EGP e Au, mas nenhum destes elementos foi detectado.

**Zona Sulfetada** - Apesar de possuir uma espessura significativa (~50 m), a zona sulfetada é caracterizada pela presença descontínua de sulfetos e em baixa concentração modal (< 3 Vol%). Os teores de Ni e Cu possuem um *background* de 1700 ppm e 500 ppm, enquanto que as concentrações de EGP e Au são menores que 31 ppb. Estes valores são de 1-2 ordens de grandeza inferiores aos presentes em diversos depósitos mundiais de Ni-Cu-EGP. A baixa concentração em metais neste horizonte deve refletir um magma parental empobrecido e/ou uma baixa razão entre a massa do líquido silicático e a massa do líquido de sulfeto (fator R). Contudo, deve-se considerar que variações laterais ao longo do horizonte sulfetados não são raras (Naldrett, 2004; 2011), e podem revelar uma mineralização mais robusta.

**Conduto Magmático**- Seu posicionamento é extremamente complexo. Em uma visão simplista, a inversão tectônica do CBS pode ter ocorrido em conjunto a do Complexo Morro Branco, desta forma, o conduto magmático estaria localizado na porção norte, leste ou oeste do complexo. Um problema desta perspectiva, é que a inversão do CBS envolve uma rotação de pelo menos 120°, possivelmente proveniente de um significativo basculamento e com alguma contribuição do tectonismo neoproterozóico. Isto sugere que o conduto tenha perdido sua conexão com o complexo, podendo estar localizado até mesmo em diferente nível crustal.

### 10.5. Evolução Geotectônica

Os novos dados obtidos permitem definir o CBS como um típico complexo ígneo acamado, intrudido em crosta continental, sem nenhuma conexão aparente com o modelo ofiolítico proposto por Marimon (1990). A origem intracontinental do CBS é suportada principalmente: i) pelos valores  $\epsilon_{Nd}(T=900 \text{ Ma})$  que indicam a interação do magma parental com a crosta siálica; ii) pela diferença geocronológica entre CBS (~900 Ma) e o basalto encaixante do Complexo Morro Branco (> 1,0 Ga; datação U-Pb em soleira granítica; Caxito *et al* 2014a); iii) pela correlação estratigráfica do CBS com diferentes complexos ígneos acamadados no mundo, como os complexos de Serra da Onça, Brasil (Ferreira Filho *et al.* 2007) e o Complexo de Duluth, E.U.A (Miller & Ripley, 1996). Desta forma, a avaliação do significado geotectônico do CBS com relação a Faixa Riacho do Pontal e ao Cráton São Francisco, foi realizada considerando o complexo como uma intrusão alojada em crosta continental.

No contexto geotectônico da Faixa Riacho do Pontal, o CBS está localizado em sua Zona Interna, e estabelece contato tectônico com rochas geneticamente relacionadas ao ciclo orogênico Cariris Velhos (1000-960 Ma; Brito Neves *et al.* 1995; Caxito, 2014a). Apesar disso, no modelo geotectônico proposto por Caxito (2013) e como sugerido por Salgado *et al.* (2014), o complexo não tem qualquer conexão genética com este orógeno, sendo interpretado como uma evidência do estágio inicial de colocação da pluma mantélica responsável pela instalação do rifte neoproterozóica Riacho do Pontal.

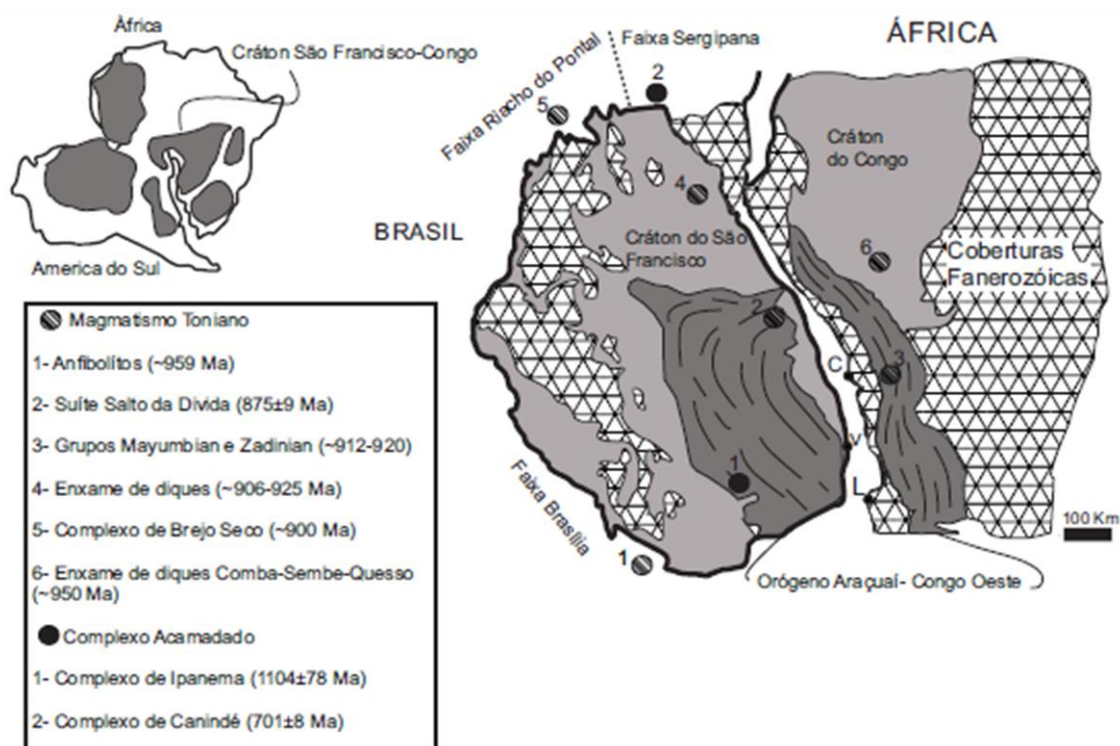
A idade de ~900 Ma obtida para o CBS corrobora com este modelo e permite a correlação do CBS com os basaltos do tipo T-Morb do Complexo Monte Orebe, Zona Central da Faixa Riacho do Pontal (Santos & Caldasso, 1978; Angelim *et al.* 1988; Moraes, 1992; Caxito *et al.* 2014b). Os basaltos foram interpretados como remanescentes ofiolíticos e a idade de ~820 Ma (isócrona Sm-Nd; Caxito *et al.* 2014b) obtida para estas rochas, indica um período de aproximadamente 80 Ma entre os estágios iniciais de rifteamento (colocação do CBS), ao desenvolvimento da litosfera oceânica da Faixa Riacho do Pontal (Complexo Monte Orebe).

Em uma visão geotectônica global, a colocação do CBS pode ser correlacionada aos processos extensionais que ocorreram durante a fragmentação do Supercontinente Rodínia (~1000-750 Ma; Li *et al.* 2008), e levou ao desmembramento do paleocontinente São Francisco-Congo, posteriormente amalgamado pelo orógeno Brasileiro/ Pan-Africano no Supercontinente Gondwana Oeste (~ 630-530 Ma; Unrug, 1996; Brito Neves *et al.* 1999; Brito Neves *et al.* 2003; Tupinambá *et al.* 2007; Fuck *et al.* 2008; Li *et al.* 2008). Atualmente, ambas as unidades cratônicas (Fig. 17), São Francisco (Brasil) e Congo (Continente Africano), registram magmatismos associados a esta extensão toniana na forma de intrusões acamadadas, granitos anorogênicos, enxames de diques e *sills* (Correa-Gomes & Oliveira, 2000; Brito Neves, 2003; Cordani *et al.* 2003; Tupinambá *et al.* 2007).

Especificamente no Escudo São Franciscano, estes processos extensionais foram divididos por Tupinambá *et al.* (2007) nos estágios I (1120-1000), II (930-900 Ma) e III (850-815 Ma, associado a formação de litosfera oceânica). O CBS (~900 Ma; Fig. 17) pode ser vinculado temporalmente ao estágio II, de idade toniana (1000-850 Ma) e representando por: i) injeções de diques máficos (~906-925 Ma; Machado

*et al.* 1989; Heaman 1991; Correa-Gomes & Oliveira, 2000) no Cráton São Francisco; ii) granitos anorogênicos (Tipo-A) na Faixa Araçuaí (875±9 Ma; Silva *et al.* 2008); iii) corpos de anfibolito (~ 959 Ma; Valeriano *et al.* 2004) na Faixa Brasília. No Escudo do Congo (Fig. 17), o magmatismo toniano é representado pelo vulcanismo bimodal dos Grupos Mayumbian e Zadinian (~912-920 Ma; Tack *et al.* 2001) e pelo enxame de diques Comba-Sembe-Queeso (~950 Ma; Vicat & Pouclet, 1995).

