



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**MINERALIZAÇÃO DE ESMERALDA DURANTE A OROGÊNESE
BRASILIANA NO NORDESTE DO BRASIL: O CASO DO DEPÓSITO
DA FAZENDA BONFIM, ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 399

JUDIRON SANTOS SANTIAGO

BRASÍLIA – DF
28 de Agosto de 2017



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**MINERALIZAÇÃO DE ESMERALDA DURANTE A OROGÊNESE BRASILIANA NO
NORDESTE DO BRASIL: O CASO DO DEPÓSITO DA FAZENDA BONFIM, ESTADO DO
RIO GRANDE DO NORTE**

JUDIRON SANTOS SANTIAGO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Econômica e Prospecção Mineral.

Orientador

Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Banca Examinadora

Prof. Dr. Valmir da Silva Souza - IG/UnB (orientador)

Profa. Dra. Martha Noélia Lima - UFG

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira - IG/UnB

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho - IG/UnB
(suplente)

Prof. Dr. Francisco Valdir Silveira - CPRM
(suplente)

Brasília-DF, 28 de Agosto de 2017

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus pelos desafios, oportunidade de crescimento e vitórias.

As minhas mães, Marlene Santiago e Júlia Muniz, e ao meu pai, Nilson Santiago, por todo amor e ajuda ao longo de toda caminhada de minha vida.

Especialmente ao meu orientador, Valmir da Silva Souza, pela oportunidade, discussões e incessante incentivo nesta trajetória de crescimento acadêmico. Ao professor Elton Luiz Dantas, pelas discussões e por ter me apresentado às belezas do Seridó.

Aos professores e todos que fazem do laboratório de geocronologia, laminação e microssonda da UnB, provando que o trabalho em equipe mantém a excelência desta instituição.

Em especial, a minha linda esposa, Rafaela, por tanta compreensão, estímulo e paciência durante todas as etapas da minha vida, e a meu filho, João Gabriel pelos sorrisos sinceros e renovadores.

Aos amigos de trajetória pelo incentivo rumo ao planalto central: Ednie Rafael, Bruno Figueiredo e Carlos Víctor Rios. Aos novos amigos que fiz em Brasília, Federico Cuadros, Milton Alvarez, Nilo Junior, Ênio Maia, Heriscarth Marcell, Gustavo Lopes, Igor Praxedes, Aureliano Nobrega e Thiago Cartaxo.

Ao bolsista Bernado Carvalho pela ajuda nos estudos das inclusões fluidas.

Aos amigos da CBPM, Antônio Marcos e Michele Cássia pelas enriquecedoras discussões ao longo do trabalho.

Ao CNPq e à CAPES pelo incentivo financeiro para o desenvolvimento desta pesquisa.

" A verdadeira medida de um homem não é como ele se comporta em momentos de conforto e conveniência, mas como ele se mantém em tempos de controvérsia e desafio."

Martin Luther King

" Sei o que é estar necessitado e sei também o que é ter mais do que é preciso. Aprendi um segredo. O segredo de me sentir contente em toda e qualquer situação; quer esteja alimentado ou com fome; quer tenha muito ou tenha pouco."

Filipenses 4:12

RESUMO

A região da Fazenda Bonfim situa-se na Faixa de Dobramentos Seridó, um importante domínio metalognético da Província Borborena, no qual são registradas mineralizações de W-Mo-Bi ± Au, Be-Ta-Li, Sn-Ta e gemas associadas ao magmatismo Brasileiro. Apesar de inúmeros trabalhos, muito pouco se sabe sobre corpos graníticos mineralizados intrusivos no embasamento gnáissico migmatítico, sua origem, fontes, profundidades da intrusão e posicionamento na história evolutiva da Província Borborena. Contudo, recentes ocorrências de esmeraldas associadas a corpos félsicos intrusivos no embasamento caracterizam uma nova fronteira prospectiva no âmbito na riqueza mineral da Província Borborena. A gênese da esmeralda Fazenda Bonfim envolveu um clássico processo de metassomatismo decorrente da interação de corpos félsicos ricos em Be com rochas máfica-ultramáficas, porém fortemente influenciada por movimentos tectônicos. Estudos de inclusões fluidas nas esmeraldas relevaram a presença de fluidos essencialmente aquosos (sistema tipo H₂O-NaCl), porém com algum percentual de contribuição de fluidos aquo-carbônicos. Enquanto que os valores de composição isotópica ($\delta^{18}\text{O} = 6,8 - 7,4 \text{ ‰}$) são consistentes com os dados isotópicos conhecidos para as esmeraldas do Brasil ($\delta^{18}\text{O} = 6,8 \pm 0,4 \text{ ‰}$), bem como para esmeraldas conhecidas em todo o mundo, geneticamente ligadas à interação de fluidos com rochas geoquímica e isotopicamente contrastantes, tipo pegmatito ácido e rochas ultramáficas. A mineralização ocorreu durante o estágio sin-deformacional associado ao pico da orogênese Brasileira, controlada por zonas de cisalhamento dúctil, atribuída a fácies anfíbolito médio, associado a intervalo de temperatura de 325 e 370°C e pressões entre 2200 e 2800 bars. O processo metassomático responsável pela formação da esmeralda da Fazenda Bonfim possui idade de 553 Ma, a qual pode ser considerada como uma das idades mais antigas, até então registradas, relacionadas à mineralização em corpos graníticos intrusivos da Faixa Seridó.

Palavras chave: Faixa Seridó; Orogênese Brasileira; esmeralda; magmatismo; processo metassomático; inclusões fluidas; isótopos de oxigênio.

ABSTRACT

The region of Fazenda Bonfim is located in the Seridó Belt, an important metallogenic domain of the Borborena Province, there are no mining records of W-Mo-Bi ± Au, Be-Ta-Li, Sn-Ta and gems associated with magmatism Brasileiro. Even though numerous work, very little known about intrusive mineralized acid-granitic non-basement, their origin, sources, depths of intrusion and an age of positioning in the evolutionary history of Borborema Province. However, recent occurrences of emeralds associated with intrusive non-basement felsic bodies characterize a new prospective frontier in the field of Borborema Province mineral wealth. The genesis of the emerald Fazenda Bonfim involved a classical process of metassomatism due to the interaction of felsic bodies rich in Be with mafic-ultramafic rocks, but strongly influenced tectonic movements. Fluid inclusion studies in the emeralds reveal a presence of essentially aqueous fluids (H₂O-NaCl type system), however with some contribution percentage of aqueous-carbonic fluids. While the isotopic composition values ($\delta^{18}\text{O} = 6.8 - 7.4 \text{ ‰}$) are consistent with the known isotopic data for the emeralds of Brazil ($\delta^{18}\text{O} = 6.8 \pm 0.4 \text{ ‰}$), as well as for emeralds known in all over the world, genetically linked to the interaction of fluids with geochemical and isotopically contrasting rocks, type pegmatite acid and ultramafic rocks. The mineralization occurred during the stage sin- deformational, associated to the peak of the Brasiliana Orogenesis, controlled by shear zones, attributed to medium amphibolite facies, associated to a temperature range of 325 and 370°C and pressures between 2200 and 2800 Bars. The metassomatic process carried out in the formation of the Fazenda Bonfim emerald has an age of 553 M.a., can be considered as one of the oldest ages, hitherto recorded, related to mineralization in intrusive granitic of the Seridó Belt.

Keywords: Seridó Belt; Brazilian Orogenesis; Emerald; magmatism; metasomatic process; fluid inclusions; isotopos oxygen.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. 1 - Mapa de situação e localização do depósito de esmeralda, Fazenda Bonfim, Estado do Rio Grande do Norte.	2
Figura 1. 2 - Esquemas de classificações dos depósitos de esmeraldas. Copilado e modificado de Walton (2004).	7
Figura 1. 3 - Compartimentação geológico-geotectônica regional simplificada da Província Borborema (modificado de Lins et al., 2005). O quadrado no mapa destaca a Faixa Seridó.	8
Figura 1. 4 – Mapa simplificado da Faixa Seridó com localização do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim (modificado de Beurlen et al. 2013).	9
Figura 2. 1 - Mapa geológico simplificado com a localização do depósito de esmeralda da fazenda Bonfim, além da mina e ocorrências de W-Au-Bi nas proximidades (cedido e modificado pela Mineração Nosso Senhor do Bonfim).	16
Figura 2. 2 - Feições macroscópicas de gnaisses e anfibolitos do embasamento (Complexo Caicó). Notar o bandamento gnássico típico com locais geração de dobras desarmônicas. Em (A) lente de anfibolitio no embasamento. Em (B, C) detalhes litotipo do ortogneisse. Em (D) gnáisse dobrado. ...	17
Figura 2. 3 – Rochas máfica-ultramáficas das principais frentes de lavras do depósito. (A) Corpo ultramáfico serpentizado e xistificado com gradação lateral talco-tremolita. (B) Rochas ultramáfica metasomatizada, bordejado por zona enriquecida por Mg-biotita, com dobras sobre a foliação do gnaisse encaixante. (C) Detalhe do tremolita xisto. (D) Detalhe do talco-tremolita xisto.	17
Figura 2. 4 – Relações litológicas no contexto da Mina Bonfim. (A) Corpo intrusivo ácido boudinado, concordante com a foliação NE-SW com mergulho para NW, da rocha encaixante envelopado por lente de monominerálica de Mg-biotita(flogopitito). (B) Pegmatito centimétrico boudinado. (C) Corpos pegmatitos imbricados, seguindo a folheação da encaixante.	18
Figura 2. 5 – Associações litológicas e mineralização. (A) Esmeraldas inclusas na lente monominerálica em Mg-biotita. (B) Berilo de cor intensa com fratura no pegmatito.	19
Figura 2. 6 – Seção Geológica no depósito de esmeralda Fazenda Bonfim, interpretada a partir de furos de sondagem.(A) Exibição de uma das principais cavas exploratórias. (B) Detalhe dos furos FS-02 e FS-03.	19
Figura 2. 7 - Diagramas em roseta e curvas de isodensidade de frequência polar das foliações, obtidas nas frentes de lavras do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim. Hemisfério inferior rede estereográfica igual-área Schmidt-Labert. <i>Software</i> por Allmendinger et al. (2013) e Cardozo & Allmendinger (2013).	20
Figura 2. 8 - Diagramas em roseta e curvas de isodensidade de frequência polar para lineações de crescimento em esmeraldas, obtidas nas frentes de lavras do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim. Hemisfério inferior rede estereográfica igual-área Schmidt-Labert. <i>Software</i> por Allmendinger et al. (2013) e Cardozo & Allmendinger (2013).	21

Figura 2. 9 - Diagramas em roseta e curvas de isodensidade de frequência polar para eixos de dobras, obtidas nas frentes de lavras do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim. Hemisfério inferior rede estereográfica igual-área Schmidt-Labert. <i>Software</i> por Allmendinger et al. (2013) e Cardozo & Allmendinger (2013).	21
Figura 2. 10 – Modelo esquemático exibindo as relações dos elementos estruturais do depósito da Fazenda Bonfim.	22
Figura 2. 11 – Fotomicrografias do talco serpentinito. (A) Talco na matriz de serpentina. (B) Relictos de olivina na matriz serpentinizada. (C) Matriz formada por serpentina, talco e clorita. (D) Cromita corroída e pirita ao longo do plano de clivagem de talco. (E) Pirita em contato com a ilmenita associada à matriz talcosa. (F) Garnierita isolada na matriz serpentinitica. Legenda: NX = nicóis cruzados, LP = Luz plana, Chl= clorita, Cr = cromita, Mt= magnetita, Srp=serpentina, Tlc= talco e Py = pirita	25
Figura 2. 12 – Fotomicrografias do tremolita talco-serpentina. (A) Matriz talcosa em contato com serpentina e tremolita acicular. (B) Cromita euédrica com aspecto corroído. (C) Relictos de olivina na matriz serpentinizada. (D e E) Pórfiro de talco associado com magnetita. (F) Tremolita acicular associado com magnetita intersticial. Legenda: NX = nicóis cruzados, LP = Luz plana, Chl= clorita, Cr = cromita, Mt= magnetita, Ol=olivina, Op = opaco, Srp=serpentina, Tlc= talco, Trem =tremolita e Px = piroxênio.	26
Figura 2. 13 – Fotomicrografias do Tremolita biotita xisto com esmeralda. (A) Berilo na matriz do tremolito. (B) Microbandamento de albita e tremolita. (C) Textura lepidó-nematoblástica definindo o microbandamento de tremolita e biotita. (E) Pórfiroblasto de tremolita com sombra de pressão, paralelos ao plano de foliação. (F) Pórfiro de berilo em contato associado com biotita. Legenda: LP = luz paralela, NX = nicóis cruzados, Alb=albita, Bt = biotita, Brl=berilo e Trem = tremolita.	27
Figura 2. 14 – Fotomicrografias leucogranito. (A) Moissaco granoblástico de plagioclásio. (B) Berilo fraturado em contatos irregulares e reentrantes com cristais de plagioclásio em associado com palhetas de muscovita. (C) Detalhe de berilo com inclusões de plagioclásio e micas em contato transversal com cristais de plagioclásio sericitizado e quartzo. (D) Pórfiro de berilo fraturado.. Legenda: NX = nicóis cruzados, LP = Luz plana, Pl = plagioclásio, Pl_ser = plagioclásio sericitizado, Brl = berilo, Qzo = quartzo e Msc = muscovita.	28
Figura 2. 15 - Padrão de elementos traços normalizados segundo dados do manto primitivo (McDonough and Sun, 1995).	30
Figura 2. 16 - Padrão de elementos terras raras normalizados segundo dados de Nakamura (1974).30	
Figura 2. 17 – Diagramas litogeoquímica dos pegmatitos (a) Caráter peraluminoso das rochas pelo diagrama de proporções molares de $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ versus Al_2O_3/Na_2O+K_2O (Shand, 1943). Em (b) diagrama multielementos normalizados à crosta continental superior (Taylor & McLennan 1995) e (c) diagrama spider de elementos terras-raras normalizado a condrito (Nakamura 1974).	32
Figura 2. 18 – Classificação química dos pegmatitos ígneos (Debon & Le Fort, 1983).	33
Figura 2. 19 – Esmeraldas da Fazenda Bonfim. Em (A) e (B) detalhe das esmeraldas desenvolvidas na lente de biotita. Em (C) e (D) imagens por microscópio eletrônico de varredura (MEV), exibindo zoneamento composicional de esmeraldas associada com biotitas.	36

Figura 2. 20 – Diagramas binários de elementos que ocupam a estrutura mineral da esmeralda, em átomo por unidade de fórmula (apuf) das esmeraldas da Fazenda Bonfim.. Em (a) conteúdo de Al <i>versus</i> a soma dos cátions Fe, Mg ⁺² e Cr ⁺² . Em (b) conteúdo dos cátions monovalentes (Mg+Fe) <i>versus</i> a soma dos principais cátions monovalentes (Na+K+Rb+Cs).	38
Figura 2. 21 – Diagramas ternários de elementos em óxidos, plotados em proporção em peso de óxidos (wt%) e com todo Fe como FeO das esmeraldas da Fazenda Bonfim. Em (a) diagrama ternário dos elementos cromóforos das esmeraldas. Em (b) diagrama ternário com os principais substituídos do Al octaédrico	38
Figura 2. 22- Diagrama de classificação para as micas com base na quantidade de Al ^{IV} e na razão Fe/(Fe+Mg), modificado Speer (1984).	39
Figura 2. 23 - Relação entre Mg, Fet (Mn ⁺²), e R ⁺³ (Al, Ti) em micas octaédricas (modificado de Foster 1960).....	40
Figura 3. 1 - Morfologia dos diferentes tipos de inclusões fluidas (IF) identificadas nos cristais de esmeralda da Fazenda Bonfim. (A – C) IF tipo 1, ressaltando o aspecto morfológico de bastões ou cilindros contendo monofásicos ou bifásicos, eventualmente hospedando uma fase sólida; (D) IF tipo 2, de formato acicular; (E – F) IF tipo 3, exibindo formatos cúbicos a retangulares contendo uma fase sólida; (G e H) raras inclusões fluidas áquo-carbônicas trifásicas.....	45
Figura 3. 2- Quadro que sumariza as características morfológicas e os intervalos de medidas microtermométricas obtidas para o estudo de inclusões fluidas em esmeraldas do depósito Fazenda Bonfim.....	46
Figura 3. 3 – (A-C) Histogramas de frequência das medidas microtermométricas de temperatura de fusão do gelo (Tf gelo), temperatura do eutético (Te) e temperatura de homogeneização total (Th total) para o sistema aquoso (H ₂ O-NaCl); (D) microespectroscopia Raman mostrando a presença de clorapatita como fase sólida nas esmeraldas.	47
Figura 3. 4-A-B, histogramas de frequência das medidas microtermométricas de temperatura de fusão da fase CO ₂ e temperatura de homogeneização total (Th total) para o sistema aquo-carbônico (H ₂ O-NaCl-CO ₂); C-D, microespectroscopia Raman mostrando a presença de CO ₂ e traços de CH ₄ nas inclusões fluidas dos sistema aquo-carbônico.....	48
Figura 4. 1 - Diagrama da concórdia para análises obtidas em cristais de zircão obtidos em pegmatito rico em berilo, amostra F04-JM01, geradas por meio de LA-ICP-MS. (A) Grupo de populações que representam idades de herança do embasamento. (B) Grupo de populações que representam a idade de cristalização do leucogranito.	53
Figura 4. 2 - Espectro obtido na datação Ar-Ar em flogopita retirado da zona hidrotermal mineralizada, pela técnica de <i>step heating</i>	54
Figura 5. 2 - Diagrama de correlação temperatura isotópica (Δ δ ¹⁸ O ‰ do par mineral quartzo-esmeralda) <i>versus</i> pressão, proposto para as condições de formação da esmeralda da Fazenda	

Bonfim. As isolinhas foram calculadas com base na equação de Bodnar and Vityk (1994) para o sistema fluido H₂O-NaCl com intervalo de salinidade entre 5 a 14 NaCl % equivalente..... 59

Figura 5. 3 - Em (a) Esquema com idades das intrusões associadas à mineralização durante a orogênese Brazilian na Província Borborema. Em (b) diagrama com idades Ar/Ar e U/Pb obtidas nas rochas associadas à mineralização de esmeralda da Fazenda Bonfim. Legenda: VA = Varios, CA=Capoeira, MVE = Malhada vermelha, TR=Trigueiro, CO=Combi, MA=Mamões, CA=Carnaubinha, PI=Picuí, BQ=Boqueirão, CDA = Carnaúbas de Dantas e FBF = Fazenda Bonfim (Baumgartner et al., 2006, Araújo et al., 2005, Almeida et al.,1968, Dirac & Ebert, 1967, Ebert, 1970, Beurlen et al., 2006).
..... 60

LISTA DE TABELAS

Tabela 2. 1 – Resultados das análises litogeoquímicas, para elementos maiores, menores e traços dos pegmatitos e rochas ultramáficas associadas a mineralização de esmeralda da Fazenda Bonfim.	34
Tabela 2. 2 – Médias das composições das esmeraldas da fazenda Bonfim. As composições foram recalculadas com base em 3e 18 átomos de Be e O respectivamente.	37
Tabela 2. 3 – Médias das composições das flogopitas da zona metassomática mineralizada da fazenda Bonfim (a.p.f.u. na base de 22 oxigênios equivalentes).	41
Tabela 3. 1 - Dados de valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) e de temperatura de fracionamento isotópico calculada para o par mineral esmeralda – quartzo.	50
Tabela 4. 1 – Dados analíticos da mica da zona metassomática associada à mineralização do depósito de Fazenda Bonfim.	54
Tabela 7. 1 - Dados brutos obtidos por meio de microsonda eletrônica e tratados (apuf) para esmeraldas do depósito de Fazenda Bonfim (continuação..)	77
Tabela 7. 2 - Dados brutos obtidos por meio de microsonda eletrônica e tratados (apuf) para esmeraldas do depósito de Fazenda Bonfim (continuação..)	78
Tabela 7. 3 - Dados microtermométricos obtidos de inclusões fluidas das esmeralda da Fazenda Bonfim.	78

SUMÁRIO

RESUMO	v
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS	xi
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 LOCALIZAÇÃO	1
1.2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	2
1.3 GÊNESES DE ESMERALDAS.....	5
1.4 CONHECIMENTO GEOLÓGICO REGIONAL	8
1.4.1 Ambiente Geotectônico.....	8
1.4.2 Faixa Seridó	10
1.4.3 Embasamento	10
1.4.4 Supracrustais.....	11
1.4.5 Granitogênese Brasileira	12
1.4.6 Província Pegmatítica.....	14
2. GEOLOGIA DO DEPÓSITO.....	15
2.1 PETROGRAFIA.....	23
2.1.1 Rochas Máfica-Ultramáficas e Hidrotermalitos com Esmeralda	23
2.1.2 Rochas Ácidas Intrusivas	27
2.2 LITOGEOQUÍMICA	29
2.2.1 Rochas ultramáficas	29
2.2.2 Rochas Intrusivas Ácidas	31
2.3 QUÍMICA MINERAL	35
2.3.1 Esmeraldas.....	35
2.2.3 Micas	38
3. INCLUSÕES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS.....	42
3.1 PETROGRAFIA DE INCLUSÕES FLUIDAS.....	42
3.2 MICROTERMOMETRIA.....	44
3.3 ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$).....	49
4. GEOCRONOLOGIA	51

4.1 ISÓTOPOS U-Pb (LA-MC-ICPMS)	51
4.2 ISÓTOPOS Ar-Ar	51
5. DISCUSSÕES	55
6. CONCLUSÕES	61
7. REFERÊNCIAS	62
8. ANEXOS.....	77
8.1	78
8.2	78
8.3	79



1. INTRODUÇÃO

A área de estudo situa-se na Faixa Seridó, um importante domínio metalogenético da Província Borborema, no qual são registradas mineralizações de W-Mo-Bi ± Au, Be-Ta-Li, Sn-Ta e gemas associadas ao magmatismo pegmatítico Brasileiro. Assim, corpos graníticos da Província Borborema têm sido estudados em relação a sua importância econômica, mineralógica e controle estrutural de colocação geotectônica (Agrawall, 1992, Da Silva et al., 1995, Araujo et al, 2001; Araujo et al, 2005, Baumgartner et al., 2006; Beurlen et al., 2007). A maioria desses estudos concentraram-se nos pegmatitos intrusivos na sequência supracrustal Seridó, localizados na porção centro-sul e sul da Faixa Seridó. Pouca atenção tem sido dada à corpos intrusivos localizados no embasamento, justificado pela ausência de registros econômicos nesse ambiente. Assim, apesar de inúmeros trabalhos, muito pouco se sabe sobre rochas ácidas mineralizados intrusivos no embasamento, sua origem, fontes, profundidades da intrusão e a idade de posicionamento na história evolutiva da Província Borborema. Contudo, recentes ocorrências de esmeraldas foram descobertas associadas a corpos pegmatitos no embasamento (Cavalcanti Neto e Barbosa, 2007). Caracterizando, portanto, uma nova fronteira prospectiva no âmbito na riqueza mineral da Província Borborema.

O trabalho desenvolvido faz parte do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília, o qual é aqui apresentado na forma de uma dissertação, como requisito para a obtenção do título de Mestre na área de concentração Geologia Econômica e Prospecção Mineral. O objetivo da pesquisa realizada é a caracterização do depósito da esmeralda da Fazenda Bonfim, Município de Lajes (RN), compreensão dos processos metalogenéticos envolvidos na sua gênese e definição do seu posicionamento temporal ao longo da história geotectônica da Faixa Seridó. Foram realizadas investigações de suas características geológicas, geocronológicas, química mineral, inclusões fluidas, isótopos de oxigênio e isótopos radiogênicos. Na época do trabalho de campo da pesquisa, haviam algumas cavas garimpeiras e um conjunto de cerca de 10 furos de sonda, parte dos quais nos foram permitidos amostrar.

Os resultados alcançados na pesquisa podem ser utilizados para o entendimento do processo mineralizador, do zoneamento prospectivo mineral na Faixa Seridó, bem como um importante guia para exploração mineralizações no embasamento da Província Borborema.

1.1 LOCALIZAÇÃO

A área da pesquisa localiza-se na zona rural do Município de Lajes, Estado do Rio Grande do Norte (Figura 1.1). O acesso mais célere partindo da capital do Estado, Natal, é realizado em um percurso de 120 km. A Fazenda Bonfim, via tal percurso, é alcançada a partir de Natal via a BR-324, na qual se percorre 110 km até o entroncamento com a RN-023. Desta rodovia, segue cerca de 500 m, sentido sul, até um acesso de via vicinal, a partir da qual percorre cerca de 15 km em estrada te



terra, até a sede da Mineração Vale Verde Ltda. O depósito de esmeralda possui coordenadas 05°50'45"S, 36°07.10'W.



Figura 1. 1 - Mapa de situação e localização do depósito de esmeralda, Fazenda Bonfim, Estado do Rio Grande do Norte.

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi desenvolvida nas seguintes etapas de trabalho: 1) pesquisa bibliográfica; 2) pesquisa de campo; 3) pesquisa laboratorial e; 4) tratamento e interpretação das informações obtidas, os quais foram materializados nessa dissertação de mestrado, além da elaboração de artigo técnico-científico.

Na etapa de **pesquisa bibliográfica** foram coletadas informações a respeito do estado de conhecimento geológico da Faixa Seridó, além de relatórios técnicos e mapas geológicos disponibilizados pela empresa Nosso Senhor do Bonfim, que atua na mina de W-Bi-Au do Bonfim. Foram também coletadas informações bibliográficas sobre as características geológicas, geoquímicas e gemológicas de outros depósitos de esmeralda que ocorrem no nordeste do Brasil e no mundo, com o objetivo de municiar a pesquisa de informações científicas atualizadas.

A etapa de **pesquisa de campo** foi realizada em um período de 5 dias (10 a 15 de outubro de 2011), no qual foram realizados reconhecimentos geológicos na frente de lavra das cavas garimpeiras e em seu entorno, acompanhado de coleta de amostras de rochas e de testemunhos de sondagem. Tal etapa objetivou compreender as relações entre as rochas associadas, suas relações de contato e influência genética com a mineralização de esmeralda da Fazenda Bonfim.



A etapa de **pesquisa laboratorial**, a qual exigiu uma maior carga de tempo, as amostras coletadas durante a etapa de campo foram então identificadas e selecionadas para serem submetidas às seguintes análises:

- Descrição petrográfica de 18 lâminas delgadas polidas representadas pelas rochas intrusivas graníticas e rochas máfico-ultramáficas e suas variantes metamórficas, compondo 6 e 12 amostras respectivamente. As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB). Nesse estudo utilizou-se um microscópio da marca Olympus, modelo BX-51, equipado com objetivas de até 100x e ocular de 10x, bem como sistema de captura e tratamento de imagens;
- Análise química em 11 amostras de rocha total, compostas pelas 5 amostras de rochas intrusivas ácidas e 6 amostras de rochas ultramáficas. As amostras foram britadas e posteriormente pulverizadas através de panela de ágata, produzindo cerca de 20g de material. Alíquotas de cerca de 10g de amostras foram então encaminhadas ao laboratório Acme – *Analytical Laboratories Ida* (Vancouver, Canadá). Os pacotes de análises escolhidos foram os grupos 4A (elementos maiores e menores) e 4B (alguns elementos traços e todos os elementos terras raras), aplicados a análises por ICP-AES e ICP-MS, respectivamente;
- Investigação por microscopia eletrônica de varredura (MEV) sobre 6 lâminas delgadas polidas de rocha da zona mineralizada, visando, sobretudo a investigação das esmeraldas. A análise foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Brasília (UnB), utilizando-se o equipamento da marca FEI, modelo Quanta 450. Para a obtenção das imagens por elétrons retroespalhados (*backscattered electrons* ou BSE) utilizou-se aceleração de voltagem de 20 kV, distância de trabalho de 15 mm e tempo de contagem de 30". As micro-análises foram realizadas através de detector EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) marca Oxford, acoplado ao MEV, cujas análises foram processadas por analisador multicanal Q500 utilizando *software* próprio;
- Investigação por microsonda eletrônica sobre esmeraldas realizadas em 6 lâminas polidas e 1 flogopita, em associação paragenética. As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB). Utilizou-se o equipamento da marca JEOL, modelo Superprobe JXA-8230, acoplado com 5 espectrômetros e detector EDS (*Energy Dispersive spectrometer*). Para a obtenção de imagens por elétrons retroespalhados (*backscattered electrons* ou BSE) utilizou-se aceleração de voltagem variando de 15 a 20 kV. Para cada canal analisado condições específicas foram utilizadas.
- O estudo de inclusões fluidas consistiu em três etapas sequenciadas, ou seja, análise petrográfica, análise microtermométrica e investigação por microespectroscopia



Raman. Tais investigações foram realizadas em 3 amostras de esmeralda, resultando na separação de 6 campos de estudo, com objetivo de caracterizar a composição e as condições físico químicas mínimas de aprisionamento dos fluidos. As análises petrográfica e microtermométrica foram realizadas nos laboratórios de Microscopia e Inclusões Fluidas do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB). Para a petrografia foi utilizado o microscópio da marca Olympus BX41, com objetivas de até 100x e ocular de 10x, enquanto que para a microtermometria foi utilizado uma platina de resfriamento/aquecimento LINKAM modelo THMSG 600, adaptada ao microscópio Olympus BX51. O equipamento foi calibrado utilizando-se inclusões fluidas sintéticas aquocarbônicas e aquosas, com acurácia de medidas variando de $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ para resfriamento até -120°C e $\pm 2^{\circ}\text{C}$ para aquecimento até 450°C , e taxas de velocidade em torno de $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$. O estudo de microespectroscopia Raman foi realizado no Laboratório de Espectroscopia Ótica, do Instituto de Física da Universidade de Brasília, utilizando espectrômetro Raman HORIBA Jobin Yvon, série SPEX T64000, com o detector Symphony II, acoplado ao microscópio Olympus BX41. Um laser COHERENT da série Verd G (532nm) foi utilizado, com fonte de energia de 100 Mw e ponto focal com tamanho de $\sim 3\mu\text{m}$. O Raman foi calibrado utilizando um padrão de silício. Os dados foram manipulados utilizando o software Origin 6.0.

- Análises de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) foram realizados em 3 pares de esmeralda e quartzo em associação paragenética. Os procedimentos analíticos foram realizados no laboratório comercial da *National Isotope Centre*, Nova Zelândia, sob a supervisão do Dr. Kevin Faure. Tais análises foram realizadas em amostras minerais puras (~ 30 mg) empregando métodos pulverização, diluição e posterior extração e leitura do conteúdo isotópico, segundo o procedimento adotado por Sharp (1990). Tal procedimento envolveu a aplicação de um laser de CO_2 e BrF_5 , cujos valores de $\delta^{18}\text{O}$ são relativos ao padrão VSMOW. Os valores obtidos apresentaram variações de $\pm 0,15\%$. As amostras e os padrões foram aquecidos a 150°C antes do carregamento para o tubo de extração a vácuo, sendo posteriormente evacuadas por cerca de 6 horas. O conteúdo de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) foi analisado em espectrômetro de massa Geo20-20.
- As análises isotópicas (U-Pb e Ar-Ar) foram realizadas em distintos laboratórios, conforme os seguintes procedimentos: a) Análises U-Pb foram realizadas sobre uma amostra do pegmatito-granítico. A amostra foi triturada, peneirada e bateada para aquisição de um concentrado mineral, do qual foram separados zircões por meio de lupa binocular. Um conjunto entre 30 e 40 zircões foram selecionados e colocados em uma capsula plástica medindo 1 cm de diâmetro, sendo posteriormente polidos a fim de expor sua superfície. As amostras foram analisadas seguindo os



procedimentos analíticos propostos por Bühn et al. (2009) e Oliveira (2015) para o método LA-ICPMS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer*), com equipamento do modelo *Neptune da Thermo Finnigan*, equipado com 9 copos faraday, 1 multiplicador de elétrons e 5 contadoras de íons do tipo MIC (*multi ion channel*). O método consiste de um equipamento de ablação a laser acoplado a um espectômetro de massa que permite a obtenção de razões isotópicas *in situ* com alta resolução espacial em monocristais de zircão. Diagramas de concórdia U-Pb foram construídos com auxílio do software Isoplot (Ludwig 2003); b) A análise geocronológica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foi realizada no laboratório de geologia isotópica da *Queen's University, Department of the Geological Sciences & Geological Engineering*, Ontário - Canadá. Foi aplicada em amostras de micas (flogopita), provenientes das rochas portadoras da mineralização de esmeraldas. As amostras foram irradiadas por cerca de 40 horas em um reator nuclear do tipo *McMaster*. Foi empregado um laser de íon específico (Ar) de 8w tipo Lexel 3500, um espectrômetro de massa do tipo MAP 216, com fonte *Signer Baur* e um multicoletor de elétrons. As medidas dos isótopos de argônio foram normalizadas à razão atmosférica $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ usando as razões propostas por Roddick (1983). As idades e erros foram corrigidos usando as fórmulas propostas por Steiger & Jäger (1977) e Dalrymple *et al.* (1981). As idades e erros apresentados representam uma precisão analítica de 2σ ou 0,5%, adequados ao espectro de variação para forma de platô (McDougall & Harrison 1988). As idades obtidas foram referenciadas para o padrão Hb₃Gr (hornblenda) em 1072 Ma (Roddick, 1983).

Finalmente, na etapa de tratamento e interpretação das informações obtidas, integrou-se todas as informações adquiridas nas etapas anteriores. Os resultados obtidos foram tratados e ilustrados por meio de gráficos e diagramas específicos, cujas interpretações e conclusões estão redigidas nesta dissertação de mestrado.

1.3 GÊNESES DE ESMERALDAS

A gênese de esmeraldas está condicionada a situações geológicas e geoquímicas incomuns, necessárias para promover a interação entre o Be e Cr e/ou V, comumente associados a ambientes geológicos completamente distintos. Observações preliminares suportavam a idéia de que a gênese de esmeraldas estava associada à injeções pegmatítica-pneumatolítica ricas em berilos, intrusivas em rochas máficas e ultramáficas (Scheibe, 1926; Fersman, 1929; Sinkankas, 1981; Kazmi & Snee, 1989). Este modelo considerado clássico, também denominado como '*schist-type*', considera o metamorfismo de contato associado a uma única fase, onde componentes transportados por fluidos ácidos (e.g. Li, Be, Al, Si, K, Na) interagem com os elementos lixiviados das rochas máficas-



ultramáficas, tais como Cr, Fe, V, Mg, formando esmeraldas em zonas de alteração metassomáticas no contato entre estas rochas. Nestes depósitos Beus (1966) já destacava a presença de um zoneamento espacial de reação dos pegmatitos e suas encaixantes e sua importância com a qualidade das esmeraldas.

