

Mayara Coutinho Cardozo

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DE
INTRUSÕES BÁSICAS DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE-
NORDESTE DO BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso

(Bacharelado em Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2018



UFRJ

Mayara Coutinho Cardozo

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DE INTRUSÕES
BÁSICAS DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE-NORDESTE DO BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia
submetido ao Departamento de Geologia,
Instituto de Geociências, da Universidade
Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como
requisito necessário à obtenção do título de
Bacharel em Geologia.

Orientadora:

Cícera Neysi de Almeida – UFRJ

Rio de Janeiro

Agosto 2018

Mayara Coutinho Cardozo

Caraterização petrográfica e geoquímica de intrusões básicas da Bacia do Parnaíba, Norte-Nordeste do Brasil / Mayara Coutinho Cardozo - Rio de Janeiro: UFRJ/ IGeo, 2018.

xx,110 f. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Graduação em Geologia, 2018.

Orientadora: Cícera Neysi de Almeida

1. Geologia. 2. IGEO - Trabalho de Conclusão de Curso. I. Cícera Neysi de Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Caracterização petrográfica e geoquímica de intrusões básicas da Bacia do Parnaíba, norte-nordeste do Brasil.

Mayara Coutinho Cardozo

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA DE INTRUSÕES
BÁSICAS DA BACIA DO PARNAÍBA, NORTE-NORDESTE DO BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia
submetido ao Departamento de Geologia, Instituto
de Geociências, da Universidade Federal do Rio de
Janeiro - UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientadora:

Cícera Neysi de Almeida - UFRJ

Aprovada em: 17/08/2018

Por:

Cícera Neysi de Almeida, UFRJ

Julio Cezar Mendes, UFRJ

Sílvia Regina de Medeiros, UFRJ

UFRJ
Rio de Janeiro
2018

Agradecimentos

À minha família. Foram eles, meu pai e minha mãe, que me proporcionaram chegar até uma universidade pública, através de todo suporte, investimento e apoio. Sempre com muito carinho e muito empenho em me oferecer o melhor.

Agradeço imensamente à minha orientadora, Prof. Cícera Neysi, a todo apoio, dedicação e, principalmente, paciência oferecida. Foram muitas horas dedicadas a esse projeto e todos os momentos em que precisei de uma orientação pude contar com a sua atenção.

Aos meus amigos que me acompanharam desde o início da graduação e aos que foram surgindo e me acolhendo ao longo dessa jornada. Principalmente a Juliana Vilhena, que me deu muita força para encerrar esse ciclo e a ajuda, em diversos momentos, do colega de faculdade e projeto, Pedro Miloski, que se dispôs a me ajudar durante todo tempo de pesquisa. Sou muito grata a todos que estiveram comigo.

Um agradecimento à empresa Geopark S/A pelo fomento ao projeto Basaltos da Bacia do Parnaíba e por todo auxílio.

Resumo

Cardozo, Mayara Coutinho. Caracterização petrográfica e geoquímica de intrusões básicas da Bacia do Parnaíba, Norte-Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, 2018. xx, 110 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

A Bacia do Parnaíba apresenta em seu domínio rochas magmáticas básicas que refletem os eventos de fragmentação de grandes massas continentais ao longo da Era Mesozóica. Esse importante registro magmático é subdividido e representado em duas unidades geológicas: Formação Mosquito (Triássico-Jurássico) e Formação Sardinha (Cretáceo). Amostras subsuperficiais de dois poços localizados na porção leste da bacia, poços 1UN-15 e 1UN-19, foram utilizadas para análise e forneceram resultados acerca desse registro magmático. O intervalo amostrado do poço 1UN-15 constitui basaltos com texturas hipocristalina a hipohialina, vitrofírica e glomeroporfírica em matriz plumosa a intersertal. No poço 1UN-19 amostras de duas ocorrências de rochas básicas mostram características texturais semelhantes, com texturas hipocristalina, hipidiomórfica, glomeroporfírica e matriz de textura afanítica, intersertal a plumosa e localizadamente intergranular e subofítica. A mineralogia é a mesma para ambos os poços e composta por plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e olivina (predominantemente alterados). Minerais opacos e apatita ocorrem como os minerais acessórios. Feições de alterações pós- magmáticas são predominantes e acentuadas nas amostras do poço 1UN-15 e menos evidente nas amostras do poço 1UN-19, destacando bowlingita, clorita, serpentina, carbonatos, entre outros minerais secundários. Em diagramas geoquímicos para elementos menores gerados nas amostras das intrusões do poço 1UN-19 verifica-se um enriquecimento nos elementos altamente incompatíveis e baixos teores de TiO_2 , indicando basaltos de baixo TiO_2 ($\text{TiO}_2 < 2\%$) e associados a províncias continentais - CFB (*Continental Flood Basalts*). Dados da química mineral do poço 1UN-19 revelam variação composicional para os cristais de plagioclásio entre bytownita e labradorita e sugerem processo de cristalização fracionada do magma. Porém a análise do clinopiroxênio indica a presença de cristais de composição correspondente a augita subcálcica e pigeonita na matriz da rocha, não concordando com a possibilidade de cristalização fracionada. A semelhança nos valores de química mineral e elementos maiores e traços das amostras de ambas as intrusões do poço 1UN-19 indicam que estas foram originadas a partir de um mesmo magma parental e possivelmente de um manto sublitosférico.

Palavras-chave: Registro magmático, amostras subsuperficiais, manto sublitosférico

Abstract

Cardozo, Mayara Coutinho. Petrographic and geochemical characterization of basic intrusions of the Parnaíba Basin, North-Northeast of Brazil. Rio de Janeiro, 2018. xx, 110 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The Parnaíba Basin presents in its domain basic magmatic rocks that reflect the events of fragmentation of large continental masses throughout the Mesozoic Era. This important magmatic record is subdivided and represented in two geological units: Mosquito Formation (Permo-Triassic) and Sardine Formation (Cretaceous). Subsurface samples from two wells located in the eastern portion of the basin, wells 1UN-15 and 1UN-19, were used for analysis and provided results on this magmatic record. The sampled interval of the 1UN-15 well constituted basalts with hypocrySTALLINE, hypohyaline, glassy, and glomeroporphyritic textures in a branching to intersertal groundmass. In the well 1UN-19 samples of two occurrences of basic rocks show similar textural characteristics, with hypocrySTALLINE, hipidiomorfics, glomeroporphyritic textures and groundmass of aphanitic, intersertal to branching and located intergranular and sub ophitic textures. The mineralogy is the same for both wells and composed of plagioclase, clinopyroxene (augite) and olivine (predominantly altered). Opaque minerals and apatite occur as accessory minerals. Characteristics of post-magmatic changes are predominant and accentuated in samples from well 1UN-15 and less evident in samples from well 1UN-19, highlighting bowlingite, chlorite, serpentine, carbonates, among other secondary minerals. In geochemical diagrams for smaller elements generated in the 1UN-19 intrusion samples, there is an enrichment in the highly incompatible elements and low levels of TiO_2 , indicating basalts of low TiO_2 ($\text{TiO}_2 < 2\%$) and associated with continental provinces - CFB (Continental Flood Basalts). Mineral chemistry data from well 1UN-19 reveal compositional variation for the plagioclase crystals between bytownite and labradorite and suggest a fractional crystallization process of the magma. However, the analysis of clinopyroxene indicates the presence of crystals of augite subcálica and pigeonite in the groundmass of the rock, not agreeing with the possibility of fractional crystallization. The similarity in the values of mineral chemistry and larger elements and traces of the samples of both intrusions of the 1UN-19 well indicate that these were originated from a same parental magma and possibly from a mantle sublithospheric.

Keywords: Magmatic record, subsurface samples, mantle sublithospheric

Lista de Figuras

- Figura 2.1: Mapa de localização dos poços perfurados na região pelo Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Leite *et al.*, 1975). Indicando a posição dos poços estudados por este trabalho (1UN15 e 1UN19).....21
- Figura 3.1: Localização geográfica da Bacia do Parnaíba (Modificado Hasui *et al.*, 2010).....22
- Figura 3.2: Subdivisão da então denominada Província Sedimentar do Meio-Norte, proposta por Góes, 1995.....23
- Figura 3.3: Limites geológicos da área que compreende a bacia. (Schobbenhaus *et al.*, 1984; Hasui *et al.*, 2010).....24
- Figura 3.4: As principais estruturas da Bacia do Parnaíba. (a) A = Lineamento Tocantins-Araguaia; B = Lineamento Picos-Santa Inês; C = Lineamento Transbrasiliano (segundo Fortes, 1978); (b) D = Arco Ferrer-Urbano Santos (alto estrutural); E = Arco de Xambioá (baixo deposicional); F = Alto do Rio Parnaíba (alto estrutural) (segundo Góes, 1995). Fonte: Santos & Carvalho, 2004.....26
- Figura 3.5: Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Parnaíba, com as divisões formais em grupos e formações e exibindo as discordâncias. Fonte: Vaz *et al.*, 2007.....28
- Figura 4.1: Caixa contendo os testemunhos de sondagem do poço 1-UN-15. Fica evidente o caráter intensamente alterado da rocha, com constante fraturamento e concentração de veios.....33
- Figura 4.2: Caixas contendo os testemunhos de sondagem do poço 1UN-19. As setas indicam os pontos de coleta das amostras utilizadas no trabalho. A direita, caixa 87 (correspondente ao primeiro intervalo intrusivo, profundidades 559,35 – 564,70m) e, a esquerda, caixa 94 (correspondente ao segundo intervalo intrusivo, profundidades 595,2 – 602,5m).....34
- Figura 4.3 - Perfil da porção do poço 1-UN-15 correlacionado com fotomicrografias de seções delgadas.....35
- Figura 4.4- Fotomicrografias dos basaltos do poço 1-UN-15 mostrando aspectos texturais e mineralógicos (amostra 268,70m de profundidade). (A) Aglomerados euédricos (grãos de até 0,65mm) de plagioclásio substituídos por minerais secundários. (Luz polarizada cruzada; Aumento de 10x); (B) Textura glomeroporfirítica e matriz plumosa a intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento de 2,5x); (C) Matriz com textura plumosa (Luz polarizada paralela; Aumento de 10x); (D) Matriz com textura plumosa (Luz polarizada cruzada; aumento de 10x).....36