Outros dois complexos ígneos acamadados no Escudo São Franciscano cuja gênese foi interpretada de forma semelhante ao CBS (magmatismo extensional) são os corpos de Ipanema (1104±78 Ma; Angeli *et al.* 2004), na Faixa Araçuaí e Canindé (701±8 Ma; Nascimento *et al.* 2005; Oliveira *et al.* 2010; Fig. 17), na Faixa Sergipana. A diferença geocronológica na colocação dos complexos de Brejo Seco, Canindé e Ipanema, evidenciam os estágios iniciais de instalação de três sistemas riftes distintos e diacrônicos, associados a dispersão do Supercontinente Rodínia, e que evoluíram para a formação de uma crosta oceânica.



**Fig. 17** - Magmatismo toniano associado aos Escudos São Francisco e Congo. C- Cabinda; V- Vitória; L- Luanda (Modificado de Alkmim *et al.* 2006).

## 11. Conclusão

As investigações geológicas realizadas no CBS forneceram novos dados cartográficos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos. Permitiram definir o complexo como um típico complexo ígneo acamadado, invertido tectonicamente e alojado em crosta continental. O CBS pode ser dividido em quatro zonas principais: Zona Máfica Inferior (ZMI; composta por leucotroctolito), Zona Ultramáfica (ZU; composta predominantemente por dunito), Zona Máfica Transicional (ZMT; composta por leucotroctolito) e Zona Máfica Superior (ZMS; composta em geral por gabro, Ilm-Mag gabro, magnetitito e leucotroctolito). Uma afinidade Mg-toleítica para o magma parental do CBS é indicada por seu padrão de fracionamento geoquímico, sua sequência de cristalização magmática e pelos elevados teores de Fo nos cristais de olivina. Evidências da interação entre o magma parental do CBS e a crosta siálica são dadas pelo padrão de distribuição dos elementos traços, terras-raras e, principalmente, pelos valores de  $\epsilon_{Nd(900)}$  entre -0,2 e +3,3.

A câmara magmática do CBS representa um sistema aberto submetido a diversos influxos magmáticos, que refletem principalmente em inversões de polaridade na sequência de cristalização. Estes influxos ocorrem predominantemente na ZU e foram menos significativos no topo da câmara magmática (ZMS). No horizonte sulfetado (contato entre a ZU-ZMT), a presença de cristais de olivina com diferentes composições em Fo marca claramente a interação entre um magma parental primitivo (Fo87-89), contaminado ( $\epsilon_{Nd}$  negativo), injetado na câmara magmática, com um magma moderadamente primitivo (Fo82), residente na câmara. A interação entre diferentes magmas na zona mineralizada, em conjunto com a textura *blebs* de sulfetos intercumulus e a associação mineral dos sulfetos (Pn-Po-Ccp), sugere uma origem essencialmente magmática para a mineralização, com similaridades aos depósitos do tipo *Reef*.

O potencial metalogenético do CBS em hospedar depósitos sulfetados de Ni-Cu- (EGP) foi avaliado considerando as regiões da câmara magmática onde estas mineralizações encontram-se normalmente hospedadas. Nenhum alvo em específico, com elevado potencial, foi identificado, mas os dados obtidos podem ser utilizados como guia para trabalhos futuros. A avaliação do potencial econômico da zona

mineralizada revelou baixos teores de Ni-Cu- (EGP), entre uma e duas ordens de grandeza inferiores à maioria dos depósitos mundiais.

A idade toniana (~900 Ma) obtida para o CBS permite interpretá-lo como um registro dos estágios iniciais do rifteamento Riacho do Pontal e correlacioná-lo ao ofiolito Monte Orebe (~820 Ma; Caxito *et al.* 2014b), que representam a crosta oceânica desenvolvida durante a evolução deste rifte. O CBS também pode ser correlacionado ao evento extensional toniano responsável pela fragmentação do Supercontinente Rodínia (Tupinambá *et al.* 2007; Fuck *et al.* 2008; Li *et al.* 2008). No contexto do paleocontinente São Francisco-Congo este magmatismo é representado pelos diques máficos (~906-925 Ma; Machado *et al.* 1989; Heaman 1991; Correa-Gomes & Oliveira, 2000), granitos anorogênicos (Tipo-A; 875±9 Ma; Silva *et al.* 2008) corpos de anfibolito (~ 959 Ma; Valeriano *et al.* 2004) e por um vulcanismo bimodal (~912-920 Ma; Tack *et al.* 2001).

## 12. Referências Bibliográficas

Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*. 149: 43-64.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*. 17: 1-29.

Angeli N., Teixeira W., Heaman L., Moore M., Fleet M.E., Sato K. 2004. Geochronology of the Ipanema layered mafic-ultramafic Complex, Minas Gerais, Brazil: evidence of extension at the Meso-Neoproterozoic time boundary. *Int. Geol. Rev.*, 46:730-744.

Angelim L.A.A. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100000, Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, Brasília, Brasil, 146 pp.

Angelim L.A.A., Oliveira R.G., Santos E.J. 1998. Faixa Riacho do Pontal: Uma Colagem de Terrenos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, p. 27.

Angelim L.A.A. & Kosin, M. 2001. Programa de Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRM, CD-ROM, Brasília, Brazil. In: Folha Aracaju, N.W. (Ed.), Nota Explicativa.

Arndt N.T., Lesher N.D., Czamanske C.M. 2005. Mantle-Derived Magmas and Magmatic Ni-Cu-(PGE) Deposits. Society of Economic Geologists, Inc. 100th Anniversary Volume.

Azzone R.G., Enrich G.E.R, Gomes C.B., Ruberti E. 2012. Trace element composition of parental magmas from mafic-ultramafic cumulates determined by in situ mineral analyses: The Juquiá mafic-ultramafic alkaline-carbonatite massif, SE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 41:1-17.



Barnes S.-J. & Lightfoot P. C. 2005. Formation of Magmatic Nickel Sulfide Ore Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum Group Element Contents. Society of Economic Geologists, Inc. 100th Anniversary Volume.

Charlier B.T., Auwera J.V., Duchesne J.-C. 2005. Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (S. Norway) Part II. REE and the trapped liquid fraction. *Lithos.* 83:255–276.

Bédard J.H. 1994. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids. *Chemical Geology.* 118:143-153.

Bédard J.H., 2005. Partitioning coefficients between olivine and silicate melts. *Lithos.* 83:394–419.

Biggar G.M. 1983. Crystallization of plagioclase, augite, and olivine in synthetic systems and in tholeiites. *Mineralogical Magazine.* 47:161-176.

Brito Neves B.B., 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, São Paulo, 198 pp.

Brito Neves B.B. Santos E.J. Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 151-182, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.

Brito Neves B.B. & Pedreira A. 2008. Diamictitos e “Cap Dolomites” Sturtianos Sobre o Grupo Jacobina – Araras, Norte de Campo Formoso – Bahia. *Geol. USP Ser. Cient.*, São Paulo, v.8, n.2, p. 11-27.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Baars F.J., Delgado I.M., Abram M.D., Neto R.L., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S., 2007. Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2 500 000. MME-CPRM, Brasília, Brasil.

Caxito F.A. 2013. Geotectônica e evolução crustal das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 288 p.

Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L. 2014a. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 51:12-27.

Caxito F.A., Uhlein A., Stevenson R., Uhlein G.J. 2014b. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. *Geology*, 2014 (Aceito ainda sem data de publicação).

Cawthorn R.G. (Eds.) 1996. *Layered Intrusions*. Amsterdam: Elsevier Science B.V., pp. 147-180.

Collins J.E., Barnes S.-J., Hageman S.G., McCuaig T.C., Frost K.M. 2012. Postmagmatic Variability in Ore Composition and Mineralogy in the T4 and T5 Ore Shoots at the High-Grade Flying Fox Ni-Cu-PGE Deposit, Yilgarn Craton, Western Australia. *Economic Geology.* 107:859–879.

Cordani U.G., Brito Neves B.B., D'Agrella-Filho M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research.* 6:275–283.