A quebra de paradigmas do modelo clássico veio a partir da descoberta de esmeraldas na Colômbia, onde não há evidência de atividade magmática. Nestes depósitos os fluidos responsáveis pela formação de esmeraldas envolvem a geração de salmouras, através de evaporitos, durante movimentos tectônicos, levando ao metassomatismo Na - Ca de folhelhos negros com simultânea lixiviação de Be, Cr e V (Ottaway et al., 1994, Giuliani et al., 1995, Cheillett & Giuliani, 1996, Branquet et al., 1999). A mineralização ocorre em veios, bolsões e brechas extensivas de carbonato-silicato-pirita nos folhelhos negros. Recentemente outros depósitos do mundo foram descritos associados a fluidos salinos, seja de origem evaporítica ou metamórfica (Keith et al., 1997, 2002, Kazmi et al., 1989, Franz e Morteani, 2002 e Nwe & Morteani, 1993), e outros depósitos foram associados a xistos negros, como em depósitos na Noruega (Kazmi e Snee, 1989) e Canadá (Marshall et al., 2003).

Classificação preliminar de depósitos de esmeraldas, a partir do acervo de informações na época foi feita por Schwarz (1987), baseadas nos critérios geológico-geoquímicos (natureza das rochas fontes dos elementos e das rochas hospedeiras) com subdivisão apoiado em critérios mineralógicos – gemológico (características internas, químicas e físicas das esmeraldas). Mais recentemente vários esquemas de classificações foram propostos, com destaque para os trabalhos de Gavrilenko & Dashevsky (1998), Dereppe et al. (2000), Schwarz & Giuliani (2001), Schwarz et al. (2001), Barton & Young (2002), Sabot (2002) e Gavrilenko (2003). Esquemas de classificações dos depósitos de esmeraldas foram sintetizados no trabalho de Walton (2004) e exibidos na Figura 1.2.

Schwarz & Giuliani (2001), Schwarz et al. (2001) análogos as observações de Giuliani (1997 a, b), destacam a importância da circulação de fluidos e suas interações com rochas encaixantes. A partir, disto sugerem a classificação de depósitos de esmeraldas em dois (2) tipos principais: Tipo 1 - mineralizações de esmeraldas relacionadas a intrusões graníticas e Tipo 2 - mineralizações de esmeralda controladas por estruturas tectônicas, tais como falhas de empurrão e zonas de cisalhamento. No primeiro tipo, os depósitos são caracterizados pela interação entre as rochas félsicas intrusivas em rochas máficas, ultramáficas ou sedimentares e suas variantes metamórficas. Esta categoria pode ser subdividida com base na presença ou ausência de xisto metassomáticos no contato entre essas rochas. De modo geral, são depósitos comumente associados ao embasamento Arqueano ou Precambriano, sequências vulcanossedimentares Precambrianas ou Paleozóicas e zonas de sutura. Em virtude da maioria dos depósitos se encaixarem na categoria do Tipo 1, este é comumente ressaltado como modelo clássico de formação de esmeraldas. No segundo tipo, é excluído a influência de fluidos de fonte granítica e condiciona à circulação de fluido a fatores tectônicos, condicionando à formação de esmeraldas em ambientes metamórficos e sedimentares. O exemplo mais representativo do Tipo 2 são os depósitos da Colômbia.



Kazmi e Snee (1989)

- Sobre esmeraldas do Paquistão
- Fontes do Be e Cr
 - Observação dos processos geológicos que colocam Be e Cr juntos
 - Transporte

Walton (1996)

- Esmeraldas associadas a folhelhos negros betuminosos
- Esmeraldas associadas a rochas pegmatíticas ou graníticas que interagem com rochas ricas em cromo
 - Zonas de sutura recentes
 - Zonas de sutura antigas

Barton and Young (2002)

- Esmeraldas associadas a componente ígneo direto
(Ex: pegmatitos com berílio intrusivo em rochas máficas ou ultramáficas)
- Esmeraldas associadas a componente ígneo indireto ou ausente (não magmático)
(Ex: Colômbia e Áustria)

Groat et al. (2003)

- Sobre uma ocorrência de esmeraldas Regal Ridge no Yukon
- Associado a magmatismo
 - Hidrotermal tectônico próximo à falhas ou zonas de cisalhamento

Giuliani et al., (2002)

- Esmeraldas associadas a pegmatitos sem xistos
(Ex: Nigéria)
- Esmeraldas associadas a pegmatitos e greisens com flogopita xistos
(Ex: Montes Urais, Egito, W. Austrália, Espanha, Madagáscar, Moçambique, Zimbábue e Brasil)
- Esmeraldas associadas a xistos sem pegmatitos
 - Esmeraldas em flogopita xistos
(Ex: Habachtal - Áustria)
 - Esmeraldas em lentes de quartzo e carbonato- talco xistos
(Ex: Santa Terezinha - Brasil)
- Esmeraldas associadas a xistos negros com veios de brechas quartzo carbonáticas (Ex: Colômbia)

Kievlenko (2003)

- Endogenético
 - Pegmatito
 - Greisen
 - Associado a rochas ultramáficas
 - Associado a siltitos e carbonáticas
 - Hidrotermal
 - Associado a rochas ultramáficas
 - Associado a xistos negros e rochas carbonáticas
- Exogenético

Figura 1. 2 - Esquemas de classificações dos depósitos de esmeraldas. Copilado e modificado de Walton (2004).

Resalta-se, entretanto que mineralizações de esmeralda confinadas em zonas de cisalhamentos ou suturas tectônicas, não elimina fluidos de origem granítica (Abdalla & Mohamed, 1990). Além disso, os depósitos classificados no Tipo I podem ter sido fortemente influenciados pelos movimentos tectônicos, a exemplos de Carnaíba e Poona (Giuliani et al., 1997a; Grundmann & Morteani, 1998). Isto levou Zwaan (2006) questionar os vários esquemas de classificação, destacando ainda, que fluidos pegmatíticos podem se deslocar por grandes distâncias e percolar em rochas intensamente cisalhadas, além de possíveis omissões de corpos pegmatitos em regiões tectonizadas que induz a erros de classificação.

Contudo, segundo Zwaan (2006), os atuais esquemas de classificação genética dos depósitos de esmeralda são ambíguos, uma vez que estudos individuais apresentam, em muitos casos, uma combinação de mecanismos. Não sendo, particularmente úteis para o entendimento dos mecanismos de condições que levaram a formação dos depósitos. Neste sentido, isótopos estáveis têm sido utilizados para estimar a contribuição de cada mecanismo na formação de um determinado depósito. Por outro lado, Groat *et al.* (2008) cita o trabalho de McManus et al. (2004), no qual prediz uma futura classificação baseada em elementos traços na esmeralda.

Vários tipos de classificações foram propostas, umas enfatizando a geologia local e regional, outros destacam as características mineralógicas. Entretanto, a partir dos diversos trabalhos realizados, conclui-se que esmeraldas, embora extremamente raras, podem formar-se em uma ampla variedade de ambientes geológicos.



1.4 CONHECIMENTO GEOLÓGICO REGIONAL

1.4.1 Ambiente Geotectônico.

A área de pesquisa está inserida no contexto geotectônico da Província Borborema - PB (Almeida et al. 1977; 1981), localizada na porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, nordeste do Brasil (Figura 1.3). A Província Borborema é uma unidade geotectônica compreendida como uma faixa de complexas colisões e amplos processos de amalgamação e acreção de micropalacas tectônicas. Sua configuração final foi moldada por um evento de escala global, durante a configuração do Gondwana Ocidental, resultante da convergência entre os crátons da Amazônia, Oeste Africano - São Luis e São Francisco - Congo (Jardim de Sá, 1994; Santos, 1996; Dantas et al, 2004). Este evento de idade Neoproterozóica, cujo principal estágio evolutivo foi em torno de 600 Ma, denominado na América do Sul de Orogênese Brasileira.

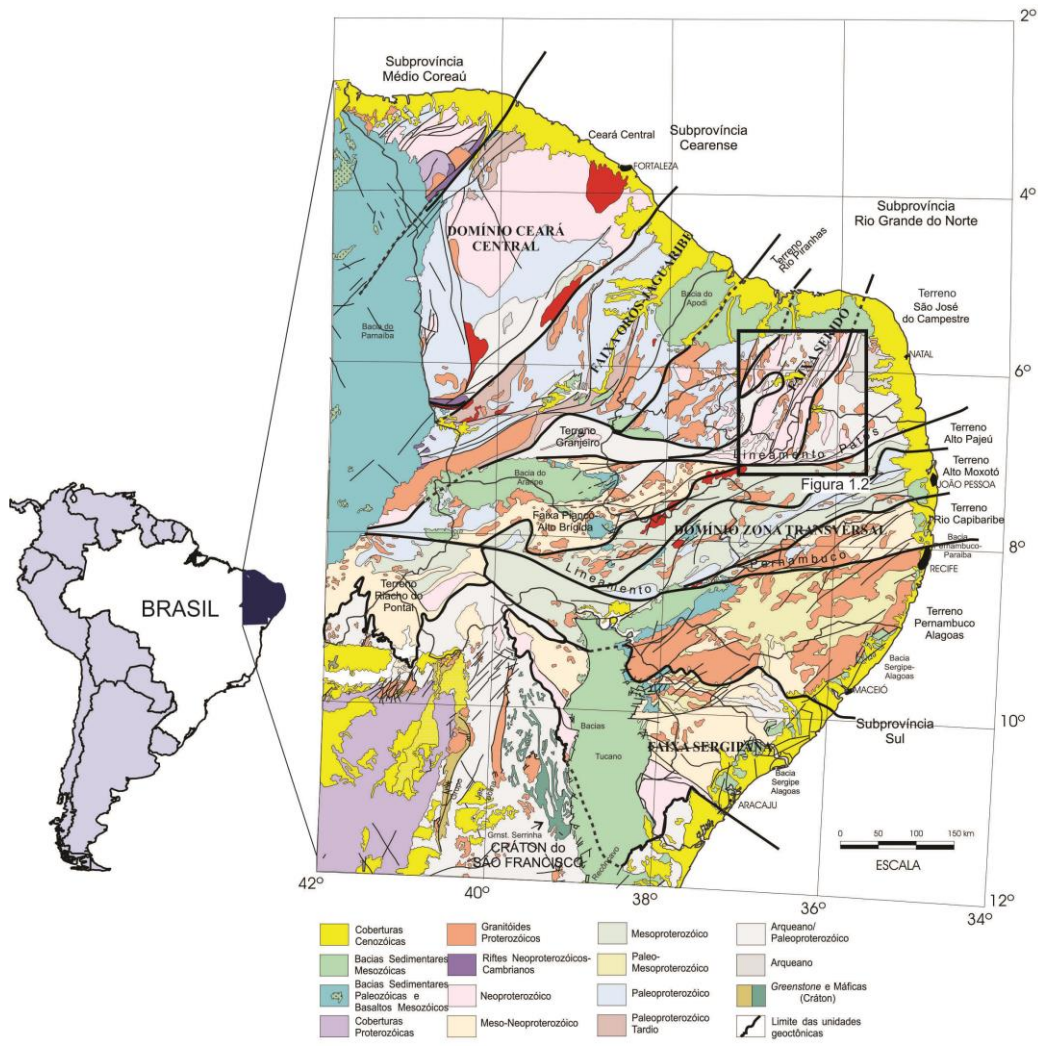


Figura 1. 3 - Compartimentação geológico-geotectônica regional simplificada da Província Borborema (modificado de Lins et al., 2005). O quadrado no mapa destaca a Faixa Seridó.



A Figura 1.4 exibe a área de estudo inserida na faixa de dobramentos Seridó (Jardim de Sá, 1994; Santos, 1996; Ferreira et al, 1997). Esta unidade geotectônica está inserida no domínio Rio Grande do Norte, a norte da Zona de Cisalhamento Patos, e limitante a leste com as bacias sedimentares Potiguar e Pernambuco-Paraíba, e a oeste da Zona de Cisalhamento Portalegre (Jardim de Sá, 1994).

A Orogênese Brasileira é marcada por associações litológicas e pela continuidade de lineamentos estruturais profundos com extensões traçadas em direção à África Ocidental (Caby, 1989; Trompette, 1994; Toteu et al, 1994). Um sistema ramificado de zonas de cisalhamento de escala crustal secciona esta província geotectônica, subdividindo a província em domínios distintos, de acordo com sua evolução tectônica, litoestratigrafia, magmatismo e geocronologia (Caby *et al.*, 1991; Bertrand & Jardim de Sá, 1990; Archanjo & Bouchez, 1991; Corsini *et al.*, 1991; Jardim de Sá, 1994). As principais estruturas são as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, que dividem a província nos domínios norte, central e sul. Estudo da superfície Curie interpretado a partir de dados magnéticos releva a complexidade na composição da crosta, exibindo blocos das crostas separados por zonas de cisalhamento térmicas, corroborando com o modelo evolutivo de terrenos alóctone (Correa et al., 2016).

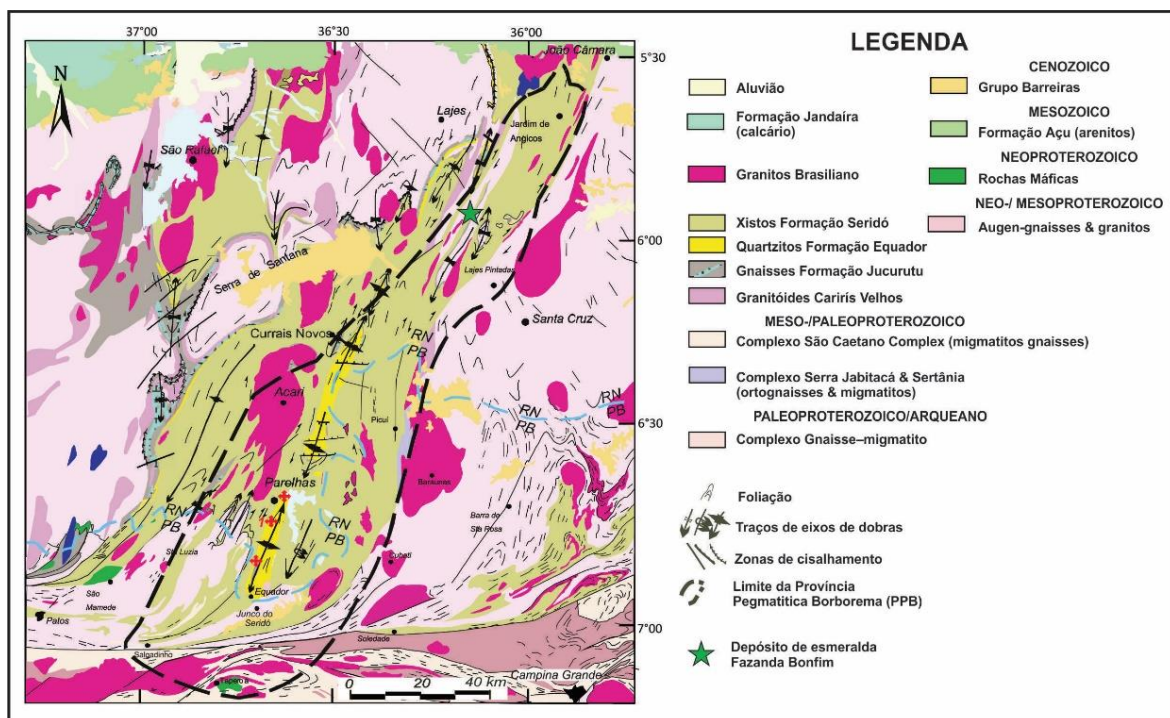


Figura 1. 4 – Mapa simplificado da Faixa Seridó com localização do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim (modificado de Beurlen et al. 2013).



Dentre os diversos modelos propostos, nos quais a PB pode ser dividida em blocos crustais isotopicamente distintos, destacam-se: Brito Neves (1975, 1978), Santos & Brito Neves (1984), Trompette (1994), Jardim de Sá (1994), Santos (1996), Campelo (1999), Cavalcanti (1999), Brito Neves *et al.* (2000) e Oliveira *et al.* (2005), entre outros. Segundo a subdivisão de Santos (1996) e Fetter *et al.* (2000), a região de interesse nesta pesquisa está inserida no domínio do Rio Grande do Norte, a leste da PB.

1.4.2 Faixa Seridó

O arcabouço geológico da Faixa Seridó é caracterizado por uma sequência de rochas supracrustais (metassedimentos e metavulcânicas), metamorfisadas no fácies xisto verde a anfibolito, o qual repousa sobre um embasamento gnáissico-migmatítico, denominado de Complexo Caicó. Um volumoso plutonismo granitóide e extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, orientadas preferencialmente NNE a NE são as expressões geológicas marcantes do evento Brasileiro nesta faixa deformacional. A seguir serão apresentados os domínios geológicos que compõem a Faixa Seridó.

1.4.3 Embasamento

O embasamento da Faixa Seridó, na sua porção leste, é composto por uma unidade arqueana denominada como Maciço São José de Campestre, caracterizado como o fragmento de crosta continental mais antigo já reconhecido na América do Sul (Dantas, 1997; Dantas *et al.*, 2004). Enquanto que na porção oeste é formado por uma sequência metavulcanosedimentar cortada por rochas ortoderivadas e migmatitos, constituindo o Complexo Caicó (Hackspacher *et al.* 1990; Legrand *et al.* 1991b; Souza *et al.* 1993; Dantas *et al.* 2004).

O Maciço São José de Campestre (MSJC) definido inicialmente por Barbosa e Braga (1974) como uma associação de migmatitos e gnaisses indiferenciados foi caracterizado por Dantas *et al.* (1995) e Dantas (1997) por diferentes eventos de magmatismo e acreção crustal no arqueano, envolvendo episódios de retrabalhamento crustal. Dantas (1997) com base em dados isotrópicos de Nd e Pb, refinou a geocronologia e as rochas do MSJC em arqueanas (Unidade Bom Jesus com idades superiores a 3,5 Ga), mesoarqueanas (Complexo Presidente Juscelino com idade de 3,25 Ga, Complexo Brejinho com idade de 3,18 Ga e Complexo Senador Elói de Souza com idade de 3,0 Ga) e neoarqueanas (Unidade São José do Campestre com idades médias de 2,7 Ga). Este bloco de rochas mais antigas é circundado por unidade Paleoproterozóica, compostas por rochas metaplutônicas variavelmente migmatizadas, que incluem *augen* gnaisses e ortognaisses com piroxênio, cujas idades U-Pb em zircões indicam um intervalo de cristalização entre 2,20 e 2,15 Ga.

O Complexo Caicó (CC) é composto predominantemente de ortognaisses variavelmente migmatizados (Hackspacher *et al.*, 1990; Souza *et al.*, 1993, 2007). Inclui também supracrustais mais antigas, que compreendem camadas alternadas máficas e félsicas (гнаisses bandados) variando a composição, respectivamente, do gabro de diorito e granodiorito a tonalito (Ferreira e Santos, 2000;



Hollandaet al., 2011). Ainda faz parte do CC, uma unidade metaplutônica, *augen* gnaisses (suíte G1) intrusivo, que ocorrem concordante ou truncando as supracrustais (Jardim de Sá et al., 1988; Souza et al., 2007). Dados geocronológicos de U-Pb em zircão e isócronas Rb-Sr fornecem idades em torno de 2.150 Ma, interpretadas como idades de cristalização das rochas (Dantas, 1992; Hackspacher et al., 1990; Fetter et al., 2000). Idade de 2.181 ± 24 Ma (Pb-Pb em monozircão, analisado por técnica de evaporação) foi considerada como estimativa mínima para o posicionamento do pluton por Macedo et al. (1991).

Corpos pegmatitos mineralizados ocorrem no Complexo Caicó, destacando a mineralização de água marinha de boa qualidade, no extremo oeste do estado do Rio Grande do Norte (Angelim et al., 2006). Moraes (2000) cita ocorrências de esmeralda em flogopitito encaixados concordantemente nos ortognaisses e uma ocorrência de córindon (rubí). Também são assinaladas várias ocorrências de amianto em rochas anfibolíticas e serpentiniticas deste complexo.

1.4.4 Supracrustais

O Grupo Seridó, que é dividido em três unidades, da base para o topo, nas Formações Jurucutu, Equador e Seridó (Jardim de Sá e Salim, 1980; Jardim de Sá, 1994).

A Formação Jucurutu é composta de micaxistos, mármore, calciossilicáticas, paragnaisses e corpos máficos-ultramáficos (Angelim et al., 2006). Relações estratigráficas da Formação Jucurutu com o embasamento foram reconhecidas por Jardim de Sá (1994), na supracrustal por metaconglomerados polimíctos e por seixos esparsos de rochas granito-gnássica. No interior da faixa dobrada podem ser observados contatos gradacionais, por alternância de camadas ou variação composicional, entre as formações Jucurutu/Seridó e Jucurutu/Equador (Angelim et al., 2006).

A Formação Equador é constituída por quartzitos esbranquiçados a cinzas, finos a médios, com foliação bem desenvolvida, localmente micáceos ou feldspáticos e metaconglomerados esbranquiçados até cinzas, finos a médios, com foliação bem desenvolvida (Ebert, 1966; Angelim et al., 2006). Os contatos desta unidade com as formações Jucurutu e Seridó dão-se pela alternância de camadas ou variação composicional progressiva entre elas.

A Formação Seridó (Ebert, 1969) constitui a principal unidade litoestratigráfica da faixa dobrada em área de afloramento, ocorrendo também como segmentos alóctonos isolados, a leste da faixa dobrada, sobre o embasamento gnáissico-migmatítico do Domínio São José do Campestre (Angelim et al., 2006). Sua litologia é composta predominantemente por micaxistos feldspáticos ou aluminosos de fácies de médio a alto grau metamórfico, representados por biotita xistos granadíferos, podendo conter \pm estauroлита \pm cianita, \pm andalusita \pm cordierita \pm sillimanita, localmente com elevado teor de feldspato ou de quartzo e sítios restritos de fácies de baixo grau metamórfico (Ferreira, 1998; Angelim et al., 2006). Na porção inferior da formação ocorrem intercalações de mármore, rochas calciossilicáticas, paragnaisses, rochas metavulcânicas básicas, quartzitos e metaconglomerados. Jardim de Sá (1994) interpreta essa unidade como depósitos flyschóides.



A complexa evolução das rochas supracrustais tem provocados intensos debates entre autores, quanto relacionados à uma história policíclica (Jardim de Sá, 1994) ou monocíclica (Archanjo e Salim, 1986 e Caby et al., 1991). Sendo o principal ponto de embate a idade de uma deformação tangencial de baixo ângulo, e geocronologia da sequência supracrustal. Em relação ao Ciclo Brasileiro há um consenso que este foi o último evento tectono-metamórfico importante, que imprimiu as principais características do arcabouço desta faixa. Segundo Van Schmus *et al.*(2003) idade de sedimentação do Grupo Seridó é definida como Neoproterozóica, baseado em dados U-Pb SHRIMP em zircão das rochas das formações Jucurutu e Seridó.

1.4.5 Granitogênese Brasileira

O evento geotectônico Brasileiro gerou um volumoso plutonismo granitóide na Província Borborema, os quais estão associados às jazidas minerais de W, Au e pela grande diversidade de outros depósitos de origem hidrotermal e pegmatítico (Bizziet al, 2003). Trabalho de síntese e novos dados isotópicos realizados por Brito Neves et al. (2003) permitiu definir três principais intervalos de colocação destas intrusivas plutônicas: 650-625 Ma, 580-570 e 545-525 Ma. Idades modelo T_{DM} entre 2,20 a 2,00 Ga. sugerem retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica como fonte geradora deste magmatismo (Dantas, 1997; Brito Neves *et al.* 2000). Dados experimentais e isotópicos corroboram com a fonte dos gnaisses do embasamento como fonte destes magmas félsicos (Sallet et al. 2015; Hollanda et al., 2003)

Segundo Jardim de Sá (1994) e Jardim de Sá et al. (1999), o alojamento dos plútons granitóides ocorreu preferencialmente nos sítios extensionais e/ou transtracionais favorecidos pelo arranjo geométrico entre as zonas de cisalhamento dextróginas e sinistróginas brasileiras, resultando na presença de uma grande variedade de plútons com distintas formas geométricas, tamanhos variados e diferentes afinidades petrogenéticas. As idades de alguns plútons em torno de 580 Ma podem refletir o pico do evento tectonometamórfico responsável pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis no Domínio Rio Grande do Norte (Galindo et al., 2005; Dias, 2006).

A classificação original dessas rochas intrusivas elaboradas por Almeida et al. (1967), através de estudos regionais, na Subprovíncia da Zona Transversal. Posteriormente foi estendida para toda Província Borborema, como supersuítes, pelo modelo de Bizziet al. (2001), embasado nos trabalhos de diversos autores: Sial (1986), Jardim de Sá (1994), Ferreira et al. (1998), Santos e Medeiros (1999), Guimarães et al (1999, 2005), Santos e Ferreira (2002), Brito Neves et al. (2000), Nascimento et al. (2000), Delgado et al. (2003), Angelim et al.(2004a,b) e Kosin et al. (2004).

Angelim et al. (2006), através da correlação geocronologia com o evento colisional Brasileiro, agrupou as rochas plutônicas do Rio Grande do Norte em: Super suíte sin a tardi orogênica (Suíte intrusiva São João do Sabugi, Suíte intrusiva Itaporanga, Suíte intrusiva Dona Inês e Suíte intrusiva Catingueira) e Supersuíte pós-orogênica (?) (Suíte intrusiva Umarizal). Diversos plútons graníticos de quimismo indeterminado são denominados de granitóides indiscriminados pelo autor supracitado. Baseado em composições químicas e aspectos petrográficos, Nascimento et al. (2000), subdivide as



rochas intrusivas em Suíte Cálcio-alcálica Potássica Porfírica, Suíte Shoshonítica, Suíte Cálcio-alcálica Potássica Equigranular, Suíte Alcalina e Suíte Alcalina Charnockítica.

A Suíte intrusiva São João do Sabugié representada por gabros, gabro-noritos, dioritos, quartzo-dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos, tonalitos e granodioritos (Jardim de Sá, 1994; Ferreira, 1998 e Ferreira e Santos, 2000). Dados isotópicos U-Pb em zircão no pluton de São João do Sabugi e em encrave diorítico no monzonito Acari possuem de idades similares de 579 ± 7 Ma (Leterrier *et al.* 1994).

A Suíte intrusiva Itaporanga é composta por um conjunto de rochas graníticas, sin-orogênicas, associadas a rochas máficas a intermediárias (Almeida *et al.*, 1967). Composta por anfibólio-biotita ou biotita monzogranitos, variando de quartzo monzonitos, sienogranitos ou granodioritos. Possuem afinidade calcioalcalina de alto potássio (Sial, 1986; Mariano *et al.*, 1996 e Ferreira *et al.*, 1998, Nascimento *et al.*, 2000). Dados geocronológicos de U-Pb em zircão e titanita em alguns corpos desta suíte, mostraram idades entre 573 Ma e 580 Ma (Ketchamet *et al.*, 1997; Trindade *et al.*, 1999; Galindo *et al.*, 2005) de uma idade de 555 Ma (Legrand *et al.*, 1991b).

Suíte intrusiva Dona Inês corresponde a associação de rochas plutônicas de composição monzo a sienogranitos, vinculada a Suíte Calcioalcalina Potássica Equigranular por Nascimento *et al.* (2000). Ocorrem sob a forma de *sheets*, diques e *sills* ou associados com outras suítes intrusivas. Foram obtidas idades U-Pb em zircão de 628 ± 11 Ma para as rochas do pluton Macaíba (Dantas, 1997) e uma idade de 541 ± 4 Ma para monzogranito leucocrático do *stock* Capuxu (Medeiros, 2006). Dados de Rb-Sr obtida por Mc Murryet *et al.* (1987) no *pluton* Dona Inês forneceu idade de 544 ± 16 Ma.

Suíte intrusiva Catingueira abrange rochas plutônicas associadas às zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras, representados pelos plutons/diques Caxexa, Serra do Algodão, Serra do Boqueirão, Serra do Japi, Serra Negra, Serra do Norte e Bonito (Ferreira *et al.*, 1998). Esta unidade possui quimismo peralcalino (Sial, 1986; Galindo e Sá., 2000; Nascimento *et al.*, 2000). Dados isotópicos de U-Pb em zircão apresentaram idade de 573 ± 45 Ma para as rochas do pluton Catingueira (Brito Neves *et al.*, 2003). Isócrona Sm-Nd forneceu uma idade de 578 ± 14 Ma (Nascimento *et al.*, 2001).

A Suíte intrusiva Umarizal agrupa as rochas graníticas do batólito Umarizal e *stocks* de composição similares (Angelim *et al.*, 2006). Possui composição dominante composta por quartzo-monzonito e quartzo-sienito de cor rósea a verde escura ou cinzenta, com brechas magmáticas associadas, sendo constituída por fayallita ou ferro-hiperstênio, hedenbergita, ferro-edenita e biotita, com alanita, magnetita, ilmenita, zircão e apatita como minerais acessórios (Garlindo, 1993). A SIU foi renomeado como Suíte Charnockítica Alcalina por Nascimento *et al.* (2000). A idade geocronológica, obtida por Rb-Sr em rocha total, encontrada por Garlindo *et al.* (1995) foi de 545 ± 24 Ma. McReath *et al.* (2002) se referem a uma idade U-Pb em zircão de 592.6 ± 5 Ma.



1.4.6 Província Pegmatítica.

A Província Pegmatítica Borborema (PPB) engloba uma área de de aproximadamente 75 x 150 Km, onde a totalidade dos pegmatitos mineralizados conhecidos encontram-se associados à sequencia Neoproterozóica do Serido Seridó (Da Silva et al., 1995; Baumgartner et al., 2006; Beurlen et al., 2007). No embasamento Paleoproterozóico também são referidos corpos restritos intrusivos tardi a pós tectônicos, porém sem nenhuma evidência reconhecida de mineralização. Os pegmatitos graníticos a pegmatitos representam o período final de atividade magmática na Província Pegmatítica Seridó.

Dados de U/Pb em uraninita e Rb/Sr forneceram idades de pegmatitos mineralizados, compreendidos entre 450 e 530 Ma (Beurler et al, 2007). Enquanto que estudos recentes nesses pegmatitos forneceram idades Ar/Ar em biotitas compreendidas entre 518 e 525 Ma (Araújo et al, 2005) e idades U/Pb em columbitas de 509-515 Ma (Baumgartner et al., 2006). Análise das características peraluminosa, obtidas a partir do trabalho de Da Silva et al., (1995), de alguns pematitos, em conjunto com idades de 528Ma e 520 Ma obtidas de granitos peraluminosos, instigaram o argumento de uma fonte granítica para os pegmatitos pós magmatismo da PPB (Baumgartner et al., 2006, Beurlen et al., 2008). Pegmatitos homogêneos e heterogêneos zonados são intrusivos, principalmente, no metapelitos e quartzitos do grupo Seridó, embora alguns sejam descritos nas rochas gnáissicas do embasamento. Os tipos zonados são economicamente mais importantes e podem conter mineralizações de Li-Be, Li-Cs-Be-Ta, caulinita e feldspato.

Trabalho pioneiro de Agrawall (1992) relaciona o posicionamento dos pegmatitos à fases do eventos tectono-metamórficos na faixa supracrustal Seridó. Os processos relacionados a intrusões de pegmatitos e estágio de milonização na Província Borborema foram considerados como produtos de fluxo de fluidos gerados no final da orogênese Brasileira (Araujo et al, 2001; Araujo et al, 2005). Arcanjo et al, 2001 sugerem a ramificação dos sistemas de cisalhamento de Patos e a sua relação com o posicionamento de granitos e pegmatitos em sistemas transpressionais e transtensionais e a evento extensional pós-Brasiliano (550-500Ma), na porção sul da Faixa.



2. GEOLOGIA DO DEPÓSITO

A mineralização de esmeralda da Fazenda Bonfim está associada a corpos graníticos, intrusivos em rochas máficas e ultramáficas, inseridos no embasamento gnáissico-migmatítico. Dados recentes revelaram idade Paleoarqueanas de aproximadamente 3.5 Ga para as rochas do embasamento (Dantas et al, 2014). Advertindo forte influência tectônica, o domínio Arqueano ocorre próximo às rochas supracrustais do Grupo Seridó, separados pela Zona de Cisalhamento Santa Mônica, de cinemática dextral (Figura 2.1). Por outro lado, são observados os efeitos metamórfico-hidrotermais relacionados magmatismo Brasileiro. Nas proximidades da Fazenda Bonfim, além da mineralização da esmeralda, o magmatismo granítico é responsável pelo desenvolvimento de uma mineralização de W-Mo-Bi ± Au, associados à escarnitos inseridos na Formação Jucurutu (Grupo Seridó) em claro controle tectônico (Figura 2.1). Sua exploração é feita pela Companhia Mineração Bonfim Ltda, enquanto que a exploração de esmeralda é realizada pela Mineração Vale Verde Ltda. A seguir serão apresentadas as características macroscópicas, relações litológicas, estruturais, petrográficas, litogeoquímicas e química mineral que forneceram a base inicial para a caracterização do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim.

Na área do depósito de esmeralda, o embasamento é composto principalmente por ortognaisses, e subordinadamente augen gnaisses, com corpos lenticulares de rochas máfica-ultramáficas encaixados, comumente interdigitados e paralela à estrutura regional NE-SW (Figura 2.2). Os ortognaisses e augen gnaisses apresentam cores rosa acinzentado a cinza claro e granulometria média a grossa. Exibem um arranjo textural marcado por bandas com segregação de quartzo-feldspato e minerais máficos (anfíbólio e biotita). Já os corpos máficos, ocorrem fortemente metamorfizados, possuem formatos lenticulares, de largura métricas, cor preto esverdeado, granulação fina a média, arranjo textural nematoblástico anastomasado, tipicamente milonítico, ressaltado por cristais de anfibólios e biotitas. Ocasionalmente, exibem estilos de dobras desarmônicas e de arrasto, bem como *boudins*.

As lentes de rochas máfico-ultramáficas, ocorrem fortemente serpentinizadas, exibem cores verde-escuro a verde-claro esbranquiçado e granulometria fina (Figura 2.2). Estas rochas variam lateralmente para tremolita xisto a tremolita-talco xistos, especialmente quando em contato com pegmatitos. As rochas máfico-ultramáficas exibem arranjo estrutural marcado por foliação milonítica concordante com as encaixantes e mergulho em torno de 45° para NW. Diversos estilos de dobras, bem como vênulas e fraturas caracterizam sua geometria interna complexa (Figura 2.3).