Figura 4.5 - Fotomicrografias do poço 1-UN-15 mostrando a textura vitrofírica com alteração acentuada (amostra na profundidade de 270,80m) (A) Sob luz polarizada paralela; (B) Sob luz polarizada cruzada.....37

Figura 4.6- Fotomicrografias dos basaltos do poço 1-UN-15 exibindo alguns aspectos mineralógicos. (A) Fenocristal de plagioclásio com feição tipo *synneusis* (Luz polarizada paralela; Aumento 5x); (B) Plagioclásio com hábito tabular, fraturados e corroídos e cristais esqueléticos (Luz polarizada paralela; Aumento 10x); (C) Microfenocristal de olivina serpentinizada (0,25mm) (Luz polarizada paralela; Aumento 10x); (D) Microfenocristal de olivina serpentinizada (0,25mm) (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (E) Fenocristal de olivina serpentinizado e silicificado (Luz polarizada paralela; aumento de 20x); (F) Fenocristal de olivina serpentinizado e silicificado (Luz polarizada cruzada; aumento de 20x); (G) Microfenocristal prismático de piroxênio (Luz polarizada cruzada; Aumento 20x); (H) Fratura preenchida por minerais secundários (Luz polarizada paralela; Aumento de 10x).....39

Figura 4.7 - Perfil da porção do poço 1-UN-19 onde se localiza o corpo intrusivo I, correlacionado com fotomicrografias de seções delgadas.....40

Figura 4.8 - Fotomicrografias dos basaltos do corpo intrusivo I (poço 1-UN-19) mostrando aspectos texturais e mineralógicos. (A) Textura glomeroporfírica e matriz afanítica a plumosa (Luz polarizada paralela; Aumento 10x); (B) Textura glomeroporfírica marcada por intensa alteração (Luz polarizada cruzada; Aumento 20x); (C) Textura glomeroporfírica e matriz intersertal (Luz polarizada paralela; Aumento 2,5x); (D) Textura glomeroporfírica e matriz intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento 2,5x); (E) Textura intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (F) Textura semelhante esferulítica (Luz polarizada paralela; Aumento 10x).....42

Figura 4.9 – Fotomicrografias dos basaltos do corpo intrusivo I (poço 1-UN-19) destacando a mineralogia. (A) Clinopiroxênio e plagioclásio caracterizando a textura glomeroporfírica (Luz polarizada cruzada; Aumento de 10x); (B) Fenocristais de plagioclásio com textura *synneusis* (0,92 mm) (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (C) Fenocristais de clinopiroxênio. (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (D) Fenocristal de olivina (0,95 mm) com coroa de alteração. (Luz polarizada cruzada; Aumento de 10x); (E) Fenocristal de olivina alterado (Luz polarizada cruzada; Aumento 5x); (F) Fenocristal pseudomorfo de olivina do topo da intrusão (Luz polarizada paralela; Aumento 5x).....46

Figura 4.10 - Perfil da porção do poço 1-UN-19 onde se localiza o corpo intrusivo II, correlacionado com fotomicrografia o ponto amostrado.....46

Figura 4.11 – Fotomicrografias dos basaltos do corpo intrusivo II (poço 1-UN-19) mostrando aspectos texturais e mineralógicos. (A) Textura glomeroporfírica e matriz intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento 2,5x); (B) Evidências da textura plumosa em um cristal de clinopiroxênio (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (C) Textura intersertal e plumosa (Luz

polarizada paralela; Aumento 2,5x); (D) Textura glomeroporfirítica e matriz intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento 5x).....47

Figura 4.12 – Fotomicrografias dos basaltos do corpo intrusivo II (poço 1-UN-19) exemplificando a mineralogia. (A e B) Fenocristais de plagioclásio geminado e com zoneamento composicional. Textura *synneusis*. (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (B) Fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio com geminação (Luz polarizada cruzada; Aumento de 10x); (C) Fenocristal de olivina alterado (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x).....49

Figura 4.13 - Fotomicrografia de fratura preenchida no corpo intrusivo II (poço 1-UN-19). Cristais romboédricos de calcita, quartzo e minerais opacos. (Luz polarizada paralela e cruzada; Aumento 10x).....50

Figura 4.14 – Diagramas composicionais para os clinopiroxênios do primeiro corpo intrusivo do poço 1-UN-19. (A) Para cristais da matriz; (B) Para fenocristais (N= núcleo e B= borda); (C) Para microfenocristais; (D) Sequência de pontos em fenocristais de piroxênio com geminação (perfil).....57

Figura 4.15 – Exemplo de dois fenocristais de clinopiroxênio em que foram medias as variações no conteúdo de Ca e Fe. Os gráficos mostram as variações nos teores de CaO e FeO para ambos os fenocristais em função dos membros finais Wo e Fs.....58

Figura 4.16 – Diagramas composicionais para os clinopiroxênios do segundo corpo intrusivo do poço 1-UN-19. (A) Para microfenocristais e fenocristais (N= núcleo e B= borda); (B) Sequência de pontos em fenocristais de piroxênio com geminação (perfil).....61

Figura 4.17 - Sistema ternário representando a composição de cristais de plagioclásio da matriz e de fenocristais (núcleo e borda).....64

Figura 4.18- Sistema ternário representando a composição de fenocristais de plagioclásio com zoneamento composicional.....65

Figura 4.19 – Exemplo de dois fenocristais de plagioclásio com zoneamento composicional em que foram medias as variações no conteúdo de Ca e Na. Os gráficos mostram a variação nos teores de CaO e Na₂O para ambos os fenocristais em função dos membros finais An e Ab.....66

Figura 4.20 - Sistema ternário representando a composição de cristais da matriz e núcleo e borda de fenocristais.....68

Figura 4.21 - Diagrama TAS (Total de Álcalis x Sílica), modificado por Le Maitre (1989) a partir de Le Bas *et al.* (1986). Linha de distinção entre as séries Alcalina e Subalcalina contida em Middlemost (1994). Amostra plotada em vermelho representa o primeiro corpo intrusivo e em azul, o segundo corpo intrusivo.....71

Figura 4.22 - Diagrama AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \times \text{FeO}t \times \text{MgO}$), com curva de diferenciação para a série subalcalina, por Irvine & Baragar (1971). Amostra plotada em vermelho representa o primeiro corpo intrusivo e em azul o segundo corpo intrusivo.....72

Figura 4.23 – Diagrama do tipo *spidergrams* normalizado para o Manto Primitivo, modificado de McDonough & Sun (1995), exibe o padrão de elementos incompatíveis para a amostra do primeiro corpo intrusivo (em vermelho) e para o segundo corpo intrusivo (em azul).....73

Figura 4.24 – Diagrama do tipo *spidergrams* normalizado para o Manto Primitivo, modificado de McDonough & Sun (1995). Exibe padrão de elementos incompatíveis para as amostras estudadas nesse trabalho (vermelho = corpo intrusivo 1; azul = corpo intrusivo 2) em comparação com padrões de basaltos de derrames continentais observados em outros continentes. Campo cinza: basaltos toleíticos de Baixo-Ti da Etiópia (Belacuva et al., 2009); campo lilás: basaltos toleíticos de Baixo-Ti das Ilhas Kangaroo, Vitória Oeste e Tasmânia (Belacuva et al., 2009).....74

Figura 4.25 - Diagrama do tipo *spidergrams* normalizado para o Condrito, modificado de Boynton (1984). Padrão de elementos terras-raras (ETR) para amostra do primeiro corpo intrusivo (em vermelho) e do segundo corpo intrusivo (em azul).....75

Figura 4.26 -- Diagrama do tipo *spidergrams* normalizado para o Condrito, modificado de Boynton (1984). Exibe padrão de elementos terras-raras (ETR) para amostras estudadas neste trabalho (vermelho = corpo intrusivo 1; azul = corpo intrusivo 2) em comparação com do padrão elementos terras-raras de basaltos de derrames continentais observados em outros continentes. Campo cinza; Basaltos toleíticos da Etiópia (Belacuva et al. 2009); linha pontilhada preta: basalto toleítico de Baixo-Ti de Columbia river (Wilson, 1989; Volcanism Study Project, 1981); linha verde: basalto Kirkpatric, Grupo Ferrar (Siders & Elliot, 1985).....75

Figura 4.27 - Diagrama de classificação para ambiência tectônica $\text{Zr} \times (\text{Zr}/\text{Y})$, Pearce & Norry (1979). Amostra em vermelho representa o primeiro corpo intrusivo; amostra em azul representa o segundo corpo intrusivo.....77