- Correa-Gomes L.C. & Oliveira E.P. 2000. Radiating 1.0 Ga mafic dyke swarms of eastern Brazil and western Africa: evidence of post-assembly extension in the Rodinia Supercontinent? *Gondwana Research*. 3:325-332.
- DePaolo D.J. (Eds) 1988. Neodymium isotope geochemistry, an introduction. Springer-Verlag, Berlin, 187 pp.
- Dickin A.P. (Eds) 2005. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, Cambridge, 492 pp.
- Ernst R. E., Bleeker W., Söderlund U., Kerr A. C. 2013. Large Igneous Provinces and supercontinents: Toward completing the plate tectonic revolution. *Lithos*. 174:1–14.
- Ferreira Filho C.F., Cançado F., Correa C., Macambira E.M.B., Siepierski L., Junqueira-Brod T.C. 2007. Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 5:1-14.
- Figueirôa I. & Silva Filho M.A. 1990. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100000, Folha SC.24-V-C-III, Petrolina, Estados de Pernambuco e Bahia. DNPM/CPRM, 108 p.
- Fujii T. & Kushiro I. 1977. Melting relations and viscosity of an abyssal tholeiite. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 76:461-465.
- Gava A., Nascimento D.A., Vidal J.L.B., *et al.* 1983. Geologia. In: BRASIL DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC-24/25. ARACAJU/RECIFE, Rio de Janeiro, pp. 27-376.
- Gomes F.E.M. & Vasconcelos A.M. 1991. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100000, Folha SC.24-V-A-II, Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.
- Heaman L. 1991. U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: potential for global correlation of mafic events. In: Intern. Symp. on mafic dykes, São Paulo, Brazil, Ext. Abst, p. 7-9.
- Herzberg C. & O'Hara M.J. 1998. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites. *Earth Science Reviews*. 44:39–79.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Fuck R.A., & Kawashita, K. 1992. Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco: *Revista Brasileira de Geociências*. 22:472–480.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Torres, H.H.F., Kawashita K. 1988. Geochronology of metaplutonics and evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: Cong. Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, Anais, p. 49-62.
- Lee C.A. 1996. A Review of Mineralization in the Bushveld Complex and some other Layered Intrusions. In: Cawthorn R.G. (Eds.), *Layered Intrusions, Developments in Petrology*, vol. 15. Elsevier, pp. 103–145.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*. 160:179-210.

- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G. & Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: An. SGMG, 5, Belo Horizonte, p. 171-174.
- Marimon M.P.C. 1990. Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 102 pg.
- McKay G.A. 1986. Crystal/liquid partitioning of REE in basaltic systems: Extreme fractionation of REE in olivine. *Geochimical et Cosmochimica Acta*. 50:69-79.
- Miller J.D. & Ripley E.M. 1996. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In: Cawthorn, R.G. (Eds.), *Layered Intrusions, Developments in Petrology*, vol. 15. Elsevier, pp. 257–301.
- Moraes J.F.S. 1992. Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da sequência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 98 p.
- McDonough W.F. & Sun S.-S. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120:223-253.
- Naldrett A.J. (Eds) 1989. *Magmatic Sulfide Deposits*. Oxford Univ. Press, New York, 186 pp.
- Naldrett A.J. (Eds) 2004. *Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration*: Berlin, Germany, Springer Verlag, 727 p.
- Naldrett A., Kinnaird J., Wilson A., Yudovskaya M., Chunnnett G. 2010. Genesis of the PGE-Enriched Merensky Reef and Chromitite Seams of the Bushveld Complex. *Reviews in Economic Geology*. 17:236-296.
- Nascimento R.S. 2005. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: Um estudo geoquímico e isotópico de uma Sequência Rife Continental Neoproterozóica. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 159 pp.
- Nielsen R.J. & Beard J.S. 2000. Magnetite–melt HFSE partitioning. *Chemical Geology*. 164:21-34.
- Oliveira R.G. 1998. Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 157 pp.
- Oliveira R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e sua margem continental (nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 411 p.
- 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*. 181:64-84.
- Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Arauaí-West Congo orogen?. *Geonomos*. 19:244-251.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*. 19:290-300.

Pimentel M. M., Ferreira Filho C. F., Armstrong R. A. 2004. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso- (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*. 132:133-153.

Ripley E. M. 2014. Ni-Cu-PGE Mineralization in the Partridge River, South Kawishiwi, and Eagle Intrusions: A Review of Contrasting Styles of Sulfide-Rich Occurrences in the Midcontinent Rift System. *Economic Geology*. 109:309-324.

Rollinson H. (Eds) 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK, 352 pp.

Santos C.A. & Silva Filho M.A., 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo. Folha SC.24-V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia. Secretaria Nacional de Minas e Metalurgia, Texto e Mapas, 113 p.

Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 29:61-76.

Santos E.J. & Caldasso A.L.S. 1978. Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Anais, p. 399-426.

Salgado S.S., Ferreira Filho C.F., Uhlein A., Caxito F. A., (submetido, 2014). Geologia, Estratigrafia e Petrografia do Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, sudeste do Piauí. *Revista Geonomos*.

Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Teixeira L.R., Armstrong R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo Palecontinent. *Gondwana Research*. 13:527-537.

Su, S.-S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norris, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication, London, vol. 42, pp. 313-345.

Tack L., Wingate M.T., Liégeois J.-P., Fernandez-Alonso M., Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinian rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*. 110: 277-306.

Thiéblemont D., Prian J.P., Goujou J.C., Boulingui B., Ekogha H., Kassadou A.B., Simo-Ndounze S., Walemba A., Préat A., Theunissen K., Cocherie A., Guerrot C. 2011. Timing and characteristics of Neoproterozoic magmatism in SW-Gabon: First geochronological and geochemical data on the West-Congolian orogen in Gabon (SYSMIN project, Gabon 2005-2009). In: 23 Colloquium of African Geology, posters and abstracts.

Tupinambá M., Machado N., Heilbron M., Ragatky D. 2007. Meso-neoproterozoic lithospheric extensional events in the São Francisco Craton and its surrounding south American and African metamorphic belts: A compilation of U-Pb ages: *Revista Brasileira de Geociências*. 37:87–91.

Trompette R.R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam.

Tyson R.M. & Chang L.L.Y. 1984. The Petrology and Sulfide Mineralization of the Partridge River Troctolite, Duluth Complex, Minnesota. *Canadian Mineralogist*. 22:23-38.

- Wager L.R. & Wadsworth W.J. 1960. Types of Igneous Cumulates. *Journal of Petrology*. 1:73-85.
- Uhlein A., Caxito F.A., Egydio-Silva M., Barbosa J. 2011. As faixas dobradas Rio Preto e Riacho do Pontal. In: Barbosa J. *et al.* (eds), *Geologia da Bahia*, Capítulo IX.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, 8:267-288.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C., Seer H.J. & Simões S.A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*. 130:27-55.
- Vicat J-P. & Pouclet A. 1995. Nature du magmatisme lie a une extension pre-Panafricaine: les dolerites des bassins de Comba et de Sembe-Ouessou (Congo). *Geol. SOC. Bull. France*. 166:355-364.
- Vusse R.V. & Powell R. 1983. The interpretation of pyrrhotine-pentlandite-tochilinite-magnetite-magnesite textures in serpentinites from Mount Keith, Western Australia. *Mineralogical Magazine*. 47:501-505.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 95:185:187.

## **Anexo 1**

### **Procedimentos Analíticos**

As análises químicas de rocha total foram realizadas pelo Laboratório Acme Analítica Laboratórios Ltda., localizado em Aparecida de Goiânia, Goiás. A determinação dos elementos maiores na forma de óxidos, em conjunto ao Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e ao Ba, foi realizada a partir da fusão de 0.2 g de amostra por metaborato/tetraborato de lítio, seguindo sua digestão em água régia e análises por ICP-ES (*emission spectrometry*). A determinação dos elementos terras-raras, menores e traços seguem o mesmo processo de decomposição descrito para os elementos maiores, mas as análises são realizadas por ICP-MS (*mass spectrometry*). Para a determinação dos metais preciosos e os metais-base é utilizada 0.5 g de amostra digerida em água régia e também analisada por ICP-MS.

As análises químicas dos teores de Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au e Re foram realizadas pelo Laboratório Actlabs localizado em Ancaster, no Canada. O processo consiste na decomposição da amostra por fusão com sulfeto de níquel (NiS) e na detecção dos elementos por ICP-MS.

As análises químicas dos cristais de olivina foram realizadas através de uma microsonda eletrônica, modelo Cameca SX-50, no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. A voltagem de operação durante as análises foi de 15 kV e com um feixe de 25 nA. Foram determinados os seguintes elementos: SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO e NiO.

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas em 10 amostras selecionadas com base em seu posicionamento estratigráfico. Foram utilizados os laboratórios GEOTOP-UQÀM *Research Center*, Montreal, Canadá e de Geocronologia da Universidade de Brasília, Brasil. Os procedimentos analíticos consistem na utilização de 50 a 100 mg do pó das amostras de rocha, que são dissolvidas em HF-HNO<sub>3</sub> e misturados à alta pressão em capsulas de Teflon. Uma solução traçadora <sup>149</sup>Sm-<sup>150</sup>Nd é adicionada para determinar as concentrações de Nd e Sm. Os elementos terras-raras são purificados por cromatografia de troca catiônica e posteriormente o Sm e o Nd são separados seguindo os procedimentos de Gioia e Pimentel (2000). As análises Sm e Nd foram realizadas usando um conjunto de triplo filamentos de rênio, e o mesmo espectrômetro de massa (*Thermo Scientific Triton Plus*) em ambos laboratórios.

## Anexo 2

Tabela 1- Posicionamento estratigráfico das amostras com relação a base do CBS.