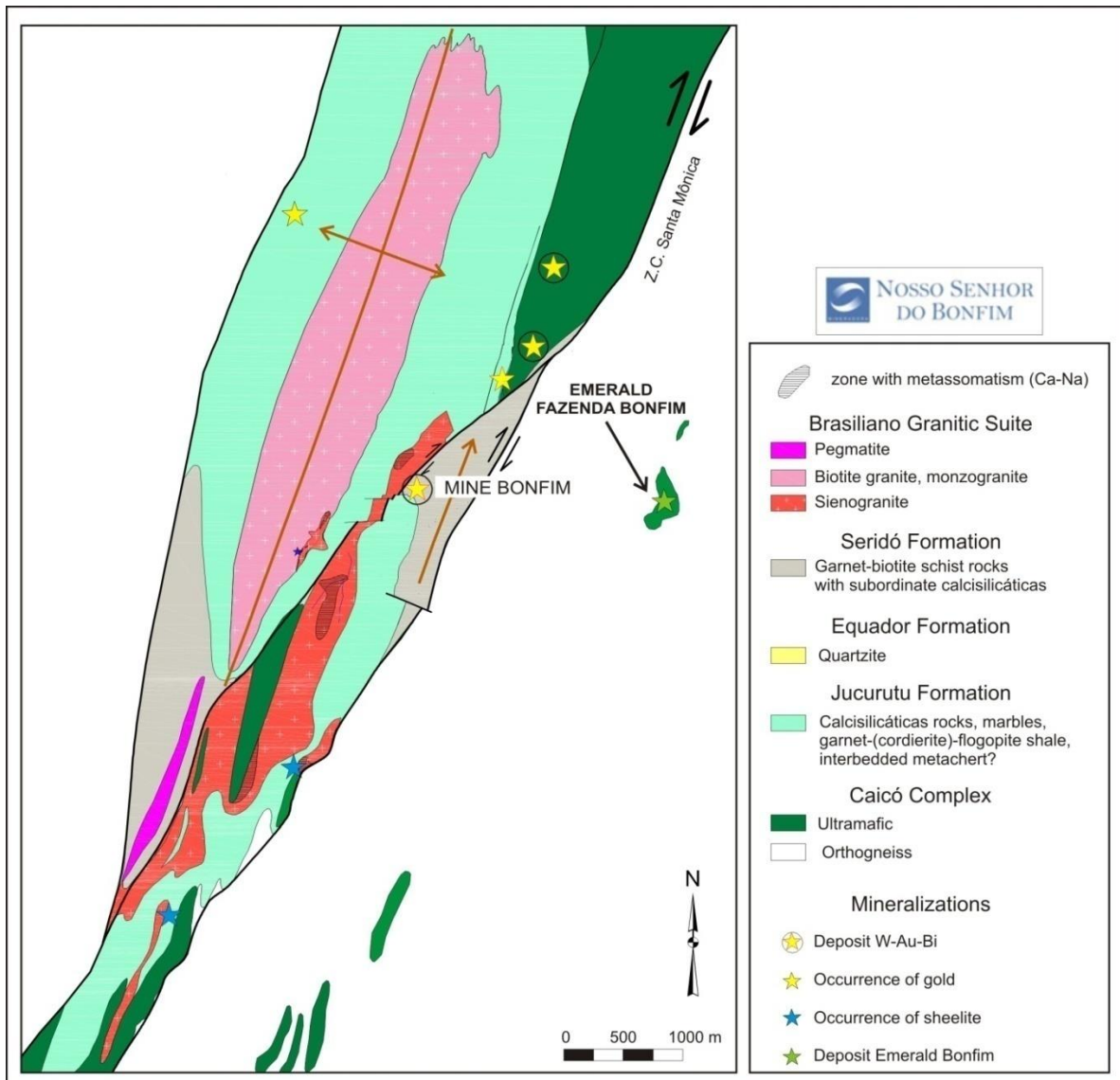


Figura 2. 1 - Mapa geológico simplificado com a localização do depósito de esmeralda da fazenda Bonfim, além da mina e ocorrências de W-Au-Bi nas proximidades (cedido e modificado pela Mineração Nosso Senhor do Bonfim).

Os corpos graníticos associados à mineralização de esmeralda ocorrem deformados, comumente imbricados a boudinados, mas com núcleos preservados. Ocorrem encaixados paralelamente à foliação das rochas encaixantes, indicando forte controle tectônico. Formam corpos lenticulares, com espessuras de centímetros a métricos, de cor branca a creme e granulometria média a grossa, homogêneos, de composição quartzo-feldspática. Contêm cristais centimétricos de berilos euédricos a subédricos disseminados (Figura 2.4). Em uma das frentes de lavra ocorre um corpo de pegmatito com cerca de 2 m de espessura, entretanto, comumente foram observados corpos lenticulares com espessuras entre 30 a 80 cm.

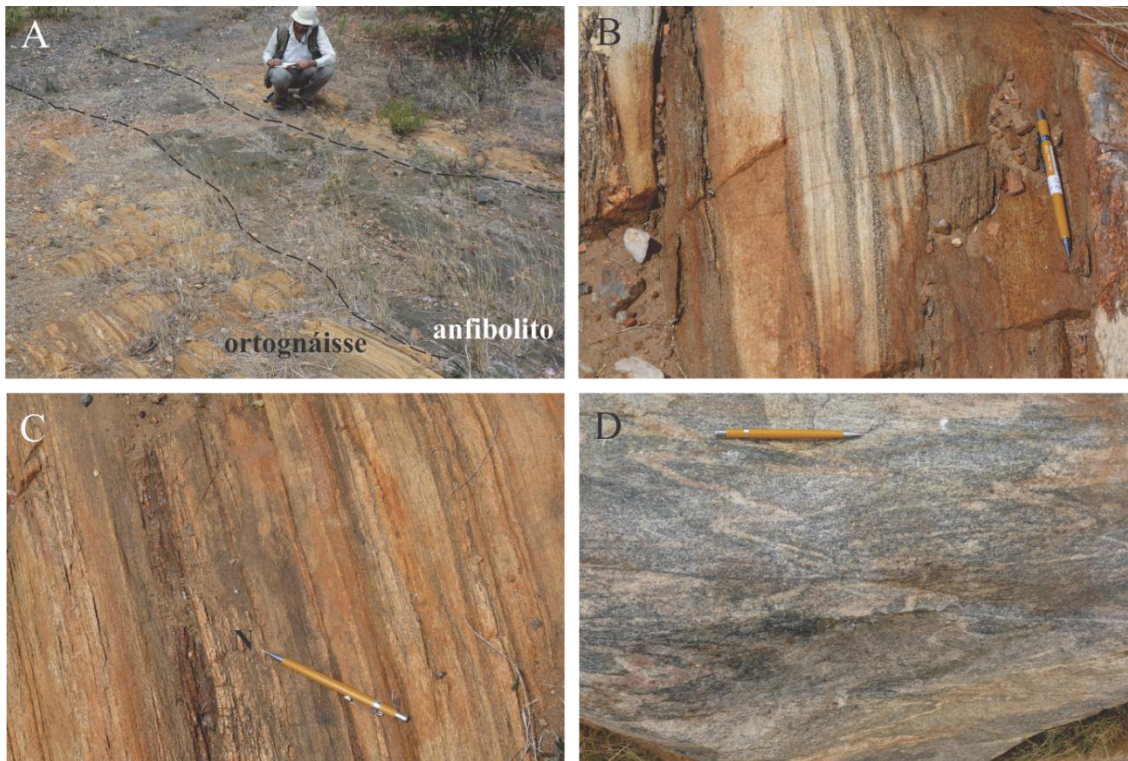


Figura 2. 2 - Feições macroscópicas de gnaisses e anfibolitos do embasamento (Complexo Caicó). Notar o bandamento gnássico típico com locais geração de dobras desarmônicas. Em (A) lente de anfibolito no embasamento. Em (B, C) detalhes litotipo do ortognáisse. Em (D) gnáisse dobrado.

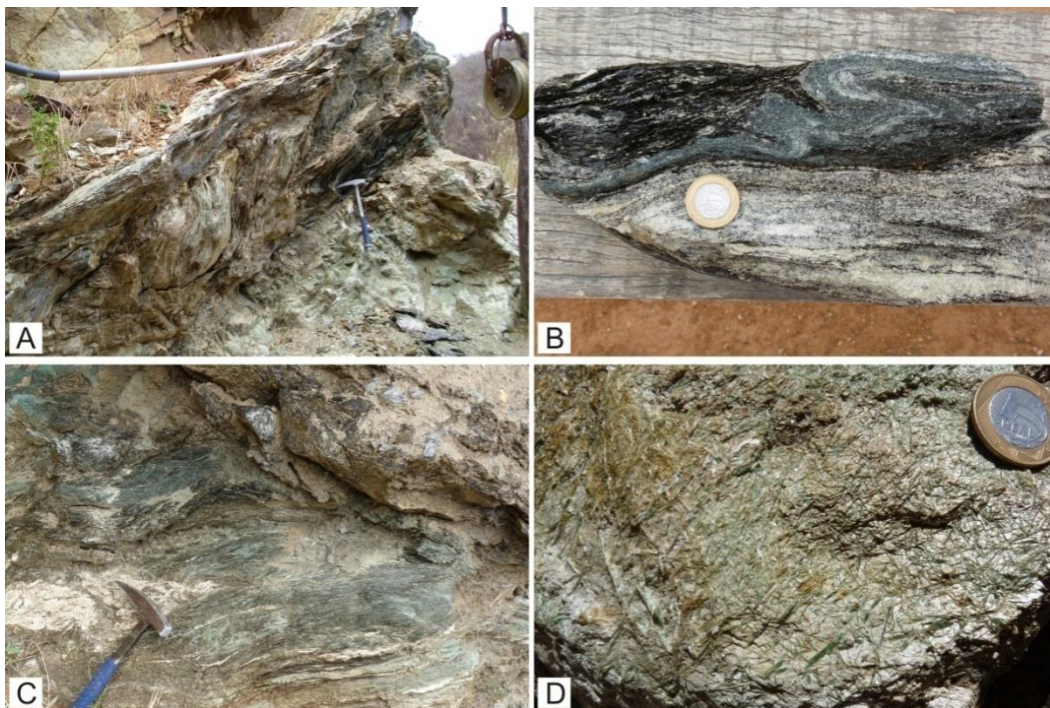


Figura 2. 3 – Rochas máfica-ultramáficas das principais frentes de lavras do depósito. (A) Corpo ultramáfico serpentizado e xistificado com gradação lateral talco-tremolita. (B) Rochas ultramáfica metasomatizada, bordejado por zona enriquecida por Mg-biotita, com dobras sobre a foliação do gnaisse encaixante. (C) Detalhe do tremolita xisto. (D) Detalhe do talco-tremolita xisto.



O contato entre os pegmatitos e as rochas ultramáficas é caracterizada por um zoneamento metassomático, individualizada por uma lente de flogopita xisto, bordejando diretamente a intrusiva ácida, em contato brusco. Entretanto é observado uma variação lateral, a partir do flogopita xisto para lentes irregularmente de tremolita-talco serpentinito, talco-serpentinito, tremolitito, tremolita biotita xistos (Figura 2.4). Nas lentes de flogopita xistos se desenvolveram as esmeraldas mais exuberantes.

As flogopitas são euedrais a subédrais, de grãos grossos, geralmente maiores do que 5 mm, orientadas preferencialmente paralelos aos planos de contatos da encaixante. As esmeraldas ocorrem concentradas nas lentes de flogopita xisto, dispersas em pequenos cristais em grande quantidade. São caracterizados por cristais de prismas hexagonais curtos, euedrais a subeudrais, moderadamente fraturados e cores que variam entre verde claro azulado a verde escuro azulado.

Levantamento geológico complementado com informações de furos de sondagem cedidos pela empresa de Mineração Vale Verde Ltda, nos permitiu elaborar uma seção geológica da frente de extração de esmeraldas (Figura 2.6). O corpo ultramáfico mais expressiva, localizado em frente em uma das principais frentes de lavra, tem cerca de 4 metros de espessura, entretanto testemunhos de sondagem revelaram a existência de corpos bem mais espessos.



Figura 2. 4 – Relações litológicas no contexto da Mina Bonfim. (A) Corpo intrusivo ácido boudinado, concordante com a foliação NE-SW com mergulho para NW, da rocha encaixante envelopado por lente de monomineralica de Mg-biotita (flogopitito). (B) Pegmatito centimétrico boudinado. (C) Corpos pegmatitos imbricados, seguindo a folheação da encaixante.

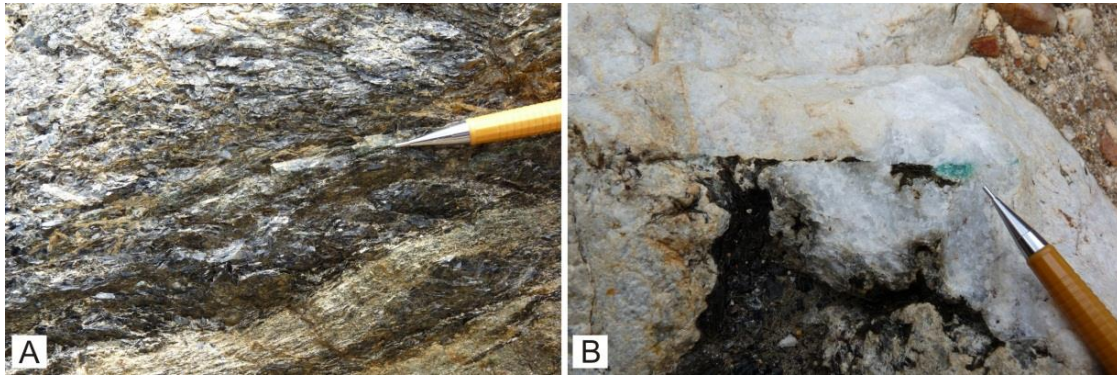


Figura 2. 5 – Associações litológicas e mineralização. (A) Esmeraldas inclusas na lente monominerálica em Mg-biotita. (B) Berilo de cor intensa com fratura no pegmatito.

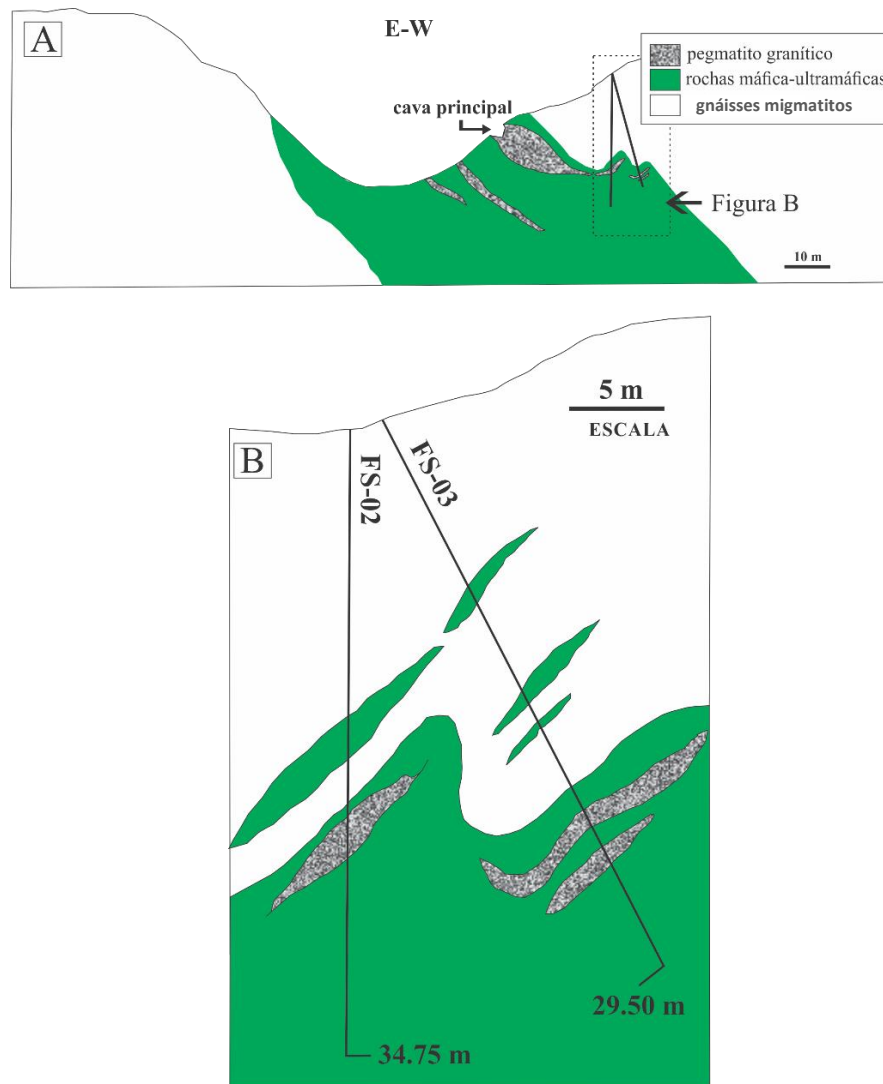


Figura 2. 6 – Seção Geológica no depósito de esmeralda Fazenda Bonfim, interpretada a partir de furos de sondagem. (A) Exibição de uma das principais cavas exploratórias. (B) Detalhe dos furos FS-02 e FS-03.



Nas principais frente de lavra, associado às rochas ultramáficas e hidrotermalitos portadores de esmeralda, foram reconhecidas estruturas fortemente penetrativas, com foliações paralelas a orientação regional, definidas pela orientação preferencial das flogopitas. Tais planos apresentam direção média de N035°E e mergulhos em torno de 42° predominantemente para NW (Figura 2.7). Para estes planos, as relações S/C sugerem uma cinemática dextral. Contidos nos planos de foliação foram observados lineações de crescimento mineral em esmeraldas. Estas estruturas possuem caimentos subhorizontais para SW com máximo concentração em N220°/10° (Figura 2.8). Eixos de dobras, medidos nas rochas máficas-ultramáficas, apresentam direções subparalelas às lineações de crescimento das esmeraldas, com direção geral N210° e média de concentração em N213°/30° e planos axiais com vergência para NW (Figura 2.9). A figura 2.10, ilustra as relações entre os elementos estruturais e cinemáticos observados nas frentes de lavras do depósito da Fazenda Bonfim.

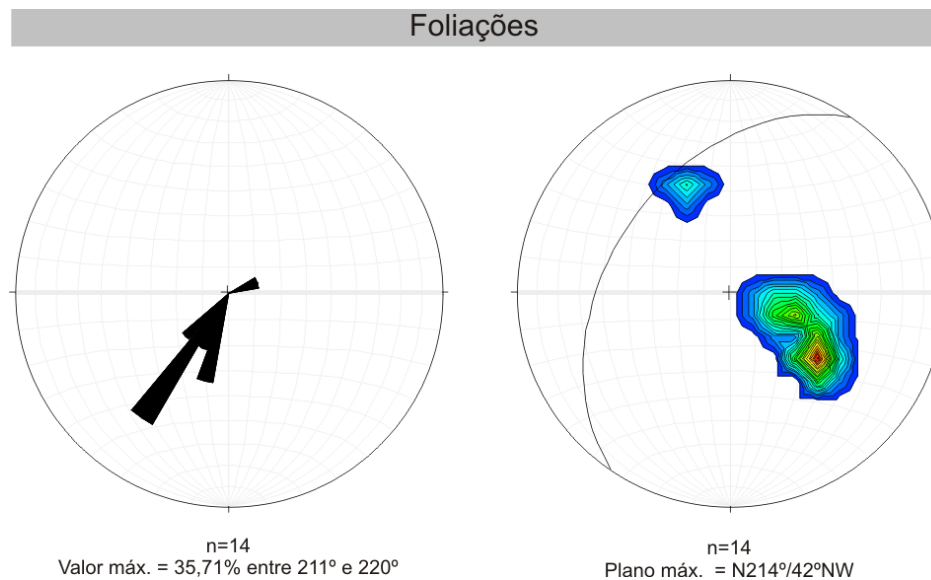


Figura 2. 7 - Diagramas em roseta e curvas de isodensidade de frequência polar das foliações, obtidas nas frentes de lavras do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim. Hemisfério inferior rede estereográfica igual-área Schmidt-Labert. *Software* por Allmendinger et al. (2013) e Cardozo & Allmendinger (2013).



Lineações de crescimento mineral

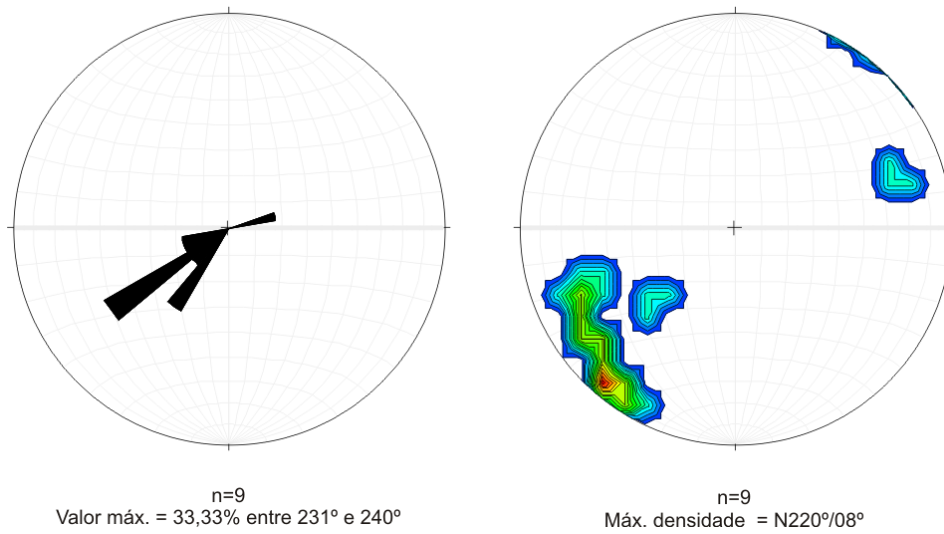


Figura 2. 8 - Diagramas em roseta e curvas de isodensidade de frequência polar para lineações de crescimento em esmeraldas, obtidas nas frentes de lavras do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim. Hemisfério inferior rede estereográfica igual-área Schmidt-Labert. *Software* por Allmendinger et al. (2013) e Cardozo & Allmendinger (2013).

Eixos de dobras

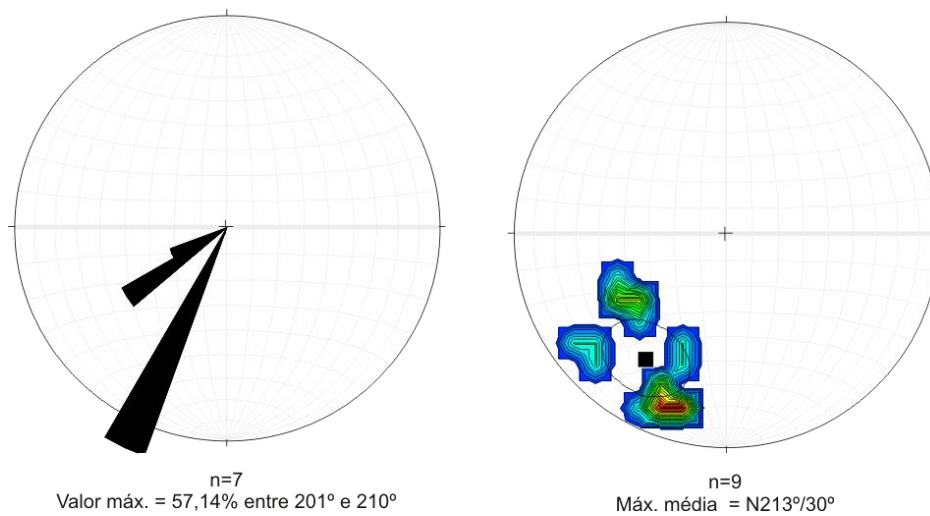


Figura 2. 9 - Diagramas em roseta e curvas de isodensidade de frequência polar para eixos de dobras, obtidas nas frentes de lavras do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim. Hemisfério inferior rede estereográfica igual-área Schmidt-Labert. *Software* por Allmendinger et al. (2013) e Cardozo & Allmendinger (2013).

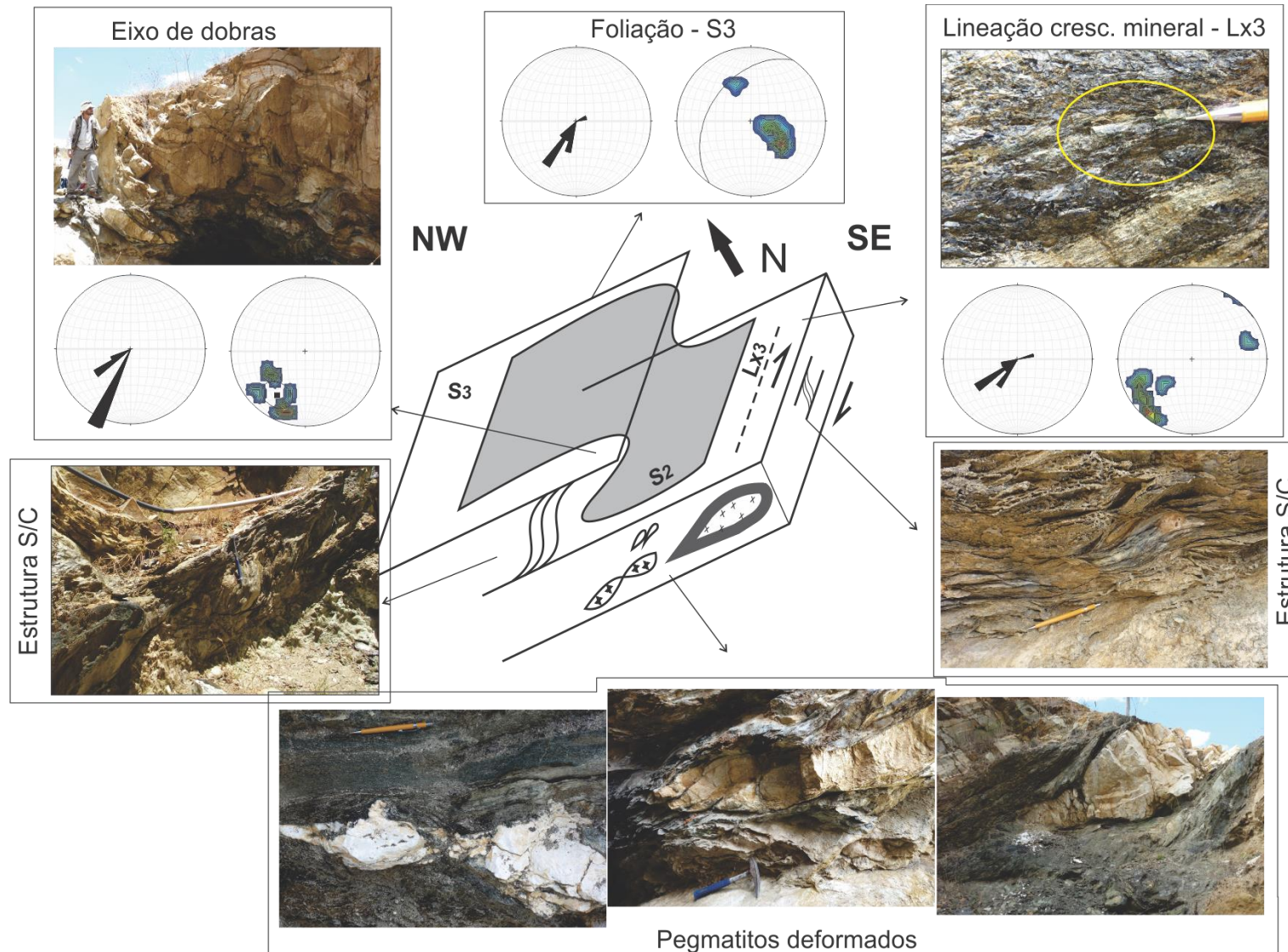


Figura 2. 10 – Modelo esquemático exibindo as relações dos elementos estruturais do depósito da Fazenda Bonfim.



2.1 PETROGRAFIA

2.1.1 Rochas Máfica-Ultramáficas e Hidrotermalitos com Esmeralda

As rochas máfico-ultramáficas foram afetadas por amplos processos metamórficos, hidrotermais e de intemperismo. A individualização a partir de proporções relativas das fases secundárias é comportado principalmente pelo processo metassomático. A variação destas fases minerais é determinante para separação de diferentes faciologias, que podem definir diferentes tipologias de zonas metassomáticas, embora aqui, não se esteja tratando de um único perfil de transformação metassomática. Foram reconhecidas as seguintes variações, a partir das rochas ultramáficas e chegando a hidrotermalitos com mineralização: tremolita-talco serpentinito, talco serpentinito, tremolítico e actinolita-biotita xisto.

- **Talco-serpentinito** possui textura inequigranular, de granulação fina, composto predominantemente por serpentina fibrosa, em arranjo entrelaçado, com frequente olivina reliquiar associado com talco (Figura 2.11 A). Por vezes cristais de talco apresentam cloritização nas bordas. Esta rocha apresenta constituintes variáveis de cromita e traços de magnetita, pirita e ilmenita, e isolados de garnierita. A serpentina compõe a principal fase, em quantidades que variam em torno de 65 % a 80 %, formado predominantemente por pelos grupos antigorita e crisólita. Associado aos cristais fibrosos da massa de serpentina são observados frequentemente cristais reliquiar de olivina com tamanho de cerca de 1,2 mm (Figura 2.11 B). Pseudomorfos associados à matriz talco serpentinitica ocorrem associados com concentrações de magnetita, o que pode indicar se tratar de restos de piroxênios (Figura 2.11 C). O talco possui concentrações entre 15 % a 35%, disperso na matriz em agregados com tamanhos médios de 0,2 mm, porém são observados grãos com tamanhos de até 2,2 mm. A clorita normalmente não ultrapassa 5 % e ocorre principalmente bordejando o talco. A cromita ocorre dispersa na rocha forma concentrações de até 5%, comumente como grãos hipodiomórficos e corroídos em substituição do talco (Figura 2.11 D). A pirita ocorre sempre como traço, dispersa na matriz e associada nos planos de clivagem do talco e/ou preenchendo microvenulações (Figura 2.11 D-E). Localmente, são observados cristais xenomórfico de garnierita na matriz, indicando que o elemento Ni pode ter adotado o papel do elemento Mg em algumas olivinas (Figura 2.11 F).
- **Tremolita-talco serpentinito** apresenta textura inequigranular, granulação fina, composto predominantemente por serpentina fibrosa, em arranjo entrelaçado, associada uma matriz talcosa mais fina, associado a cristais aciculares de tremolita (Figura 2.12 A). Nota-se a presença de minerais relictos de olivina, envolvido pela serpentina, em associação com grãos de magnetita hipodiomórfico intersticiais. A cromita ocorre disseminada na matriz,



caracterizando único mineral ígneo primário preservado (Figura 2.12 B). A serpentina possui concentração que varia em torno de 40 % e formam pseudomorfos de olivinas de até 4,0 mm (Figura 2.12 C). Os cristais de talco apresentam concentrações de 25 %, são hipodiomórfico, com tamanhos predominantes de 0,4 mm, mas podendo alcançar até 0,7 mm (Figura 2.12 D-E). Algumas pseudoformas sugere piroxênio desestabilizado. A tremolita ocorre como cristais idiomórficos a hipodiomórficos em concentração em torno de 30 %, exibindo hábito prismático alongado, tamanho entre 0,2 mm e 1,5 mm, associado comumente com o talco (Figura 2.12 F). Nota-se a presença de garnierita xenomórfica isoladas. A magnetita ocorre disseminada na matriz, em concentrações menores do que 2 %, são xenomórficas e apresentam aspectos corroídos e tamanhos entre 0,2 mm e 0,4 mm, localmente associado com pirita. A pirita ocorre associada com ilmenita intersticial à matriz, como nos planos de clivagem do talco. Calcopirita e ilmenita ocorrem como traços dispersos na matriz da rocha.

- **Tremolito a Biotita tremolito** apresenta um mosaico bem orientado, com textura nematoblástica e lepidoblástica composto por uma matriz fina de cristais de tremolita, em prismas alongados aciculares, com dimensões até 6,0 mm. Presença de biotitas intersticiais a matriz, produtos da destabilização dos anfibólios. Raros grânulos, muito finos de opacos ocorrem disseminados na matriz. A tremolita compõe até 90 % da rocha, são idiomórficas, com tamanhos que variam de 0,1 mm a 1,0 mm, localmente ocorre como prismas alongados que alcançam até 1,6 mm. A biotita ocorre como lamelas bem orientada, idiomórfica, em contato reto com a matriz anfibolítica. A magnetita ocorre como traços, dispersos na matriz. Observa-se ainda, cristais idiomórficos pouco a moderadamente fraturados de esmeralda, exibindo hábitos hexagonais, com tamanho em torno de 0,4 mm.
- **Tremolita biotita xistos** apresentam estrutura xistosa, totalmente anisotrópica com foliação marcante e dobrada, composta por textura inequigranular e lepidonematoblástica em equilíbrio com porções sub-granoblástica poligonal, constituídas 3por plagioclásio (Figura 2.13). Na matriz ocorre porfiroblastos de tremolita orientadas conforme plano de foliação, formando sombra de pressão, inclusive acompanhando as dobras (Figura 2.13 E). Associações minerais ocorrem, localmente, formando microbandas composta por biotita + tremolita + berilo (esmeralda) e albita (Figura 2.13 B-C); e bandas compostas por biotita e tremolitas. Os berilos cresceram ortogonalmente a, subordinadamente, paralelos aos planos de foliação, comumente associado com biotita. A biotita ocupa cerca de 20 % a 80 % do volume da rocha, possui cores que variam de castanho a amarelo, apresentam como cristais hipidiomórficos com tamanhos entre 0,2 mm e 4,0 mm. A tremolita ocupa cerca de 40 % do volume da rocha, são hipidiomórficos a idiomórficas com tamanhos entre 0,1 mm e 0,9 mm, apresentam inclusões de opacos. Albita compõe cerca de 3% do volume da rocha, ocorre orientada e deformada, xenomórfica, incolores e tamanhos entre 0,4 mm e 1,2 mm. Exibem



arranjo sub-poligonizado, cujos contatos não raramente formam ângulos perto de 120° com outros cristais de albita, além de inclusões de zircão e apatita. A esmeralda ocupa cerca de 1% do volume da rocha, possui tamanhos entre 0,4 mm e 3,0 mm, formam cristais idiomórficos a subordinadamente hipidiomórficos, comumente fraturados (Figura 2.13 F).