Lista de Tabelas

Tabela 4.1: Relação das lâminas descritas e suas respectivas profundidades de amostragem.....	34
Tabela 4.2: Tabela com dados referentes aos dois poços, relacionando suas principais características.....	51
Tabela 4.3 – Composição química, em % de peso, de cristais de clinopiroxênio que compõe a matriz.....	54
Tabela 4.4 – Composição química, em % de peso, dos fenocristais (N = núcleo; B = borda) e microfenocristais (Mf) de clinopiroxênio.....	55
Tabela 4.5 – Composição química, em % de peso, de um fenocristal de clinopiroxênio com geminação (perfil). A numeração corresponde a quantidade de pontos analisados no cristal..	56
Tabela 4.6 – Composição química, em % de peso, dos microfenocristais e fenocristais (N = núcleo; B = borda) de clinopiroxênio.....	59
Tabela 4.7 – Composição química, em % de peso, dos fenocristais de clinopiroxênio com geminação (perfil). A numeração corresponde a quantidade de pontos analisados em cada um dos cristais.....	60
Tabela 4.8 – Composição química, em % de peso, dos cristais de plagioclásio da matriz e fenocristais (N=núcleo; B=borda). Fórmula estrutural calculada com base em 8 átomos de oxigênio.....	63
Tabela 4.9 - Composição química, em % de peso, dos fenocristais de plagioclásio com zoneamento oscilatório indicando a sequência de análises de cada cristal (A numeração corresponde a quantidade de pontos analisados em cada cristal. Cristal I: 8 pontos; Cristal II: 4 pontos). Fórmula estrutural calculada com base em 8 átomos de oxigênio.....	64
Tabela 4.10 - Composição química, em % de peso, dos cristais de plagioclásio da matriz e fenocristais (N=núcleo; B=borda). Fórmula estrutural calculada com base em 8 átomos de oxigênio.....	67
Tabela 4.11 - Dados litogeoquímicos para elementos maiores (em %) e traços (em ppm).....	70

Anexo A - Dados da composição química, em % de peso, dos fenocristais de plagioclásio (perfil) para amostras do primeiro corpo intrusivo do poço 1-UN-19.....	86
Anexo B - Dados da composição química, em % de peso, dos fenocristais de clinopiroxênio (perfil) para amostras do primeiro corpo intrusivo do poço 1-UN-19.....	88
Anexo C - Dados da composição química, em % de peso, dos fenocristais de clinopiroxênio (perfil) para amostras do segundo corpo intrusivo do poço 1-UN-19.....	89

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	5
Resumo.....	6
Abstract.....	7
Lista de Figuras.....	8
Lista de Tabelas.....	12
1.INTRODUÇÃO.....	16
1.1.Apresentação.....	16
1.2.Caracterização do problema.....	17
1.3.Objetivos.....	17
1.4.Justificativa.....	18
1.5.Material e método.....	18
2 .LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	21
3.GEOLOGIA REGIONAL.....	22
3.1.Contexto geológico.....	22
3.2.Evolução geotectônica.....	25
3.3.Litoestratigrafia da bacia do Parnaíba.....	26
3.4.Magmatismo na bacia do Parnaíba.....	30
4. RESULTADOS.....	32
4.1. Descrição dos Poços.....	32
4.2. Petrografia.....	35
4.2.1. Petrografia do Poço 1-UN-15.....	35
4.2.2. Petrografia do Poço 1-UN-19.....	40
4.2.2.1. Corpo Intrusivo I.....	40
4.2.2.2. Corpo Intrusivo II.....	46
4.3. Química Mineral.....	52
4.3.1. Piroxênio.....	52
4.3.2. Plagioclásio.....	62
4.3.3. Olivina.....	68

4.4. Litogeoquímica.....	69
4.4.1. Elementos maiores.....	71
4.4.2. Elementos-traço.....	73
4.4.3. Ambiência tectônica.....	76
5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	78
6. REFERÊNCIAS.....	81
7. ANEXO.....	86

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A Bacia do Parnaíba está localizada nas regiões norte e nordeste e é considerada como uma das maiores feições intracratônicas do Fanerozóico, juntamente com as bacias do Solimões, Amazonas e Paraná (Hasui *et al.*, 2010), apresentando uma grande extensão geográfica de aproximadamente 600.000 km², e seu preenchimento sedimentar perfaz uma coluna de cerca de 3.500 m. Constitui uma extensa região deprimida no território brasileiro, que abriga sucessões sedimentares do paleozoico e recebe a denominação de sinéclese.

A sucessão sedimentar da Bacia do Parnaíba é composta por rochas sedimentares que datam do Paleozóico ao Cretáceo, de origem marinha e continental que representam ciclos completos de transgressão e regressão do nível do mar, fato que possibilitou dividir sua sequência sedimentar por discordâncias que definem o fim de cada ciclo. Além destas, completam o registro da sinéclese rochas magmáticas, que originaram extensos derrames, dique e soleiras que se intercalam aos estratos sedimentares da bacia (Aguiar 1969; Milani & Thomaz Filho, 2000; Zalán 2004)

As rochas básicas na Bacia do Parnaíba registram dois eventos de grande importância para a evolução da Plataforma Sul Americana, gerados por intensa atividade magmática, que está representada em outras bacias intracratônicas do território brasileiro, bem como na Bacias do Paraná. O primeiro registro da atividade magmática está ligado a fase de rifteamento do supercontinente Pangéia e consequente abertura do Oceano Atlântico Equatorial, no Triássico-Jurássico (Almeida 1986; Milani & Thomaz Filho, 2000). Mais tarde, durante o Cretáceo, no momento de fragmentação do continente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul são gerados novos registros da atividade magmática (Bellieni *et al.* 1990). Essas manifestações ígneas na Bacia do Parnaíba são formalmente classificadas como Formação Mosquito (Triássico-Jurássico) e Formação Sardinha (Cretáceo) (Aguiar, 1969).

Este trabalho visa contribuir na caracterização dessas manifestações ígneas da Bacia do Parnaíba a partir de amostras subsuperficiais, identificadas em dois poços, onde foram realizadas descrições petrográficas, análise da química mineral e litogeoquímica.

1.2 Caracterização do problema

O conjunto de rochas sedimentares e ígneas da Bacia do Parnaíba permite esclarecer eventos importantes ao longo da sua evolução geotectônica, a partir de seu contexto geológico e reconhecer o seu grande potencial de recursos minerais.

Embora seja de grande importância para o incremento do conhecimento geológico, a Bacia do Parnaíba concentra um número bastante reduzido de trabalhos e pesquisas, principalmente no que compete às rochas de origem magmática, representadas pelos diques, soleiras e derrames que constituem as Formações Mosquito e Sardinha. Estudos com foco na caracterização, descrição e classificação dessas rochas são pouco abordados, como visto em trabalhos publicados inicialmente por Aguiar (1969), Bellieni *et al.* (1990) e Merle *et al.* (2000) e trabalhos mais recentes de Thomaz Filho *et al.* (2008), Silva *et al.* (2017) e Miloski (2017).

Esforços exploratórios começaram a ser realizados na Bacia do Parnaíba desde meados da década de 60, porém não se obtiveram resultados satisfatórios quanto à identificação de recursos minerais e energéticos que despertassem o interesse de grandes empresas e entidades pesquisadoras, o que levou a interrupção de investimentos em pesquisas mais detalhadas. Tal fato contribuiu para o atraso na geração de dados e de informações que possibilitam dimensionar o verdadeiro potencial econômico da bacia e comprometeu a produção e geração de recursos para a sociedade.

1.2 Objetivo

Este trabalho tem como objetivo realizar descrições petrográficas, interpretação de dados litogeoquímicos e classificação quanto a química mineral de rochas magmáticas identificadas em testemunhos de sondagem obtidos nos poços 1-UN- 15 e 1-UN-19 do projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Leite *et al.*, 1975), visando contribuir nos estudos petrogenéticos acerca dos eventos magmáticos que originaram tais rochas.

Através das análises são esperados resultados a fim de melhor entender a composição química destas rochas e os processos petrogenéticos ocorridos na gênese destas, podendo assim,

identificar a possível composição do magma que deu origem a estas e os processos que atuaram no estágio de cristalização.

A caracterização detalhada dessas rochas, bem como proposta no presente trabalho, pode, futuramente, gerar contribuições para um melhor entendimento acerca das suítes magmáticas presentes na Bacia do Parnaíba, podendo auxiliar em futuras pesquisas que visem definir sua relação com os sistemas petrolíferos.

1.4 Justificativa

A Bacia do Parnaíba, bem como o seu pacote de rochas ígneas e os processos petrogenéticos que levaram a gênese destas, são assuntos pouco explorados, sendo restrito o número de trabalhos acerca desses eventos, como já mencionado anteriormente. Por tanto, tornam-se necessários estudos detalhando características das suítes magmáticas ali presentes.

Devido as recentes buscas por novos recursos energéticos, como carvão, óleo e gás, a bacia do Parnaíba se tornou um local de interesse para tais pesquisas. Em particular, à pesquisa das rochas ígneas, devido ao fato da bacia possuir grandes pacotes desses tipos de rocha que podem estar relacionadas com a maturação, migração e armazenamento de matéria orgânica.

Estudos continuados acerca de eventos magmáticos em outras bacias deixam claro a importância/influência destes na geração de recursos e facilita futuras explorações de hidrocarbonetos. O investimento em pesquisas dessa natureza na Bacia do Parnaíba pode contribuir com informações que nos ajudem a identificar rochas sedimentares com potencial exploratório ainda desconhecido.

Para facilitar a descoberta de novos recursos de interesse econômico na bacia do Parnaíba é importante que sejam realizadas investigações de cunho científico em toda grande área que compreende esta sinéclese. Por tanto, tornam-se necessários estudos que visem classificar de forma detalhada quanto a petrografia, litogeoquímica e química mineral, dentro outros, das rochas básicas pertencentes às formações Mosquito e Sardinha, que até então foram pouco exploradas, se comparadas às rochas magmáticas da Bacia do Paraná.

1.3 Material e Métodos

As amostras utilizadas neste trabalho foram obtidas a partir de testemunhos de sondagem de dois poços, correspondentes aos furos 1-UN-15 e 1-UN-19, pertencentes ao projeto Carvão da Bacia do Parnaíba, realizado pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil). O material estava alocado na litoteca do 4º distrito do DNPM (Departamento Nacional de Pesquisa Mineral) na cidade de Recife-PE.

Após serem coletadas, amostras representativas de diferentes profundidades para cada poço foram catalogadas e levadas para a UFRJ, e destinadas para confecção de lâminas delgadas, no laboratório LAMIR (Laboratório de Laminação - Universidade Federal do Paraná - UFPR), em Curitiba/PR, a fim de se realizar a primeira etapa de pesquisa e interpretação.