Amostra	Posição Estratigráfica
FRP-224	138.56
FRP-227	290.98
FDS-004	368.05
FR-007/1	370.40
FDS-004	372.38
FR-007/2	373.40
FDS-004/1	429.00
FRP-113	489.29
FRP-228	519.60
FRP-230	692.80
FDS-004/12	701.00
FDS-003	1472.20
FDS-003/4A	1560.60
FDS-003/4B	1567.70
FDS-003/6	1569.80
FDS-003/7A	1574.30
FDS-003/7B	1593.30
FDS-003/11	1606.00
FDS-003/14	1629.20
FDS-003/18	1666.00
FRP-118	1831.59
SS-CBS-017	1905.20
FRP-115	2165.00
SS-CBS-061	2286.24
SS-CBS-060	2355.52
FRP-116	2598.00
FRP-116B	2641.30
FRP-116C	2684.60
FRP-231	2900.00
FRP-232	2944.40
SS-CBS-018	3031.00
FRP-233A	3160.90
FRP-233B	3204.20
SS-CBS-020	3230.18
FRP-233C	3247.50
FRP-117A	3347.09
FRP-117B	3364.41
Topo da Câmara Magmática	

Tabela 2- Variação dos teores de Ni (ppm), Cu (ppm), Au (ppb) and Pt+Pd (ppb) ao longo da zona sulfetada e em parte da ZU e da ZMT.

Nível Estratigráfico	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Au (ppb)	Pt+Pd (ppb)	Nível Estratigráfico	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Au (ppb)	Pt+Pd (ppb)	Nível Estratigráfico	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Au (ppb)	Pt+Pd (ppb)	Nível Estratigráfico	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Au (ppb)	Pt+Pd (ppb)
1500	1480	242	0	0	1531	1400	57.6	0	22	1562	1360	436	0	0	1593	2040	844	0	0
1501	2000	1420	0	0	1532	1500	45.9	0	25	1563	892	362	0	21	1594	1920	810	0	0
1502	1860	444	0	0	1533	1760	206	0	0	1564	1400	564	41	85	1595	1740	702	0	0
1503	2000	33.5	0	0	1534	1440	41.3	0	41	1565	1400	248	33	0	1596	1860	808	0	0
1504	1800	5.2	0	39	1535	1800	36.2	0	79	1566	1680	350	29	28	1597	1640	828	0	24
1505	1860	34.3	0	0	1536	2220	97.6	0	0	1567	2460	664	52	129	1598	1780	644	0	0
1506	2640	644	0	0	1537	1540	6.8	0	31	1568	1220	400	32	29	1599	1740	578	0	0
1507	1740	102	0	0	1538	1540	77.4	0	0	1569	1120	336	0	0	1600	1460	602	0	23
1508	1740	292	0	73	1539	1560	13.6	0	0	1570	1540	430	0	0	1601	582	274	0	0
1509	1500	712	0	0	1540	1820	240	0	27	1571	1560	408	21	51	1602	410	155	0	0
1510	1340	135	0	0	1541	1600	14	0	0	1572	1660	440	24	119	1603	394	119	0	0
1511	1680	99.8	0	0	1542	1640	10.3	0	23	1573	1460	288	27	71	1604	370	90.8	0	0
1512	2880	476	0	0	1543	1460	26.1	0	0	1574	1600	350	27	77	1605	346	62.5	0	0
1513	1540	14.6	0	0	1544	1340	163	0	24	1575	2460	836	49	147	1606	428	112	0	0
1514	1840	260	0	0	1545	1180	368	0	22	1576	1860	596	0	44	1607	476	212	0	0
1515	1580	7.9	0	0	1546	1360	200	0	0	1577	1940	486	26	42	1608	588	330	0	0
1516	1580	-0.5	0	0	1547	1460	107	0	20	1578	2300	700	29	50	1609	592	442	0	0
1517	1420	61.8	0	0	1548	1380	19.9	0	0	1579	2140	546	0	53	1610	386	154	0	0
1518	1620	4.4	0	0	1549	1580	55.6	0	0	1580	1980	408	0	49	1611	456	182	0	0
1519	1620	4.5	0	0	1550	890	218	0	40	1581	1520	280	0	30	1612	386	160	0	0
1520	1600	29.4	0	0	1551	1140	246	0	0	1582	2000	432	0	44	1613	298	91.9	0	0
1521	1420	252	0	0	1552	1780	506	0	0	1583	1740	432	0	0	1614	342	113	0	0
1522	1460	134	0	0	1553	1800	27.7	0	22	1584	1640	338	0	37	1615	446	344	0	0
1523	1540	77.7	0	0	1554	1500	79.6	0	0	1585	1820	500	0	0	1616	208	84.1	0	0
1524	1480	54.4	0	0	1555	1640	121	0	0	1586	2220	634	25	0	1617	250	204	0	0
1525	1580	26.2	0	0	1556	1620	276	34	37	1587	2280	824	25	26	1618	280	155	0	0
1526	1740	20.7	0	37	1557	1520	414	32	0	1588	2380	826	39	0	1619	360	187	0	0
1527	1600	25.1	0	0	1558	236	193	28	0	1589	2960	1360	22	116	1620	258	113	0	0
1528	1640	177	0	0	1559	1220	136	24	0	1590	2380	916	0	0	1621	222	63.6	0	22
1529	1420	79.3	0	0	1560	1720	134	24	0	1591	2280	1120	0	0	1622	254	76.2	0	0
1530	1420	74.8	0	0	1561	2240	482	30	50	1592	1920	640	0	23					



Tabela 3- Teores de EGP+Au para amostras coletadas na zona sulfetada do CBS, exceto a amostra SS-CBS-057.

Amostra	Rocha	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Au (ppb)
FDS 003/4	Dunito	< 1	3	1	3	10	4
FDS 003/6	Dunito	< 1	3	1	31	17	8
FDS 003/8	Dunito	< 1	5	< 1	13	17	19
FDS 003/10	Dunito	< 1	< 1	< 1	1	4	5
SS-CBS-057	Magnetitito	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1

Tabela 4- Análises de microsonda representativas para os cristais de olivina do CBS.

No. da amostra	FR-007/1	FR-007/2	FDS-003/4A	FDS-003/4B	FDS-003/6	FDS-003/7A	FDS-003/7B	FDS-003/14	FRP-118
Zona do Complexo	ZMI	ZMI	ZU	ZU	ZU	ZU	ZU	ZMT	ZMT
Rocha	Troctolito	Troctolito	Dunito	Dunito	Dunito	Dunito	Dunito	Troctolito	Troctolito
Nível Estratigráfico	370	373	1561	1568	1570	1574	1593	1629	1832
n	11	11	11	9	10	12	13	5	10
SiO <sub>2</sub>	39.53	40.11	40.21	39.49	39.92	40.66	40.60	40.39	38.72
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
FeO	11.21	11.38	10.55	17.36	11.97	10.44	11.36	12.02	18.16
MnO	0.17	0.19	0.17	0.28	0.20	0.16	0.19	0.17	0.27
MgO	48.66	48.89	49.22	44.11	47.41	48.73	48.36	48.08	42.74
NiO	0.23	0.24	0.33	0.15	0.24	0.21	0.26	0.09	0.11
Ni (ppm)	1778	1845	2591	1140	1869	1676	2014	738	840
<b>Total (Wt%)</b>	99.83	100.85	100.50	101.42	99.74	100.24	100.79	100.77	100.02
Si	0.97	0.98	0.98	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
Fe <sup>2+</sup>	0.18	0.19	0.18	0.34	0.23	0.20	0.22	0.23	0.36
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	1.79	1.78	1.79	1.64	1.75	1.78	1.76	1.76	1.62
Ni	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Total-Cations</b>	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
<b>Fo(%)</b>	88.56	88.45	89.27	81.91	87.60	89.27	88.36	87.71	80.71

n- Número de análises.