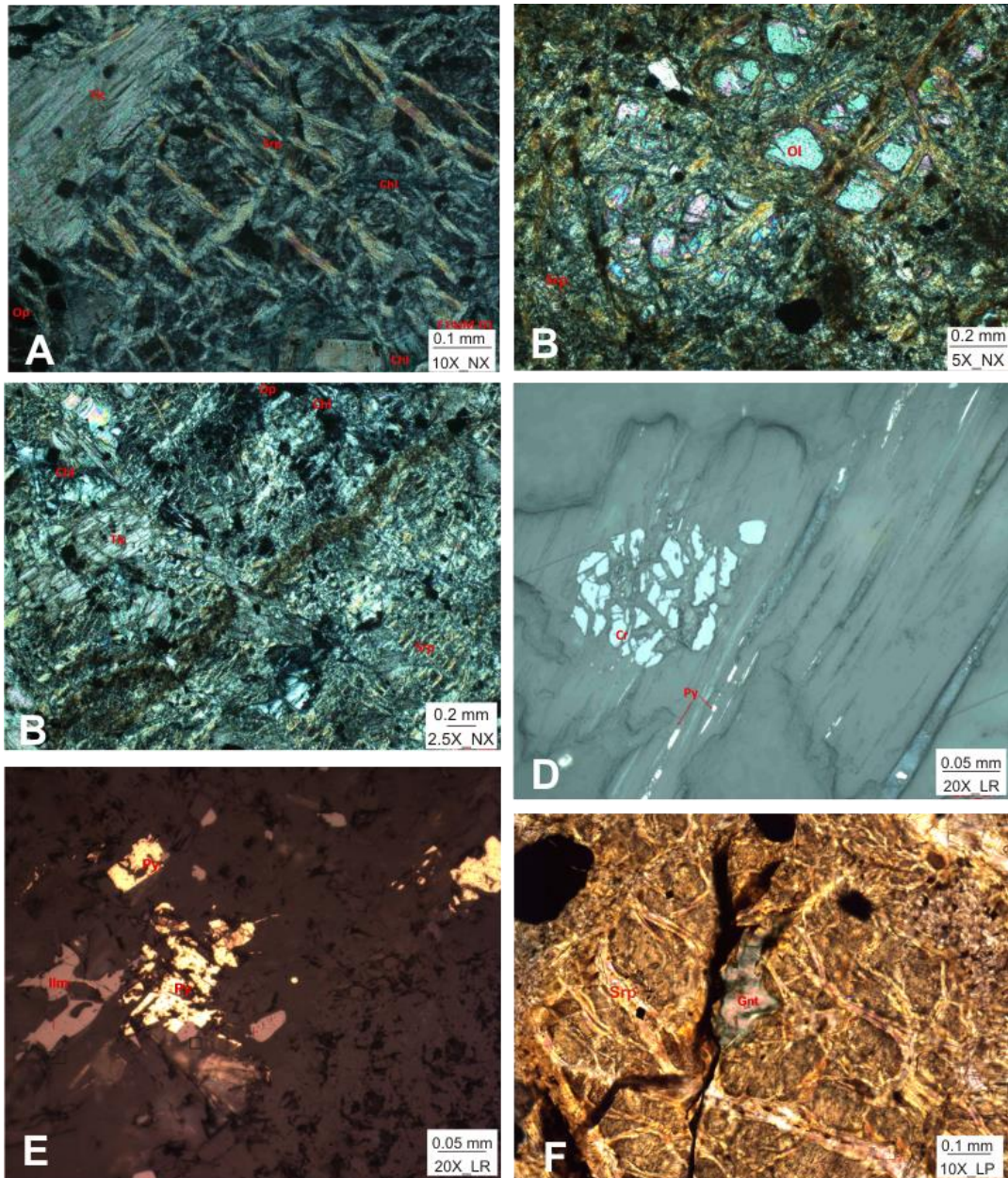


Figura 2. 11 – Fotomicrografias do talco serpentinito. (A) Talco na matriz de serpentina. (B) Relictos de olivina na matriz serpentinizada. (C) Matriz formada por serpentina, talco e clorita. (D) Cromita corroída e pirita ao longo do plano de clivagem de talco. (E) Pirita em contato com a ilmenita associada à matriz talcosa. (F) Garnierita isolada na matriz serpentinitica. Legenda: NX = nicóis cruzados, LP = Luz plana, Chl= clorita, Cr = cromita, Mt= magnetita, Srp=serpentina, Tic= talco e Py = pirita

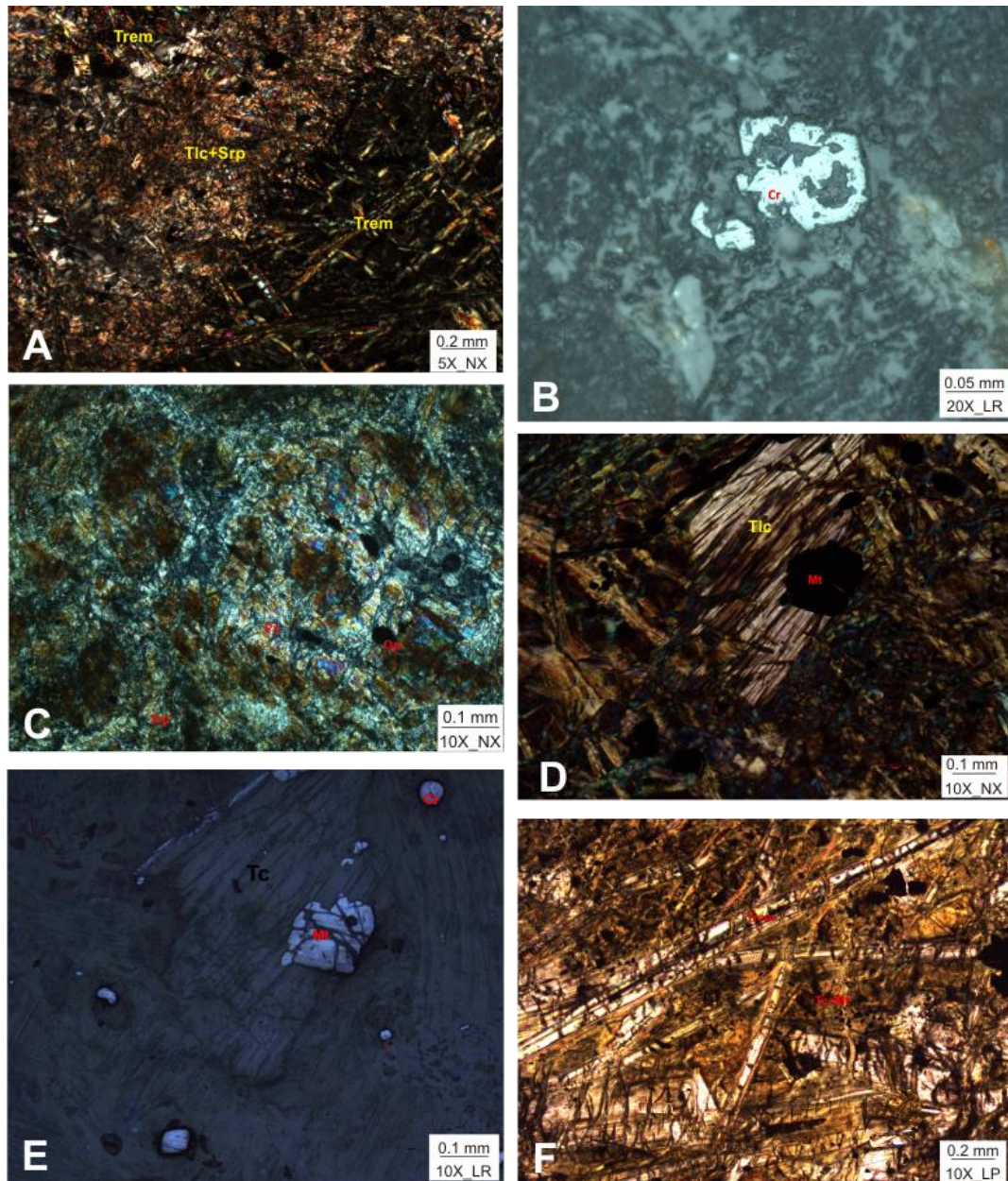


Figura 2. 12 – Fotomicrografias do tremolita talco-serpentina. (A) Matriz talcosa em contato com serpentina e tremolita acicular. (B) Cromita euédrica com aspecto corroído. (C) Relictos de olivina na matriz serpentizada. (D e E) Pórfiro de talco associado com magnetita. (F) Tremolita acicular associado com magnetita intersticial. Legenda: NX = nicóis cruzados, LP = Luz plana, Chl= clorita, Cr = cromita, Mt= magnetita, Ol=olivina, Op = opaco, Srp=serpentina, Tlc= talco, Trem =tremolita e Px = piroxênio.

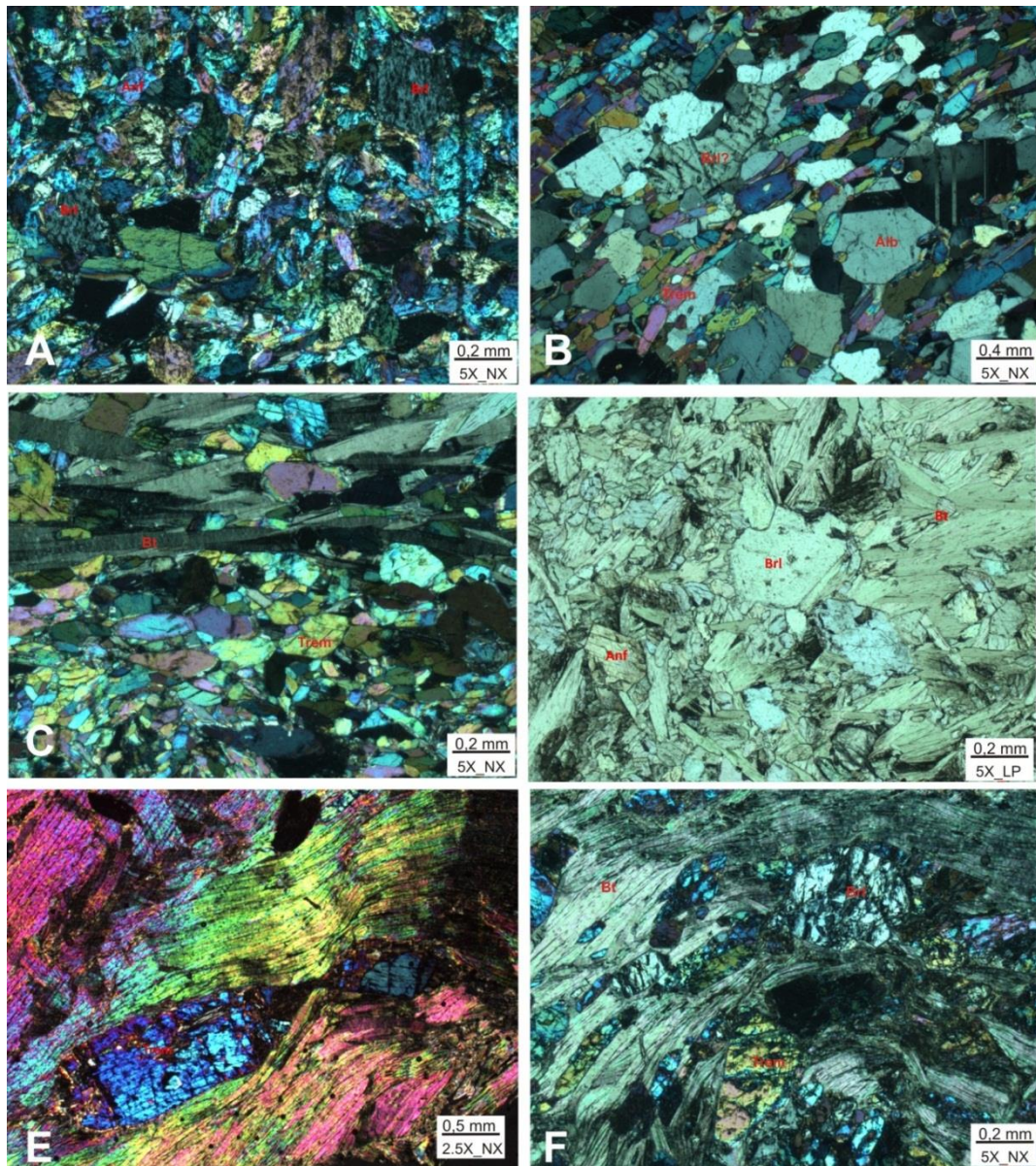


Figura 2. 13 – Fotomicrografias do Tremolita biotita xisto com esmeralda. (A) Berilo na matriz do tremolito. (B) Microbandamento de albita e tremolita. (C) Textura lepidonefoblástica definindo o microbandamento de tremolita e biotita. (E) Pórfiroblasto de tremolita com sombra de pressão, paralelos ao plano de foliação. (F) Pórfiro de berilo em contato associado com biotita. Legenda: LP = luz paralela, NX = nicóis cruzados, Alb=albita, Bt = biotita, Brl=berilo e Trem = tremolita.

2.1.2 Rochas Ácidas Intrusivas

As rochas ácidas intrusivas analisadas são caracterizadas por granitos leucocráticos de textura saracoidal, ricos em plagioclásio sódico com variação principalmente a partir do conteúdo de quartzo e enriquecidos em berilo.



- **Berilo (Quartzo-) Albitito a Leucotonalito** - são formados por um mosaico de textura hipidiomórfica inequigranular, localmente granoblástica, por vezes com grãos euédricos albita, que variam entre 0,2 e 3,6 mm, e tamanhos médios em torno de 2,0 mm, compondo de 80 a 90% do volume da rocha (Figura 2.14 A). Apresentam geminação albita e subordinadamente, albita-carlbada, localmente em cunha ou dobrado. A muscovita ocorre como palhetas dispersas, subédricas, com tamanhos entre 0,8 e 1,6 mm, com concentrações que variam de traço a 20% da rocha. O berilo compõe cerca de 10 a 15% da rocha, ocorre disperso na matriz como pórfiros de até 10 mm, subédricos a euédricos fraturados, com inclusões de plagioclásio e muscovita (Figura 2.14 B - D). Exibem contatos irregulares a interlombados com os cristais de plagioclásio. A apatita ocorre como traços inclusos nos plagioclásios. Localmente, ocorre um enriquecimento de aglomerados de quartzo, com tamanho em torno de 4 mm, chegando a compor em torno de 40% da rocha, apresentando formas bastantes irregulares e contatos irregulares com plagioclásio, formando uma rocha de composição tonalítica.

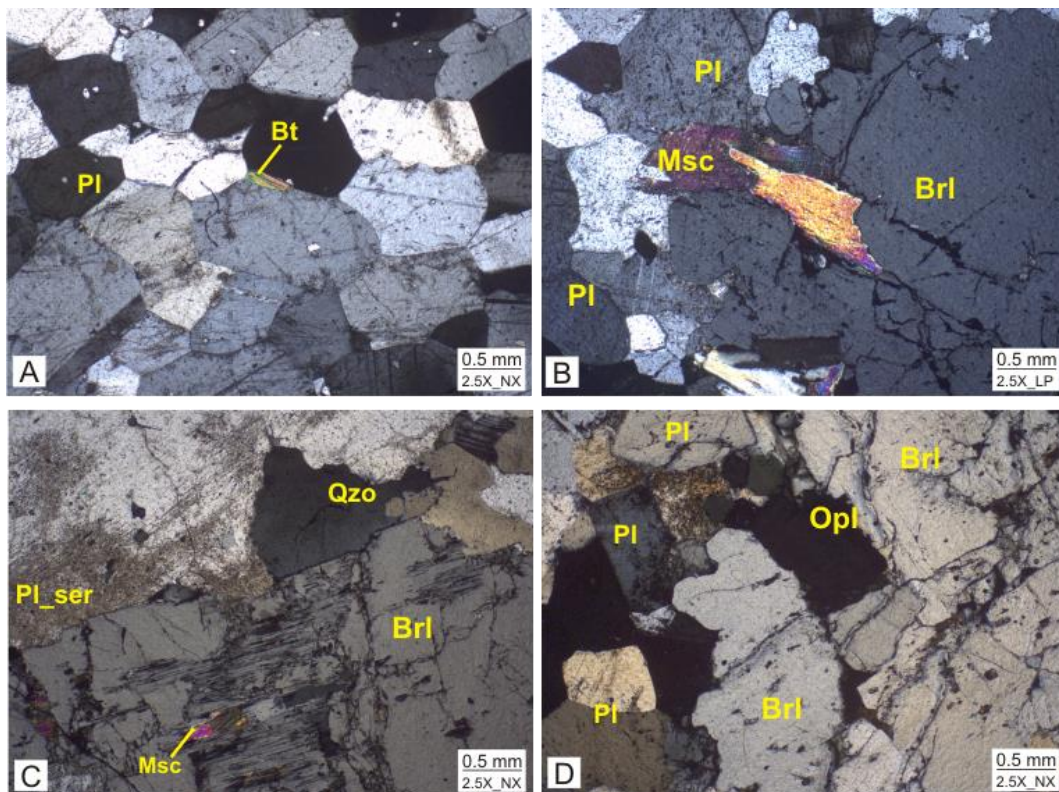


Figura 2. 14 – Fotomicrografias leucogranito. (A) Mosaico granoblástico de plagioclásio. (B) Berilo fraturado em contatos irregulares e reentrantes com cristais de plagioclásio em associado com palhetas de muscovita. (C) Detalhe de berilo com inclusões de plagioclásio e micas em contato transversal com cristais de plagioclásio sericitizado e quartzo. (D) Pórfiro de berilo fraturado..
Legenda: NX = nicóis cruzados, LP = Luz plana, Pl = plagioclásio, Pl_ser = plagioclásio sericitizado, Brl = berilo, Qzo = quartzo e Msc = muscovita.



2.2 LITOGEOQUÍMICA

2.2.1 Rochas ultramáficas

As análises químicas de rocha total foram realizadas em amostras obtidas em testemunhos de furos de sondagem em profundidade superior a 25 m, como tentativa de minimizar os efeitos do intemperismo. Todas as amostras exibem intensa atuação de serpentinização, fazendo coexistir minerais do grupo das serpentinas e uma associação mineral caracterizada por talco, anfíbio fibroso, cloritas, cromita e magnetita, conforme apresentado no estudo das lâminas petrográficas. Foram realizadas análises químicas multielementares em rocha total para 6 amostras. Os resultados obtidos estão na Tabela 2.1. A serpentinização pode ser explicada pela introdução de OH nas rochas ultramáficas, entretanto as rochas associadas ao depósito estão amplamente afetadas por intrusões ácidas, de elevado grau de contraste químico global, favorecendo a atuação de processos metassomáticos, resultando um arranjo geométrico simples de zonas minerais ao longo dos contatos. Desta maneira, devido a modificação da composição química global, não foram utilizados diagramas de classificação.

As composições químicas dos elementos maiores exibem pequenas variações, com teores de SiO_2 entre 36 - 42 wt.%, evidenciando natureza ultrabásica. Outros valores obtidos foram: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.2 - 2.5$ wt.%, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7.53 - 8.76$ wt.%, $\text{MgO} = 31.30 - 36.10$ wt.%, conteúdos de TiO_2 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , $\text{P}_2\text{O}_5 < 1$ wt.% e altos valores de $\text{LOI} = 13.40$ a 16.40 wt.%. Estas rochas apresentam valores de $\text{Ni} = 2055 - 2436$ ppm e altos teores de $\text{Cr} = 6047 - 6539$ ppm.

Os elementos traços quando comparados em relação ao manto primitivo, exibem depletação em elementos incompatíveis (Sr, Ti, Zr, Y e ETR), porém enriquecidos em Cs, Rb, Nb, U, La, Ta (Figura 2.15). Enquanto que o padrão de distribuição de Elementos Terras Raras (ETR) exhibe concentrações $\text{ETR} > 1$, cujos valores estão aproximadamente entre 1 e 10 em relação ao condrito, com exceção da amostra JAQ5, que apresentam $\text{ETR} < 1$, conforme exibido na Figura 2.16. Estas rochas apresentam padrões caracterizados por baixo fracionamento em relação ao condrito com $\text{Ce} + \text{Yb}_{(N)} = 0.74 - 4.53$, padrões de distribuição com fracionamento suave tanto para os ETRL $\text{La}/\text{Sm}_{(N)} = 1.03 - 3.43$, quanto para os ETRP com $\text{Gd}/\text{Yb}_{(N)} = 0.60 - 2.00$, além de anomalia negativa Eu com $\text{Eu}/\text{Eu}^* \text{ entre } 0.31 - 0.41$.

As amostras JAQ1, JAQ3, JAQ4 E JAQ5 apresentam assinaturas com leve concavidade para cima, com Elementos Terras Raras Médios (ETRM) relativamente menores, indicando um suave enriquecimento dos ETRL em relação com ETRP, enquanto que as amostras JAQ2 e JAQ7 desviam um pouco deste padrão. As amostras JAQ1, JAQ3, JAQ4 e JAQ5 apresentam razões $\text{La}/\text{Yb}_{(N)}$ entre 3.15 e 4.10, $\text{La}/\text{Sm}_{(N)}$ entre 1.30 e 3.43 e $\square\text{ETRL}/\square\text{ETRP}_{(N)}$ entre 1.60 e 2.55. A amostra JAQ2 apresenta relação inversa, com $\text{La}/\text{Yb}_{(N)}$ igual a 0.67, $\text{La}/\text{Sm}_{(N)}$ igual a 1.03 e $\square\text{ETRL}/\square\text{ETRP}_{(N)}$ igual a



0.49 enquanto que a amostra JAQ7 apresenta $La/Yb_{(N)} = 1.23$, $La/Sm_{(N)} = 1.35$ e $\square ETRL/\square ETRP_{(N)} = 0.65$.

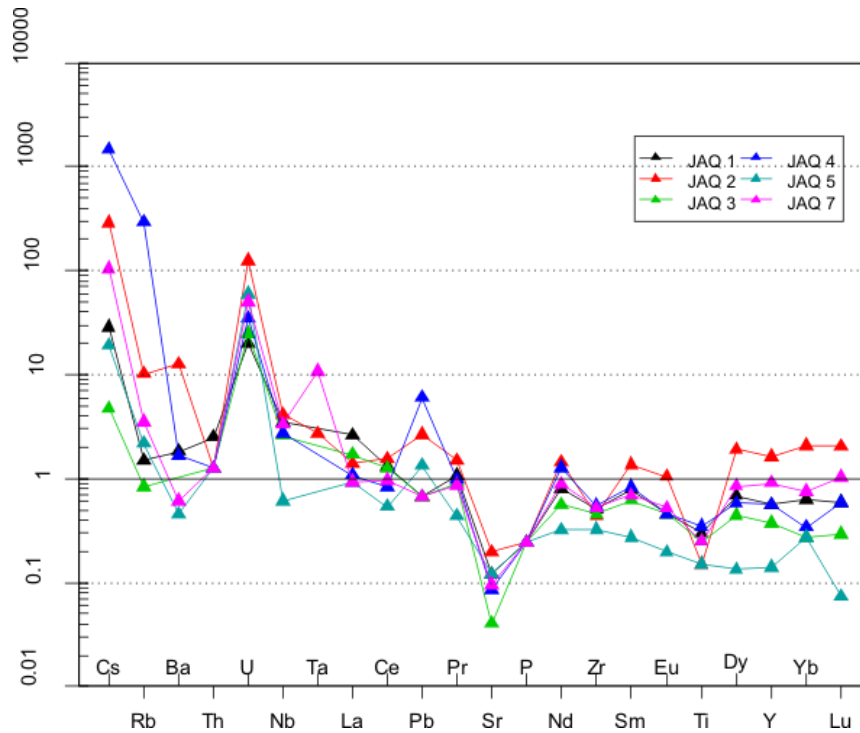


Figura 2. 15 - Padrão de elementos traços normalizados segundo dados do manto primitivo (McDonough and Sun, 1995).

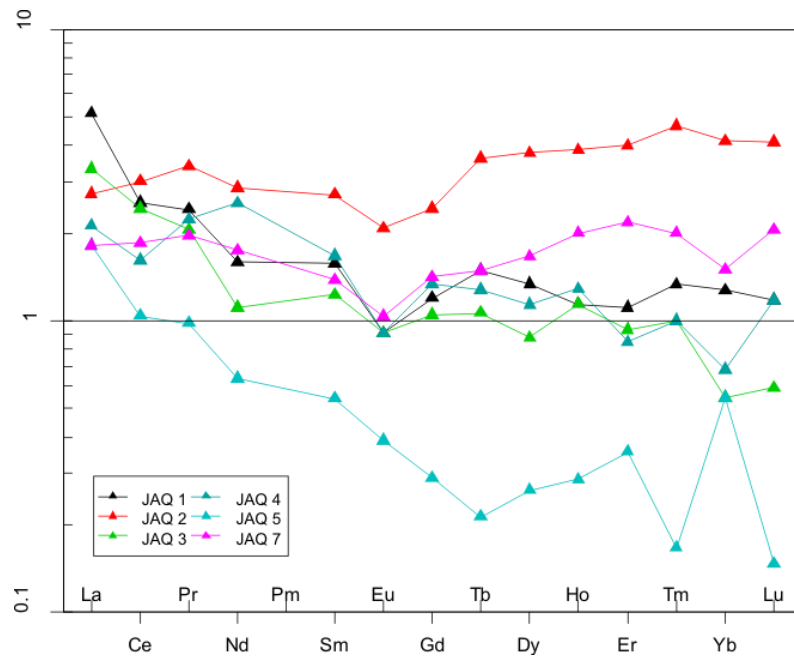


Figura 2. 16 - Padrão de elementos terras raras normalizados segundo dados de Nakamura (1974).



2.2.2 Rochas Intrusivas Ácidas

As análises químicas de rocha total foram realizadas em amostras de mão obtidas em frente de lavras (prefixo "JM") e amostras obtidas em testemunhos de furos de sondagem (prefixo "JAQ"). Foram realizadas análises químicas multielementares em rocha total para cinco amostras. Os resultados obtidos estão na Tabela 2.1.

Os pegmatitos apresentam composições químicas distintas devido à proporção oscilatória entre quartzo e plagioclásio. Nas amostras JM-11A, JM-12, JAQ6 (representantes da principal fácies petrográfica) os conteúdos são: $\text{SiO}_2 = 74 - 75 \text{ wt.}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14 - 15 \text{ wt.}\%$, $\text{CaO} = 1.7 - 1.85 \text{ wt.}\%$ e $\text{Na}_2\text{O} = 6.58 - 6.68\%$, com conteúdos de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, MnO , MgO , K_2O , P_2O_5 e $\text{LOI} < 1 \text{ wt.}\%$, além de altos conteúdos de Sr, Ta, Nb, U, Zr e baixos Be, Th e ETR. Por outro lado, as amostras JM-10 e JAQ-8 (representantes das fácies ricas em plagioclásio) possuem conteúdos de $\text{SiO}_2 = 62 - 62.45 \text{ wt.}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 23 - 24 \text{ wt.}\%$, $\text{CaO} = 4.7 \text{ wt.}\%$ e $\text{Na}_2\text{O} = 8.1 - 8.6 \text{ wt.}\%$, com conteúdos de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, MnO , MgO , K_2O , P_2O_5 e $\text{LOI} < 1 \text{ wt.}\%$ e altos conteúdos de Be, Sr, Th e baixo de Ta, Nb, U, Zr e ETR. Para ambas as fácies petrográficas os conteúdos de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7 - 9 \text{ wt.}\%$) indicam um caráter peraluminoso (Figura 2.17).

Devemos considerar que as amostras JM-11A, JM-12, JAQ6 representam facies ígneas, enquanto que as amostras JM-10 e JAQ-8 refletiriam facies de cumulados de plagioclásio, presentes nas porções mais centrais dos pegmatitos. Esses último conjunto não representa, portanto, líquidos ígneos.

Aplicando o diagrama de Debon & Le Fort (1983), nota-se que as amostras JM-11A, JM-12, JAQ6 se agrupam no campo dos tonalitos (Figura 2.18), o que estaria em acordo com as observações petrográficas. Por outro lado, as amostras JM-10 e JAQ-8 tem suas composições químicas totais afinadas à composição de um plagioclásio, ou seja, com conteúdos similares de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO e Na_2O similares à análise de um plagioclásio obtido de um oligoclásio pegmatito (Deer et al. 2013).

A Figura 2.17 (b) exibe a distribuição dos elementos traços em diagrama multielementar, normalizado à crosta continental superior (Taylor & McLennan 1995). Neste diagrama, observa-se que as amostras JM11A, JM12 e JAQ6 são marcadas por anomalias positivas de Cs, U, Nb, Hf e Eu e negativas de Ba, K, Ce, Nd, Ti e Sm. Enquanto que as amostras JM10 e JAQ8 apresentam anomalias positivas de Cs, Th, Ta, La, Sr, Hf e Eu e anomalias negativas de Ba, Nb, Ce, Nd, Sm e Ti. As anomalias positivas de Sr nas amostras representativas do fácies rica em plagioclásio, indicam que este elemento pode está substituindo o Ca nos plagioclásio, embora também possam estar contido na apatita de ambas as fácies. As concentrações de Sr é de 476 e 495 ppm no fácies ricas em plagioclásio e variam entre 113 a 139 ppm no fácies mais silicosa. O grupo de composição mais ácidas ($>74 \text{ wt.}\%$) possuem anomalias positivas de Nb, com concentrações entre 76 a 278 ppm. Essa característica sugere a presença de columbita-tantalita como minerais acessórios nessas rochas.

O diagrama de distribuição dos elementos terras raras (ETR), normalizado ao condrito de Nakamura (1974) é exibido na Figura 2.17 (c). Os padrões de ETR são caracterizados por baixo



conteúdos de LREE ($La + Ce = 2 - 4$) e relativa depletação de HREE ($Tm + Yb = 0.6 - 1.2$) em relação ao condrito. O padrão de distribuição dos ETR apresentam ligeiro fracionamento para o grupo ETRL com $(La/Sm)_N = 1.33 - 1.48$ e uma tendência a ausência de fracionamento para o grupo ETRP com $(Gd/Yb)_N = 0.73 - 1.05$, separados por uma anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1.25 - 0.89$), a qual está associada ao elevado volume de feldspatos na rocha. O padrão de distribuição dos ETR exibe forte fracionamento dos ETRL com $(La/Sm)_N = 15.92 - 20.91$, também separados por forte anomalia positiva de EU com $(Eu/Eu^* = 2.45 - 2.47)$. No entanto, nesta fácies da rocha o conteúdo do grupo ETRP estão abaixo de 0.01ppm.

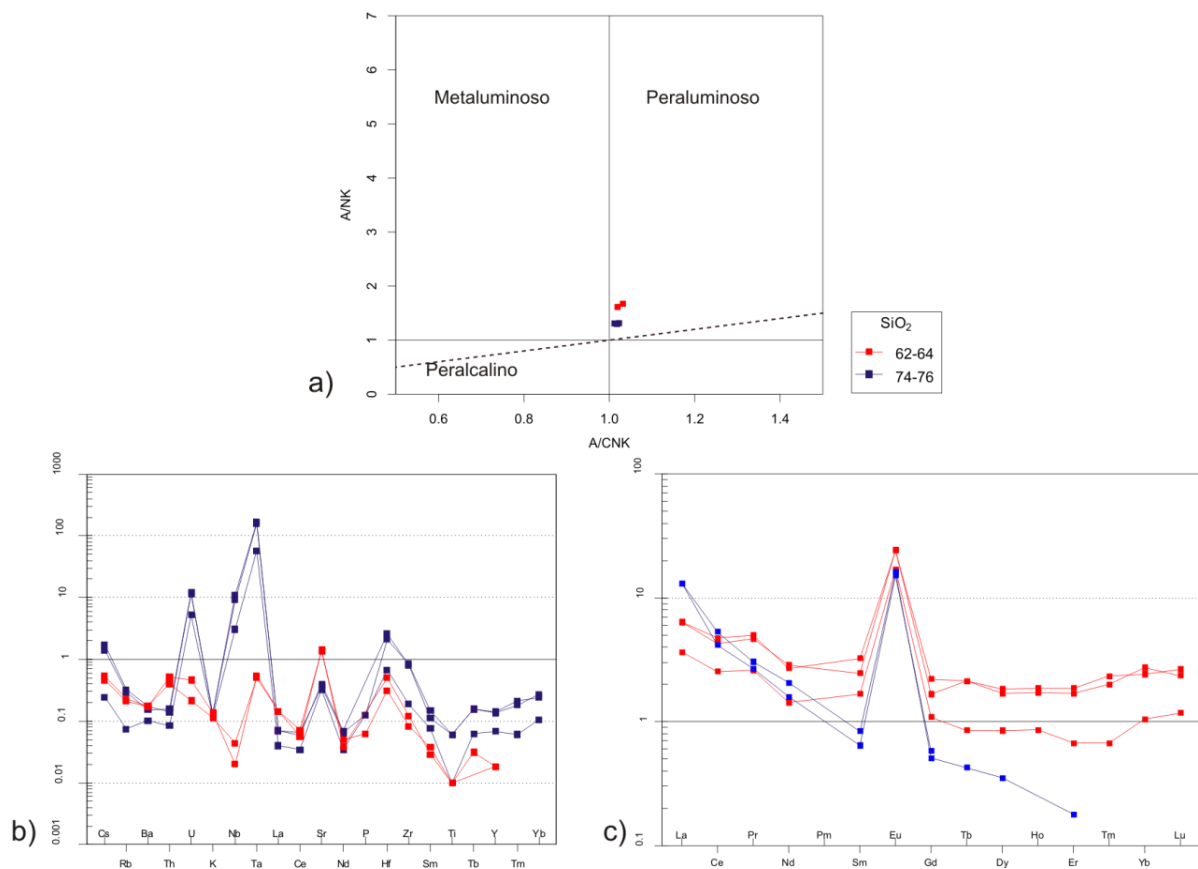


Figura 2. 17 – Diagramas litogeoquímica dos pegmatitos (a) Caráter peraluminoso das rochas pelo diagrama de proporções molares de $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ versus Al_2O_3/Na_2O+K_2O (Shand, 1943). Em (b) diagrama multielementos normalizados à crosta continental superior (Taylor & McLennan 1995) e (c) diagrama spider de elementos terras-raras normalizado a condrito (Nakamura 1974).



Judiron Santos Santiago

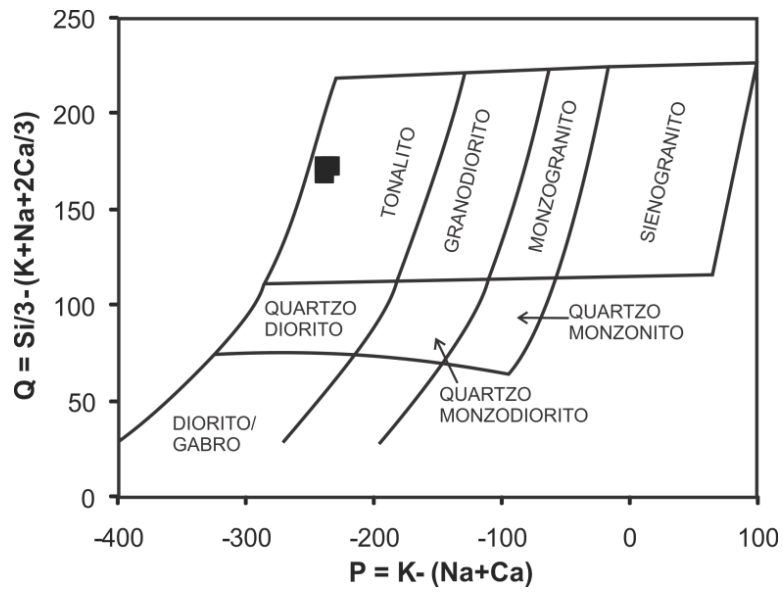


Figura 2. 18 – Classificação química dos pegmatitos ígneos (Debon & Le Fort, 1983).



Tabela 2. 1 – Resultados das análises litogeoquímicas, para elementos maiores, menores e traços dos pegmatitos e rochas ultramáficas associadas a mineralização de esmeralda da Fazenda Bonfim.