Essa primeira etapa consistiu na descrição de 6 lâminas (2 do poço 1-UN-15 e 4 do poço 1-UN-19) em microscópios petrográficos de luz polarizada, no Laboratório de Geologia Sedimentar - LAGESED/UFRJ, modelo Carl Zeiss Axioimager A.1., onde foram descritos critérios como textura (grau de cristalinidade, grau de desenvolvimento das faces cristalinas, tamanho relativo entre os cristais e demais texturas específicas de rochas basálticas), granulação, mineralogia primária e secundária nas seis lâminas propostas.

Tratar-se de amostras basálticas, que segundo uma definição simples oferecida por Gill (2010), é uma rocha ígnea de granulação fina composta essencialmente de augita e plagioclásio cálcico, não sendo obrigatoriamente uma rocha vulcânica, no sentido de uma rocha formada por erupção em superfície. Seguindo critérios definidos por Le Maitre (2002), a granulação fina dos basaltos diz respeito à matriz de suas rochas, com tamanho inferior a 1,0 mm.

Desse modo, a determinação das proporções modais dos minerais estimada mediante análise visual e contagem automática de pontos foi possível apenas em parte das amostras referentes ao poço 1-UN-19, uma vez que o restante das amostras apresenta textura afanítica. Utilizando-se neste caso, para a classificação das rochas, o diagrama TAS (Total Álcalis *versus* Sílica) (Le Bas *et al.* 1986), elaborado a partir da composição química.

A segunda etapa consistiu na análise da química mineral de cristais de plagioclásio, piroxênio e olivina em aparelho de microsonda eletrônica.

Inicialmente, foram selecionados, demarcados e fotografados, através de microscópio petrográfico com uma câmera acoplada, os minerais de interesse em três lâminas delgadas do poço 1-UN-19, correspondentes aos dois intervalos intrusivos. Em seguida, o material foi levado para o Laboratório de Microsonda Eletrônica (LABSONDA), DGEO/UFRJ e as análises de química mineral realizadas por meio de microsonda eletrônica modelo JXA-8230,

JEOL, com condições analíticas vigentes de voltagem do feixe eletrônico de 15.0 kV e corrente do filamento de 20 nA e diâmetro de feixe de 1 micrômetro.

Os dados obtidos com as análises de microsonda foram tratados em planilhas do Excel, no qual foi possível calcular as fórmulas estruturais para cada mineral, bem como classificar através da confecção de diagramas próprios cada grupo de minerais

A terceira etapa se iniciou com a preparação das amostras selecionadas do poço 1-UN-19 para as análises geoquímicas, realizados no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia/UFRJ. As amostras preparadas foram enviadas ao *Activation Laboratories LTD* (ACTLABS), em Ontário, Canadá, onde foram realizadas as análises de rocha total para elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) através do método ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*), bem como de elementos-traço (Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Y, Zr, Hf, Sc, Cr e Ni) e elementos terras raras (ETR), analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*).

Posteriormente a essas três etapas foi realizado o trabalho de interpretação de todos os dados obtidos e pesquisas bibliográficas que auxiliaram nos resultados alcançados. Para interpretar e analisar os dados geoquímicos foram confeccionados gráficos em *softwares* específicos, como o *Gcdkit 4.1 (R program)* para gerar diagramas de classificação, *spidergrams*, e diversos outros de interesse litogeoquímico.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Os poços 1-UN-15 e 1-UN-19 foram perfurados no município de Caxias, no estado do Maranhão, estando geograficamente localizados na porção leste da Bacia do Parnaíba.

A cidade de Caxias situa-se a aproximadamente 360 km de distância da capital do Maranhão, São Luís, e a 66 km da capital do Piauí, Teresina. A principal via de acesso à cidade é a rodovia BR-316, que liga São Luís a Teresina.

A localização exata do poço 1-UN-19 é dada pelas coordenadas $4^{\circ} 54' 11''$ S $43^{\circ} 21' 53''$ W e para o poço 1-UN-15 $4^{\circ} 49' 12''$ S $43^{\circ} 22' 36''$ W. A distância entre eles é de cerca de 12 km e ambos se encontram próximo às margens da BR-316, localizados em lados opostos da via (Figura. 2.1).

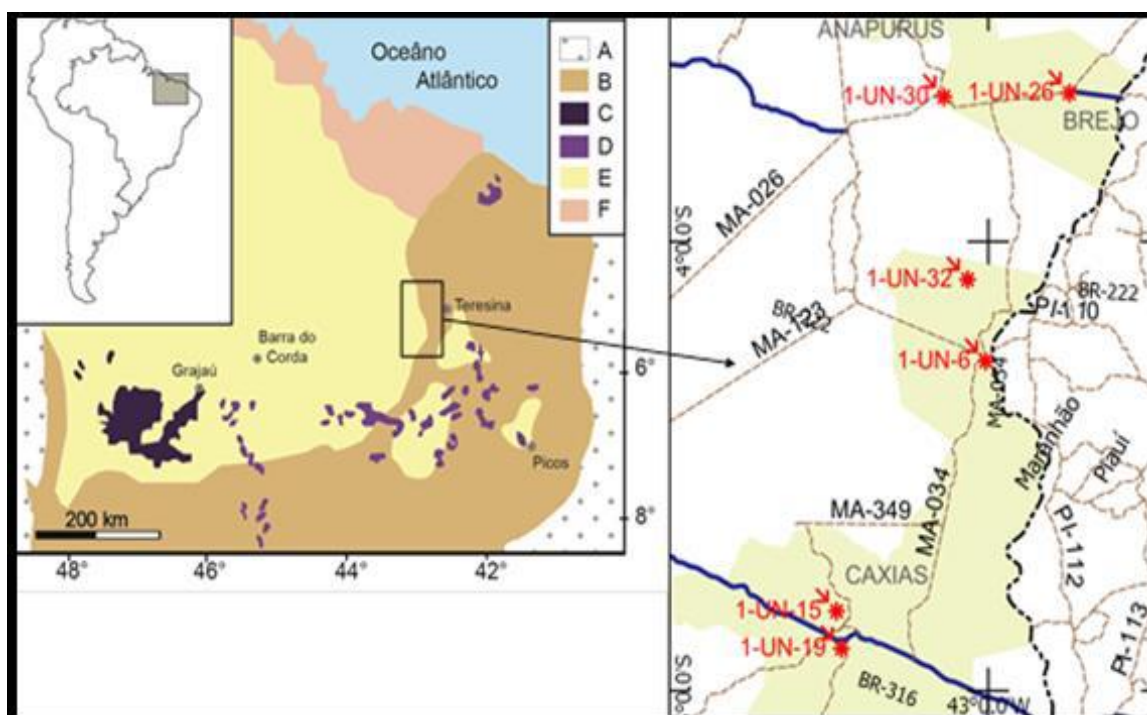


Figura 2.1 - Mapa de localização dos poços perfurados na região pelo Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Leite *et al*, 1975). Indicando a posição dos poços estudados por este trabalho (1UN15 e 1UN19).

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Contexto Geológico

A Bacia do Parnaíba está situada nas regiões norte e nordeste do Brasil e abrange parte dos estados da Bahia, Maranhão, Piauí, Ceará, Tocantins e Pará, se estendendo por cerca de 600.000 km² (Figura 3.1). É uma bacia intracratônica, do tipo sinéclese e é reconhecida como uma das Bacias Sedimentares do Fanerozóico brasileiro tendo sua gênese e evolução durante os estágios de transição e estabilidade da plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 2000).

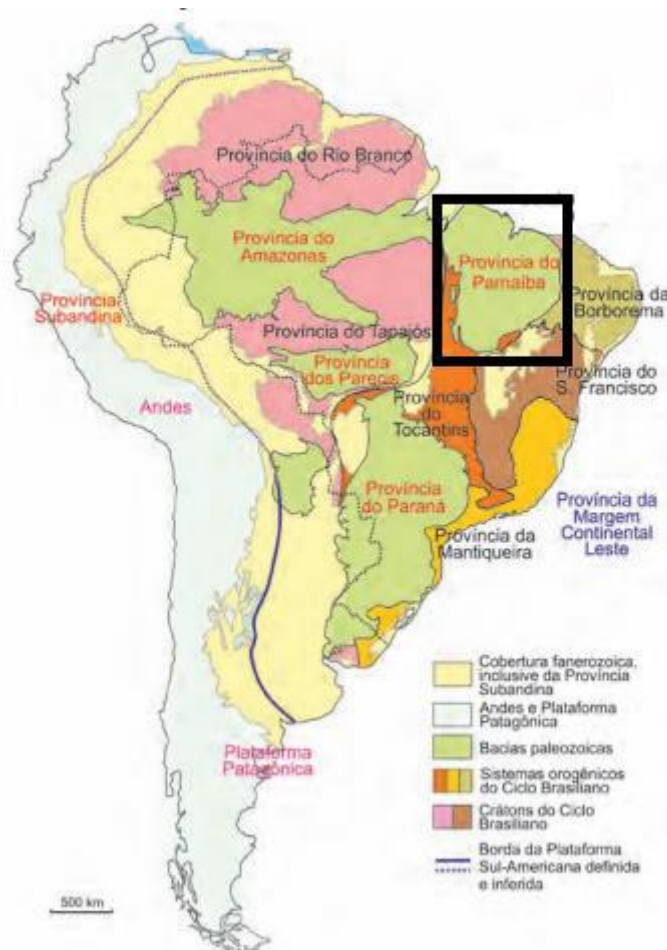


Figura 3.1.- Localização geográfica da Bacia do Parnaíba (Modificado de Hasui *et al.* 2010)

A área denominada por Bacia do Parnaíba recebeu diferentes classificações e foi subdividida ao longo dos anos por diversos autores, como Bacia do Maranhão, Piauí-Maranhão ou Província Sedimentar do Meio-Norte, esta última proposta por Góes (1995). A subdivisão da extensa área que compreende a bacia foi dada levando em consideração sua história evolutiva composta por diversos ciclos o que permite compartimentá-la em diferentes bacias com gêneses, idades e preenchimento sedimentar distintos.