Tabela 5-Composição dos elementos maiores (wt %), menores (ppm) e traços (ppm) para o CBS.									
Zona	ZMI	ZMI	UZ	UZ	UZ	UZ	UZ	UZ	UZ
Amostra	FR-007/1	FR-007/2	FDS-003/7A	FDS-004/1	FDS-004/12	FRP-113	FRP-227	FRP-228	FRP-230
Rocha	troctolito	troctolito	dunito	dunito	dunito	dunito	dunito	dunito	dunito
SiO <sub>2</sub>	39.52	40.24	37.43	35.24	34.74	37.70	38.70	36.91	37.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.30	21.01	5.60	2.19	0.72	2.87	3.77	4.21	3.97
MnO	0.06	0.06	0.15	0.13	0.11	0.15	0.11	0.11	0.11
MgO	13.95	14.08	32.82	35.44	37.29	32.53	32.94	33.41	34.40
CaO	10.27	10.30	0.25	0.30	0.10	0.12	0.04	0.31	0.06
Na <sub>2</sub> O	1.53	1.36	0.02	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	<0.01	<0.01	0.19	<0.01	<0.01	<0.01
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.03	0.04	0.07	0.02	0.27	0.14	0.15	<0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.01	0.03	0.01	<0.01	0.03	<0.01	0.01	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.12	3.86	9.06	10.37	10.65	12.11	11.74	10.03	10.29
LOI	9.80	8.70	13.40	14.10	14.70	12.50	11.30	13.40	12.50
Ni	460	491	1434	3965	2889	3264	1627	2317	1501
Cr	130	137	2730	6500	4393	3927	2634	3619	2408
Mg#	87.00	88.00	87.00	87.00	87.00	84.00	84.00	86.00	86.00
Th	0.30	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.5	0.20	<0.2	<0.2
Nb	0.40	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	0.30	0.30	<0.1
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Zr	4.20	1.70	5.80	2.10	0.70	16.8	8.30	7.40	0.30
Hf	<0.1	<0.1	<0.1	0.10	<0.1	0.5	0.20	0.20	<0.1
Ti	359	179	239	419	119	1618	839	899	<0.01
Y	1.20	0.90	1.30	1.50	0.20	4.3	6.50	4.30	0.30
La	1.10	1.40	0.90	0.70	0.40	2.20	7.60	0.70	0.30
Ce	1.90	1.50	1.30	0.60	0.50	2.70	2.70	1.50	0.30
Pr	0.25	0.24	0.16	0.08	0.06	0.56	1.17	0.20	<0.02
Nd	0.80	1.80	0.70	<0.3	0.40	2.00	4.30	1.50	0.40
Sm	0.22	0.18	0.12	0.08	<0.05	0.53	0.78	0.37	<0.05
Eu	0.13	0.15	0.04	0.06	0.10	0.18	0.19	0.14	0.03
Gd	0.23	0.21	0.21	0.14	0.08	0.72	1.13	0.55	<0.05
Tb	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.12	0.15	0.08	<0.01
Dy	0.25	0.14	0.24	0.22	<0.05	0.84	0.90	0.57	<0.05
Ho	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.17	0.19	0.09	<0.02
Er	0.09	0.10	0.14	0.17	0.08	0.51	0.55	0.38	<0.03
Tm	0.02	0.01	<0.01	0.03	<0.01	0.07	0.06	0.06	<0.01
Yb	0.14	0.06	0.11	0.29	0.05	0.46	0.32	0.45	<0.05
Lu	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.04	0.03	<0.01
ΣETR	5.21	5.86	4.01	2.46	1.73	11.13	20.08	6.62	1.03
(La/Yb)N	5.64	16.74	5.87	1.73	5.74	3.43	17.04	1.12	0.00
(La/Sm)N	3.23	5.02	4.84	5.65	0.00	2.68	6.29	1.22	0.00
(Gd/Yb)N	1.36	2.90	1.30	0.87	0.49	1.27	3.49	2.27	0.00
Eu*	1.77	2.36	0.77	1.73	0.00	0.89	0.62	0.95	0.00
Zona	ZMT	ZMT	ZMT	ZMT	ZMS(UA)	ZMS(UA)	ZMS(UA)	ZMS(UA)	ZMS(UA)
Amostra	FRP-115A	FDS-003/11	FDS-003/18	FRP-118	SS-CBS-061	SS-CBS-060	FRP-116B	FRP-116C	SS-CBS-017
Rocha	dunito	troctolito	troctolito	troctolito	troctolito	gabro	gabro	gabro	gabro
SiO <sub>2</sub>	36.69	39.52	41.99	38.22	40.52	46.81	47.47	46.12	47.48

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.83	18.44	20.68	16.64	18.11	18.30	14.50	18.15	18.08
MnO	0.09	0.08	0.07	0.08	0.11	0.09	0.11	0.10	0.14
MgO	32.38	17.94	13.95	18.01	16.63	10.08	11.56	9.83	8.61
CaO	0.10	9.97	11.11	8.77	9.69	15.19	15.37	16.46	13.56
Na <sub>2</sub> O	<0.01	0.30	1.11	1.00	0.42	1.07	0.90	1.06	1.14
K <sub>2</sub> O	0.05	0.08	0.09	0.04	0.07	0.05	0.13	0.02	0.04
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.02	0.07	0.15	0.06	0.21	0.29	0.23	0.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.42	5.31	4.88	5.72	7.62	4.59	6.18	4.84	7.03
LOI	13.00	7.80	5.70	10.80	6.30	3.20	3.10	2.80	3.30
Ni	2550	725	179	692	170	35	47	49	57
Cr	3565	903	274	1355	931	1389	383	595	643
Mg#	82.00	87.00	85.00	86.00	81.00	81.00	78.00	80.00	70.00
Th	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Nb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.10	0.30	0.40	<0.1
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Zr	4.10	1.00	2.80	3.10	3.00	7.50	13.20	5.10	7.00
Hf	0.10	<0.1	0.10	0.10	0.10	0.40	0.40	0.30	0.30
Ti	480	120	420	899	360	1259	1739	1379	1619
Y	2.20	0.70	1.10	1.10	1.60	6.20	6.90	5.40	5.80
La	1.90	0.80	0.60	0.60	1.00	1.60	1.80	0.70	1.30
Ce	0.90	0.60	1.10	0.80	1.30	2.50	3.20	1.80	3.30
Pr	0.31	0.10	0.14	0.09	0.23	0.37	0.45	0.28	0.43
Nd	1.10	0.60	0.70	0.50	1.10	1.60	3.10	1.30	2.40
Sm	0.19	<0.05	0.18	0.14	0.21	0.63	0.67	0.67	0.68
Eu	0.06	0.07	0.17	0.12	0.18	0.28	0.31	0.30	0.43
Gd	0.31	0.06	0.18	0.15	0.22	0.93	1.17	0.72	0.96
Tb	0.03	<0.01	0.05	0.02	0.04	0.17	0.18	0.16	0.17
Dy	0.27	0.09	0.23	0.25	0.20	1.01	1.19	0.82	1.23
Ho	0.06	0.02	0.04	0.03	0.05	0.25	0.25	0.19	0.26
Er	0.17	<0.03	0.14	0.12	0.18	0.78	0.77	0.67	0.71
Tm	0.02	0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.10	0.10	0.07	0.09
Yb	0.21	<0.05	0.08	0.10	0.17	0.67	0.61	0.55	0.61
Lu	0.02	<0.01	0.03	<0.01	0.02	0.08	0.09	0.08	0.12
<b>ΣETR</b>	5.55	2.35	3.66	2.92	4.90	10.97	13.89	8.31	12.69
(La/Yb)N	6.49	0.00	5.38	4.30	4.22	1.71	2.12	0.91	1.53
(La/Sm)N	6.46	0.00	2.15	2.77	3.07	1.64	1.73	0.67	1.23
(Gd/Yb)N	1.92	0.00	1.86	1.24	1.07	1.15	1.59	1.08	1.30
Eu*	0.76	0.00	2.89	2.53	2.56	1.12	1.07	1.32	1.63
Zona	ZMS (UB)	ZMS (UB)	ZMS (UB)	ZMS (UB)	ZMS (UB)	ZMS (UB)	ZMS (UB)	ZMS (UB)	
Amostra	FRP-232	FRP-231	FRP-233A	FRP-233B	FRP-233C	FRP-117	SS-CBS-018	SS-CBS-020	
Rocha	I-M-gabro	I-M-gabro	I-M-gabro	I-M-gabro	I-M-gabro	I-M-gabro	I-M-gabro	Anortosito	
SiO <sub>2</sub>	41.03	48.27	47.84	38.10	44.80	42.00	49.02	48.13	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.20	15.50	18.01	14.46	11.05	12.97	15.84	27.07	
MnO	0.18	0.21	0.15	0.22	0.26	0.24	0.23	0.05	
MgO	9.29	8.92	6.53	9.50	11.43	7.17	6.95	1.20	
CaO	9.20	11.55	13.86	10.23	12.07	11.99	10.93	12.10	
Na <sub>2</sub> O	1.81	1.58	2.42	0.75	0.99	1.41	2.32	3.45	
K <sub>2</sub> O	0.23	0.15	0.09	0.03	0.19	0.13	0.21	1.54	