	Pegmatitos					Rochas Ultramáficas						
	JM 11A	JM 12	JAQ 6	JM 10	JAQ 8	JAQ 1	JAQ 2	JAQ 3	JAQ 4	JAQ 5	JAQ 7	
SiO ₂	75.05	74.62	74.77	62.45	62.08	SiO ₂	40.16	41.88	37.84	40.02	36.37	40.64
TiO ₂	<0.01	0.03	0.03	<0.01	<0.01	TiO ₂	0.06	0.03	0.05	0.07	0.03	0.05
Al ₂ O ₃	14.83	14.94	14.86	23.06	23.69	Al ₂ O ₃	2.27	1.48	1.74	2.52	1.18	1.6
Fe ₂ O ₃	0.08	0.36	0.47	0.06	0.09	Fe ₂ O ₃	8.14	8.13	7.95	7.78	7.53	8.76
MnO	<0.01	0.02	0.01	<0.01	<0.01	MnO	0.1	0.17	0.1	0.08	0.1	0.08
MgO	<0.01	0.07	0.35	0.08	0.1	MgO	32.76	31.3	34.56	32.99	36.1	32.64
CaO	1.73	1.84	1.77	4.71	4.71	CaO	0.02	0.18	0.03	0.02	0.47	0.01
Na ₂ O	6.68	6.65	6.58	8.13	8.62	Na ₂ O	<0.01	0.03	<0.01	0.07	<0.01	<0.01
K ₂ O	0.4	0.44	0.45	0.38	0.46	K ₂ O	0.01	0.03	<0.01	1.32	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.02	<0.01	0.01	<0.01	P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P.F.	1	0.7	0.5	0.8	0.4	P.F.	14.8	15.1	16	13.4	16.4	14.5
Sum	99.78	99.69	99.78	99.71	99.79	Sum	99.47	99.47	99.43	99.45	99.41	99.46
Be	99	88	136	277	298	Be	3	15	-	3	-	4
Rb	8.3	32.5	36.4	23.5	25.3	Rb	0.9	6.1	0.5	174.8	1.3	2.1
Cs	0.9	5.2	6.4	1.7	2	Cs	0.6	6.1	0.1	30.7	0.4	2.2
Ba	56	84	95	95	97	Ba	12	83	-	11	3	4
Sr	113.1	127.1	139.3	476.3	495.2	Sr	2.4	3.9	0.8	1.7	2.4	1.9
Ga	45	45.8	54.5	34.1	37.9	Ga	3	3.5	2.3	3.4	1.9	2.4
V	15	10	8	30	8	V	46	40	40	49	29	37
Ta	125.9	349.2	368.8	1.1	1.2	Ta	-	0.1	-	-	-	0.4
Nb	76.5	230.9	277.6	1.1	0.5	Nb	2.3	2.7	1.7	1.8	0.4	2.2
Th	0.9	1.7	1.5	4.3	5.5	Th	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
U	14.7	33.9	32.5	0.6	1.3	U	0.4	2.5	0.5	0.7	1.2	1
Zr	35.9	162.3	153.4	15.7	22.9	Zr	5.4	4.6	4.8	5.8	3.4	5.5
Hf	3.9	12.3	15	1.8	2.9	Hf	0.1	0.2	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
Y	1.5	3.1	3	0.4	0.4	Y	2.4	7	1.6	2.4	0.6	3.9
Sc	-	-	-	-	-	Sc	7	4	6	7	4	6
Ni	0.4	1.8	2	5.7	5.1	Ni	2062.8	2183.5	2054.8	2436.1	2283.2	2235.9
Cr	-	-	-	-	-	Cr	6101.28	6176.52	6046.56	6484.32	6539.04	6101.28
Cu	0.3	1.7	1.4	0.7	0.5	Cu	-	3.6	0.1	1.2	0.1	-
Zn	-	9	8	-	-	Zn	22	16	16	19	13	27
Pb	0.3	0.4	0.3	1.9	1.7	Pb	0.1	0.4	0.1	0.9	0.2	0.1
La	1.2	2.1	2.1	4.3	4.3	La	1.7	0.9	1.1	0.7	0.6	0.6
Ce	2.2	4.1	3.7	4.6	3.6	Ce	2.2	2.6	2.1	1.4	0.9	1.6
Pr	0.29	0.56	0.52	0.34	0.3	Pr	0.27	0.38	0.23	0.25	0.11	0.22
Nd	0.9	1.7	1.8	1.3	1	Nd	1	1.8	0.7	1.6	0.4	1.1
Sm	0.34	0.66	0.5	0.17	0.13	Sm	0.32	0.55	0.25	0.34	0.11	0.28
Eu	1.31	1.85	1.88	1.24	1.17	Eu	0.07	0.16	0.07	0.07	0.03	0.08
Gd	0.3	0.61	0.46	0.14	0.16	Gd	0.33	0.67	0.29	0.37	0.08	0.39
Tb	0.04	0.1	0.1	0.02	<0.01	Tb	0.07	0.17	0.05	0.06	0.01	0.07
Dy	0.29	0.63	0.58	0.12	<0.05	Dy	0.46	1.29	0.3	0.39	0.09	0.57
Ho	0.06	0.13	0.12	<0.02	<0.02	Ho	0.08	0.27	0.08	0.09	0.02	0.14
Er	0.15	0.42	0.38	0.04	<0.03	Er	0.25	0.9	0.21	0.19	0.08	0.49
Tm	0.02	0.07	0.06	<0.01	<0.01	Tm	0.04	0.14	0.03	0.03	<0.01	0.06
Yb	0.23	0.53	0.6	<0.05	<0.05	Yb	0.28	0.91	0.12	0.15	0.12	0.33
Lu	0.04	0.09	0.08	<0.01	<0.01	Lu	0.04	0.14	0.02	0.04	<0.01	0.07
Na ₂ O+K ₂ O	7.08	7.09	7.03	8.51	9.08							
Al/(Ca+Na+K)	1.68	1.67	1.69	1.74	1.72	(Ce/Yb)N	2.00	0.73	4.45	2.37	1.91	1.23
(La/Yb)N	3.52	2.67	2.36	115.96	115.96	(La/Yb)N	4.05	0.66	6.11	3.11	3.33	1.21
(La/Sm)N	2.22	2.00	2.64	15.91	20.81	(La/Sm)N	3.27	1.01	2.71	1.27	3.36	1.32
(Gd/Yb)N	1.05	0.93	0.62	4.52	5.16	(Gd/Yb)N	0.94	0.59	1.93	1.97	0.53	0.94
Eu/Eu*	6.14	4.39	5.89	11.95	12.39	Eu/Eu*	0.33	0.40	0.40	0.30	0.47	0.37



2.3 QUÍMICA MINERAL

2.3.1 Esmeraldas

A estrutura mineral do grupo do berilo é bem conhecida dada pelos trabalhos pioneiros de Bragg & West (1926), e posteriormente pelos trabalhos relevantes de Gibbs *et al.* (1968) e Aurisicchio *et al.*, (1988). Sua estrutura é definida por anéis hexagonais compostos por seis tetraedros SiO_4 , formando canais ocos na direção do eixo cristalográfico "c", os quais podem ser preenchidos com álcalis e moléculas de água. A composição química ideal do berilo é $\text{Be}_3^{2+}\text{Al}_2^{3+}\text{Si}_6^{4+}\text{O}_{18}^{2-}$, entretanto a fórmula química mineral mais completa segundo Schalleret *al.* (1962) seria expressa por: $\text{R}^{1+}\text{BeR}^{3+}\text{R}^{2+}\text{Si}_6\text{O}_{18}$, onde $\text{R}^{1+}=\text{Na, K, Cs}$; $\text{R}^{2+}=\text{Fe, Mg, Mn}$ e $\text{R}^{3+}=\text{Al, Fe, Cr, Sc}$. Outros elementos podem entrar na estrutura mineral como impurezas, tais como Li, Rb, Ca, He, Ar, V, Te, Sc, Ti, P, Ba, Zr, CO_2 e H_2O (Beus, 1966; Deer *et al.* 1966).

As cores exuberantes das variedades gemas do berilo é causado pela adição de elementos traços, capazes de ocupar as posições reticulares do Al^{+3} . As cores verdes com tonalidades exuberantes é o resultado da interação ou da superposição de dois ou mais componentes (Schwarz, 1987). Nestas gemas a presença do Fe, em estado de oxidação, +2 e +3, produzem tonalidades verde azulado a verde amarelados (Walton, 2004). O valor econômico de esmeralda é atribuído a suas cores verdes com tonalidades exuberantes, creditada, principalmente, pelas concentrações de Cr e V (Groat *et al.* 2008). A deficiência de cargas causadas pelas substituições heterovalentes, abre brecha para entrada de cátions compensadores com cargas apropriados e tamanhos convenientes (Schwarz, 1987). Entretanto a entrada os íons dos álcalis ou das terras raras e sua fixação nos canais da estrutura do berilo só é permitida pela presença de moléculas de água.

O estudo sobre a composição química de esmeraldas tem sido amplamente aplicado na sua caracterização gemológica, em termos das proporções de elementos cromóforos, além da distinção entre gemas naturais e sintéticas, como também para assinalar esmeralda naturais de diferentes localidades (Schwarz 1987, Giuliani *et al.* 1990, Schwarz *et al.* 1996, Abdalla & Mohamed 1999, Barilo *et al.* 1999, Schwarz & Giuliani 2001, Groat *et al.* 2002, 2005 e 2008).

As esmeraldas da Fazenda Bonfim são euédricas a subédricas, possuem hábitos na forma de prismas hexagonais curtos, com tamanhos entre 0,2 e 1,5 cm. Os cristais de valor gemológico ocorrem associados à lentes monominerálicas formada por flogopitas. Estas gemas formam cristais translúcidos, pouco a moderadamente fraturados e com raras inclusões de outros minerais, porém ricos em inclusões fluidas. Investigações por microscópio eletrônico de varredura (MEV) revelaram um zoneamento composicional nestes cristais (Figura 2.19).

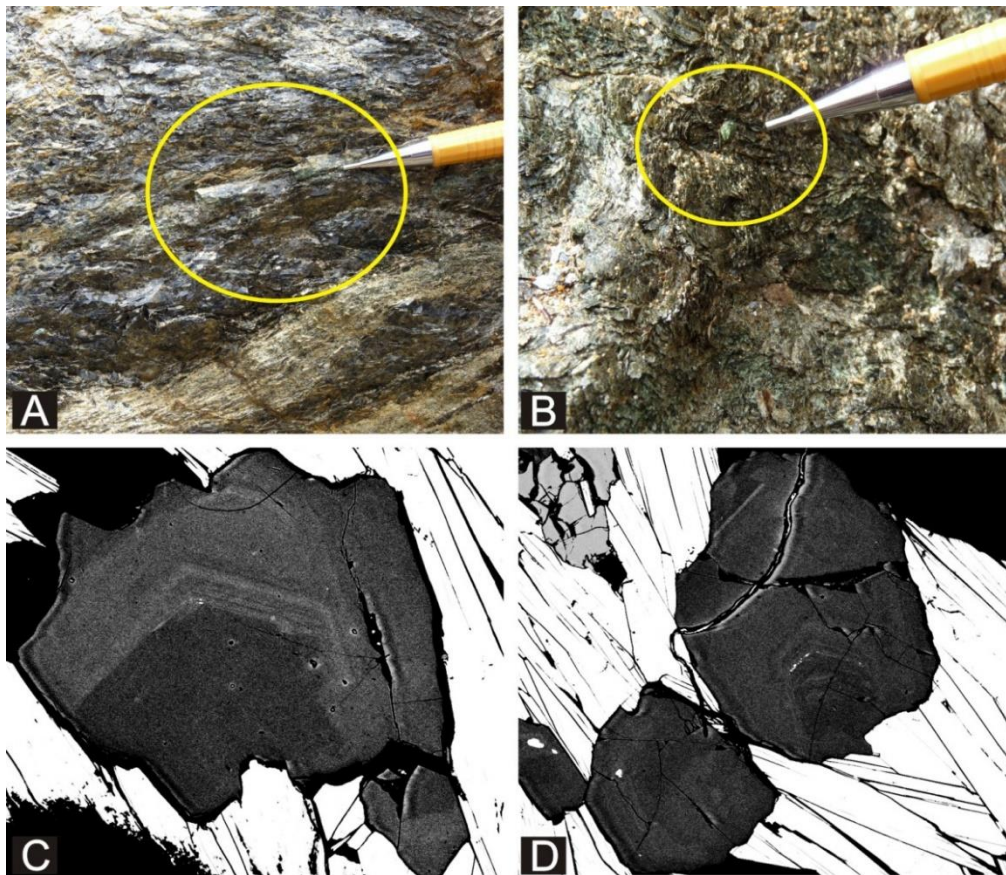


Figura 2. 19 – Esmeraldas da Fazenda Bonfim. Em (A) e (B) detalhe das esmeraldas desenvolvidas na lente de biotitito. Em (C) e (D) imagens por microscópio eletrônico de varredura (MEV), exibindo zoneamento composicional de esmeraldas associada com biotitas.

Os valores obtidos por microsonda, foram normalizados em planilhas do programa Excel, para os cálculos de átomos por unidade de fórmula (apuf), com base em 3 e 18 átomos de Be e O respectivamente. Esta aproximação estequiométrica se faz necessária, devido a dificuldade de se obter análises precisas do berílio (Groat et al., 2008). Os valores obtidos por microsonda e calculados de átomos por unidade de fórmula são exibidos na Tabela 2.2.

As esmeraldas da Fazenda Bonfim possuem conteúdos de $\text{SiO}_2 = 63.3$ a 66.6% , $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.6$ a 15.5% , $\text{BeO}_{\text{calculado}} = 13.17$ a 13.84% , $\text{MgO} = 1.87$ a 2.70% , $\text{Na}_2\text{O} = 1.52$ a 2.10% , $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.11$ a 1.70% , $\text{Rb}_2\text{O} = 0.00$ a 0.27% , $\text{FeO}_{\text{total}} = 0.49$ a 0.84% , $\text{CaO} = 0.00$ a 0.08% , $\text{MnO} = 0.00$ a 0.05% , $\text{K}_2\text{O} = 0.00$ a 0.07% , $\text{V}_2\text{O}_3 = 0.00$ a 0.12% e $\text{Cs}_2\text{O} = 0.00$ a 0.14% . O conteúdo de H_2O foi calculado utilizando a equação sugerida por Giuliani *et al.* (1997): $\text{H}_2\text{O} = (0,84958 \times \text{Na}_2\text{O}) + 0,8373$.



Tabela 2. 2 – Médias das composições das esmeraldas da fazenda Bonfim. As composições foram recalculadas com base em 3e 18 átomos de Be e O respectivamente.

n=100	MÉDIA	MÍNIMO	MÁXIMO		MÉDIA	MÍNIMO	MÁXIMO
SiO ₂ (%)	64.75	63.30	66.55	Si (apuf)	5.99	5.96	6.02
Al ₂ O ₃	14.83	13.63	15.50	Al	0.01	0.00	0.04
FeO	0.65	0.49	0.84	T Si	6.00	6.00	6.02
Cr ₂ O ₃	0.57	0.11	1.70	Al	1.61	1.49	1.66
MgO	2.24	1.87	2.70	Cr	0.04	0.01	0.13
MnO	0.01	0.00	0.05	Fe	0.05	0.04	0.07
CaO	0.02	0.00	0.08	Mn	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.76	1.52	2.10	Mg	0.31	0.26	0.37
K ₂ O	0.03	0.00	0.07	Ca	0.00	0.00	0.01
Rb ₂ O	0.14	0.00	0.27	Na	0.32	0.27	0.37
Cs ₂ O	0.03	0.00	0.14	K	0.00	0.00	0.01
V ₂ O	0.03	0.00	0.12	V	0.00	0.00	0.02
BeO	13.48	13.17	13.84	Rb	0.01	0.00	0.02
H ₂ O	2.33	2.13	2.62	Be ^{***}	3.00	3.00	3.00
SOMA	100.69	96.21	106.05				

* - Determinado por estequiometria

** - Calculado usando H₂O = (0.84958 X Na₂O) + 0.8373 (Giuliani et al. 1997)

*** - Valor ideal admitido para cálculos estequiométricos

A partir dos valores obtidos para o conteúdo de apuf, o grupo dos anéis do tipo [Si₆O₁₈], exibe uma suave deficiência de silício, o qual é completado por Al⁺³, obtendo-se os seis cátions por unidade de fórmula exigidos na posição catiônica. Por outro lado, a célula do alumínio de coordenação octaédrica, apresentam deficiência de Al⁺³, com a.p.u.f variando de 1.49 a 1.66, permitindo acomodação dos cátions de Cr, Fe e Mg. O diagrama binário Al *versus* a soma dos cátions Fe, Mg⁺² e Cr⁺² exibe a associação negativa destes cátions para as esmeraldas da Fazenda Bonfim (Figura 2.20). No gráfico é exibido uma forte correlação negativa, com coeficiente de correlação de Pearson (r) igual a -0.95. Apesar da homogeneidade de valores, alguns poucos se destacam do agrupamento geral, com 1.49 < Al < 1.52 e soma dos cátions > 0.49, em átomos por unidade de fórmula (apuf).

A relação da entrada de cátions compensadores pode ser notado pela exibição do diagrama binário entre a soma Mg+Fe *versus* Na+K+Rb, o qual apresenta uma correlação fortemente positiva, com coeficiente de correlação de Pearson(r) = 0.75. O gráfico exibe um suave deslocamento, acima da reta de correlação 1:1, o que pode indicar a presença de algum Fe⁺³.

Os diagramas ternários apresentados na Figura 2.21 representam os elementos químicos mais importantes detectadas nas esmeraldas da Fazenda Bonfim. No diagrama ternário com os principais óxidos substitutos do Al octaédrico, o MgO representa os maiores conteúdos relativos, seguindo uma tendência global, porém com a presença de um *trend* particular de contribuição de Cr₂O₃.

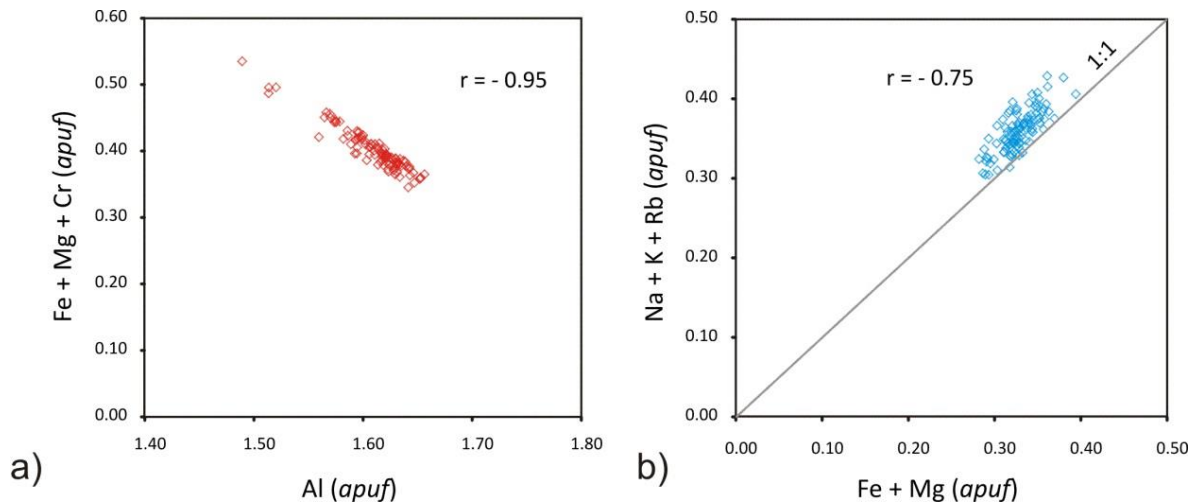


Figura 2. 20 – Diagramas binários de elementos que ocupam a estrutura mineral da esmeralda, em átomo por unidade de fórmula (apuf) das esmeraldas da Fazenda Bonfim.. Em (a) conteúdo de Al versus a soma dos cátions Fe, Mg²⁺ e Cr²⁺. Em (b) conteúdo dos cátions monovalentes (Mg+Fe) versus a soma dos principais cátions monovalentes (Na+K+Rb+Cs).

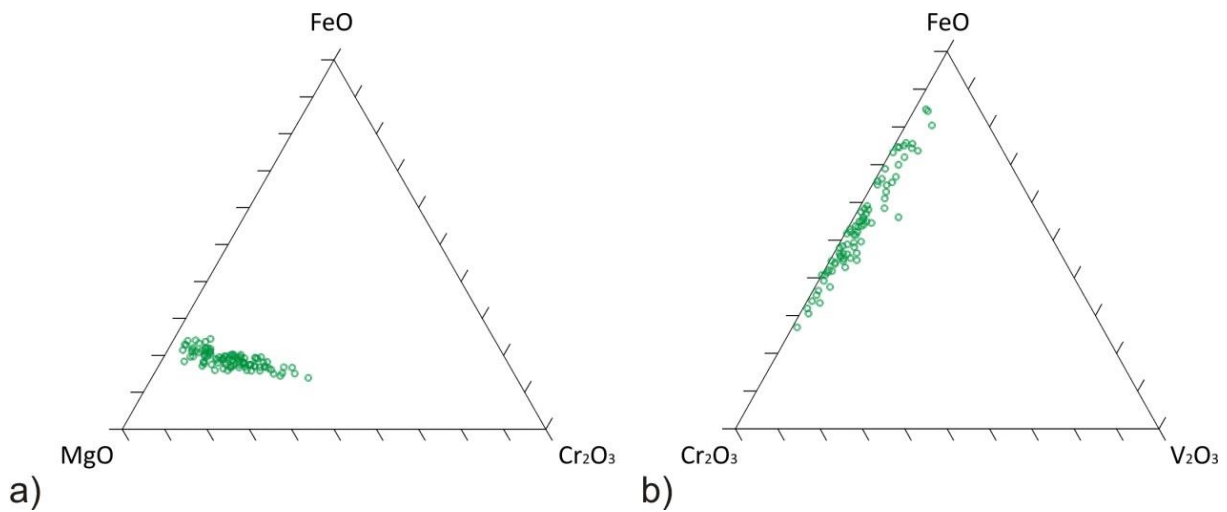


Figura 2. 21 – Diagramas ternários de elementos em óxidos, plotados em proporção em peso de óxidos (wt%) e com todo Fe como FeO das esmeraldas da Fazenda Bonfim. Em (a) diagrama ternário dos elementos cromóforos das esmeraldas. Em (b) diagrama ternário com os principais substituídos do Al octaédrico.

2.2.3 Micas

A fórmula estrutural para as micas, de acordo com Deer *et al.* (1966), pode ser escrita como: $X_2Y_4Z_8O_{22}(OH, F, Cl)_2$, onde $Z = Si^{+4}, Al^{+3}$ e Fe^{+3} ($\square\square = 8,00$); $Y = Al^{+3}, Mg^{+2}, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ti^{+4}, Mn^{+3}, Cr^{+3}$ e Li^{+1} ($\square = 6,00$) e; $X = K^{+1}, Na^{+1}, Ca^{+2}, Ba^{+1}, Rb^{+1}, Cs^{+1}$ ($\square = 2,00$). As micas da zona hidrotermal



da Fazenda Bonfim apresentam conteúdos médios de $\text{SiO}_2 = 41,67\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,15\%$, $\text{FeO} = 8,73\%$, $\text{MgO} = 20,08\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 0,67\%$, $\text{K}_2\text{O} = 7,52\%$, $\text{Rb}_2\text{O} = 0,25\%$, $\text{NiO} = 0,12\%$ e $\text{Cl} = 0,02\%$ e valores de $\text{TiO}_2 = 0,08 - 0,28\%$, $\text{MnO} = 0,00 - 0,10\%$, $\text{CaO} = 0,02 - 0,16\%$, $\text{Sr} = 0,00 - 0,19\%$, $\text{BaO} = 0,00 - 0,22\%$, $\text{Cs}_2\text{O} = 0,00 - 0,13\%$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,14 - 0,28\%$ e $\text{F} = 0,87 - 1,50\%$. Os resultados analíticos e cálculos de apuf foram obtidos a partir de uma planilha do programa Excel concebido por Tindall e Webb (1990), com base de 22 oxigênios equivalentes, são exibidos na Tabela 2.3.

De acordo os extremos da solução sólida anita – flogopita – eastonita – siderofilita proposta Speer (1984), as micas obtidas da zona metassomática são classificadas como biotitas ricas em Mg (flogopitas), com a razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ constante em torno de 0,20 (Figura 2.23). A relação entre os cátions bivalentes e trivalentes, para as micas em estudo, que podem ocupar a posição octaédrica é exibida na Figura 2.23. No diagrama foi descartado conteúdo de Fe^{+3} por indefinição analítica. Flogopitas puras são raras ou inexistentes, embora sejam descritos casos onde a Mg ocupa mais de 90% da posição octaédrica (Forster, 1962). Entretanto, os altos conteúdos de apuf de Mg obtidos, com valores de cerca de 73%, recaem no campo da flogopita (Figura 2.20).

Um dos problemas na análise de micas é a impossibilidade de efetuar dosagem de Li em microsonda eletrônica (Tindle & Webb, 1990). Cálculos para estimativa do conteúdo de Li, segundo os autores (op. cit.), são limitados para micas com conteúdos de Mg menor do que 8%. A partir disto, sugere-se a inexistência de teores de Li nas flogopitas da zona metassomática do depósito da Fazenda Bonfim.

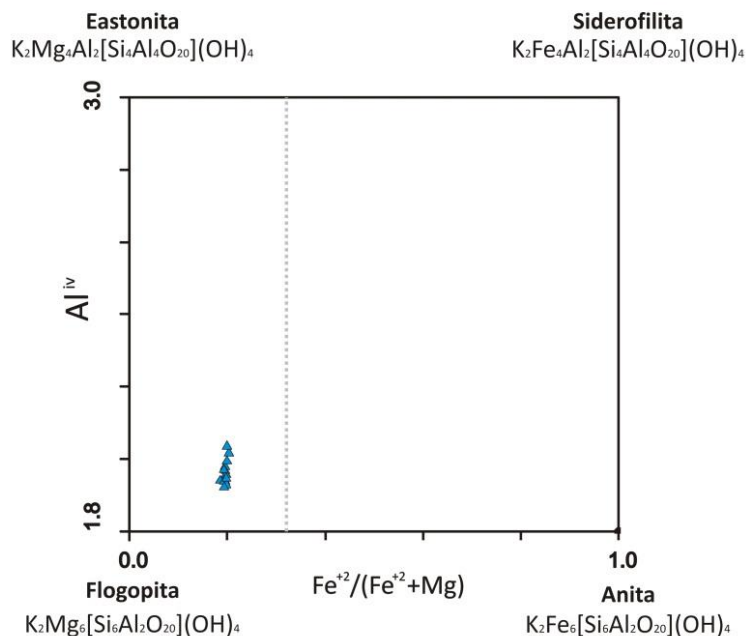


Figura 2. 22- Diagrama de classificação para as micas com base na quantidade de Al^{IV} e na razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, modificado Speer (1984).

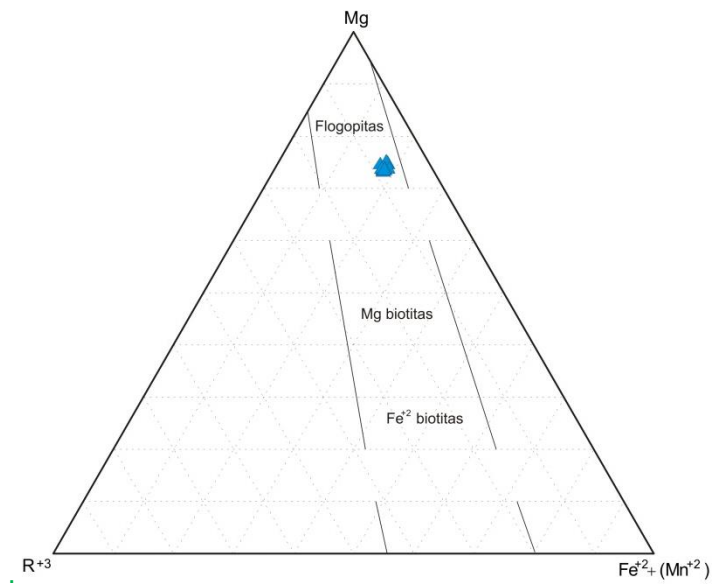


Figura 2. 23 - Relação entre Mg, Fet (Mn⁺²), e R⁺³ (Al, Ti) em micas octaédricas (modificado de Foster 1960).



Tabela 2. 3 – Médias das composições das flogopitas da zona metassomática mineralizada da fazenda Bonfim (a.p.f.u. na base de 22 oxigênios equivalentes).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂ (%)	41.90	41.76	41.36	41.43	41.73	41.85	41.57	41.31	41.86	41.42	41.62	42.28	41.53	42.06	41.34
TiO ₂	0.24	0.18	0.23	0.17	0.19	0.21	0.20	0.08	0.17	0.14	0.28	0.27	0.17	0.16	0.21
Al ₂ O ₃	14.30	14.02	13.79	14.22	14.18	14.09	13.94	14.29	14.10	13.80	14.26	14.20	14.30	14.10	14.66
FeO	8.77	8.65	8.75	8.59	8.74	8.52	8.73	8.85	8.27	8.66	9.20	8.88	8.89	8.56	8.87
MnO	0.08	0.05	0.07	0.04	0.00	0.07	0.01	0.03	0.07	0.05	0.07	0.09	0.07	0.10	0.01
MgO	20.02	20.03	20.26	19.78	19.95	19.92	19.81	20.05	20.38	20.38	20.29	20.16	20.13	20.02	20.06
CaO	0.08	0.05	0.16	0.02	0.03	0.05	0.05	0.07	0.05	0.03	0.05	0.05	0.04	0.02	0.04
Na ₂ O	0.68	0.63	0.70	0.67	0.66	0.72	0.56	0.70	0.62	0.68	0.73	0.72	0.65	0.62	0.68
K ₂ O	7.42	7.44	7.35	7.65	7.76	7.42	7.39	7.51	7.19	7.59	7.77	7.66	7.57	7.32	7.78
SrO	0.02	0.07	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19
BaO	0.02	0.13	0.11	0.11	0.00	0.04	0.11	0.10	0.08	0.09	0.02	0.14	0.01	0.13	0.22
Rb ₂ O	0.24	0.24	0.28	0.24	0.19	0.32	0.19	0.24	0.28	0.36	0.26	0.21	0.35	0.28	0.13
Cs ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.09	0.06	0.03	0.13	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03
F	1.17	0.92	1.50	0.98	0.87	0.94	0.91	1.04	0.98	0.98	0.97	1.03	0.87	0.98	0.99
Cl	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.00	0.02	0.03	0.04	0.01	0.00	0.03
Cr ₂ O ₃	0.18	0.18	0.18	0.26	0.19	0.27	0.14	0.15	0.17	0.18	0.21	0.19	0.28	0.24	0.18
NiO	0.08	0.09	0.14	0.15	0.13	0.16	0.11	0.14	0.11	0.12	0.11	0.07	0.09	0.17	0.13
H ₂ O*	3.60	3.68	3.40	3.65	3.72	3.69	3.67	3.62	3.68	3.65	3.70	3.69	3.73	3.68	3.68
Subtotal	98.86	98.16	98.48	97.95	98.44	98.36	97.44	98.34	98.12	98.15	99.56	99.67	98.70	98.45	99.20
O=F,Cl	0.50	0.40	0.64	0.41	0.37	0.40	0.39	0.45	0.41	0.42	0.42	0.44	0.37	0.41	0.42
Total corr	98.36	97.77	97.85	97.54	98.06	97.96	97.05	97.90	97.71	97.74	99.15	99.23	98.33	98.04	98.78
Si (apuf)	6.04	6.06	6.02	6.03	6.04	6.06	6.07	6.01	6.06	6.03	5.98	6.05	6.01	6.08	5.97
Al ^{iv}	1.96	1.94	1.98	1.97	1.96	1.94	1.93	1.99	1.94	1.97	2.02	1.95	1.99	1.92	2.03
Al ^{vi}	0.47	0.46	0.39	0.47	0.47	0.47	0.47	0.46	0.47	0.40	0.40	0.45	0.44	0.48	0.46
Ti	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Cr	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
Fe	1.06	1.05	1.06	1.05	1.06	1.03	1.07	1.08	1.00	1.05	1.11	1.06	1.08	1.03	1.07
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	4.30	4.33	4.40	4.30	4.31	4.30	4.31	4.35	4.40	4.42	4.35	4.30	4.34	4.31	4.32
Ni	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Ca	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Na	0.19	0.18	0.20	0.19	0.18	0.20	0.16	0.20	0.17	0.19	0.20	0.20	0.18	0.17	0.19
K	1.37	1.38	1.36	1.42	1.43	1.37	1.38	1.39	1.33	1.41	1.42	1.40	1.40	1.35	1.43
Sr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ba	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Rb	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH**	3.46	3.57	3.30	3.55	3.59	3.56	3.57	3.51	3.55	3.54	3.55	3.52	3.60	3.55	3.54
F	0.53	0.42	0.69	0.45	0.40	0.43	0.42	0.48	0.45	0.45	0.44	0.47	0.40	0.45	0.45
Cl	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Al t	2.43	2.40	2.37	2.44	2.42	2.41	2.40	2.45	2.41	2.37	2.42	2.40	2.44	2.40	2.49
Fe/Fe+Mg	0.20	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.20	0.20	0.19	0.19	0.20	0.20	0.20	0.19	0.20

* obtido pela equação de Tindle and Webb (1990)

** obtido por cálculo estequiométrico



3. INCLUSÕES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS

O estudo de inclusões fluidas em esmeralda ocupa um vasto conteúdo de publicações direcionadas, sobretudo à caracterização da natureza dos fluidos e das condições termais mínimas de formação dessa gema. Esses fluidos apresentam um amplo espectro composicional, ou seja, podem envolver tanto o sistema aquoso ($H_2O-NaCl$) quanto o sistema áquo-carbônica ($H_2O-NaCl-CO_2\pm CH_4$) com contribuições de outros íons (K, Ca, Mg) e gases (N_2 , H_2S) dissolvidos, formando uma mistura dos dois sistemas em proporções variáveis. Em geral, apresentam baixa a elevada salinidade, densidade baixa a média e temperatura de homogeneização entre 250° e 500° C, sob condições de pressão variáveis (Cheilletz et al. 1994, Alexandrov et al. 2001, Marshall et al. 2003, Vapnik et al. 2006, Marshall et al. 2012, entre outros).

A aplicação conjunta de estudos de microtermometria em inclusões fluidas com dados de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}O$) em minerais, também tem sido amplamente aplicado no estudo da gênese de depósitos de esmeralda. Tais estudos têm por objetivo caracterizar a fonte dos fluidos, ou seja, se magmático, hidrotermal ou metamórfico, bem como na geotermometria, aplicando pares minerais em equilíbrio isotópicos para definir a temperatura de formação (Giulianiet al. 1997 e 1998, Marshall et al. 2004, Xue et al. 2010, entre outros).

Segundo Zwaan et al. (2012), no caso das esmeraldas da Fazenda Bonfim, o sistema fluido é do tipo áquo-carbônico aprisionado em cavidades (inclusões fluidas) de formatos cúbicos, retangulares, bastões alongados, cristal negativos e irregulares. Tais inclusões fluidas comumente hospedam fases sólidas, as quais foram caracterizadas por micro-Raman como fases minerais de captura, representadas por feldspatos, micas, quartzo, carbonatos, hematita e até bertrandita ($Be_4Si_2O_7(OH)_2$). Contudo, esses autores não apresentaram dados de microtermometria para esse sistema fluido.