A partir desses critérios, Góes (1995) subdividiu a Província Sedimentar do Meio-Norte em quatro bacias menores: Parnaíba, Siluriano-Triássico, correspondendo à borda leste e centro-sul; Alpercatas, Jurássico-Eocretáceo, ocupa a porção central; Grajaú, de idade cretácea, ocupa a porção norte; Espigão-Mestre, também de idade cretácea, ocupa a porção extremo-sul da província (Figura 3.2). A Bacia do Parnaíba é limitada a norte pelo arco Ferrer-Urbano Santos, a oeste pela Faixa de Dobramento Paraguai-Araguaia, a noroeste pelo Arco Tocantins a leste pela Província Borborema e a sul pela Faixa de Dobramento Brasília e Arco São Francisco (Aguiar, 1969; Góes, 1995; Hasui *et al.*, 2010) (Figura 3.3).

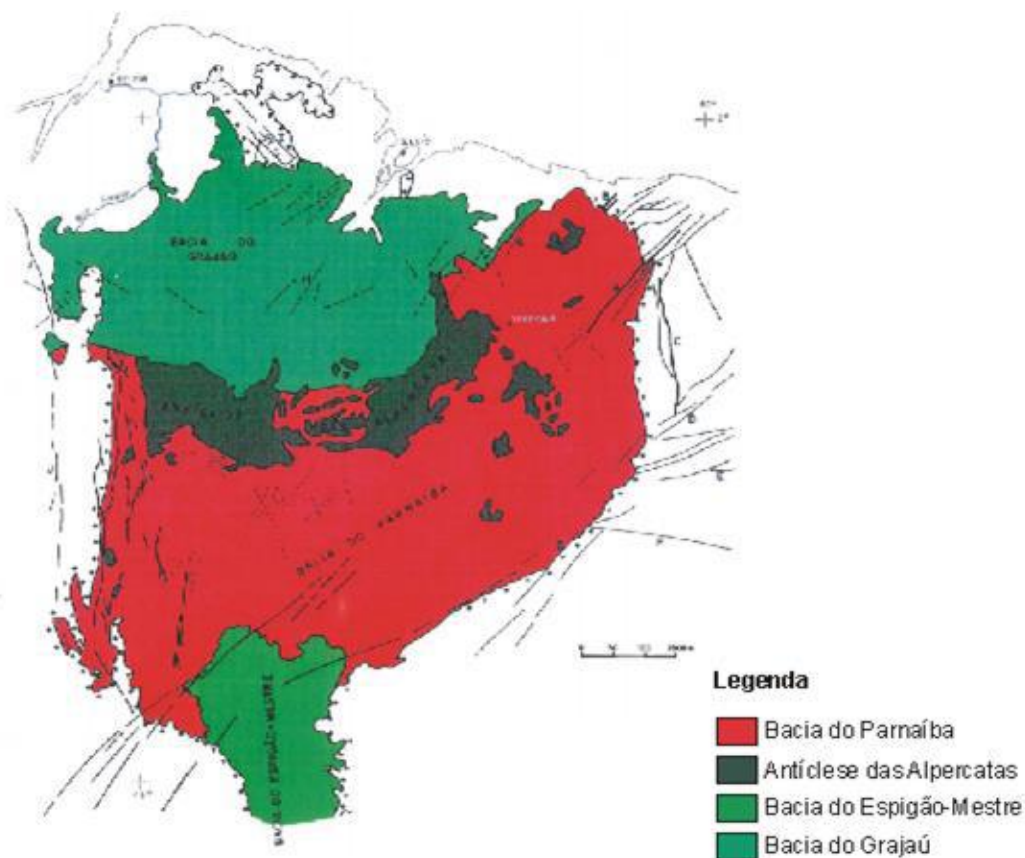


Figura 3.2. - Subdivisão da então denominada Província Sedimentar do Meio-Norte, proposta por Góes, 1995.

Neste trabalho, assim como para muitos autores, incluindo *Vaz et al.* (2007), o termo “Bacia do Parnaíba” faz referência a toda área pertencente a Província Sedimentar do Meio-Norte, localizada nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, sem levar em considerações subdivisões propostas para área. O interesse no presente trabalho está apenas no contexto geológico da área ao qual estão inseridos os poços 1-UN-15 e 1-UN-19.

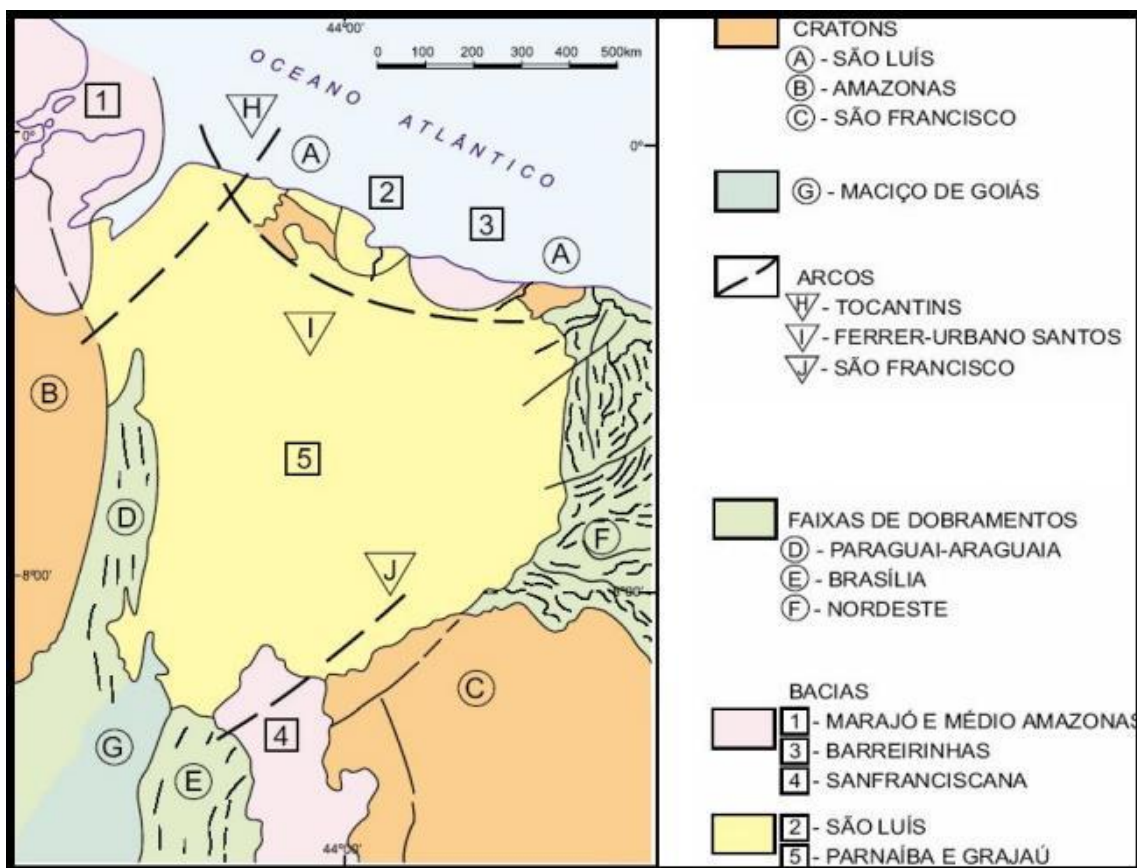


Figura 3.3.- Limites geológicos da área que compreende a bacia. (Schobbenhaus et al., 1984; Hasui et al., 2010).

A forma elíptica arredondada da grande área sedimentar da Bacia do Parnaíba, com diâmetro maior orientado no sentido NE-SW, inscrita em uma geometria hexagonal, é derivada estruturalmente de tectônica linear evidenciada pelos falhamentos, flexuras e lineamentos que deram origem ao mosaico de blocos escalonados.

A bacia sofreu constantes mudanças no preenchimento/regime sedimentar e no seu depocentro ao longo da sua evolução como resultado dos eventos tectônicos que ocorrem nas margens da atual Plataforma Sul-Americana (Orogenia Caledonia, Eo-Herciniana, abertura do Atlântico Equatorial e Sul) e refletiram no padrão de sedimentação, ora sedimentação predominantemente terrestre, ora predominantemente marinha e intenso magmatismo.

3.2 Evolução Geotectônica

De acordo com Almeida e Carneiro (2004) e Vaz *et al.*, (2007) a subsidência inicial da bacia estaria ligada aos eventos térmicos e deformações finis- a pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro ou ao Estágio de Transição da plataforma que levou a geração de sistemas de riftes no final do Proterozóico e início da Paleozóico. Através de interpretações com base em dados geofísicos (sísmica, magnetometria e gravimetria) e alguns dados de poços perfurados no substrato da bacia foram identificados grábens que seriam os responsáveis pelo controle do depocentro inicial.

A área da bacia do Parnaíba se desenvolveu sobre um substrato composto por rochas metamórficas não mais antigas que o Mesoproterozóico, sobre os quais se superpõe grábens posteriormente preenchidos por sedimentos pertencentes à Formação Riachão (Neoproterozóico) e Formação Mirador (Cambro-Ordoviciano) (Goes & Feijó, 1994). Essas unidades são tentativamente correlacionadas com coberturas sedimentares encontradas em outros grábens situados na Província Borborema (Jaibaras, Jaguarape, Cococi e São Julião) bem como com coberturas plataformais do Cráton Amazônico (Gráben do Cachimbo).