TiO <sub>2</sub>	0.91	0.79	0.82	3.07	1.56	5.84	0.82	0.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	<0.01	0.12	0.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.06	10.08	8.02	19.43	15.12	16.45	10.90	3.11
LOI	4.70	2.60	2.10	3.80	2.10	1.50	2.40	2.50
Ni	125	25	14	90	106	19	48	14
Cr	335	192	89	376	479	34	233	48
Mg#	56.00	63.00	61.00	49.00	60.00	46.00	55.00	43.00
Th	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.60
Nb	<0.1	1.80	1.00	0.80	0.60	4.40	1.60	0.60
Ta	<0.1	<0.1	0.20	<0.1	<0.1	0.30	0.20	<0.1
Zr	4.80	10.30	8.20	9.00	9.40	20.00	8.40	14.00
Hf	<0.1	0.30	0.20	0.40	0.40	0.70	0.40	0.20
Ti	5455	4736	4916	18405	9352	35011	4915	3776
Y	1.90	13.60	7.30	4.20	9.30	10.00	15.20	5.10
La	1.20	2.50	1.00	1.20	1.20	2.20	3.40	3.40
Ce	2.00	4.70	2.80	2.10	2.90	4.60	7.90	7.60
Pr	0.25	0.88	0.44	0.31	0.44	0.66	1.15	0.94
Nd	1.20	4.30	2.80	1.70	3.00	3.40	6.50	3.90
Sm	0.30	1.55	0.90	0.56	1.06	1.12	1.84	1.06
Eu	0.43	0.77	0.62	0.38	0.60	0.73	1.57	0.84
Gd	0.39	2.22	1.34	0.65	1.56	1.75	2.36	0.98
Tb	0.05	0.36	0.22	0.13	0.26	0.28	0.50	0.17
Dy	0.53	2.63	1.29	0.78	1.72	2.00	2.97	0.99
Ho	0.06	0.48	0.28	0.18	0.38	0.40	0.67	0.17
Er	0.22	1.37	0.89	0.48	1.06	1.07	1.59	0.41
Tm	0.04	0.24	0.12	0.06	0.13	0.13	0.28	0.06
Yb	0.28	1.44	0.80	0.32	0.81	0.94	1.69	0.31
Lu	0.02	0.23	0.12	0.06	0.11	0.13	0.25	0.05
ΣETR	6.97	23.67	13.62	8.91	15.23	19.41	32.67	20.88
(La/Yb)N	3.07	1.25	0.90	2.69	1.06	1.68	1.44	7.87
(La/Sm)N	2.58	1.04	0.72	1.38	0.73	1.27	1.19	2.07
(Gd/Yb)N	1.15	1.28	1.39	1.68	1.59	1.54	1.16	2.62
Eu*	3.84	1.27	1.73	1.93	1.43	1.59	2.30	2.52

Zona Máfica Inferior (ZMI), Zona Ultramáfica (UZ), Zona Máfica Transicional (ZMT), Zona Máfica Superior (ZMS)-

Unidade A (UA) e Unidade B (UB).  $Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$

Amostra	Litologia/Zona	Isocrona	Sm (ppm)	Nd (ppm)	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (± 2 SE)	εNd <sub>(T=900)</sub>
FR-007/1	troctolito (ZMI)	-	0.80	0.22	0.162560	0.512561 (16)	2.43
FDS-003/11	troctolito (ZMT)		0.06	0.22	0.178486	0.512519 (16)	-0.22
FRP-118	troctolito (ZMT)		0.09	0.32	0.173928	0.512652 (14)	2.92
FRP-116B	gabro (UA)		0.67	3.10	0.223092	0.512930 (12)	2.67
FRP-116C	gabro (UA)		0.67	1.30	0.205200	0.512834 (10)	2.85
SS-CBS-060	gabro (UA)		0.60	1.74	0.209426	0.51288 (26)	3.26
FRP-231	Ilm-mag gabro (UB)	Amostras utilizadas	1.58	4.64	0.206206	0.512737(14)	0.84
FRP-232	Ilm-mag gabro (UB)		0.47	1.91	0.147582	0.512385(11)	0.73
FRP-117A	Ilm-mag gabro (UB)		1.12	3.40	0.240870	0.512937(8)	0.76
FRP-117B	Ilm-mag gabro (UB)		1.03	2.53	0.244997	0.512962(13)	0.77

## 5. Considerações Finais

A dissertação de mestrado desenvolvida no Complexo de Brejo Seco (CBS) teve um caráter inédito, já que foi o primeiro estudo sistemático petrográfico, geoquímico e isotópico direcionado a esta unidade. Forneceu um significativo volume de dados, que permitiram alcançar duas metas principais: i) uma análise da gênese do complexo; ii) uma avaliação de seu potencial metalogenético.

A etapa de campo proporcionou a confecção de um mapa geológico em um nível de detalhamento ainda inédito para a área (1:10.000). Permitiu a identificação das diferentes litologias presentes no CBS e sua subdivisão em quatro zonas estratigráficas: Zona Máfica Inferior (ZMI), Zona Ultramáfica (ZU), Zona Máfica Transicional (ZMT) e Zona Máfica Superior (ZMS). O levantamento estratigráfico do complexo e a coleta sistemática de amostras foram realizadas a partir de seções geológicas de direção norte-sul. Furos de sondagem efetuados pela empresa Vale também auxiliaram na determinação da estratigrafia do complexo. Durante o mapeamento, a estratigrafia magmática definida para o CBS já indicava sua inversão tectônica, posteriormente os dados geoquímicos reforçaram esta ideia inicial.

A caracterização petrográfica do CBS auxiliou em sua subdivisão estratigráfica e a definir a sequência de cristalização das principais fases cumulus. As principais rochas identificadas com suas respectivas fases cumulus foram: dunito (Ol+Chr), troctolito (Ol+Pl±Cpx), gabro (Pl+Cpx), Ilm-Mag gabro (Pl+Cpx+Ilm+Mag±Apt), magnetitito (Mag+Ilm) e anortosito (Pl+Cpx+Apt). A sequência de cristalização (Ol+Chr >> Pl+Ol+Chr >> Pl+Cpx+Ol >> Pl+Cpx+Ilm+Mag+Apt) definida para o magma parental do CBS foi utilizada para sugerir uma afinidade toleítica para o magma parental e as condições de pressão durante a cristalização. Além disso, a petrografia de parte das rochas gabróicas indicou uma paragênese mineral de grau metamórfico fácies xisto verde a epidoto-anfibolito, superposta a mineralogia ígnea primária. A caracterização petrográfica do CBS foi de grande importância, já que um dos argumentos propostos por Marimon (1990) para sugerir uma origem ofiolítica para o CBS, foi um metamorfismo/hidrotermalismo de fundo oceânico impresso nestas rochas. Feições petrográficas que indicasse este processo não foram observadas no presente trabalho.

O conjunto de dados geoquímicos obtidos para o CBS auxiliou na caracterização do magma parental, indicou sua contaminação pela crosta siálica e principalmente, permitiu avaliar o fracionamento magmático ocorrido no complexo. Por sua vez, o fracionamento magmático ocorrido no CBS é marcado por um padrão geral de enriquecimento em FeO e TiO<sub>2</sub> (tipicamente toleítico). Destaca-se que o volume de dados geoquímicos apresentados neste trabalho é bem superior aos expostos em trabalhos anteriores.

Os dados isotópicos Sm-Nd foram fundamentais para o entendimento do CBS, permitindo definir uma idade de ~900 Ma para sua cristalização. Esta idade desvincula sua gênese da sequência metavulcanossedimentar encaixante (Complexo Morro Branco). Segundo Caxito *et al.* 2014a, o Complexo Morro Branco é formado por rochas metassedimentares e metavulcânicas que foram intrudidas pela suíte Afeição, um augen-gnaiss com cerca de 960 Ma. Este Complexo teria então idade Mesoproterozóica e gênese relacionada ao Ciclo Cariris Velhos (~1,0 Ga). A falta de correlação entre o CBS e o Complexo Morro Branco, também contradizem o modelo ofiolítico previamente proposto por Marimon (1990), no qual a autora interpreta o CBS como cogenético aos basaltos encaixantes do Complexo Morro Branco. Outro ponto que corrobora para uma origem intracontinental do CBS são os valores  $\epsilon_{Nd(T=900)}$ , que auxiliaram no modelo de preenchimento da câmara magmática e evidenciam a interação do magma parental com a crosta siálica. Destaca-se que este trabalho foi o primeiro estudo isotópico realizado no complexo.

Os dados de química mineral, apesar de restritos, foram utilizados para sugerir uma composição altamente magnesiânica do magma parental. Olivina com teores de Fo entre 87-89 foram encontradas na ZMI e ZU. A química mineral ainda foi utilizada para definir o modelo proposto para a mineralização. A presença de Fo82 e Fo87 neste horizonte indica a interação entre dois magmas distintos, sendo um residente na câmara, mais empobrecido, e outro proveniente de um novo influxo magmático, mais primitivo. Nenhum estudo de química mineral havia sido realizado no complexo anteriormente.