Nesse tópico, nós apresentamos informações sobre as características petrográficas das inclusões fluidas identificadas nas esmeraldas da Fazenda Bonfim, bem como dados de microtermometria e informações de micro-Raman. Avançando assim na caracterização da composição e das condições mínimas de aprisionamento desses fluidos em cristais de esmeralda. Adicionalmente, são apresentados dados de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}O$) obtidos em par esmeralda – quartzo, indicando assinatura isotópica da gema e as condições de temperatura de formação.

3.1 PETROGRAFIA DE INCLUSÕES FLUIDAS

O estudo de inclusões fluidas foi desenvolvido apenas nos cristais de esmeraldas. Um total de 47 inclusões fluidas foram caracterizadas quanto sua morfologia e número de fases presentes a temperatura ambiente ($\pm 25^\circ$ C). Essas inclusões fluidas são essencialmente aquosas ($H_2O-NaCl$), raramente encontradas inclusões com características de áquo-carbônicas ($H_2O-NaCl-CO_2$). As



inclusões fluidas interpretadas como primárias estão distribuídas nos cristais de esmeralda de forma isolada ou formando alinhamentos nas zonas de crescimento mineral. Entretanto, os cristais de esmeralda possuem algumas micro-fraturas que contêm alinhamentos de inclusões fluidas com tamanhos inferiores a 20 μm , essencialmente aquosas, e que foram consideradas como secundárias ou pseudo-secundárias, não sendo então submetidas a obtenção de dados microtermométricos.

A temperatura ambiente, as inclusões fluidas primárias aquosas foram classificadas em três grupos, a partir das características descritas:

- **IF tipo 1** – é o tipo dominante, exibem formato alongado, semelhante a bastões ou cilindros com contornos escuros e bem definidos, possuem tamanhos entre 40 e 70 μm . São compostas principalmente por duas fases imiscíveis de natureza aquosa ($\text{H}_2\text{O}_{(\text{gás})} + \text{H}_2\text{O}_{(\text{líquido})}$), embora subordinadamente, compostas por uma única fase aquosa líquida (Figura 3.2). Normalmente estão alinhadas ao longo do eixo C de crescimento mineral. A fração volumétrica da fase gasosa (V_g) em relação ao volume total das cavidades das inclusões fluidas (V_g/V_t) está entre 0 e 60%, porém com maior frequência entre 30 e 40%. Ocasionalmente, IF tipo 1 também hospedam fases sólidas, compondo inclusões fluidas multifásicas, nas quais identificamos cristais opacos e/ou cristais incolores a levemente rosados apresentando baixa a moderada birrefringência (amarelo pálido a laranja). Em geral, esses cristais exibem formatos sub-arredondados a irregulares com tamanho inferior a 5 μm (Figura 3.1);
- **IF tipo 2** – apresenta formato acicular ou tubular com contornos finos, bem definidos, com tamanhos entre 90 e 100 μm , são também aquosas bifásicas ($\text{H}_2\text{O}_{(\text{gás})} + \text{H}_2\text{O}_{(\text{líquido})}$). Também ocorrem alinhadas ao longo do eixo de C de crescimento mineral. Apresentam V_g entre 15 e 25% e, ocasionalmente, também hospedam uma fase sólida representada por cristais incolores sub-arredondados e de fraca birrefringência (amarelo a laranja pálido) com tamanho em torno de 1 μm (Figura 3.1);
- **IF tipo 3** – apresenta formato cúbico a retangular, contornos grossos e bem definidos, com tamanhos entre 50 e 70 μm . Podem apresentar tanto duas como três fases associadas, representadas pelos sistemas $\text{H}_2\text{O}_{(\text{gás})} + \text{H}_2\text{O}_{(\text{líquido})}$ ou $\text{H}_2\text{O}_{(\text{gás})} + \text{H}_2\text{O}_{(\text{líquido})} + \text{sólido}$ (Figura 3.1). Ocorrem isoladas ou em grupos sem nenhuma orientação preferencial. A razão $V_g/V_t = 30$ a 60% e a fase sólida pode ser tanto opaca como incolor, exibindo formato sub-arredondado ou irregular e tamanho entre 1 e 5 μm . A fase sólida incolor exibe discreta birrefringência (amarelo pálido a amarelo).

Durante a análise petrográfica foram identificadas 6 inclusões fluidas com características do sistema água-carbônico. Essas inclusões fluidas apresentam formato sub-arredondado a elipsoidal com diâmetro entre 25 e 35 μm , contorno grossos e bem definidos e são formadas por três fases imiscíveis, ou seja, uma mistura de $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, formada por duas fases líquidas e uma fase gasosa (Figura 3.1). Ocorrem normalmente isoladas e, aparentemente, não orientadas em uma direção



preferencial com razão $V_g/V_t = 30 - 40\%$. Não foram observadas nessas inclusões a presença de uma fase sólida, a exemplo do que foi observado nas inclusões fluidas aquosas.

1.2 MICROTERMOMETRIA

Os diferentes dados microtermométricos obtidos sobre as inclusões fluidas primárias foram tratados das seguintes maneiras:

Os valores de densidade foram calculados aplicando o *software* MacFlinCor (Brown & Hagemann, 1994). Para o sistema aquoso ($H_2O-NaCl$) a salinidade equivalente em peso (NaCl % equiv.) foi calculada com base da temperatura de fusão do gelo, aplicando a equação proposta por Bodnar (1993). Por outro lado, para o sistema áquo-carbônico ($H_2O-NaCl-CO_2$) os valores de NaCl % equiv. foram calculadas utilizando-se da temperatura de fusão do clatrato, aplicando as equações propostas por Diamond (1992) e Bakker (1999). A temperatura de fusão do clatrato ($T_{f,clat.}$), foram consideradas um parâmetro de maior acurácia físico-químico para a dedução dos valores de NaCl % equiv., com base nos argumentos de Collins (1979), o qual discute que no sistema áquo-carbônico ($H_2O-NaCl-CO_2$) parte do conteúdo de água é removido para formar o clatrato, aumentando assim a salinidade da fase líquida remanescente e, conseqüentemente, afetando na acurácia das medidas microtermométricas para a temperatura de fusão do gelo.

Em geral, o sistema aquoso ($H_2O-NaCl$) apresentou temperatura do ponto eutéctico variando de $-14,2^\circ$ a $-34,4^\circ$ C, porém com maior frequência entre $-17,8^\circ$ a $-26,3^\circ$ C (Figura 3.2). Entretanto, essas medidas apresentaram certo grau de dificuldade na acurácia devido à pouca clareza na observação de mudança das fases que caracterizam o eutéctico. Todavia, esses dados sugerem que a composição do sistema é do tipo $H_2O-NaCl$, porém com alguma contribuição de outras espécies de íons dissolvidos, tipo K e Mg, conforme postulado por vários pesquisadores (Shepherd *et al.* 1985, Bodnar & Vityk 1994, Bodnar 1993).

A temperatura de fusão do gelo (T_f gelo) ocorreu em um amplo intervalo de $-2,8^\circ$ a $-14,2^\circ$ C, porém com maior frequência entre -6° e -10° C (Figura 3.3), correspondendo uma salinidade entre 10 e 14 NaCl % equiv. A temperatura de homogenização total ($T_{h,tot.}$) também ocorreu dentro de um amplo espectro, entre 330° a 470° C, porém com uma maior frequência entre 410° e 460° C (Figura 3.3). A densidade calculada para o sistema está entre 0,6 e 0,8 g/cm^{-3} . Entretanto, a $T_{h,tot.}$ foi marcada pela observação de mudanças de fases em duas maneiras: 1) contração da fase de gás até o seu desaparecimento para a fase líquida. Processo ocorreu em inclusões fluidas com $V_g/V_t < 50\%$, comum para as inclusões fluidas dos tipos 1 e 2, cuja densidade calculada está entre 0,62 a 0,66 g/cm^{-3} ; e 2) desaparecimento da fase líquida acompanhada pela expansão da fase gás até ocupar toda a cavidade da inclusão. Esse processo ocorreu em inclusões fluidas com $V_g/V_t \geq 50\%$, presente em algumas das inclusões fluidas dos tipos 1 e 3, onde a densidade calculada está entre 0,76 e 0,83 g/cm^{-3} .

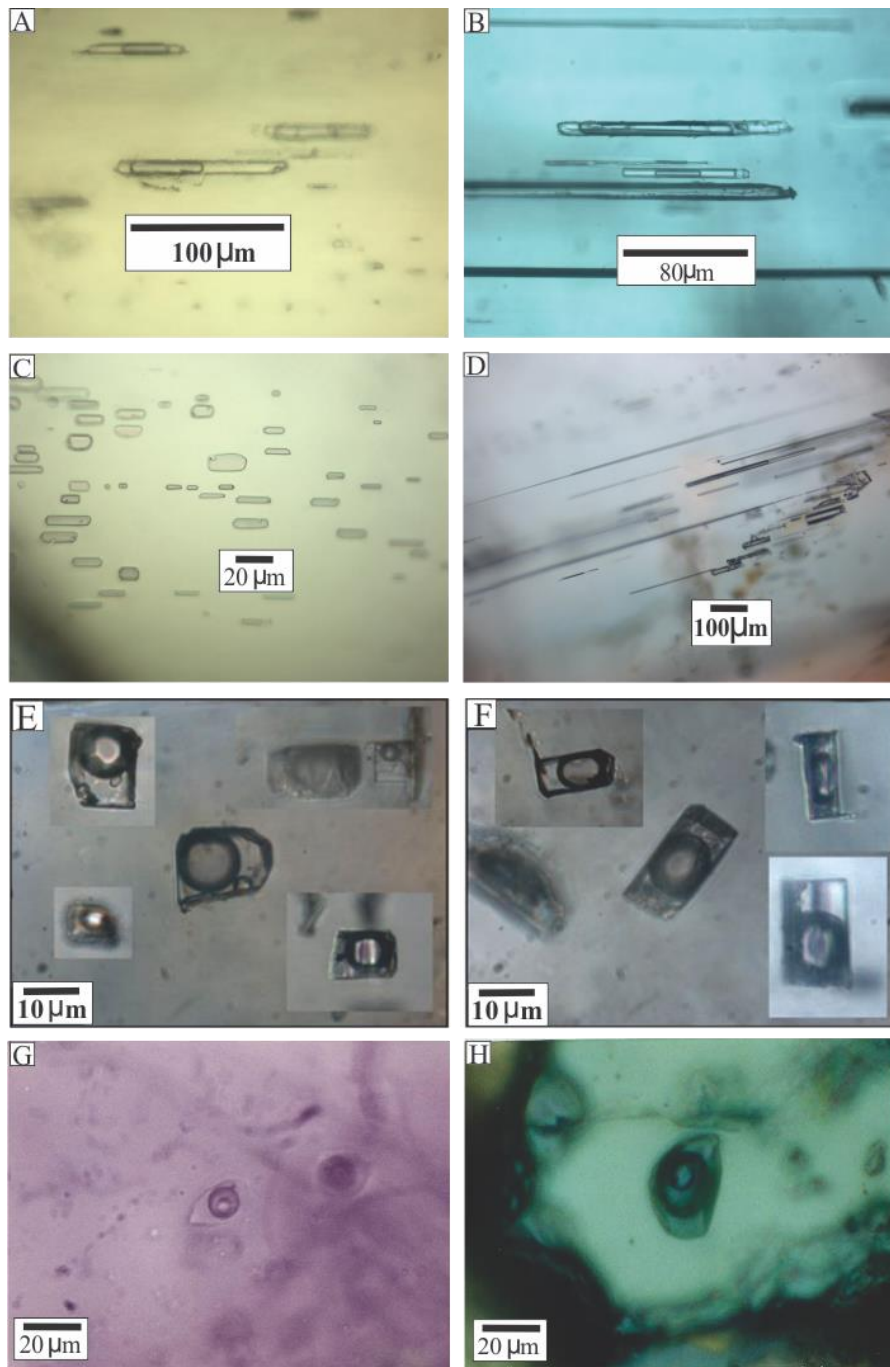


Figura 3. 1 - Morfologia dos diferentes tipos de inclusões fluidas (IF) identificadas nos cristais de esmeralda da Fazenda Bonfim. (A – C) IF tipo 1, ressaltando o aspecto morfológico de bastões ou cilindros contendo monofásicos ou bifásicos, eventualmente hospedando uma fase sólida; (D) IF tipo 2, de formato acicular; (E – F) IF tipo 3, exibindo formatos cúbicos a retangulares contendo uma fase sólida; (G e H) raras inclusões fluidas áquo-carbônicas trifásicas.



A Figura 3.2 apresenta um quadro que sumariza os intervalos de medidas microtermométricas obtidas sobre as inclusões fluidas primárias. Entretanto, os dados totais obtidos estão na Tabela 7.3 (ver anexos).





Sistema Fluido	Tipo	Morfologias Básicas	Intervalos Microtermométricos
H ₂ O-NaCl	IF tipo 1		Teut = -18° a -26° C Tf gelo = -2,2° a -14° C Salinidade = 4 a 16 NaCl % eqv. Th total = 340° a 470° C
	IF tipo 2		Teut = -18° a -34° C Tf gelo = -5,8° a -14,2° C Salinidade = 10 a 17 NaCl % eqv. Th total = 370° a 460° C
	IF tipo 3		Teut = -17° a -22° C Tf gelo = -8,7° a -9,2° C Salinidade = 12 a 13 NaCl % eqv. Th total = 370° a 470° C
H ₂ O-NaCl-CO ₂	Raras		Tf CO ₂ = -56,9° e -56,7° C Tf gelo = -7,2° e -4,6° C Tf clat. = 5,2 a 5,8 Salinidade = 7,6 a 8,7 NaCl % eqv. Th CO ₂ = 20,2° C e 23,8° C Th total = 358° e 404° C

Figura 3. 2- Quadro que sumariza as características morfológicas e os intervalos de medidas microtermométricas obtidas para o estudo de inclusões fluidas em esmeraldas do depósito Fazenda Bonfim.

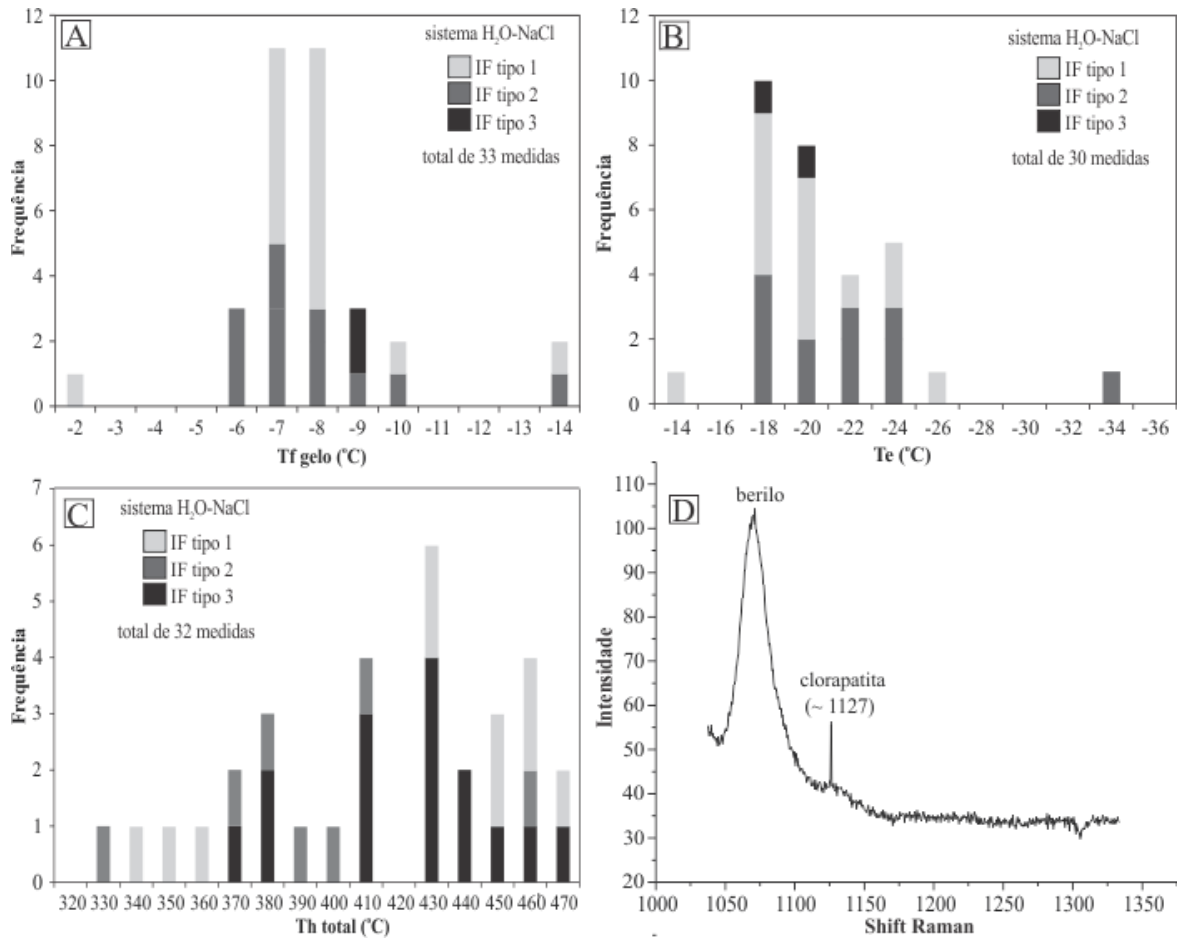


Figura 3.3 – (A-C) Histogramas de frequência das medidas microtermométricas de temperatura de fusão do gelo (Tf gelo), temperatura do eutético (Te) e temperatura de homogeneização total (Th total) para o sistema aquoso (H₂O-NaCl); (D) microespectroscopia Raman mostrando a presença de clorapatita como fase sólida nas esmeraldas.

No último caso, a fase gás pode conter pequenos conteúdos de sais dissolvidos e assim interferir na acurácia das estimativas de salinidade e densidade com base na temperatura de fusão do gelo. Além do mais, inclusões fluidas enriquecidas em líquido ou gás, isto é, com variações das razões Vg/Vt, coexistindo em um sistema do tipo H₂O-NaCl, com caminhos de mudanças de fases distintos durante a fase de aquecimento até a temperatura de homogeneização total (Th total), pode ser indicativo de uma assembleia de *boiling* durante o processo de evolução fluidal. Tal processo envolve a separação física com subsequente aprisionamento heterogêneo de misturas líquido-gás em proporções variáveis (Roedder & Bodnar 1980, Roedder 1984, Shepherd *et al.* 1985, Wilkinson 2001, Diamond 2003, Bodnar 2003).

A temperatura final de fusão da fase sólida não foi possível de ser medida, devido ao processo de crepitação ocorrido sobre várias inclusões fluidas a temperatura em torno de 450° C. Esse dado conduz a duas interpretações distintas: i) a temperatura de fusão da fase sólida deve ocorrer acima de 450° C, isto é, provavelmente em torno de 500° C. Tal interpretação é devida as



modificações na morfologia da fase sólida, indicando dissolução parcial nas bordas durante esse estágio de aquecimento (~ 450° C) ou; ii) a fase sólida representa minerais capturados acidentalmente durante a formação das cavidades de preenchimento do sistema fluido, conforme diagnosticado por Zwaan et al (2012).

Cinco inclusões fluidas que continham sólidos birrefringentes com tamanhos adequados foram submetidos a investigação por meio de micro-espectroscopia Raman. Esses sólidos apresentaram recorrentes “picos” em aproximadamente 1127 cm⁻¹ (Figura 3.4), indicando se tratar de espécie mineral de fosfatos, provavelmente clorapatita (Frezzotti et al. 2012).

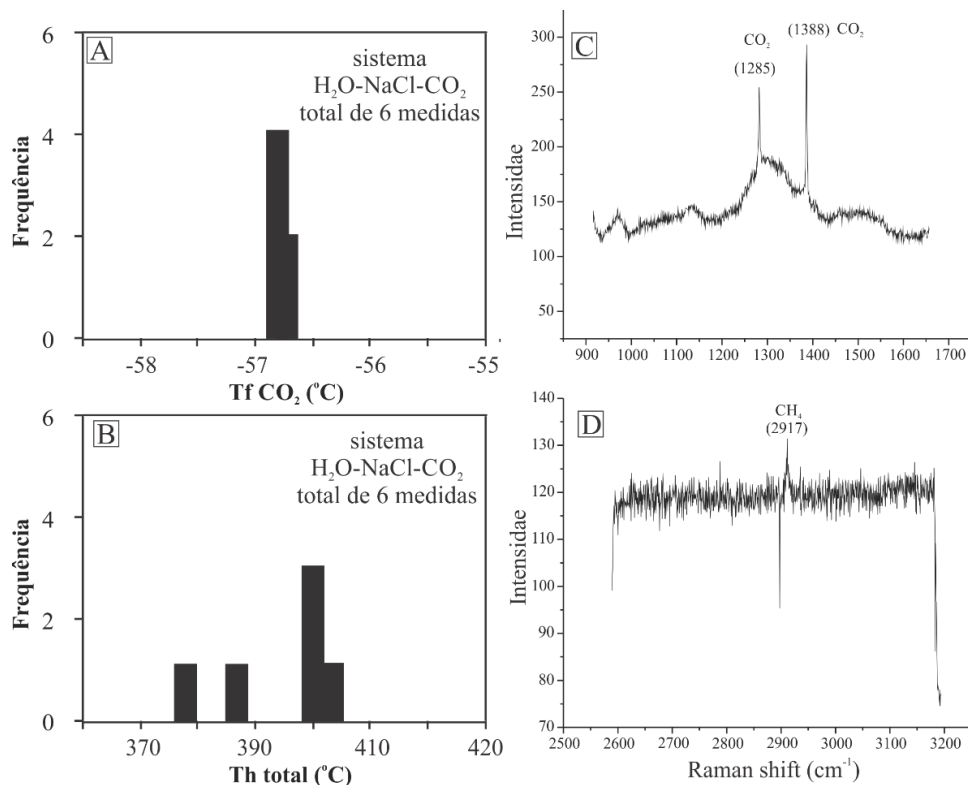


Figura 3. 4-A-B, histogramas de frequência das medidas microtermométricas de temperatura de fusão da fase CO₂ e temperatura de homogeneização total (Th total) para o sistema aquo-carbônico (H₂O-NaCl-CO₂); C-D, microespectroscopia Raman mostrando a presença de CO₂ e traços de CH₄ nas inclusões fluidas dos sistema aquo-carbônico.

Por outro lado, as poucas inclusões fluidas identificadas como do sistema áquo-carbônico (H₂O-NaCl-CO₂), apresentaram temperatura de fusão da fase CO₂ (Tm CO₂) entre -56,9° e -56,7°C (Figura 3.3), intervalo este que está abaixo do ponto triplo de CO₂ puro (-56,6 ° C). Estes dados podem estar dentro do erro analítico e assim indicar a presença de CO₂ puro, ou então indicar que outras espécies de gás (por exemplo CH₄, N₂, H₂S) podem estar dissolvidos em percentagens muito baixas associado a fase CO₂ (Shepherd et al., 1985). Durante a análise de micro Raman, apenas em duas inclusões fluidas foi possível detectar a presença de vestígios de CH₄ associadas à fase CO₂ (Figura 3.4).

A temperatura de fusão do gelo (Tf_{gelo}) ocorreu entre -7.2° e -4.6° C e a Tf_{clat} ocorreu entre 5,2° e 5,8° C. A salinidade calculado com base de Tf_{clath} oscila entre 7,6 e 8,7 NaCl% equiv. A



temperatura homogeneização parcial das fases CO_2 líquido+gás (T_{CO_2}) ocorreu para a fase líquida entre $20,2^\circ \text{C}$ e $23,8^\circ \text{C}$, enquanto que a temperatura de homogeneização total (T_{tot}) foi marcada pela contração e o movimento vibratório da fase gasosa até seu completo desaparecimento na fase líquida entre 378° e 404°C . Este sistema de fluido apresenta uma densidade total calculado em cerca de $0,75 \text{ g / cm}^3$.

3.3 ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO ($\delta^{18}\text{O}$)

Para os estudos de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) foram selecionados três pares minerais de esmeralda e quartzo tentativamente puros e em associação paragenética aparente. Esses dados podem utilizados como geotermômetro e ainda auxiliar em considerações sobre a origem dos fluidos. Entretanto, a estrutura cristalina hexagonal de berilo tem canais paralelos ao eixo C, que pode acomodar fluidos aquosos e cátions dissolvidos que podem adulterar minimamente o valor de $\delta^{18}\text{O}$ global do hospedeiro berilo (Taylor et al. 1992, Groat et al. 2008, Marshall et al. 2012). Por outro lado, é possível ainda que micro-inclusões de minerais identificados nos cristais de esmeralda e quartzo, possam provocar variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Os valores de composição isotópica da esmeralda da Fazenda Bonfim ($\delta^{18}\text{O} = 6,8 - 7,4 \text{ ‰}$, Tabela 3.1) são consistentes com os dados isotópicos conhecidos para as esmeraldas do Brasil ($\delta^{18}\text{O} = 6,8 \pm 0,4 \text{ ‰}$), bem como para esmeraldas conhecidas em todo o mundo, geneticamente ligadas à interação de fluidos com rochas geoquímica e isotopicamente contrastantes, tipo intrusivas ácidas e rochas ultramáficas, cujos valores de $\delta^{18}\text{O}$ estão entre 5 e $11,5 \text{ ‰}$ (Taylor 1978, Giuliani et al., 1997 e 1998, Groat et al. 2008). Os valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ obtidos para os pares esmeralda-quartzo de depósito Fazenda Bonfim mostrou ligeira diferença, indicando equilíbrio isotópico relativo entre as fases minerais. Esses valores revelaram temperaturas de fracionamento isotópico que variam entre 325° e 370°C (Tabela 3.1), utilizando a equação empírica de Taylor et al. (1992), apropriado para um intervalo entre $250^\circ - 500^\circ \text{C}$. Este intervalo de temperatura isotópica está dentro do espectro de temperaturas de homogeneização total obtidas no estudo inclusões fluidas, ou seja, entre 330° e 470°C . Entretanto, deve-se ressaltar que as impurezas minerais e a ação dos fluidos presentes nos cristais de esmeralda e também no quartzo, possam ter afetado fortemente na acurácia da caracterização da temperatura de fracionamento isotópico desses minerais.



Tabela 3. 1 - Dados de valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) e de temperatura de fracionamento isotópico calculada para o par mineral esmeralda – quartzo.

Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\Delta \delta^{18}\text{O}$ (‰) do par mineral	Temperatura de fracionamento isotópico do par mineral (oC)
esmeralda	6,8	0,3	370
quartzo	6,5		
esmeralda	6,9	0,6	372
quartzo	6,2		
esmeralda	7,4	0,8	325
quartzo	6,6		



4. GEOCROLOGIA

4.1 ISÓTOPOS U-Pb (LA-MC-ICPMS)

A partir de uma amostra do albita-granito rico em berilo, obtido em testemunho de sondagem, foram extraídos os zircões para datação (Tabela 4.1). Os zircões encontrados podem ser separados em diferentes populações (Figura 4.2). Duas populações de zircões prismáticos e com textura e zoneamento magmática evidente, e razões Th/U entre 0,226 a 0,33 definem discórdias cujos interceptos superiores variam de 3513 ± 10 Ma até 3430 ± 14 Ma, interpretadas como idades de herança, relacionadas ao sistema isotópico das rochas encaixantes. Duas outras populações definem diagramas concordia, com idades em 580 ± 5 Ma com MSWD = 4.9 e razões Th/U entre 0,243 a 0,568 e 561 ± 4 Ma com MSWD = 9.4 e razões Th/U entre 0,251 a 0,379, respectivamente. Esta idade mais jovem é interpretada como a idade de cristalização do leucotonalito.

4.2 ISÓTOPOS Ar-Ar

As esmeraldas da Fazenda Bonfim ocorrem em assembleia com flogopitas, contidas nas zonas metassomáticas, resultado da interação entre a intrusiva félsica e rochas ultramáficas. Determinação geocronológica das micas de gênese hidrotermal, pelo método Ar-Ar, a fim de posicionar temporalmente o processo metalogenético em modelo clássico de jazimentos de esmeraldas é amplamente aplicada em diversas partes do mundo (Cheilletzet al., 1994; Laurset al., 1996; Ribeiro-Althoff et al., 1997; Alexandrov et al., 2001; Zwaan, 2006; Xue et al., 2010).

O resultado obtido, a partir do cristal de flogopita, apresenta uma idade platô (*plateau age*) bem definido de 552.81 ± 4.11 Ma, correspondendo a 67.7% de ^{39}Ar liberado (Figura 4.1). O espectro da idade platô exibe uma ligeira perturbação nas etapas iniciais, de baixas temperaturas de extração, o que pode indicar alguma perda de Ar (Tabela 4.2). Isto é explicado pela ocupação do ^{40}Ar em sítios de baixa (-média retenção), tais como fraturas e/ou defeitos cristalinos, favorecendo a liberação do Ar com baixas temperaturas ou perdas de Ar na borda do mineral "recoil" (Gerald, 2010). Apesar do suave decréscimo de idade associado às etapas de menores temperaturas, o dado exibe boa homogeneidade analítica, com idade platô estável até temperaturas mais elevadas. A idade integrada é de 550.02 ± 3.98 Ma, com idades de etapas de aquecimento variando entre $441.9 + 47.1$ a $554.5 + 4.7$ Ma.

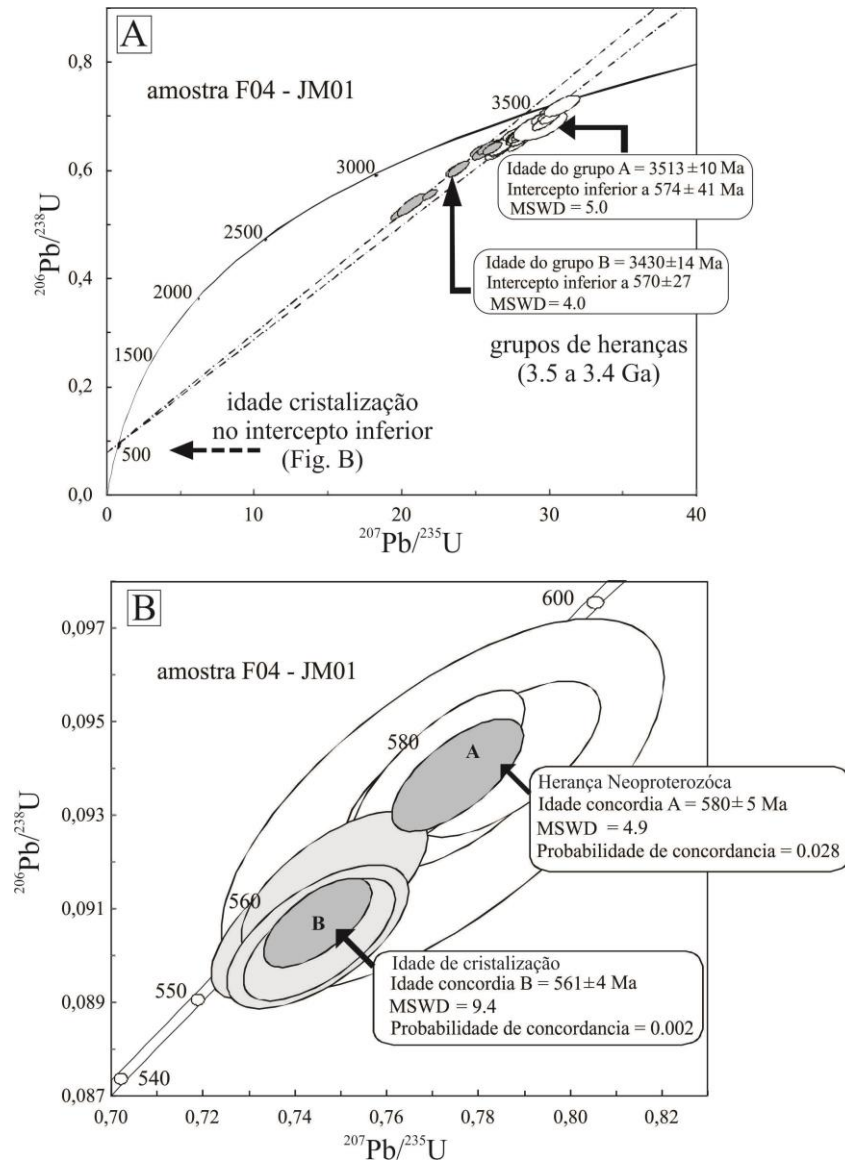


Figura 4. 1 - Diagrama da concórdia para análises obtidas em cristais de zircão obtidos em pegmatítico rico em berilo, amostra F04-JM01, geradas por meio de LA-ICP-MS. (A) Grupo de populações que representam idades de herança do embasamento. (B) Grupo de populações que representam a idade de cristalização do leucogranito.

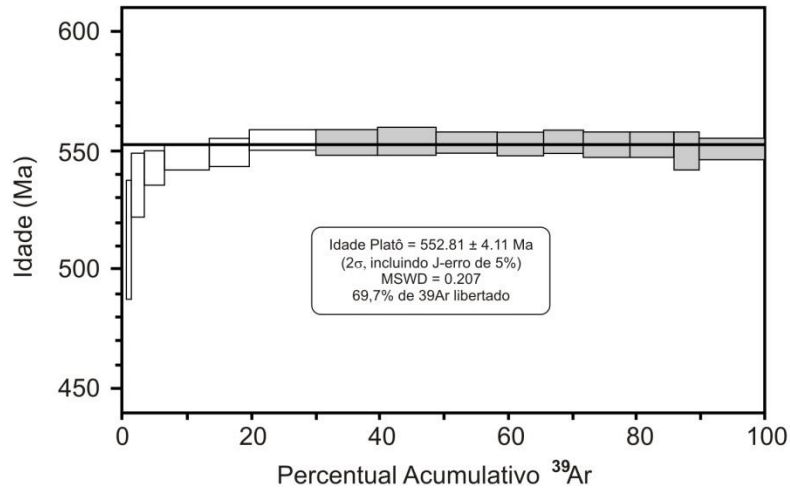


Figura 4. 2 - Espectro obtido na datação Ar-Ar em flogopita retirado da zona hidrotermal mineralizada, pela técnica de *step heating*.

Tabela 4. 2 – Dados analíticos da mica da zona metassomática associada à mineralização do depósito de Fazenda Bonfim.