Durante essa fase, diversos autores (por ex., Carozzi *et al.* (1975); Fortes (1978); Cunha (1986), Vaz *et al.*, 2007) relataram a identificação de três feições morfo-estruturais mais notáveis resultantes do Ciclo Brasileiro que atuam na compartimentação da bacia. São elas: Lineamento Transbrasiliano, Lineamento Pico-Santa Inês e Lineamento Tocantins-Araguaia ou Marajó-Parnaíba (Figura 3.4). Essas estruturas controlaram as direções dos eixos deposicionais até o Eo-Carbonífero.

O início da aglutinação do supercontinente Pangéia (Orogenia Eoherciniana) teve influência na Bacia do Parnaíba, o que fez com que o depocentro da bacia fosse deslocado para noroeste com a elevação do Arco do alto do Rio Parnaíba (Santos & Carvalho, 2004). Posteriormente, do Permiano até o Triássico, o Arco Tocantins se eleva e interrompe a ligação entre a Bacia do Parnaíba e a Bacia do Amazonas, reorientado mais uma vez o depocentro da

bacia, agora para a parte central, o que alterou o padrão de sedimentação e forma externa da bacia (ovalada; Vaz *et al.* 2007).

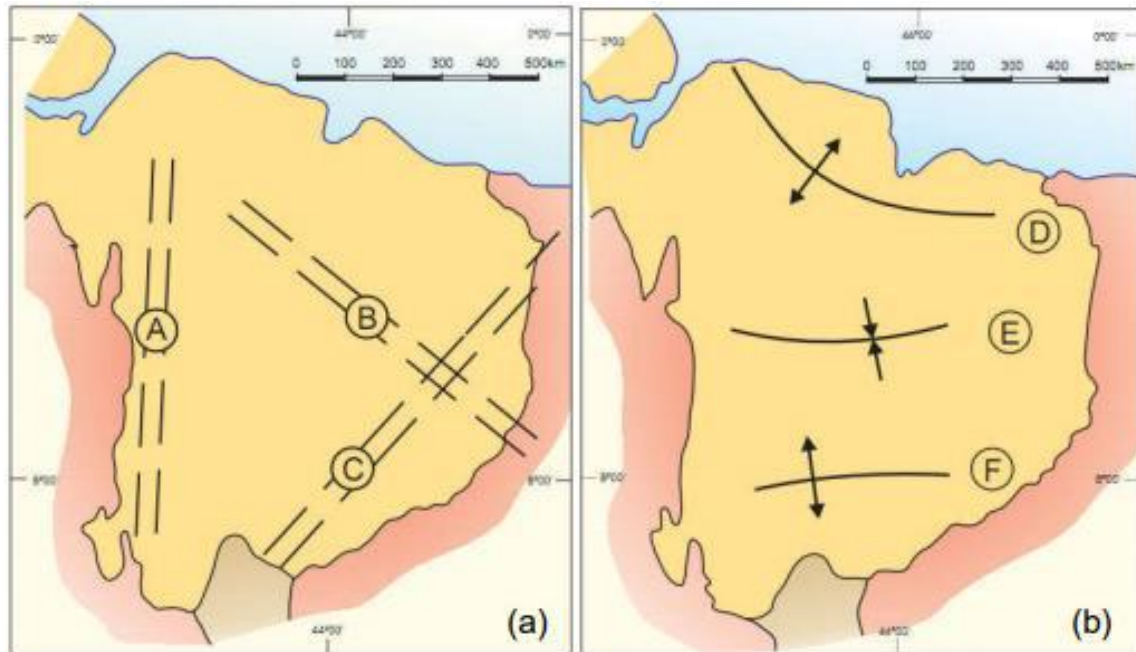


Figura 3.4 - As principais estruturas da Bacia do Parnaíba. (a) A = Lineamento Tocantins-Araguaia; B = Lineamento Picos-Santa Inês; C = Lineamento Transbrasiliiano (segundo Fortes, 1978); (b) D = Arco Ferrer-Urbano Santos (alto estrutural); E = Arco de Xambioá (baixo deposicional); F = Alto do Rio Parnaíba (alto estrutural) (segundo Góes, 1995). Fonte: Santos & Carvalho, 2004.

No Mesozoico, os efeitos da separação do Gondwana produzem na bacia do Parnaíba significativas manifestações de rochas magmáticas, originando intrusões e derrames de rochas básicas relacionados ao desenvolvimento da abertura do Atlântico Equatorial (Formação Mosquito) e a abertura do Atlântico Sul (Formação Sardinha). O Arco Ferrer-Urbano-Santos é a principal feição flexural relacionada com a ruptura dos continentes e passa a definir o limite norte da Bacia do Parnaíba com as bacias marginais São Luís e Barreirinhas (Góes, 1995).

3.3. Litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba tem sua coluna sedimentar de aproximadamente 3.500m de espessura dividida em cinco supersequências que foram originadas por três ciclos deposicionais

separados por discordâncias regionais correlacionáveis a ciclos tectônicos de caráter global (Figura 3.5).

As cinco supersequências, segundo Vaz *et al.* (2007), são dispostas da seguinte maneira: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea. No contexto da Plataforma Sul-Americana, as três primeiras sequências situam-se no Estágio de Estabilização e as discordâncias que lhe dizem respeito têm suas gêneses, em parte, relacionadas às flutuações dos elevados níveis eustáticos dos mares epicontinentais do Eopaleozóico.

A primeira sequência, Siluriana, é litoestratigraficamente correspondente ao Grupo Serra Grande e representa um ciclo transgressivo-regressivo completo (Vaz *et al.* 2007). Este grupo é composto por três formações: Ipu, Tianguá e Jaicós. A unidade basal desta sequência é correspondente à Formação Ipu, composta de arenitos, conglomerados, arenitos conglomeráticos e diamictitos interpretados como sedimentos depositados em leques glaciais e deltaicos (Caputo & Lima, 1984). Sobre esta unidade, assentam-se sedimentos finos, folhelhos escuros, siltitos e arenitos, da Formação Tianguá. Sua deposição deu-se em ambiente marinho raso (Goes & Feijó, 1994; Vaz *et al.* 2007). No topo da sequência se encontra a Formação Jaicós, com arenitos e conglomerados depositados em sistemas fluviais entrelaçados (Goes & Feijó, 1994).

A sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera é litoestratigraficamente representada pelo Grupo Canindé, composto pelas Formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longa e Poti. Este grupo está sobreposto discordantemente ao Grupo Serra Grande. A Formação Itaim é composta por arenitos e folhelhos, depositados em ambiente deltaicos e plataformais dominados por correntes de marés e tempestades. A Formação Pimenteiras é composta por folhelhos cinza escuros e radioativos com intercalações de siltito e arenito, em ambiente plataformal raso dominado por tempestade. Esta unidade representa a ingressão marinha (Goes & Feijó, 1994) mais importante da Bacia do Parnaíba (Della Fávera, 1990). Acima, a Formação Cabeças marca a transição do regime transgressivo para regressivo (Della Fávera, 1990), com arenitos e diamictitos, e presença de feições que indicam movimentação de geleiras. Segundo Góes & Feijó (1994), deposição ocorreu em ambientes marinho raso e fluvial, ambos sob influência periglacial.

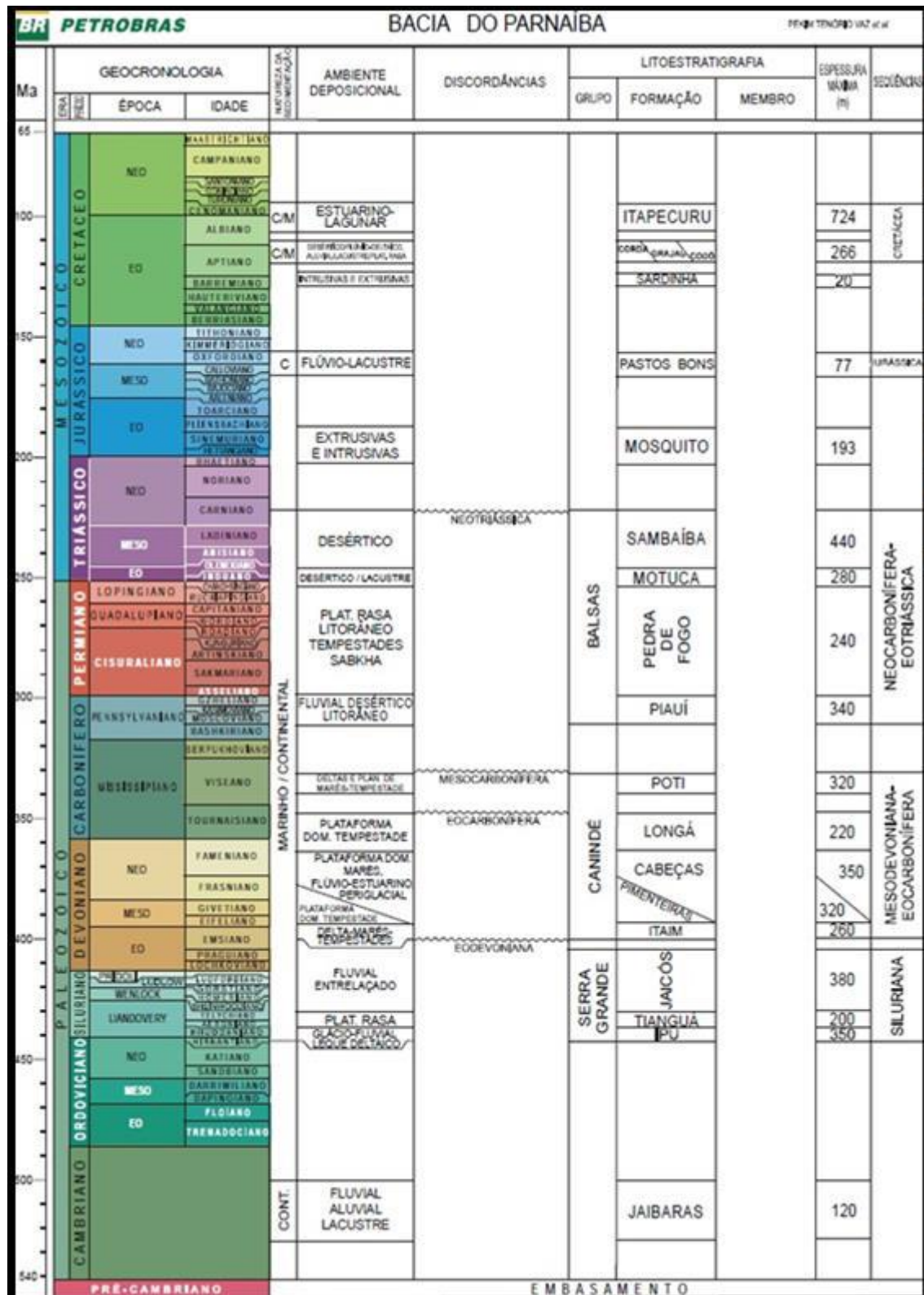


Figura 3.5- Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Parnaíba, com as divisões formais em grupos e formações, e exibindo as discordâncias. Fonte: Vaz et al. (2007).