Os depósitos magmáticos de Ni-Cu $\pm$  (EGP) são de natureza singenética, assim a maioria dos dados obtidos para o CBS contribuíram na avaliação de seu potencial metalogenético. Especificamente, a caracterização petrográfica e geoquímica da zona mineralizada, localizada no contato entre a ZU e a ZMT, evidenciou baixos teores de

Ni, Cu e (EGP) e pequenas concentrações modais de sulfetos (pirrotita, calcopirita e pentlandita). Estas informações indicam um baixo potencial para o aproveitamento econômico da mineralização. Outro ponto importante, é que apesar da avaliação do potencial metalogenético do CBS não ter permitido definir nenhum alvo em potencial, os estudos realizados no complexo podem ser utilizados como um guia para futuros trabalhos de exploração.

A interpretação do CBS como um típico complexo ígneo acamadado, intrudido em crosta continental a aproximadamente 900 Ma, possibilitou sua caracterização em um novo quadro geotectônico, tanto com relação a Faixa Riacho do Pontal quanto com relação aos Crátons do São Francisco e do Congo. No contexto geotectônico da Faixa Riacho do Pontal, os novos dados obtidos para o CBS permitiram correlacioná-lo aos basaltos do Complexo Monte Orebe (~820 Ma; Caxito *et al.* 2014b), interpretados como remanescentes ofiolíticos da Faixa Riacho Pontal. Desta forma, o CBS representaria os estágios precursores do rifteamento, que teria evoluído posteriormente para a constituição de uma crosta oceânica neoproterozóica. Esta nova interpretação, contribuiu significativamente para a evolução geotectônica da Faixa Riacho do Pontal, já que a visão do CBS como um complexo ofiolítico (Marimon, 1990), sugeria que o mesmo representasse uma zona de sutura do orógeno, e poderia levar a modelos geotectônicos distintos para a Faixa Riacho do Pontal.

No contexto geotectônico dos Crátons do São Francisco, o CBS representa mais uma evidência do evento extensional toniano responsável pela fragmentação do Supercontinente Gondwana Oeste. Exemplos deste magmatismo no Escudo São Franciscano são indicados por injeções de diques máficos no embasamento cratônico (~906-925 Ma; Machado *et al.* 1989; Heaman 1991; Correa-Gomes & Oliveira, 2000), granitos anorogênicos (Tipo-A) na Faixa Araçuaí (875±9 Ma; Silva *et al.* 2008) e corpos de anfibolito (~ 959 Ma; Valeriano *et al.* 2004) na Faixa Brasília. No Cráton do Congo, interpretado como uma extensão do Cráton do São Francisco durante o Neoproterozóico (Cráton São Francisco-Congo), o magmatismo toniano é representado pelo vulcanismo bimodal dos Grupos Mayumbian e Zadinian (~912-920 Ma; Tack *et al.* 2001) e pelo enxame de diques Comba-Sembe-Queeso (~950 Ma; Vicat & Pouclet, 1995).

## 6. Referências Bibliográficas

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*. **149**:43-64.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*. **17**:1-29.
- Angeli, N., Teixeira, W., Heaman, L., Moore, M., Fleet, M.E., Sato, K. 2004. Geochronology of the Ipanema layered mafic-ultramafic Complex, Minas Gerais, Brazil: evidence of extension at the Meso-Neoproterozoic time boundary. *Int. Geol. Rev.*, **46**:730-744.
- Angelim, L.A.A. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100000, Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, Brasília, Brasil, 146 pp.
- Angelim, L.A.A., Oliveira, R.G., Santos, E.J. 1998. Faixa Riacho do Pontal: Uma Colagem de Terrenos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, p. 27.
- Angelim, L.A.A. & Kosin, M. 2001. Programa de Levantamentos Geológicos do Brasil. CPRM, CD-ROM, Brasília, Brazil. In: Folha Aracaju, N.W. (Ed.), Nota Explicativa.
- Arndt, N.T., Leshner, N.D., Czamanske, C.M. 2005. Mantle-Derived Magmas and Magmatic Ni-Cu-(PGE) Deposits. *Society of Economic Geologists, Inc. 100th Anniversary Volume*.
- Azzone, R.G., Enrich, G.E.R., Gomes, C.B., Ruberti, E. 2012. Trace element composition of parental magmas from mafic-ultramafic cumulates determined by in situ mineral analyses: The Juquiá mafic-ultramafic alkaline-carbonatite massif, SE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **41**:1-17.
- Barnes, S.-J. & Lightfoot, P. C. 2005. Formation of Magmatic Nickel Sulfide Ore Deposits and Processes Affecting Their Copper and Platinum Group Element Contents. *Society of Economic Geologists, Inc. 100th Anniversary Volume*.
- Charlier, B.T., Auwera, J.V., Duchesne J.-C. 2005. Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (S. Norway) Part II. REE and the trapped liquid fraction. *Lithos*. **83**:255-276.
- Bédard, J.H. 1994. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids. *Chemical Geology*. **118**:143-153.
- Bédard, J.H., 2005. Partitioning coefficients between olivine and silicate melts. *Lithos*. **83**:394-419.
- Biggar, G.M. 1983. Crystallization of plagioclase, augite, and olivine in synthetic systems and in tholeiites. *Mineralogical Magazine*. **47**:161-176.
- Brito Neves, B.B., 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, São Paulo, 198 pp.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*. **25**:279-296.
- Brito Neves, B.B. Santos, E.J. Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 151-182, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.



- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M., Abram, M.D., Neto, R.L., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S., 2007. Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2 500 000. MME-CPRM, Brasília, Brasil.
- Caxito, F.A. 2013. Geotectônica e evolução crustal das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 288 p.
- Caxito, F.A., Uhlein, A., Dantas, E.L. 2014a. The Afeição augen-gneiss Suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **51**:12-27.
- Caxito, F.A., Uhlein A., Stevenson R., Uhlein G.J. 2014b. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. *Geology*, 2014 (Aceito ainda sem data de publicação).
- Cawthorn, R.G. (Eds.) 1996. Layered Intrusions. Amsterdam: Elsevier Science B.V., pp. 147-180.
- Coleman, R.G. (Eds.) 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?. Springer, Berlin, 229 pp.
- Collins, J.E., Barnes, S.-J., Hageman, S.G., McCuaig, T.C., Frost, K.M. 2012. Postmagmatic Variability in Ore Composition and Mineralogy in the T4 and T5 Ore Shoots at the High-Grade Flying Fox Ni-Cu-PGE Deposit, Yilgarn Craton, Western Australia. *Economic Geology*. **107**:859–879.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., D'Agrella-Filho, M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*. **6**:275–283.
- Correa-Gomes, L.C. & Oliveira, E.P. 2000. Radiating 1.0 Ga mafic dyke swarms of eastern Brazil an western Africa: evidence of post-assembly extension in the Rodinia Supercontinent? *Gondwana Research*. **3**:325-332.
- Danni, J.C.M., Fuck, R.A., Leonardos, O.H.Jr. 1982. Archean and Lower Proterozoic Units in Central Brazil. *Geol. Rundsch.*, **71**:291-317.
- DePaolo, D.J. (Eds) 1988. Neodymium isotope geochemistry, an introduction. Springer-Veriag, Berlin, 187 pp.
- Dickin A.P. (Eds) 2005. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, Cambridge, 492 pp.
- Ernst R. E., Bleeker W., Söderlund U., Kerr A. C. 2013. Large Igneous Provinces and supercontinents: Toward completing the plate tectonic revolution. *Lithos*. 174:1–14.
- Evans, B. W., Johannes, W., Oterdoom, H., Trommsdorff, V. 1976. Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 56:79–93.
- Evans, B. W. 1977. Metamorphism of Alpine Peridotite and Serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**:397-447.
- Evans, B. W. 2004. The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable. *International Geology Review*. **46**:479-506.
- Ferreira Filho, C.F., Cañado, F., Correa, C., Macambira, E.M.B., Siepierski, L., Junqueira-Brod, T.C. 2007. Mineralizações estratiformes de EGP-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. **5**:1-14.
- Ferreira, M.A.F., Ferreira, V.P., Sial, A.N., 1994. Estudo petrológico e geoquímico dos plutões sieníticos de Caboclo e Nova Olinda, cinturão de dobramentos Riacho do Pontal, oeste de Pernambuco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, p.136 – 137.