Power	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	r	Ca/K	% ^{40}Ar	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age
3.00	0.002806 ± 0.000390	0.017558 ± 0.000905	0.0070	0.216	82.86	0.25	9.70 ± 6.6	136.0 ± 88.9
4.00	0.001047 ± 0.000267	0.020021 ± 0.000696	0.0030	0.137	30.91	0.40	34.5 ± 4.1	441.9 ± 47.1
4.60	0.000503 ± 0.000143	0.020860 ± 0.000565	0.0020	0.067	14.83	0.82	40.8 ± 2.3	512.4 ± 25.4
5.00	0.000235 ± 0.000067	0.021680 ± 0.000453	0.0010	0.032	6.93	1.71	42.9 ± 1.3	535.2 ± 13.9
5.50	0.000176 ± 0.000033	0.021749 ± 0.000258	0.0010	0.016	5.18	3.34	43.6 ± 0.7	542.4 ± 7.4
6.00	0.000124 ± 0.000019	0.021885 ± 0.000198	0.0010	0.008	3.67	7.00	44.0 ± 0.5	547.0 ± 5.1
6.50	0.000096 ± 0.000022	0.021966 ± 0.000222	0.0010	0.009	2.82	6.19	44.2 ± 0.5	549.3 ± 5.8
7.00	0.000077 ± 0.000015	0.021855 ± 0.000191	0.0010	0.005	2.27	10.58	44.7 ± 0.4	554.5 ± 4.7
7.50	0.000070 ± 0.000017	0.021954 ± 0.000233	0.0000	0.006	2.07	9.40	44.6 ± 0.5	553.3 ± 5.6
8.00	0.000064 ± 0.000018	0.021965 ± 0.000245	0.0010	0.006	1.89	9.23	44.7 ± 0.6	553.9 ± 6.0
8.50	0.000056 ± 0.000016	0.022027 ± 0.000166	0.0000	0.006	1.66	9.54	44.6 ± 0.4	553.7 ± 4.3
9.00	0.000053 ± 0.000015	0.022086 ± 0.000200	0.0000	0.008	1.57	7.09	44.6 ± 0.5	552.8 ± 4.9
10.00	0.000051 ± 0.000017	0.022048 ± 0.000206	0.0000	0.009	1.51	6.37	44.7 ± 0.5	554.0 ± 5.1
11.00	0.000050 ± 0.000017	0.022117 ± 0.000224	0.0000	0.008	1.46	6.97	44.6 ± 0.5	552.7 ± 5.4
12.50	0.000044 ± 0.000018	0.022152 ± 0.000223	0.0000	0.008	1.28	6.80	44.6 ± 0.5	552.8 ± 5.5
14.00	0.000050 ± 0.000029	0.022236 ± 0.000319	0.0000	0.013	1.48	4.18	44.3 ± 0.7	550.1 ± 8.0
25.00	0.000037 ± 0.000016	0.022279 ± 0.000179	0.0000	0.005	1.1	10.13	44.4 ± 0.4	551.0 ± 4.5



5. DISCUSSÕES

Um importante aspecto na gênese de esmeraldas é a fonte dos elementos químicos, com destaque para o Be, necessário à formação de silicatos de berilo, e dos elementos cromóforos Cr (V, Fe), que lhes confere as cores exuberantes que agregam valor a gema. No caso do depósito da Fazenda Bonfim, as fontes estão claras, isto é, associados à leucogranitos de composição tonalítica a albititos com berilo e rochas ultramáficas variavelmente afetadas por amplos processos metamórficos e hidrotermais.

As rochas ultramáficas apresentam uma mineralogia original anidra, instável sob quaisquer condições metamórficas. Desta forma, a mineralogia é facilmente transformada em uma série de minerais hidratados, tais como serpentina, anfibólio, talco, cuja transformação pode se unicamente explicado pela introdução de OH- nas rochas originais, sob condições de baixa fácies metamórfica. As características dos processos de serpentinização nas rochas ultramáfica da Fazenda Bonfim é ampla, fazendo com que as texturas originais fossem obliteradas e dificultando identificação do protólito. Apesar disto, foram identificados minerais primários, como cristais reliquias de olivinas e cromitas. Os dados geoquímicos demonstram rochas bastante magnesianas (MgO = 31,33 – 36,1 wt.%), enriquecidas em cromo, com teor máximo de Cr = 6539 ppm, corroborando com a presença da fase mineral rica neste elemento.

O contraste geoquímico entre às rochas ultramáficas (serpentinizadas) e a intrusiva félsica, e seu contato sob determinada temperatura, cria condições para mobilidade de determinados elementos e formação de zonas de alteração hidrotermal (Phillips & Hess, 1936; Sanford 1982). A origem das soluções hidrotermais, responsável pela variação faciológica das rochas ultramáfica, são originadas pelas rochas intrusivas félsica, comuns neste tipo de mineralização (Scheibe, 1926, Fersman, 1929, Sinkankas, 1981, Schwarz, 1987, Groat et al., 2003, Barton & Young, 2002, Giuliani et al, 2002, entre outros). A transferência de massa, no depósito da Fazenda Bonfim, é atestada por uma zonation metassomática, nos quais incluem os termos petrográficos descritos: talco serpentina xisto, tremolita-talco xisto, tremolita-biotita xisto, biotita tremolita com esmeralda, além do flogopita xisto, que representa o hidrotermalito portador da mineralização de esmeraldas.

As lentes de flogopitita xistos, que ocorrem em contato com leucogranito, marca o aumento de temperatura a partir da rocha intrusiva, enquanto que o aparecimento das fases ricas em talco, próximo a ultramáfica serpentinizada, marca bem a diminuição da temperatura. Assim, o zoneamento metassomático é marcada pela sequencia de mobilidade dos elementos, relacionado ao aumento de temperatura a partir da sequência CaO, Al₂O₃, Na₂O+K₂O, FeO, embora passíveis variações locais, em função das condições de pressão e disponibilidade de H₂O e CO₂ (Sanford, 1982). O aparecimento do flogopitito marca a transferência de K₂O, Na₂O e Al₂O₃, balizada ainda pela transformação do granito pela adição de MgO e remoção de SiO₂ (Brandy, 1977). O aparecimento da tremolita marca o início da transferência de CaO, enquanto que a diminuição de Cr ao longo do zoneamento metassomático é atribuído à diluição ocasionada pela adição de outros elementos



(Sanford, 1982). Assim, a transferência de elementos é marcada pelas variações metassomáticas a partir da rocha ultramáfica serpentizada nas variantes: tremolita-talco, tremolita-biotita e flogopita xisto rica em esmeralda, até o albita granito encaixante. Segundo Strieder (1992) este zoneamento mineralógico desenvolve-se em condições metamórficas que equivalem a fácies anfibolito inferior a médio.

No que concede aos leucogranitos ricos em berilo, associados ao processo metassomático responsável pela mineralização da Fazenda Bonfim, é destacado a fácies rica em plagioclásio, formando albitos nas porções mais centrais. Os albitos, demonstram a concentração de cumulos de plagioclásio nas porções mais centrais destes corpos intrusivos. A variação entre proporções de plagioclásio e quartzo, como demonstrado nos estudo petrográfico, são refletidos pelos dados geoquímicos. Nestas rochas o conteúdo de álcalis é associado com relativa depletação em SiO_2 , acompanhado por alto conteúdo de Be, Sr, Th e baixo de Ta, Nb, U, Zr e ETR. Os leucotonalitos intrusivos associados à mineralização são homogêneos e ocorrem fortemente deformados, boudinados e envelopados por uma lente de flogopita alinhados ao plano de deformação regional. A presença uma foliação fortemente penetrativa nesta zona metassomática mineralizada, imprime no flogopitito uma textura lepidoblástica, bem como, lineações de crescimento mineral em esmeraldas, de baixo caimento, relacionadas a uma componente *strike-slip*, de cinemática dextral, indicando atuação do sistema deformacional da Zona de Cisalhamento Santa Mônica na gênese do depósito. Isto comprova que além do evento magmático Brasileiro, o estágio tectônico-deformacional exerceu forte influencia na gênese da mineralização. Este efeito deformacional é também observado na direção de migração das soluções hidrotermais, que podem ser visualizadas no alinhamento das inclusões fluidas primárias Tipo 1 e 2, as quais ocorrem na forma de cilindro alongados, paralelamente a lineação de crescimento mineral das esmeraldas - eixo cristalográfico C.

Os albita-granitos intrusivos possuem aspectos deformados, comumente imbricados a boudinados, os quais são envelopados por lentes de flogopita xisto com esmeralda, os quais se associam tramas estruturais planares e lineares cogenéticas. Por conseguinte, a mineralização de esmeralda da Fazenda Bonfim ocorre em trama estrutural compatível com estágio sin- deformacional D3 descrito por Jardim de Sá (1994), onde lineações de crescimento mineral em esmeralda associam-se à planos de deformação de componente cisalhante (*strike slip*), associados a intrusivas félsicas intensamente deformados.

A partir dos resultados obtidos por microsonda eletrônica, foi possível definir os elementos presentes na estrutura mineral das esmeraldas da Fazenda Bonfim, bem como compreender suas variações a partir dos seus conteúdos relativos. Os resultados de química mineral obtidos foram similares com os valores obtidos por Zwaan et al. (2012) no mesmo depósito. Todavia, no presente trabalho obteve-se concentrações maiores para Cr_2O_3 e Na_2O com valores médios de 0.57 e 1.76% respectivamente. Ressalta-se que variações consideráveis nas concentrações de seus elementos podem ser comumente exibidas em esmeraldas oriundas de mesmas ocorrências (Schwarz, 1987). A partir dos conteúdos por átomo por unidade de fórmula (apuf), observa-se que devido a deficiência do Al^{+3} e abundância relativa em Cr^{+2} , Fe^{+2} , Fe^{+3} e Mg^{+2} , elementos de similares raios iônicos, ocorreu a



substituição daqueles elementos no sítio do Al, conforme verificado pela forte correlação negativa ($r = -0.95$). Entretanto devido à entrada de cátions com menor estado de oxidação, esta substituição causa deficiência de carga no composto. Assim para alcançar o balanço de cargas e eletroneutralidade do composto, substituições complementares ocorrem pela incorporação de álcalis monovalentes nos canais do berilo. A forte relação positiva ($r = 0.75$) entre os álcalis monovalentes Na, K e Rb, e os cátions divalentes Cr, Fe e Mg, que ocupam a posição do Al, confirmam a entrada de elementos nos canais do berilo para o balanço de cargas. Dentre os álcalis, destaca-se nas esmeralda da Fazenda Bonfim os conteúdos de Na com valor médio de 1.76% e valor máximo de 2.10%. Segundo Bakakin & Belov (1962) o sódio é o principal e, às vezes, o único álcali presente no berilo, por apresentar o tamanho mais conveniente para entrar, junto com o HOH, nos canais de vacância, enquanto que o K e Rb está associado a presença de Li na estrutura mineral de esmeraldas. Assim os conteúdos obtidos de K e Rb para as esmeralda da Fazenda Bonfim, podem ser justificados pelos valores de Li (74 - 128 ppm) obtidos por Zwaan et al. (2012).

Apesar da impossibilidade de definir analiticamente o estado de oxidação do Fe (+2 ou +3), o suave viés acima da reta de proporção 1:1 indicam que Fe^{+3} foi incorporado na estrutura das esmeralda da Fazenda Bonfim. Os diagramas ternários com os elementos mais significativos em esmeraldas, exibem maiores concentrações relativas de MgO e baixos conteúdos relativos de V_2O_3 , para as esmeraldas da Fazenda Bonfim, confirmando uma tendência global (Figura 5.1).

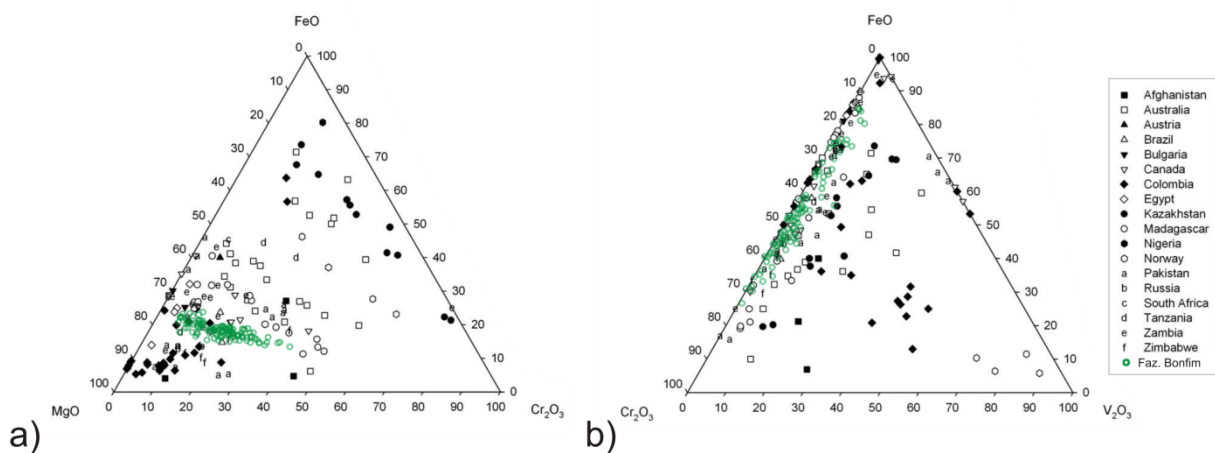


Figura 5. 1 – Diagramas ternários de elementos em óxidos, plotados em proporção em peso de óxidos (wt%) e com todo Fe como FeO.. Em (a) diagrama ternário dos elementos cromóforos das esmeraldas. Em (b) diagrama ternário com os principais substituídos do Al octaédrico. Copilado e modificado de Groat et al. (2008).

As flogopitas possuem concentrações de Mg com cerca de 73% apuf e possuem como fonte clara deste elemento rochas ultramáficas serpentinizadas com conteúdo médio de 33% de MgO em rocha total. Este mineral é característico em zonas de metassomatismo associado às rochas félsicas e corpos máficos-ultramáficos, associados a sistemas peraluminosos (Barton & Young, 2002 e Zwaan, 2016). Esta vinculação, provavelmente, reflete as elevadas atividades de Al_2O_3 que são necessárias para desenvolvimento da esmeralda.



Os estudos de inclusões fluidas nas esmeraldas do depósito Fazenda Bonfim revelaram fluidos essencialmente aquosos (sistema tipo $H_2O-NaCl$), porém com contribuição de fluidos aquo-carbônicos. Esses últimos ainda com traços de CH_4 , compondo um sistema do tipo $H_2O-NaCl-CO_2\pm CH_4$. Os fluidos responsáveis pela mineralização de esmeralda possuem densidades e salinidades baixas a moderadas, com temperatura de homogeneização entre 410° e 460° C e frequentes cristais de captura accidental. Tais características estão de acordo com as observações obtidas em estudos de inclusões fluidas em esmeraldas hidrotermais, geradas a partir da interação metassomática de corpos ácidos e rochas ultramáficas (Grundmann and Morteani 1989, Vapnik et al. 2006, Marshall et al. 2012).

Adicionalmente, as informações microtermométricas indicam provável ação do processo *boiling* na formação das esmeraldas do depósito Fazenda Bonfim. Segundo Roedder & Bodnar (1980), uma das características da presença de *boiling* é a distinta forma de homogeneização no sistema fluido, isto é, duas direções nas mudanças de fases durante o aquecimento até as temperaturas de homogeneização total (T_h total). Se a homogeneização para a fase líquida e para a fase gasosa ocorre a um mesmo intervalo de temperatura, a pressão pode ser estimada com base na T_h total. Entretanto, tal estimativa é apenas aproximada, pois existe baixa acurácia das medidas de T_h total quando esta ocorre em direção da fase gasosa, pois algum conteúdo da fase líquida pode revestir as paredes das cavidades da inclusão fluida, como uma espécie de filme, diminuindo a acurácia na observação da T_h total. É provável que a variação de densidade do fluido tenha exercido fundamental importância na variação volumétrica na razão V_g/V_t no sistema fluido das esmeraldas do depósito Fazenda Bonfim, favorecendo a um aprisionamento de fluidos em diferentes tempos e variáveis condições de pressão e temperatura (Roedder & Bodnar 1980). O estudo de inclusões fluidas determinou um principal intervalo de T_h total para as inclusões dos tipos 1 e 2 ($V_g/V_t < 50\%$) entre 370° e 430° C, as quais são os tipos dominantes e possuem densidade média em torno de $0,64$ g/cm^3 . Por outro lado, algumas inclusões do tipo 1 do tipo 3 com razão $V_g/V_t \geq 50\%$ o intervalo principal de T_h total está entre 430° e 450° C, cuja densidade média em torno de $0,79$ g/cm^3 .

Admitindo ação de *boiling* e considerando que o sistema fluido $H_2O-NaCl$ como o tipo amplamente dominante na geração de esmeraldas do depósito Fazenda Bonfim, foram então aplicadas equações para definir isócoras a fim de estimar o campo de aprisionamento desses fluidos em termos de temperatura e pressão (Fig. 5.2). Utilizou-se como base a temperatura de homogeneização total das inclusões dos tipos 1 e 2, as quais são dominantes no sistema. Sendo assim, para uma variação de T_h total entre 375° e 430° C, aplicadas para as curvas com as respectivas salinidades de 18% e 10% de NaCl equivalentemente, obteve-se isócoras calculadas com base nos dados experimentais de Bischoff (1991), as quais foram então plotadas sobre diagrama proposto por Bodnar (1994) e Bodnar e Vityk (1994), para um fluido com salinidade de 15% de NaCl equivalentemente, a qual está próxima a salinidade média do fluido obtida nesse estudo (Tabela 8.3 em anexo). Observa-se então uma variação de 200 a 600 bars como intervalo de pressão para aprisionamento desses fluidos, compatível com o fácies metamórfica anfíbolito baixo.



Por outro lado, os dados de isótopos de oxigênio em esmeralda da Fazenda Bonfim mostram um intervalo de $\delta^{18}\text{O} = 6,8 - 7,4 \text{ ‰}$, compatível com os intervalos de $\delta^{18}\text{O}$ de outros depósitos de esmeralda do Brasil ($\delta^{18}\text{O} = 6,8 \pm 0,4 \text{ ‰}$). O baixo contraste entre os minerais utilizados como pares geotermométricos (esmeralda – quartzo) revelam equilíbrio isotópico no sistema, cujo intervalo de temperatura é de 325° e 370° C.

A aplicação conjunta dos dados de inclusões fluidas e de isótopos de oxigênio tem sido aplicado na tentativa de caracterização das condições de pressão e temperatura de aprisionamento de fluidos em depósitos de esmeralda (Giulianiet al. 1997, Xue et al. 2010). Entretanto, os dados aqui obtidos, revelam uma considerável diferença termométrica entre as temperaturas nas inclusões fluidas e do par isotópico berilo-quartzo. Isso se deve provavelmente a impurezas naturalmente presentes nas amostras de esmeralda e quartzo, as quais teriam influenciado nas medidas isotópicas.

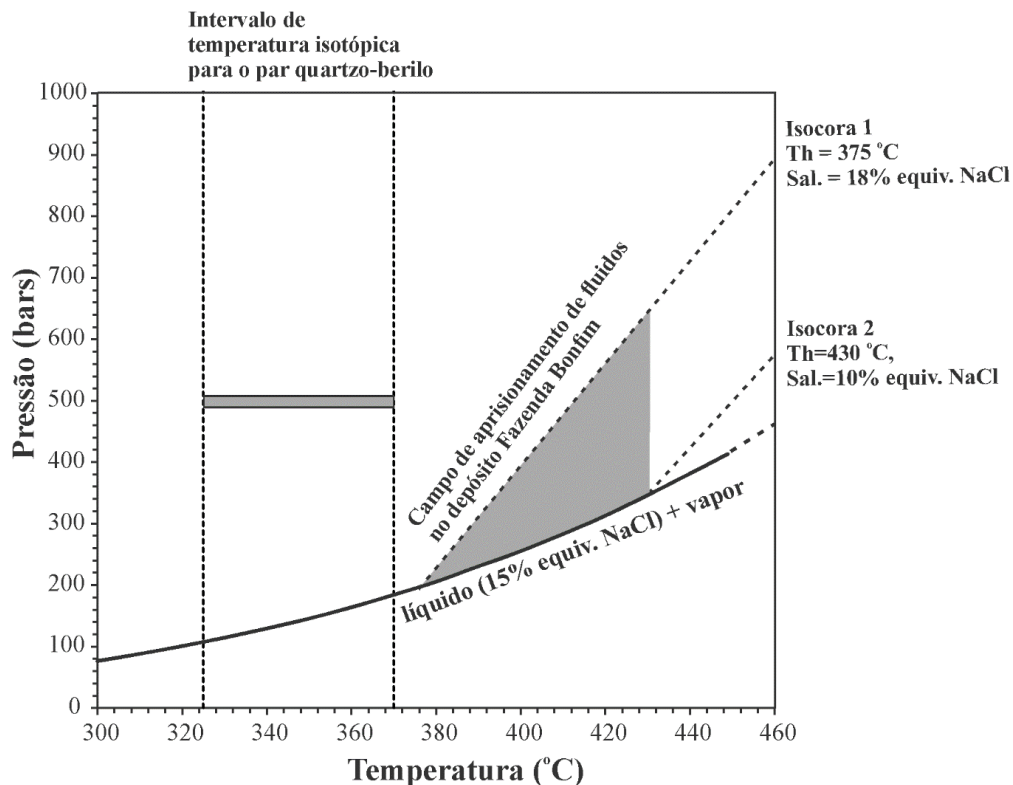


Figura 5. 1 - Diagrama de temperatura versus pressão, proposto para as condições de formação da esmeralda da Fazenda Bonfim. As isocoras foram calculadas com base na equação de Bodnar and Vityk (1994) para o sistema fluido H₂O-NaCl, aplicando os dados experimentais de Bischoff (1991) para uma salinidade média de 15% de NaCl equivalente.

A idade obtida de 561 ± 4 Ma pelo método U/Pb é interpretado como representativa da cristalização do leucotonalito intrusivo, enquanto que dois componentes de herança isotópica são registradas, com idades em torno de 580 Ma e 3.5 Ga. O dado isotópico de U/Pb correspondem as idades mais antigas registradas em corpos intrusivos ácidos mineralizados na Província Borborema. Ressalta-se, que além dos dados geocronológicos, outras características distinguem às intrusivas félsicas da Fazenda Bonfim. Àqueles corpos são intensamente deformados, com colocação em



regime dúctil e intrusivos no embasamento Arqueano, enquanto que os demais corpos ácidos mineralizados da Faixa Seridó são em geral, indeformados, com colocação em regime dúctil a dúctil-rúptil e intrusivos nas rochas supracrustais do Grupo Seridó.

A datação Ar/Ar de 552.81 ± 4.11 Ma, obtida em flogopita, interpretado como contemporâneo ou próximo a gênese das esmeraldas, forneceu idade muito próxima a datação U/Pb. O sistema isotópico U/Pb em zircões possui temperatura de bloqueio de cerca de 800°C (Lee et al. 1997, Cherniack & Watson 2000), enquanto que a sistema isotópico Ar/Ar em biotitas possui temperatura de bloqueio entre 300 e 350°C (Dodjan, 1973). Desta forma, os resultados obtidos dos sistemas isotópicos U/Pb e Ar/Ar, aludem uma história de resfriamento rápida, que é natural em corpos ígneos intrusivos de pequenas dimensões. As restritas dimensões das zonas metassomáticas são compatíveis com os volumes das rochas intrusivas ácidas (fonte de fluido e calor) e história de resfriamento rápido para formação das assembleias minerais nesta zona, o qual inclui a grande concentração de pequenos cristais de esmeraldas. Isto reflete a alta taxa de nucleação e baixa taxa de crescimento mineral destas gemas nas principais frentes de lavras, observadas no depósito. A datação do processo metassomático formador das esmeraldas da Fazenda Bonfim, apresenta valor similar à fluidos associados a mineralizações de molibdenita, associado a escarnitos, obtido na Mina Brejuí com idade de 554 ± 4.11 Ma (Re-Os) obtido por Holanda et al. (2017). Isto sugere pulso magmático félsico com potencial mineralizador, que antecede o pico Orogêne Brasileira na Faixa Seridó.

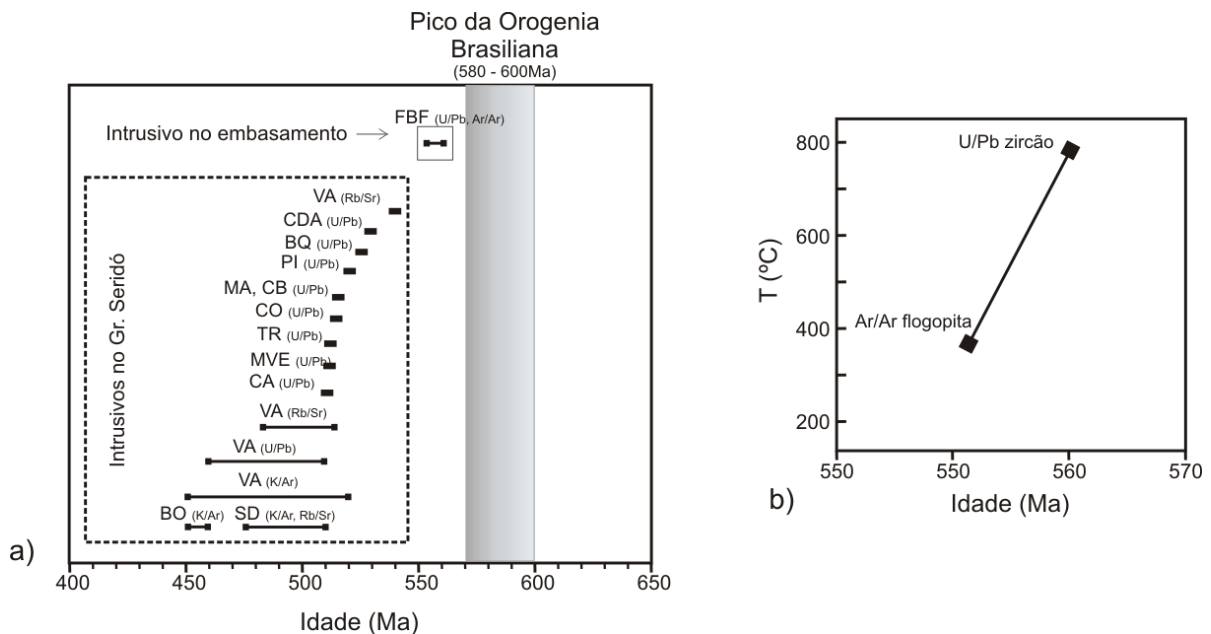


Figura 5. 2 - Em (a) Esquema com idades das intrusões associadas à mineralização durante a orogênese Brasileira na Província Borborema. Em (b) diagrama com idades Ar/Ar e U/Pb obtidas nas rochas associadas à mineralização de esmeralda da Fazenda Bonfim. Legenda: VA = Varios, CA=Capoeira, MVE = Malhada vermelha, TR=Trigueiro, CO=Combi, MA=Mamões, CA=Carnaubinha, PI=Picuí, BQ=Boqueirão, CDA = Carnaubas de Dantas e FBF = Fazenda Bonfim (Baumgartner et al., 2006, Araújo et al., 2005, Almeida et al., 1968, Dirac & Ebert, 1967, Ebert, 1970, Beurlen et al., 2006).



6. CONCLUSÕES

A partir dos dados obtidos neste estudo, conclui-se que a gênese da esmeralda Fazenda Bonfim envolveu um clássico processo de metassomatismo decorrente da interação de corpos graníticos, de composição tonalítica a albitítica, ricos em Be com rochas máfica-ultramáficas, porém fortemente influenciada movimentos tectônicos. Os cristais de esmeraldas possuem como principais elementos cromatóforos Fe e Cr. Hospedam fluidos essencialmente aquosos de baixa a moderada salinidade, com TH com maior frequência entre 410 e 460°C, e valores de composição isotópica ($\delta^{18}\text{O} = 6,8 - 7,4 \text{ ‰}$), caracterizando fluidos magmáticos, porém com influência de água meteórica.

A mineralização ocorreu durante o estágio sin- deformacional ao pico da orogênese Brasileira, controlada por zonas de cisalhamento dúctil, atribuída a fácies anfibolito médio, associado a intervalo de temperatura de 325 e 370°C e pressões entre 2200 e 2800 bars.

O albita-granito, responsável pela gênese do depósito de esmeralda da Fazenda Bonfim, possui idade de cristalização de 561 Ma, porém com herança arqueana em torno de 3,4 Ga. Entretanto o processo metassomático responsável pela formação das esmeraldas da Fazenda Bonfim possui idade 553 Ma, a qual pode ser considerada como uma idade mais antiga, até então registradas, relacionadas mineralização rochas graníticos intrusivas da Faixa Seridó. Dados combinados de geocronologia e relação estruturais de campo sugerem que o regime de deformação relacionado ao Evento Brasileiro, atuou até pelo menos 553 Ma na porção setentrional da Faixa Seridó, região no qual se insere o depósito da Fazenda Bonfim.

Os resultados alcançados nesta pesquisa fornecem um importante guia para exploração mineral e corroboram como a importância metalogenética dos pulsos magmáticos que antecedem o pico metamórfico regional da Orogênese Brasileira na Faixa Seridó, datado em ca. 575 Ma.

Embora diversos esquemas de classificação sejam propostos para depósitos de esmeraldas, baseados critérios genéticos ou descritivos, são evidentes que mineralizações de esmeraldas são amplamente associados a ambientes tectônicos ativos na época da gênese da mineralização. O fator tectônico possui relevante importância nos processos atuantes que promoveram a interação de rochas de naturezas geoquímicas distintas, bem como favorecendo com temperatura e fluidos para formação destas gemas. Deste modo,



neste estudo, embora passível de abrangência global, será atribuído o seguinte termo genético classificação: depósito orogenético de esmeralda da Fazenda Bonfim.

7. REFERÊNCIAS

- Abdalla, H.M. & Mohamed, F.H. 1999. Mineralogical and geochemical investigation of emerald and beryl mineralisation, Pan-African Belt of Egypt; genetic and exploration aspects. *Journal of African Earth Sciences*, 28: 581-598.
- Agrawal V.N. 1992. Relations between pegmatite emplacements and tectono-metamorphic events in the Seridó Group, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(I):43-46.
- Alexandrov P., Giuliani G., Zimmermann J-L. 2001. Mineralogy, age and fluid geochemistry of the Rila emerald deposit, Bulgaria. *Economic Geology*, 96:1469-1476.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., and Fisher, D., 2013, *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: *Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande (PB)*, p. 363–391.
- 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.
- Almeida, F. F. M. de; Leonardos JR., O.H.; Valença, J. 1967. Granitic rocks of North-East South America. Paris: UNESCO, p52. il.
- Angelim, L. A. de A et al. 2004b. [CD ROM] Folha SB.24 Jaguaribe. In: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG: folha SB.24 Jaguaribe. Geological map of Brasil 1:1.000.000 scale: geographic information system - GIS. Brasília: CPRM. 41 CD ROM CD 17/41. Programa Geologia do Brasil.
- Angelim, L. A. de A.; Camozzato, E.; Wanderley, A. A. 2004a. [CD ROM] Folha SB.25 Natal. In: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG: folha SB.25 Natal folha SC.25 Recife. Geological map of Brasil 1:1.000.000 scale: geographic information system - GIS. Brasília: CPRM. 41 CD ROM CD 18/41. Programa Geologia do Brasil.
- Angelim, L.A.A et. al. (2006) CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte, Recife-PE.
- Archanjo, C. J.; Salim, J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). In: *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 12, 1986, João Pessoa. *Atas do... João Pessoa: SBG. Núcleo Nordeste*, 1986. 556p. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 10) p.270-281.
- Araújo MNC, Alves da Silva FC, Jardim de Sá E (2001) Pegmatite emplacement in the Seridó belt, northeastern Brazil: late stage kinematics of the Brasiliano orogen. *Gond Res* 4:75–85



- Araújo MNC, Vasconcelos PM, Alves da Silva FC, Jardim de Sá E, Sá JM (2005) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zone in the Borborema Province, NE Brazil. *J S Am Earth Sci* 19:445–460.
- Archanjo, C.J. 1993. Fabriques de plutons granitique set déformation crustal dunord-estdu Brésil: une étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques. Dr Sc thesis, Lab Pétrophet Tect, Univ de Toulouse III, France.
- Aurischio C., Fioravanti O., Grubessi O., Zanazzi P.F. 1988. Reappraisal of the crystal chemistry of beryl. *American Mineralogists*, 73:826-837.
- Bakakin, V.V.; Belov, N. V. 1962. Crystal chemistry of beryl. *Geochemistry*. 5:484-500.
- Bakker R.J. 1999. Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{NaCl}$ system. *Chemical Geology*, 154:225-236.
- Barilo S.N., Bychkov G.L., Kurnevich L.A., Leonuk N.I., Mikhailov V.P., Shiryayev S.V., Koyava V.T., Smirnova T.V. 1999. Controlled crystallization of emerald from the fluxed melt. *Journal of Crystal Growth*. 198/199: 716-722.
- Barton, M.D. & Young, S., 2002. Non-pegmatitic deposits of beryllium: mineralogy, geology, phase equilibria and forigin. In: Grew, E.S. (Ed.), *Beryllium: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 50, pp. 591–691.
- Baumgartner R., Rolf L., Romer R.L., Moritz R., Sallet R., Chiaradia M. 2006. Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Canadian Mineralogist*, 44(1):69-86.
- Bertrand, J.M., Jardim de Sá, E.F., 1990. Where are the Eburnian–Transamazonian collisional belts? *Can. J. Earth Sci* 27, 1382–1393.
- Beurlen H. 1995. The mineral resources of the Borborema Province in northeastern Brazil and its sedimentary cover: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4):365-376.
- Beurlen H., Barreto S., Martin R., Melgarejo J., Rhede D., Silva M. R. R. & Souza Neto J. 2009a. The Borborema Pegmatitic Province, NE-Brazil revisited. *Estudos Geológicos, UFPE, Recife, Thematic Issue – Contributions of the 4th International Symposium on Granitic Pegmatites (PEG 2009 Brazil)*, 19(2):62-66.
- Beurlen H., Rhede D., Silva M. R. R., Thomas R., Guimarães I.P. 2009b. Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites in Borborema Province, northeastern Brazil: a possible source of the rare element granitic pegmatites. *Terra*, 6(1):59-71.
- Beurlen H., Silva M. R. R., Castro C. 2001. Fluid inclusion microthermometry in Be-Ta-(Li-Sn)-bearing pegmatites from the Borborema Province, northeastern Brazil. *Chemical Geology*, 173(1-3):107-123.
- Beurlen H, Barreto, S., Melgarejo, J., Rhede, D., Da Silva, M.R.R., Souza Neto, J. 2007. The Borborema Pegmatitic Province in Northeast Brazil: the state of the art. *Granitic Pegmatites: The State of the Art – International Symposium*. 06th – 12th May 2007, Porto, Portugal. 3p.