A Formação Longá consiste em folhelhos escuros sotopostos por arenitos e siltitos claros de ambiente plataformal raso sob ação de tempestade. Arenito intercalado com folhelho e silito, depositados em deltas e planícies de maré marcam a Formação Poti.

A sequência Neocarbonífera-Eotriássica está disposta sobre o Grupo Canindé em discordância erosiva, é dividida em quatro formações, Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, e recebe o nome de Grupo Balsa.

A unidade basal, Formação Piauí, foi dividida por Lima e Leite (1978) em duas sucessões depositadas sob condições de clima árido a desértico. A sucessão inferior é composta por arenitos com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelho, e a superior, arenitos com intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex (Vaz et al, 2007). Sobreposta a esta, estão os sedimentos da Formação Pedra de Fogo, sílex, calcário oolítico e pisolítico, eventualmente estromatolíticos, intercalado com arenito, folhelho e anidrita. O ambiente deposicional é marinho raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, sob eventual influência de tempestades (Góes & Feijó, 1994).

A Formação Motuca mostra siltitos avermelhados, arenito, anidrita e raros calcários, sendo interpretada por Góes & Feijó (1994) como depósito de ambiente continental desértico com lagos associados. O topo da sequência é dado por arenitos com estratificação cruzada de grande porte, geradas por sistemas eólicos em um ambiente desértico. As condições desérticas sob as quais a Formação Sambaíba foi depositada são resultantes da regressão marinha de escala global, que ocorreu no final do Permiano e início do Triássico e, levou a continentalização e mudanças climáticas na região da bacia.

Segundo Lima & Leite (1978), em algumas porções da bacia a Formação Sambaíba se encontra intercalada com os basaltos da porção mais basal do Formação Mosquito.

A sequência Jurássica foi depositada nos espaços de acomodação produzidos em decorrência do peso dos derrames da Formação Mosquito sobre os pacotes de rochas já existentes na bacia, e é representada apenas pela Formação Pastos Bons. A unidade sedimentar se inicia com arenitos de estratificação paralela sobrepostos por siltitos e folhelhos intercalados com camadas de arenito e passando para arenitos vermelhos com níveis de folhelho. Sua deposição se desenvolveu em condições de clima árido, nas paleodepressões lacustrinas, com alguma influência fluvial (Vaz et al. 2007).

A última sequência da sucessão sedimentar da Bacia do Parnaíba teve sua deposição condicionada pela ruptura do Oceano Atlântico, devido aos ciclos transgressivos-regressivos associados. A Sequência Cretácea é composta pelas Formações Codó, Corda, Grajaú e

Itapecuru. Arenitos, folhelhos, calcários, siltitos, anidrita e frequentes níveis de sílex e estromatólitos compõem a Formação Codó, depositados em ambiente continental influenciado por transgressão do mar. A Formação Corda é representada por arenitos vermelhos com estruturas de grande porte típicas de ambientes eólicos. A Formação Grajaú é composta por arenito com presença de seixos e níveis conglomeráticos, tendo sido interpretada por Rosseti et al (2001) como depósitos de ambiente marinho raso, lacustre e fluvio-deltaico, bem como a Formação Codó. Arenitos e argilitos avermelhados encerram a deposição configurando a Formação Itapecuru.

Vaz *et al.* (2007) e Rezende (2002) defendem que as Formações Corda, Grajaú e Codó são unidades cronocorrelatas e sobrepostas a elas estaria a Formação Itapecuru.

A atividade de ruptura de continente Gondwana refletiu no preenchimento da bacia através da reativação de falhas antigas e do surgimento de fraturas que possibilitou a geração de um intenso magmatismo. Rochas básicas intrusivas e extrusivas produzidas nesses eventos deram origem as Formações Mosquito e Sardinha, que serão discutidas no próximo item.

3.4 Magmatismo da Bacia do Parnaíba

Como mencionado anteriormente neste trabalho, a fragmentação do continente Gondwana foi responsável por mudanças fundamentais no quadro tectono-magmático-sedimentar da Bacia do Parnaíba, resultando em dois eventos magmáticos de grande escala e importância. Além de ter contribuído para geração de espaço de acomodação para as unidades sedimentares mais recentes na sinéclese a partir da sobrecarga dos derrames.

Os eventos magmáticos que se manifestaram na bacia foi uma resposta à abertura de fraturas e reativação de antigas falhas decorrentes do processo de formação do Oceano Atlântico Equatorial e, posteriormente, a formação do Oceano Atlântico Sul. Tendo sido o primeiro o evento responsável por extensos derrames, soleiras e diques na bacia do Parnaíba, que caracterizam a Formação Mosquito, e o segundo, grande soleiras, diques e derrames subordinados que são denominados de Formação Sardinha.

A Formação Mosquito, de idade Jurássica, é consiste de derrames basálticos com intercalação de arenitos encontrados aflorantes no Rio Mosquito ao sul da Cidade de Fortaleza dos Nogueiras (Aguiar, 1971). A unidade se dispõe na forma de derrames significativos na bacia, além de estarem presentes na forma de corpos tabulares intrusivos. A Formação Sardinha

apresenta idade cretácea e está disposta majoritariamente como corpos intrusivos tabulares, com derrames menos frequentes apresentando-se como corpos de basaltos, preto a roxo, mapeados entre as cidades de Fortaleza dos Nogueiras e Barra do Corda (Aguiar, 1971).

Os estudos iniciais realizados por Aguiar (1971) definiram como critério para dividir e individualizar as rochas magmáticas da bacia em duas formações apenas sua distribuição geográfica, uma vez que se acreditava que as rochas características da Formação Mosquito se localizavam preferencialmente na porção oeste da área da bacia e as rochas típicas da Formação Sardinha se encontravam posicionadas na porção leste. Porém, atualmente se sabe que esses critérios não são adequados/suficiente para separar as unidades

Datações K-Ar e Ar-Ar em amostras de rochas basálticas da bacia do Parnaíba definiram os intervalos em que se desenvolveu cada um dos eventos magmáticos, tornando este critério fundamental para individualizar e identificar as formações Mosquito e Sardinha.

As idades atribuídas às rochas da Formação Mosquito variam entre 200 - 180 Ma (Hasui *et al.*, 1976; Baski & Archibald, 1997; Merle *et al.*, 2011), coincidentes com a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, e podendo ser assim, consideradas cronocorrelatas a outras manifestações magmáticas ocorridas no continente Sul-Americano, como a magmatismo Penatecaua nas bacias Solimões e Amazonas. Estes magmatismos relacionam-se temporalmente com o principal episódio de CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) na América do Sul, a cerca de 198 Ma (Merle *et al.* 2011).

A Formação Sardinha foi datada entre 129 - 124 Ma e é correlacionada com abertura do Atlântico Sul e cronocorrelata ao magmatismo Paraná-Etendeka na Bacia do Parnaíba, Formação Serra Geral (Bellieni *et al.* 1990).

Quanto a localização dos basaltos na coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba, levando-se em consideração a natureza intrusiva (soleiras e diques) de tais ocorrências magmáticas, elas possivelmente são encontradas em qualquer unidade depositada anteriormente aos eventos. Porém, Vaz *et al.* (2007) afirmam que as intrusões se concentram preferencialmente no Grupo Canindé (Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera).

Esses episódios de manifestação magmática na bacia do Parnaíba são o registro da evolução da plataforma Sul-Americana e representam um novo estágio de importância no potencial econômico da bacia. A entrada de rochas magmáticas na coluna sedimentar da sinéclese pode melhorar as condições e o potencial de geração de hidrocarbonetos que despertaram interesse desde meados da década de 60. Apesar de possuir recursos, como foi anteriormente discutido, a bacia do Parnaíba ainda é pouco estudada.

4. RESULTADOS

4.1. Descrição dos Poços

O poço 1-UN-15 possui profundidade máxima de 423,20 m, e a partir das descrições detalhadas que foram realizadas nos testemunhos de sondagens recuperados nesse furo, a sequência sedimentar foi definida por sucessivas intercalações de pacotes arenosos, siltitos, folhelhos, ocorrência de camadas de sílex e uma estreita camada de rocha básica. Estas rochas pertencem a três diferentes formações da bacia do Parnaíba (Formações Piauí, Pedra de Fogo e Motuca), estando o corpo magmático intrudido na Formação Pedra de Fogo (Grupo Balsas; Leite *et al*, 1975).