- Ferreira Filho, C. F., Nilson, A. A., Naldrett, A. J. 1992. The Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite X stratiform controversy based on new geological and structural data. *Precambrian Research*. **59**:125-143.
- Figueirôa, I. & Silva Filho, M.A. 1990. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100000, Folha SC.24-V-C-III, Petrolina, Estados de Pernambuco e Bahia. DNPM/CPRM, 108 p.
- Fujii, T. & Kushiro, I. 1977. Melting relations and viscosity of an abyssal tholeiite. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, **76**:461-465.
- Gava, A., Nascimento, D.A., Vidal, J.L.B., *et al.* 1983. Geologia. In: BRASIL DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC-24/25. ARACAJU/RECIFE, Rio de Janeiro, pp. 27-376.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **72**:219–245.
- Gomes, F.E.M. & Vasconcelos, A.M. 1991. Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100000, Folha SC.24-V-A-II, Paulistana, Estados de Pernambuco e Piauí. DNPM/CPRM, 146 p.
- Heaman, L. 1991. U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: potential for global correlation of mafic events. In: Intern. Symp. on mafic dykes, São Paulo, Brazil, Ext. Abst, p. 7-9.
- Herzberg, C. & O'Hara, M.J. 1998. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites. *Earth Science Reviews*. **44**:39–79.
- Irvine, T.N. 1982. Terminology for Layered Intrusion. *Journal of Petrology*. **23**:127-162.
- Jacomine, P.K.T. 1986. Levantamento exploratório e reconhecimento de solos do Estado do Piauí. EMBRAPA-SNLCS/SUDENE-DRN, Rio de Janeiro, 782 pp.
- Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Fuck, R.A., & Kawashita, K. 1992. Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. **22**:472–480.
- Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., Torres, H.H.F., Kawashita, K. 1988. Geochronology of metaplutonics and evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: Cong. Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, Anais, p. 49-62.
- Lee, C.A. 1996. A Review of Mineralization in the Bushveld Complex and some other Layered Intrusions. In: Cawthorn R.G. (Eds.), Layered Intrusions, Developments in Petrology, vol. 15. Elsevier, pp. 103–145.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*. **160**:179-210.
- Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G. & Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: An. SGMG, 5, Belo Horizonte, p. 171-174.
- Marimon, M.P.C. 1990. Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 102 pg.
- McKay, G.A. 1986. Crystal/liquid partitioning of REE in basaltic systems: Extreme fractionation of REE in olivine. *Geochimical et Cosmochimica Acta*. **50**:69-79.

- Miller, J.D. & Ripley, E.M. 1996. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In: Cawthorn, R.G. (Eds.), *Layered Intrusions, Developments in Petrology*, vol. 15. Elsevier, pp. 257–301.
- Moraes, J.F.S. 1992. Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da sequência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 98 p.
- McDonough, W.F. & Sun, S.-S. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120:223-253.
- Naldrett, A.J. (Eds) 1989. *Magmatic Sulfide Deposits*. Oxford Univ. Press, New York, 186 pp.
- Naldrett, A.J. (Eds) 2004. *Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration*: Berlin, Germany, Springer Verlag, 727 p.
- Naldrett, A., Kinnaird, J., Wilson, A., Yudovskaya, M., Chunnett, G. 2010. Genesis of the PGE-Enriched Merensky Reef and Chromitite Seams of the Bushveld Complex. *Reviews in Economic Geology*. 17:236-296.
- Nascimento, R.S. 2005. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: Um estudo geoquímico e isotópico de uma Sequência Rifte Continental Neoproterozóica. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 159 pp.
- Nielsen, R.J. & Beard, J.S. 2000. Magnetite–melt HFSE partitioning. *Chemical Geology*. **164**:21-34.
- Ningthoujam, P.S., Dubey, C.S., Guillot, S., Fagion, A.-S., Shukla, D.P. 2012. Origin and serpentinization of ultramafic rocks of Manipur Ophiolite Complex in the Indo-Myanmar subduction zone, Northeast India. *Journal of Asian Earth Sciences*. **50**:128–140.
- Oliveira, E.P. & Tarney, J. 1990. Petrogenesis of the Canindé de São Francisco Complex: a major late Proterozoic gabbroic body in the Sergipe Fold Belt, northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **3**:125–140.
- Oliveira, R.G. 1998. Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 157 pp.
- Oliveira, R.G. 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e sua margem continental (nordeste do Brasil). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 411 p.
- 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**:64-84.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Alkmim, F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen?. *Geonomos*. **19**:244-251.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*. **19**:290-300.
- Pimentel, M. M., Ferreira Filho, C. F., Armstrong, R. A. 2004. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso- (1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*. **132**:133-153.
- Pinheiro, M.A.P. & Suita, M.T.F. 2008. Metamorfismo de fundo oceânico e alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos neoproterozóicos, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*. **38**:686-699.
- Queiroga, G.N. 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Tese de Doutorado, 180 p.

- Ripley, E. M. 2014. Ni-Cu-PGE Mineralization in the Partridge River, South Kawishiwi, and Eagle Intrusions: A Review of Contrasting Styles of Sulfide-Rich Occurrences in the Midcontinent Rift System. *Economic Geology*. **109**:309-324.
- Rollinson, H. (Eds) 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK, 352 pp.
- Santos, C.A. & Silva Filho, M.A., 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo. Folha SC.24-V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia. Secretaria Nacional de Minas e Metalurgia, Texto e Mapas, 113 p.
- Santos, E.J. & Caldasso, A.L.S. 1978. Síntese dos conhecimentos e ensaio interpretativo da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Anais, p. 399-426.
- Santos, J.F. 1984. Depósito de Níquel de São João do Piauí, Piauí. In: Schobbenhaus, C. and Coelho, C.E.S. (eds), Principais Depósitos Minerais do Brasil: Brasília-DF, DNPM/CVRD, v. 2, p. 341-345.
- Santos, E.J., Nutman, A.P., Brito Neves, B.B. 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: Implicações Sobre a Evolução Tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. **4**:1-12.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B. 2010. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **29**:61-76.
- Silva Filho, M.A., Bonfire, L.F.C., Santos, R.A., Leal, R.A., Filho, P.A.B., Rodrigues, T.L.N., Santos, J.C., Bruni, D.C., 1979. Projeto Complexo Canindé do São Francisco: Relatório Final, Vol. I Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2892. DNPM/CPRM, Salvador, 98 p.
- Souza, J.D., Fernandes Filho, J., Guimarães, J.T., Lopes, J.N. 1979. Projeto Colomi. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas. Escala 1:250 000, DNPM-CPRM, Salvador, 389 p.
- Strieder, A. J. & Nilson, A. A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*. **22**:204-215.
- Salgado, S.S., Ferreira Filho, C.F., Uhlein, A., Caxito, F. A., (aceito, 2014). Geologia, Estratigrafia e Petrografia do Complexo de Brejo Seco, Faixa Riacho do Pontal, sudeste do Piauí. *Revista Geonomos*.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R., Armstrong, R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo Palecontinent. *Gondwana Research*. **13**:527-537.
- Su, S.-S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norris, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society Special Publication, London, vol. 42, pp. 313-345.
- Tack, L., Wingate, M.T., Liégeois, J.-P., Fernandez-Alonso, M., Deblond, A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinian rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*. **110**: 277-306.
- Thiéblemont, D., Prian, J.P., Goujou, J.C., Boulingui, B., Ekogha, H., Kassadou, A.B., Simo-Ndounze, S., Walemba, A., Prétat A., Theunissen, K., Cocherie, A., Guerrot, C. 2011. Timing and characteristics of Neoproterozoic magmatism in SW-Gabon: First geochronological and geochemical data on the West-Congolian orogen in Gabon (SYSMIN project, Gabon 2005-2009). In: 23 Colloquium of African Geology, posters and abstracts.
- Toplist, M. J. & Carroll, M. R. 1996. Differentiation of Ferro-Basaltic Magmas under Conditions Open and Closed to Oxygen: Implications for the Skaergaard Intrusion and Other Natural Systems. *Journal of Petrology*. **37**:837-858.

- Tupinambá, M., Machado, N., Heilbron, M., Ragatky, D. 2007. Meso-neoproterozoic lithospheric extensional events in the São Francisco Craton and its surrounding south American and African metamorphic belts: A compilation of U-Pb ages: *Revista Brasileira de Geociências*. **37**:87–91.
- Trompette, R.R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Tyson, R.M. & Chang, L.L.Y. 1984. The Petrology and Sulfide Mineralization of the Partridge River Troctolite, Duluth Complex, Minnesota. *Canadian Mineralogist*. **22**:23-38.
- Uhlein A., Caxito F.A., Egydio-Silva M., Barbosa J. 2011. As faixas dobradas Rio Preto e Riacho do Pontal. In: Barbosa J. *et al.* (eds), Geologia da Bahia, Capítulo IX.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:267-288.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C., Seer H.J. & Simões S.A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*. **130**:27-55.
- Vicat J-P. & Pouclet A. 1995. Nature du magmatisme lié à une extension pré-Panafricaine: les dolérites des bassins de Comba et de Sembe-Ouessou (Congo). *Geol. SOC. Bull. France*. 166:355-364.
- Vusse R.V. & Powell R. 1983. The interpretation of pyrrhotite-pentlandite-tochilinite-magnetite-magnesite textures in serpentinites from Mount Keith, Western Australia. *Mineralogical Magazine*. **47**:501-505.
- Wager L.R. & Wadsworth W.J. 1960. Types of Igneous Cumulates. *Journal of Petrology*. **1**:73-85.
- Wicks F.J. & Whittaker E.J.W. 1977. Serpentinite textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*. **15**:459-488.
- Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. **95**:185:187.

[www.der.gov.br](http://www.der.gov.br)