- Beurlen, H., Da Silva, M. R.R., Thomas, R., Soares, D.R. & Olivier, P. 2007. Nb-Ta-(Ti-Sn)-oxide mineral chemistry as tracers of rare-element granitic pegmatite fractionation in the Borborema Province, Northeast Brazil. *Mineralium Deposita*, 40-41, in press.
- Beurlen, H.; Thomas, R., Melgarej, O J.C., Da Silva, J. M. R, Rhede, D., Soares, D.R., Da Silva, M.R. R. 2013. Chrysoberyl–sillimanite association from the Roncadeira pegmatite, Borborema Province, Brazil: implications for gemstone exploration. *Journal of Geosciences*, 58 (2013), 79–90
- Beus, A.A. 1966. *Geochemistry of Beryllium and Genetic types of Beryllium Deposits*. Freeman & Co., San Francisco: 401 pp.
- Bizzi, L. A. (Ed.) et al. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps & GIS*. Brasília: CPRM. 673p. il. Contém 1 DVD.
- Blak A.R., Isotani S., Watanabe S. 1982. Optical absorption and electron spin resonance in blue and green natural beryl. *Phys. Chem. Mineralis*, 8:161 -166.
- Bodnar R.J. 1993. Revised equation and table determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:683-684.
- Bodnar R.J. 2003. Reequilibration of fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Ed.). *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Vancouver. Short course series, v. 32, c.8, p.213-231.
- Bodnar R.J. and Vityk M.O. 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*. B De Vivo and M.L. Frezzotti (Eds.), publ. by Virginia Tech., Blacksburg (VA), p.117-130.
- Bragg, W.L. and West, J. 1926. The structure of beryl. *Proceedings of the Royal Society London*, 3A, 691-714.
- Brandy, J.B. 1977. Metasomatic zones in metamorphic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41:113-125.
- Branquet, Y., Laumonier, B., Cheilletz, A. and Giuliani, G., 1999. Emeralds in the eastern Cordillera of Colombia: Two tectonic settings for one mineralization. *Geology*, vol. 27, no. 7, p. 597–600.
- Brendan M. Laurst and John H. Dilles. Lawrence W. Snee. 1996. Emerald mineralization metasomatism of amphibolite, Khataro granitic pegmatite hydrothermal system, Haramosh mountains, north in Pakistan. *The Canadian Mineralogist*. Vol.34, pp.1253-1,286 .
- Brito Neves, B. B. de et al. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, p.25-38, ago.
- Brito Neves, B. B. DE; Santos, E. J. DOS; Van Schmus, W. R. 2000. The tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U. G. (Ed.) et al. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress. 856p. il. p.151-182.



- Brito Neves, B.B., Sial, A.N., Rand, H.M., Manso, V.V., 1982. The Pernambuco–Alagoas Massif, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 12, 240–250.
- Brito Neves B. B., Santos E. J., Van Schmus W. R. 2000. The tectonic history of the Borborema Province. In U. G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, 2:151-182.
- Brown, P.E. and Hagemann, S.G. 1994. MacFlinCor: A computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: B. Vito & M.L. Frezzotti (Edt.). *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignano - Siena. Short course of the working group (IMAQ) "Inclusions in Minerals". p.231-250.
- Bühn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81:1–16.
- Caby R., Arthaud M., Archanjo C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeastern Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4):235-246.
- Caby R., Sial A.N., Arthaud M., Vauchez A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In R.D. Dallmeyer & J.C.P.L. Lécorché (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer Verlag, Berlin, 373-397.
- Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America Special Paper* 230, pp. 145–158.
- Cardozo, N., and Allmendinger, R. W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: *Computers & Geosciences*, v. 51, no. 0, p. 193 - 205, doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021
- Cassedanne J. P. 1991. Tipologia das jazidas brasileiras de gemas. In: C. Schobbenhaus, E. T. Queiroz, C. E. S. Coelho (Edt.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília: DNPM/CPRM, vol. 4. il. p. 17-36.
- Cassedanne J.P., Cassedanne J.O., Mello, Z.F. 1979. As esmeraldas de Tauá e Pilão Arcado. *Mineração e Metalurgia*, 410:50–58.
- Cavalcante Neto M.T.O. e Barbosa R.V.N. 2007. As esmeraldas de Lajes, Caiçara do Rio dos Ventos e São Tomé/RN. *Holos*, 23(2):92-104.
- Cavalcante, R ; Cunha, A. L.C., Medeiros, V. C., 2015. Programa Geologia do Brasil-PGB. Projeto Provincias Metalogenéticas do Brasil: Area PB - RN (Borborema Leste). Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Mapa Escala 1:250.000.
- Cheilletz A., Féraud G., Giuliani G., Rodriguez C. T. 1994. Time-pressure and temperature constraints on the formation of colombian emeralds: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser microprobe and fluid inclusion study. *Economic Geology*, 89:361-380.
- CHERNIAK, D.J. & WATSON, E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chem. Geol.*, 172: 5-24.
- Chielletz, A. and Giuliani, G., 1996. The genesis of Colombian emeralds: a restatement. *Mineralium Deposita*, vol. 31, p. 359–364.



- Collins P.F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74:1435-1444.
- Correa R.T., Vidotti R.M., Oksum E. 2016. Curie surface of Borborema Province, Brazil. *Tectonophysics* 679: 73–87.
- Corsini M., Figueiredo L.L., Caby R., Féraud G., Ruffet G., Vauchez A. 1998. Thermal history of the Pan-African/BrasilianoBorborema Province of northeast Brazil deduced from ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis. *Tectonophysics*, 285(1-2):103-117.
- Couto P.A., Sampaio A.R., Gil C.A.A., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Fernandes Filho J.F., Guimarães J.T., Melo R.C. 1978. Projeto Serra da Jacobina: geologia e prospecção geoquímica. Salvador (BA), Relatório final, Convênio DNP/CPRM.
- CPRM 2006. Projeto Geológico e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Programa Geologia do Brasil – PGB. Mapeamento Geológico, Escala 1:500.000. MME-FAPERN, Recife, 76p.
- Da Silva, M.R.R., Höll, R. & Beurlen, H. 1995. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journ. South.Am.Earth. Sci.* 8, 355-364.
- Dalrymple G.B., Alexander Jr. E.C., Lanphere M.A., Kraker G.P. 1981. Irradiation of samples for ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating using the Geological Survey TRIGA Reactor, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1176, 55 pages.
- Dantas E. L. 1997. Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço São José do Campestre, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de São Paulo, Campus Rio Claro, 211p.
- Dantas E.L., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Fetter A.H., BritoNeves B.B., Cordani U., Nutman A.P., Williams I.S. 2004. The 3.4–3.5 Ga São José doCampestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *PrecambrianResearch*, 130:113–137.
- Dantas R. C., Dantas, E.L., Oliveira, C. G. 2014. Geoquímica e geocronologia U-Pb e Sm-Nd das rochas encaixantes do depósito de W-Au Bonfim-RN, Faixa Seridó, Província Borborema. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Resumo, PAP017220.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1966. An introduction to the rockforming minerals. London, Longman Group Limited, vol. 1, 80-83.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 2013. An introduction to the rockforming minerals. London, Longman Group Limited, vol.3, 299.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1972. Rock forming minerals: orth-and ring silicates. (vol. 1) London, Longman Group Ltd.
- Delgado, I. de M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A. (ed.) et al. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps & GIS. Brasília: CPRM, 2003. cap.5, p.227-334.



- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291:193-196.
- Dereppe, J.M., Moreaux, C., Chauvaux, B., Schwarz, D., 2000. Classification of emeralds by artificial neural networks. *Journal of Gemmology* 27, 93–105.
- Diamond, L.W. 1992. Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapor + aqueous KCl-NaCl solutions: experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:273-280.
- Diamond, L.W. 2003. Systematics of H₂O inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Ed.). *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Vancouver. Short course series, v. 32, c.3, p.55-79.
- Ebert, H. 1969. *Geologia do Alto Seridó: nota explicativa da folha geológica de Currais Novos*. Recife: Sudene. 120p. (Série Geologia Regional, 11).
- Ferreira V. P., Sial A. N., Jardim de Sá E. F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 2(5):439–455.
- Ferreira, C. A.; Santos, E. J. dos. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE. Folha SB. 24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco. Escala 1: 500.000. *Geologia e Metalogênese*. CPRM. Recife: CPRM, 2000. [CD ROM.]
- Ferreira, V. P.; Sial, A. N.; Jardim de Sá, E. F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v.2, n.5, p. 439 - 455.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Santos, E.J., Jardim de Sá, E.F., Medeiros V.C. 1997. Granitoids in the characterization of terranes: the Borborema province, northeastern Brazil. *Inter. Symp. Gran. Assoc. Mineral.*, 197-201. Salvador, BA.
- Fersmann, A. 1929. *Geochemische Migration der Elemente*. *Abhandlungen zur praktischen Geologie und Bergwirtschaftslehre*. Bd. 18 74-118.
- Fetter A.H., Van Schmus W.R., Santos T.J.S., Arthaud M., Nogueira Neto J., Arthaud M. 2000. U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):102-106.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 354-B.
- Franz, G. and Morteani, G., 2002. Be-Minerals: Synthesis, stability, and occurrence in metamorphic rocks. In: *Beryllium: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, E.S. Grew (ed.), vol. 50, Mineralogical Society of America, Washington, D.C., U.S.A., p. 551–589.
- Frezzotti M. L., Tecce F., Casagli A. 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112: 1-20.



- Galindo A.C., Dall'Agnoll R., McReath I., Lafon J.M., Teixeira N. 1995. Evolution of Brazilian age granitoid types in a shear-zone environment, Umarizal - Caraúbas region, Rio Grande do Norte, northeast Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 81(1):79-95.
- Galindo, A. C. 1993. Petrologia dos granitóides brasileiros da região de Caraúbas e Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte. Natal, 1993. 370p. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Galindo, A. C. et al. 1995. Evolution of Brazilian age granitoid types in a shear-zone environment, Umarizal - Caraúbas region, Rio Grande do Norte, northeast Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v.8, n.1, p.79-95, 1995.
- Galindo, A. C.; Sá, J. M. 2000. Contexto tectônico e geoquímico do granitóide Catingueira: um magmatismo alcalino-peralcalino no limite norte da zona transversal da Província Borborema. *Geochimica Brasiliensis*, v.14, n.1, p.1-21.
- Gavrilenko, E.V., 2003. Esmeraldas de los Urales (Rusia): condiciones de formacion y caracterizacion comparativa con las esmeraldas de otros origenes. Unpublished M. Sc. thesis, Universidad Politécnica de Madrid, Spain. 330 pp.
- Gavrilenko, E.V., Dashevsky, D.M., 1998. Properties of emeralds of different genesis and their diagnostic meaning. *Proceedings of the Russian Mineralogical Society* 127, 45–57 (in Russian).
- Gibbs G.V., Breck D.W., Meagher E.P. 1968. Structural refinement of hydrous and anhydrous synthetic beryl and emerald. $A_{12}Be_3, Si_6, O_{18}, Al_{1.9}, Cr_{0.1}, Be_3, Si_6, O_{18}$. *Lithos*, 1:275-285.
- Gioia S.M.L. and 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(2):219–245.
- Giuliani G., France-Lanord C., Coget P., Schwarz D., Cheilletz A., Branquet Y., Giard D., Martinizard A., Alexandrov P., Piat D.H. 1998. Oxygen isotope systematics of emerald: Relevance for its origin and geological significance. *Mineralium Deposita*, 33:513–519.
- Giuliani G., France-Lanord C., Zimmerman J.L., Cheilletz A., Arboleda C., Charoy B., Coget P., Fontan F., Giard D. 1997b. Fluid composition, δD of channel H₂O and $\delta^{18}O$ of lattice oxygen in beryls: Genetic implications for Brazilian, Colombian, and Afghanistani emerald deposits. *International Geology Review*, 39:400–424.
- Giuliani G., Silva L. J.H.D. and Couto P. 1990. Origin of emerald deposits of Brazil. *Mineralium Deposita*, 25:57-64.
- Giuliani, G., Cheilletz, A., Arboleda, C., Carrillo, V., Rueda, F., and Baker, J.H., 1995. An evaporitic origin of the parent brines of Colombian emeralds: fluid inclusion and sulphur isotope evidence. *European Journal of Mineralogy*, vol. 7, p. 151–165.
- Giuliani, G., Cheilletz, A., Zimmermann, J.L., Ribeiro-Althoff, A.M., France-Lanord, C. & Feraud, G. 1997a. Les gisements d'émeraude du Brésil: genèse et typologie. *Chronique de la Recherche Minière*, 526: 17-61.
- Groat L. A., Marshall D. D., Giuliani G., Murphy D. C, Piercey S. J., Jambor J.L., Mortensen J.K., Ercit T. S., Gault R. A., Matthey D. P., Schwarz D., Maluski H, Wise M. A., Wengzynowski W.,



- Eaton D. W.. 2002. Mineralogical and geochemical study of the Regal Ridge Emerald Showing, Southeastern Ukon. *The Canadian Mineralogist*, 40:1313-1338.
- Groat, L.A, Giuliani, G., Marshall, D.D., Turner, D. 2008. Emerald deposits and occurrences: A review. *Ore Geology Reviews* 34 pg87–112.
- Groat, L.A., Hart, C.J.R., Lewis, L.L., Neufeld, H.L.D., 2005. Emerald and aquamarine mineralization in Canada. *Geoscience Canada* 32, 65–76.
- Grundmann G. and Morteani G. 1989. Emerald mineralization during regional metamorphism; the Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, South Africa) deposits. *Economic Geology*, 84(7):1835-1849.
- Grundmann, G. & Morteani, G. 1998. Alexandrite, emerald, ruby, sapphire, and topaz in a biotite phlogopite fels from Poona, Cue district, Western Australia. *Australian Gemmologist*, 20: 159-167.
- Guimarães, I. P. et al. O magmatismo trans-alcalino na Província Borborema e seu significado geotectônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 21, 2005, Recife. Resumos expandidos. A geologia e a sociedade. Recife, SBG. Núcleo Nordeste, 2005. 545p. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 19) p.71 -73.
- Guimarães, I. P. et al. Sm-nd isotope geochemistry and U/Pb in zircon, ages of the brasilianogranitoids from the PajeúParaíba terrain, Borborema Province, northeast Brazil. In: SOUTH American Symposium on Isotope Geology-SSAGI, 2, 1999, Argentina. Actas.Cordoba: SSAGI, 1999. 582p. p.203-205.
- Hackspacher, P. C.; Van Schmus, W. R.; Ddantas, E. L. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Anais. Natal: SBG. Núcleo Nordeste, 1990. 6v. il. v.6 p.2683-2696.
- Hollanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Jardim de Sa, E.F., 2003. Paleoproterozoic subduction-related metasomatic signatures in the lithospheric mantle beneath NE Brazil: inferences from trace element and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Neoproterozoic high-K igneous rocks. *J. S. Am. Earth Sci.* 15 (8), 885-900.
- Hollanda, M.H.B.M.; Archanjo, C.J.; Souza, L.C.; Danyi L.; Armstrong, R. 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province-NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 287-300.
- Hollanda, M.H.B.M., Souza Neto, J.A., Archanjo, C.J., Stein, H., Maia, A.C.S. Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Serido belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. *J. S. Am. Earth Sci.* 79 (2017), 1-11.
- Jardim De Sá E. F. & Salim J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). Rio de Janeiro. *Mineração e Metalurgia*, 80(421):16 - 28,.
- Jardim de Sá E. F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade da Brasília, Brasília (DF), 803 p.



- Jardim de Sá E. F., Fuck R. A., Macedo M. H.F., Peucat J. J., Kawashita K., Souza Z. S., Bertrandt J. M. 1995. Pre-Brazilian orogenic evolution in the Seridó Belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):307-314.
- Jardim de Sá E. F., Legrand J.M., McReath I. 1981. Estratigrafia de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 11:50-57.
- Jardim de Sá E. F., Macedo M. H. F., Fuck R. A. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema, e a margem norte do cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4):472-480.
- Jardim de Sá, E. F. et al. 1999. Brazilian syntectonic alkaline granites emplaced in a strike slip/extensional setting (Eastern Seridó belt, NE Brazil). *An. Acad. Bras. Ci.*, v.71, n.1, p.17-27.
- Jardim de Sá, E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Ph.D. Thesis. Universidade da Brasília, 803 pp.
- Jardim de Sá, E. F.; Salim, J. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). Rio de Janeiro. *Mineração e Metalurgia*, v.80, n.421, p.16 - 28, 1980.
- Johnston Jr. W.D. 1945. Beryl-tantalite pegmatite of northeastern Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, 56:1015-1070.
- Just E., 1926. Emeralds at Bom Jesus dos Meiras, Bahia. *Economic Geology* 21, 808–810.
- Kazmi, A.H. and Snee, L.W., 1989. Geology of the world emerald deposits: a brief review. In: *Emeralds of Pakistan – Geology, Gemology and Genesis*, A.H. Kazmi and L.W. Snee (eds.), Geological Survey of Pakistan (Elite Publishers Limited, Karachi, Pakistan) and Van Nostrand Reinhold Company, New York, New York, U.S.A., p. 13–38.
- Kazmi, A.H., 1989. A brief overview of the geology and metallogenic provinces of Pakistan. In: *Emeralds of Pakistan – Geology, Gemology and Genesis*, A.H. Kazmi and L.W. Snee (eds.), Geological Survey of Pakistan (Elite Publishers Limited, Karachi, Pakistan) and Van Nostrand Reinhold Company, New York, New York, U.S.A., p. 1–12.
- Keith, J.D., Nelson, S.T., Thompson, T.J., Dorais, M.J., Olcott, J., Duerichen, E. and Constenius, K.N., 2002. The genesis of fibrous calcite and shale-hosted emerald in a nonmagmatic hydrothermal system, Uinta mountains, Utah. *Gemstone and Semiprecious Minerals and Host Rocks in the Western United States, Rocky Mountain – 54th Annual Meeting (May 7–9, 2002), Session 20*.
- Keith, J.D., Thompson, T.J. and Tingey, D.G., 1997. The Uinta emerald and Tile Red Pine Shale, Uinta Mountains, Utah: A new locality (?) for shale-hosted emerald. Abstract presented at Industrial Minerals Division Session, CIM Vancouver, 1997. Vancouver, 1997, Coloured Gemstones and Ornamental Stones Session IV.
- Ketcham, D. H., Long, L. E., Sial, A. N. Isotopic studies of the São Rafael pluton, State of Rio Grande do Norte, NE Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated*



- Mineralizations - ISGAM, 2, 1997, Salvador. Extended abstracts and program. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais - SGM, 1997. 336p. il. p.260.
- Kosin, M. D. et al. [CD ROM] Folha SC.24 Aracaju. In: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Carta geológica do Brasil ao milionésimo : sistema de informações geográficas - SIG : folha SC.24 Aracaju. Geological map of Brasil 1:1.000.000 scale : geographic information system - GIS. Brasília: CPRM, 2004. 41 CD ROM CD 24/41. Programa Geologia do Brasil.
- Lee, J.K.W.; Williams, I.S.; Ellis, D.J. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390: 159-162.
- Legrand, J. M.; Deutsch, S.; Souza, L. C. 1991. Datação U/Pb e granitogênese do maciço de Acari (RN). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, 1991, Recife. Atas... Recife: SBG. Núcleo Nordeste. 383p. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 12) p.172-174.
- Leterrier, J. et al. Ages U-Pb sur Zircon de granitoïdes "brasilianos" de la ceinture du Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *C.R. Académie des Sciences: Série II, Paris*, v.318, p.1505-1511, 1994.
- Lins C.A.C., Souza F. J. C., Oliveira J. E., Frizzo S. J. Projeto Piloto Mapa Geoquímico Internacional. Escala 1:5.000.000. Texto Explicativo. Recife: CPRM, 2005. 537p.
- Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel Berkeley Geochronology Center, Special Publication, v. 4, Berkeley, Geochronology Center, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
- Mariano, G. et al The potassic calc-alkalic Itaporanga batholith, Northeastern Brazil: mineral chemistry and oxygen-isotope data. *International Geology Review*, v.38, p.74-86, 1996.
- Marshall D., Pardieu V., Loughrey L., Jones P., Xue G. 2012. Conditions for emerald formation at Davdar, China: fluid inclusion, trace element and stable isotope studies. *Mineralogical Magazine*, 76(1):213-226.
- Marshall, D.D., Groat, L.A. and Giuliani, G., 2003. Mineralogy and geochemistry of the Lened emerald showing, southwestern Northwest Territories (abstract). *Gem Materials and Mineralogy*, Special Session, Geological Association of Canada, May 26 to 28, 2003, Vancouver, Canada.
- Marshall D., Groat L., Giuliani G., Murphy D., Matthey D., Ercit T.S., Wise M.A., Wengzynowski W., Eaton W.D. 2003. Pressure, temperature and fluid conditions during emerald precipitation, southeastern Yukon, Canada: fluid inclusion and stable isotope evidence. *Chemical Geology*, 194: 187-199.
- Marshall D., Groat L., Falck H., Giuliani G., Neufeld H. 2004. The Lened emerald prospect, Northwest Territories, Canada: insights from fluid inclusions and stable isotopes, with implications for northern cordilleran emerald. *The Canadian Mineralogist*, 42:1523-1539.
- McDougall I & Harrison T.M. 1988. *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. Oxford University Press, N.Y., 212 p.
- McManus, C.E., De Lucia, F., Harmon, R., McMillan, N.J., Whitmore, R., 2004. Trace element concentrations of pegmatite gems: tracers of petrogenesis and terrorist funding. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 36, 226.



- McMURRY, J.; LONG, L. E.; SIAL, A. N. Evolution of a heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton, NE Brazil. *J. Geol.* v.95, p.107-117, 1987.
- McReath, I; Galindo, A. C.; Dall'agnol, R. The Umarizal igneous association, Borborema Province, NE Brazil: implications for the genesis of A-type granites. *Gondwana Research*, v. 5, n.2, p.339-353. 2002.
- Medeiros, V. C. de Geocronologia. In: Medeiros, V. C. (Org.). Programa de Geologia Básica. Folha Sousa SB.24-Z-A. Escala 1:250.000 Recife: CPRM, 2006.
- Moraes, J. F. S. de. A ocorrência de rubi no município de Antonio Martins, Estado do Rio Grande do Norte. Recife: CPRM, 2000. 8p. (Relatório Interno).
- Moroz, I.I., Eliezri, I.Z., 1998. Emerald chemistry from different deposits: an electron microprobe study. *Australian Gemmologist* 20, 64-69.
- Nascimento M.A.L., Antunes A. F., Galindo A. C., Jardim de Sá E. F., Souza Z. S. 2000. Geochemical Signature of the Brasiliano-Age Plutonism in the Seridó Belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):161-164.
- Nascimento, M. A. L. do et al. 2001. Geocronologia e assinatura isotópica Rb-Sr e Sm-Nd do magmatismo alcalino neoproterozóico no maciço São José do Campestre, nordeste da Província Borborema (NE do Brasil). *Estudos Geológicos. Série B, DGEO-UFPE*, v.11, p.67-79.
- Neves S. P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): Correlation with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22(4):5-14.
- Nwe, Y.Y. and Morteani, G., 1993. Fluid evolution in the H₂O-CH₄-CO₂-NaCl system during emerald mineralization at Gravelotte, Murchison, greenstone belt, Northeast Transvaal, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 57, p. 89–103.
- Oliveira F.V. 2015. Chronus: um novo suplemento para a redução de dados U-Pb obtidos por LA-MC-ICPMS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 91p.
- Ottaway, T.L., Wicks, F.J., Bryndzia, L.T., Keyser, T.K. and Spooner, E.T.C., 1994. Formation of the Muzo hydrothermal emerald deposit in Colombia. *Nature*, vol. 369, p. 552–554.
- Phillips, A.H & Hess, H.H. 1936. Metamorphic differentiation at contacts between serpentinites and siliceous country rocks. *Am. Mineral.*, 21:333-362.
- Platonov, A.N., Taran, M.N. and Balitsky, V.S. (1984) Nature of Gem Colors. Nedra, Moscow, 205 pp. (in Russian).
- Ribeiro-Althoff, A.M., Cheilletz, A., Giuliani, G., Féraud, G., Barbosa Camacho, C., and Zimmermann, J.L., 1997, ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K-Argonochronological evidence for two periods (~2 Ga and 650 to 500 Ma) of emerald formation in Brasil: *International Geology Review*, v. 39, p.924-937.
- Roddick J.C. 1983. High precision intercalibration of ⁴⁰Ar/³⁹Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47:887-898.



- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. In: Ribbe, P.H. (Ed.), Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, vol. 12, 644 p.
- Roedder E. and Bodnar R.J. 1980. Geologic pressure determination from fluid inclusion studies. Annual Review of Earth and Planetary Science, 8:263-301.
- Sabot, B., 2002. Classification des gisements d'éméraude: apports des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Unpublished Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, France. Vol.1, 172 pp.
- Sallet, R., Prince J.D., Babinski, M., Moritz, R., Souza, Z.S., Chiaradia, M. (2015). Experimental anatexis, fluorine geochemistry and lead-isotope constraints on granite petrogenesis in the Seridó Belt, Borborema Province, northeastern Brasil. Chemical Geology 400 (2015) 122-148.
- Sanford, R.J.F. 1982. Growth of ultramafic reaction zones in greenschist to amphibolite facies metamorphism. Am. J. Sci, 282: 543-616.
- Santos E. J. & Medeiros V. C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 29(1):73-84.
- Santos E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, SBG, v.6, p.47-50.
- Santos, E. J. dos, Ferreira, C. A., Silva Júnior, J. M. F. 2002. [CD ROM] Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba - Escala 1:500.000. Recife: CPRM. Disponível em 1 CD.
- Santos, E. J. dos; Medeiros, V. C. 1999. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.29, n.1, p.73-84, mar.
- Schaller W.T., Stevens R.E., Jahns R.H. 1962. An unusual beryl from Arizona. Am. Mineral., 47:672-699
- Scheibe, R. Die Smaragdlagerstätte von Muzo (Kolumbien) und ihre nahere Umgebung. N. Jb. Miner. Beil. Bd. 54, Abt. B:419-47, 1926.
- Scholz R., Romano A.W., Belotti F.M., Chaves M.L.S.C. 2010. Prospecção geoquímica de berilo variedade esmeralda na região da Fazenda Bonfim (Lajes, RN). Geociências, 29(4):613-621.
- Schwarz, D. 1987. Esmeraldas - Inclusões em Gemas. Ouro Preto, Imprensa Universitária. 439 p.
- Schwarz, D. & Giuliani, G., 2001. Emerald deposits — a review. Australian Gemmologist 21, 17–23.
- Schwarz, D., Giuliani, G., Grundmann, G., Glas, M., 2001. Die Entstehung der Smaragde, ein viel diskutiertes Thema. In: Schwarz, D., Hochlitrner, R. (Eds.), Smaragd, der kostbarste Beryll, der teuerste Edelstein. ExtraLapis, vol. 21, pp. 68–73.
- Schwarz, D., Kanis, J., Kinnaird, J., 1996. Emerald and green beryl from central Nigeria. Journal of Gemmology. 25:117–141.
- Sharp Z. D. 1990. Laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54:1353-1357.



- Shepherd, T.J.; Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie & Son Ltd., New York, 239p.
- Sial A. N. 1986. Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1):54-72.
- Silva M.R.R., Holl R., Beurlen H. 1995. Borborema Pegmatite Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4):355-364.
- Silva, L.C. 2006 - Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-PbShrimp e ilustrada com estudo de casos brasileiros. CPRM, Brasília. Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil, Número 1, p. 137.
- Silva, L.C. da, McNaughton, N.J., Armstrong, R. Hartmann, L.A. I., 2005b. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Basiliano/ Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research* 136:203-240.
- Sinkankas, J. 1981. Emerald and other Beryls. Chilton Book Co., Pennsylvania & Nelson Canada Ltd., Ontario: 665 pp.
- Soares, D. (2004) Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da Província Pegmatítica da Borborema, NE-Brasil. PhD Thesis. Federal University of Pernambuco, UFPE, Recife, Pernambuco, Brazil, 271 p.
- Souza Neto J.A., Legrand J. M., Volfinger M., Pascal M-L, Sonnet P. 2008. W-Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. *Mineralium Deposita*, 43:185-205.
- Souza ZS, Martin H, Macedo MHF, Peucat JJ, Jardim de Sá EF. 1993. Unsegment de croûte continentale juvénile d'âge protérozoïque inférieur: le Complexe de Caicó (Rio Grande do Norte, NE Brésil). *C R AcadSci Paris* 316(III):201-208.
- Souza, Z.S., Martin, H., Macedo, M.H.F., Peucat, J.J., Jardim de Sá, E.F., 1993. Unsegment de croûte continentale juvénile d'âge protérozoïque inférieur du Complexe Caicó (Rio Grande do Norte, NE Brésil). *Comptes Rendu Académie Sciences, Paris, T. III* 316, 201e208.
- Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.J., Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.F., 2007. Calcalkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology* 48, 2149-2185.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: S.W. Bailey (ed.) *Micas. Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 13: 299-356.
- Steiger R.H. & Jäger E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36:359-362.
- Strieder, A.J. 1992. Serpentinização e metassomatismo em rochas ultramáficas: Discussão das características e recomendações para o tratamento geoquímico. *Revista Brasileira de Geociências* 22(3):329-337.
- Taylor Jr. H.P. 1978. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 38:177-210.



- Taylor R.P., Fallick A.E., Breaks F.W. 1992. Volatile evolution in Archean rare-element granitic pegmatites; evidence from the hydrogen isotopic composition of channel H₂O in beryl. *Canadian Mineralogist*, 30: 877-893.
- Tindle A.G., Webb P.C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rock. *European Journal of Mineralogy*, vol. 2, pgs.595-610.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African highgrade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Res.* 67, 321–347.
- Trindade, R. I. F. et al. Short-lived granitic magmatism along shear zones: evidence from U-Pb zircon and sphene ages of Caraúbas and Tourão granites. In; *South American Symposium on Isotope Geology - SSAGI*, 2, 1999, Argentina. Actas. Cordoba:SSAGI, 1999. 582p. p.143 - 144.
- Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana, Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350 pp.
- Van Schmus W.R., BritoNeves 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(3-4):267–288.
- Van Schmus W.R., BritoNeves B.B., Williams I.S., Hackspacher P., Fetter A.H., E.L. Dantas, Babinski M. 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127: 287–327
- Van Schmus, W.R., BritoNeves, B.B. de, Hackspacher, P.C., Babinski, M., Fetter, A.H., Dantas, E.L., 1997. Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implications for the evolution of West Gondwana. *Extended Abstracts, South American Symposium on Isotope Geology*, Campos do Jordão-SP, Brazil, June, 27–29.
- Van Schmus, W.R., BritoNeves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995a. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *J. S. Am. Earth Sci.* 8, 267–288.
- Van Schmus, W.R., BritoNeves, B.B., Hackspacher, P.C., Babinski, M., Fetter, A.H., Dantas, E.L., 1995b. Neoproterozoic and late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province, NE Brazil. *XVI Simpósio de Geologia do Nordeste: Boletim no. 14*, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Nordeste, pp. 391–393.
- Vapnik Y.E., Moroz I., Roth M., Eliezri I. 2006. Formation of emeralds at pegmatite-ultramafic contacts based on fluid inclusions in Kianjavato emerald, Mananjary deposits, Madagascar. *Mineralogical Magazine*, 70(2):141-158.
- Vauchez A., Neves S., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V. 1995. The Borborema shear zone systems, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4):247–266.



- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone systems, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 8, 247–266.
- Wagner, G.A., Reimer G.M., Jäger E. (1977). Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb/Sr and K/Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem.Inst. Geol. Mineral Univ. Padova* 30, 1-27.
- Walton, L., 2004. Exploration criteria for coloured gemstone deposits in the Yukon. *Yukon Geological Survey*, 184 p.
- Wilkinson J.J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55, 229–272.
- Wood, D.L. & Nassau, K. 1968. The characterization of beryl and emerald by visible and infrared absorption spectroscopy. *American Mineralogist*, 53: 777-799.
- Xue et al., 2010 - Conditions for Early Cretaceous Emerald Formation at Dyakou, China: Fluid Inclusion, Ar-Ar, and Stable Isotope Studies. *Economic Geology*, v. 105, pp. 339–349. G. XUE,¹ D. MARSHALL,^{1,†} S. ZHANG,² T. D. ULLRICH,³ T. BISHOP,¹ L. A. GROAT,³ D. J. THORKELSON,¹ G. GIULIANI,⁴ AND A. E. FALLICK⁵
- Xue G., Marshall D., Zhang S., Ullrich T. D., Bishop T., Groat L. A., Thorkelson D. J., Giuliani G., Fallick A. E. 2010. Conditions for Early Cretaceous Emerald Formation at Dyakou, China: Fluid Inclusion, Ar-Ar, and Stable Isotope Studies. *Economic Geology*, 105:339–349.
- Zwaan J.C.H., Jacob D.E., Häger T., Cavalcanti Neto M.T.O., Kanis J. 2012. Emeralds from the Fazenda Bonfim region, Rio Grande do Norte, Brazil. *Gems & Gemology*, 48(1):2-17.
- Zwaan, J.C., 2006. Gemmology, geology and origin of the Sandawana emerald deposits, Zimbabwe. *Scripta Geologica* 131-211 pp.



TIPO	T Eutético °C	TIPO	T Fusão Gelo °C	TIPO	T Homog. °C	TIPO	T °C	Salinidade (wt%NaCl)
I-a	-25.1	I-a	-14.2	I-b	375	I-a	-14.2	17.96
I-a	-25.8	I-a	-7.9	I-b	373.8	I-a	-7.9	11.58
I-a	-22.5	I-a	-10.7	I-b	421.2	I-a	-10.7	14.67
I-a	-35.6	I-a	-8.3	I-b	362.5	I-a	-8.3	12.05
I-b	-22.1	I-b	-6.7	I-b	433	I-b	-6.7	10.11
I-b	-21.8	I-b	-9.2	I-b	451.1	I-b	-9.2	13.07
I-b	-18.9	I-b	-7.3	I-b	422.3	I-b	-7.3	10.86
I-b	-19.8	I-b	-6.8	I-b	424.8	I-b	-6.8	10.24
I-b	-20.4	I-b	-6.9	I-b	437.4	I-b	-6.9	10.36
I-b	-18.1	I-b	-8	I-b	442.2	I-b	-8	11.70
I-b	-18	I-b	-7.6	I-b	402.9	I-b	-7.6	11.22
II	-23.9	II	-7.6	I-b	405	II	-7.6	11.22
II	-25.8	II	-8.7	I-b	420.5	II	-8.7	12.51
III-a	-20.6	II	-7.7	I-b	410	II	-7.7	11.34
III-a	-26.4	III-a	-8.2	I-b	460.8	III-a	-8.2	11.93
III-a	-21.6	III-a	-8.7	II	383.5	III-a	-8.7	12.51
III-a	-21.5	III-a	-8.6	II	397.1	III-a	-8.6	12.39
III-a	-19.5	III-a	-7.8	II	401.9	III-a	-7.8	11.46
III-a	-23.3	III-a	-8.8	II	452.2	III-a	-8.8	12.62
III-b	-15.4	III-a	-8.3	III-a	443.6	III-a	-8.3	12.05
III-b	-24.4	III-a	-10.4	III-a	449.4	III-a	-10.4	14.36
III-b	-18.7	III-b	-2.8	III-a	429	III-b	-2.8	4.65
III-b	-20.3	III-b	-7.5	III-b	338.5	III-b	-7.5	11.10
III-b	-19.2	III-b	-7.5	III-b	354.8	III-b	-7.5	11.10
III-b	-19	III-b	-8.1	III-b	461.8	III-b	-8.1	11.81
III-b	-24.1	III-b	-8.4	III-b	427.5	III-b	-8.4	12.16
III-b	-19.8	III-b	-14.2	III-b	455	III-b	-14.2	17.96
III-b	-20.8	III-b	-8.2	III-b	342	III-b	-8.2	11.93
IV	-19.9	III-b	-7.3	III-b	455	III-b	-7.3	10.86
IV	-21.3	III-b	-7.7	IV	328.1	III-b	-7.7	11.34
		III-b	-7.3	IV	376	III-b	-7.3	10.86
		IV	-9.1	IV	369.7	IV	-9.1	12.96
		IV	-9.6			IV	-9.6	13.51