À profundidade de 268,70m determina-se o contato entre os folhelhos da formação Pedra de Fogo e a rocha intrusiva. Este ponto marca o início de um intervalo intensamente alterado e de espessura bastante reduzida de apenas 3,2 m, que se estende até a profundidade de 271,90 m, e caracteriza um dos objetos de interesse deste trabalho (Figura 4.1). As profundidades amostradas estão indicadas na Tabela 4.1.



Figura 4.1- Caixa contendo os testemunhos de sondagem do poço 1-UN-15. Fica evidente o caráter intensamente alterado da rocha, com constante fraturamento e concentração de veios.

O poço 1-UN-19 foi perfurado até a profundidade de 680,20 m e identificaram-se dois intervalos intrusivos, localizados na porção inferior do furo. A coluna sedimentar cortada por ele e descrita através de testemunhos consiste de sedimentos arenosos, argilosos, bem como calcários e sílex pertencentes às formações Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca.

Ambas as intrusões estão contidas na Formação Poti (Grupo Canindé). A primeira, a uma profundidade de 558,80 m indo até 560,30 m, contendo 1,50 m de espessura, a segunda, a profundidade de 600,85 m até 601,60 m, com 0,75 m de espessura (Figura 4.2). Embora sejam de espessuras bastante reduzidas, as rochas se encontram em um estágio de alteração incipiente, se comparadas as rochas do poço 1UN-15.

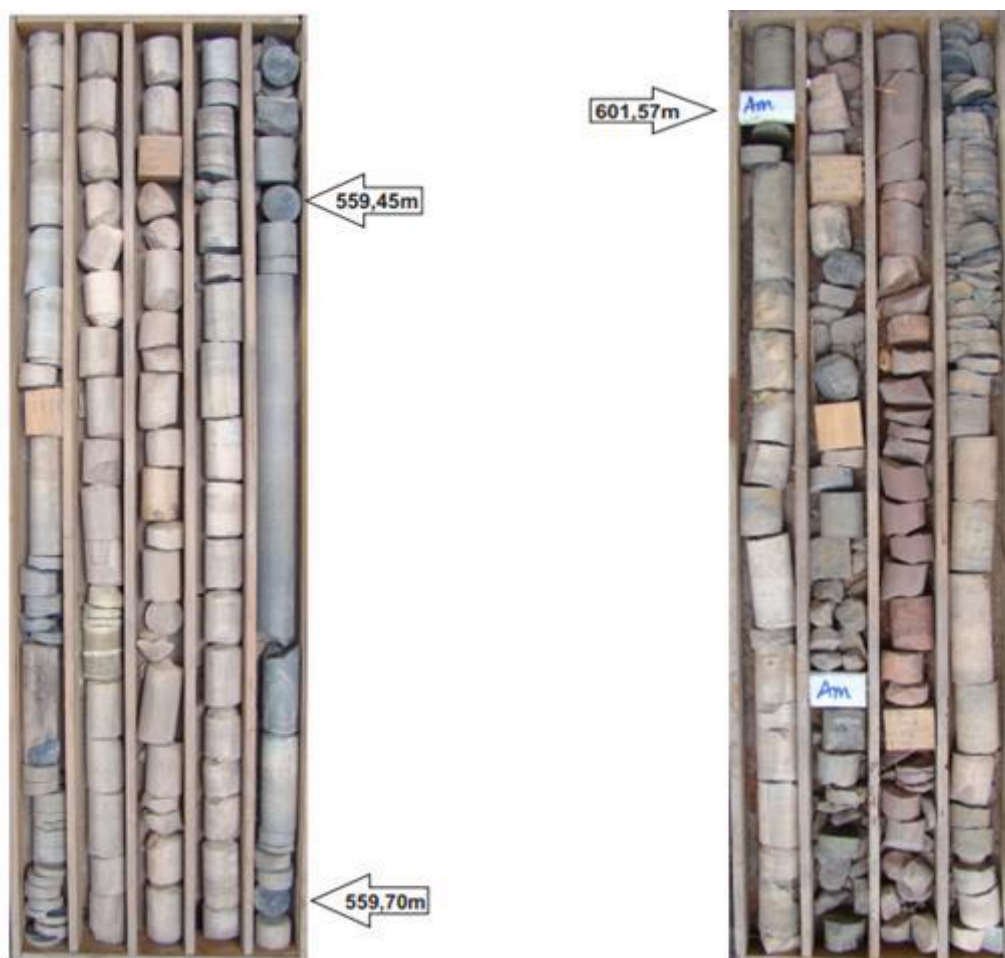


Figura 4.2- Caixas contendo os testemunhos de sondagem do poço 1-UN-19. As setas indicam os pontos de coleta das amostras utilizadas no trabalho. A direita, caixa 87 (correspondente ao primeiro intervalo intrusivo, profundidades 559,35 – 564,70m) e, a esquerda, caixa 94 (correspondente ao segundo intervalo intrusivo, profundidades 595,2 – 602,5m).

Tabela 4.1 - Relação das lâminas descritas e suas respectivas profundidades de amostragem.

Poço	Profundidade (m)
1-UN-15	268,70
1-UN-15	270,80
1-UN-19	558,80
1-UN-19	559,45
1-UN-19	559,70
1-UN-19	601,57

4.2. Petrografia

4.2.1. Petrografia do Poço 1-UN-15

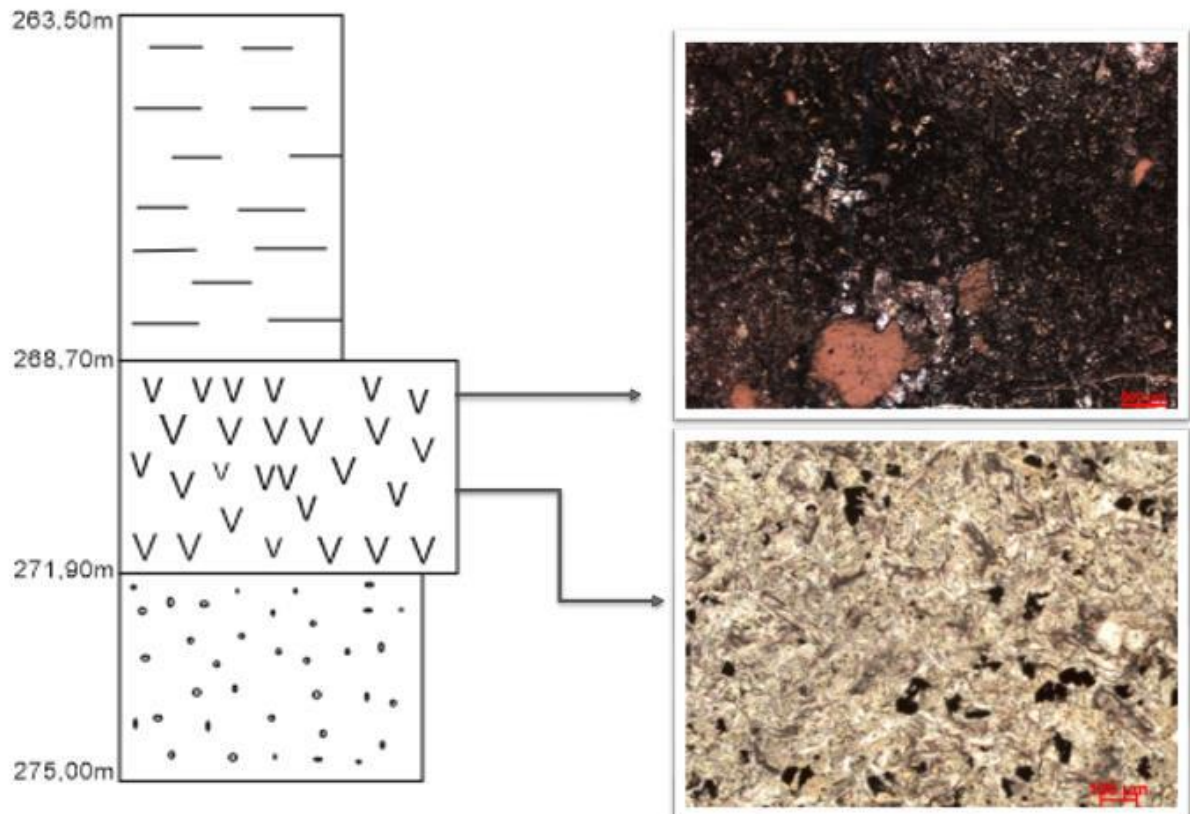


Figura 4.3 - Perfil da porção do poço 1-UN-15 correlacionado com fotomicrografias de seções delgadas.

As amostras estudadas apresentam texturas hipocristalina a hipohialina, vitrofírica e glomeroporfírica em matriz muito fina (0,02 mm a 0,09 mm) de texturas plumosa a intersertal. Encontram-se em um elevado grau de alteração, fator que, por muitas vezes, dificulta a identificação dos minerais primários.

O topo da intrusão é marcado predominantemente por aglomerados de microfenocristais (textura glomeroporfírica com grãos de aproximadamente 0,65 mm) constituídos por grãos, em geral, euédricos a subédricos de plagioclásio e piroxênio e olivina subédrica, em matriz predominantemente plumosa a intersertal (Figura. 4.4 A, B, C e D). Ao passo que, nas proximidades da base da intrusão, a pouco mais de 1m da encaixante subjacente, nota-

se um aumento na quantidade de vidro presente na rocha, e a textura passa a ser notavelmente vitrofírica (Figura 4.5 A e B), definida por uma trama de ripas e cristais esqueléticos de plagioclásio preenchidos por material vítreo que se encontra alterado para clorita e outros materiais com colorações esverdeadas e avermelhadas que devido a limitações do microscópio não foi possível identificá-las.

Além de plagioclásio, piroxênio, olivina subordinada a assembléia mineralógica é constituída predominantemente por minerais opacos e fases minerais de alteração.

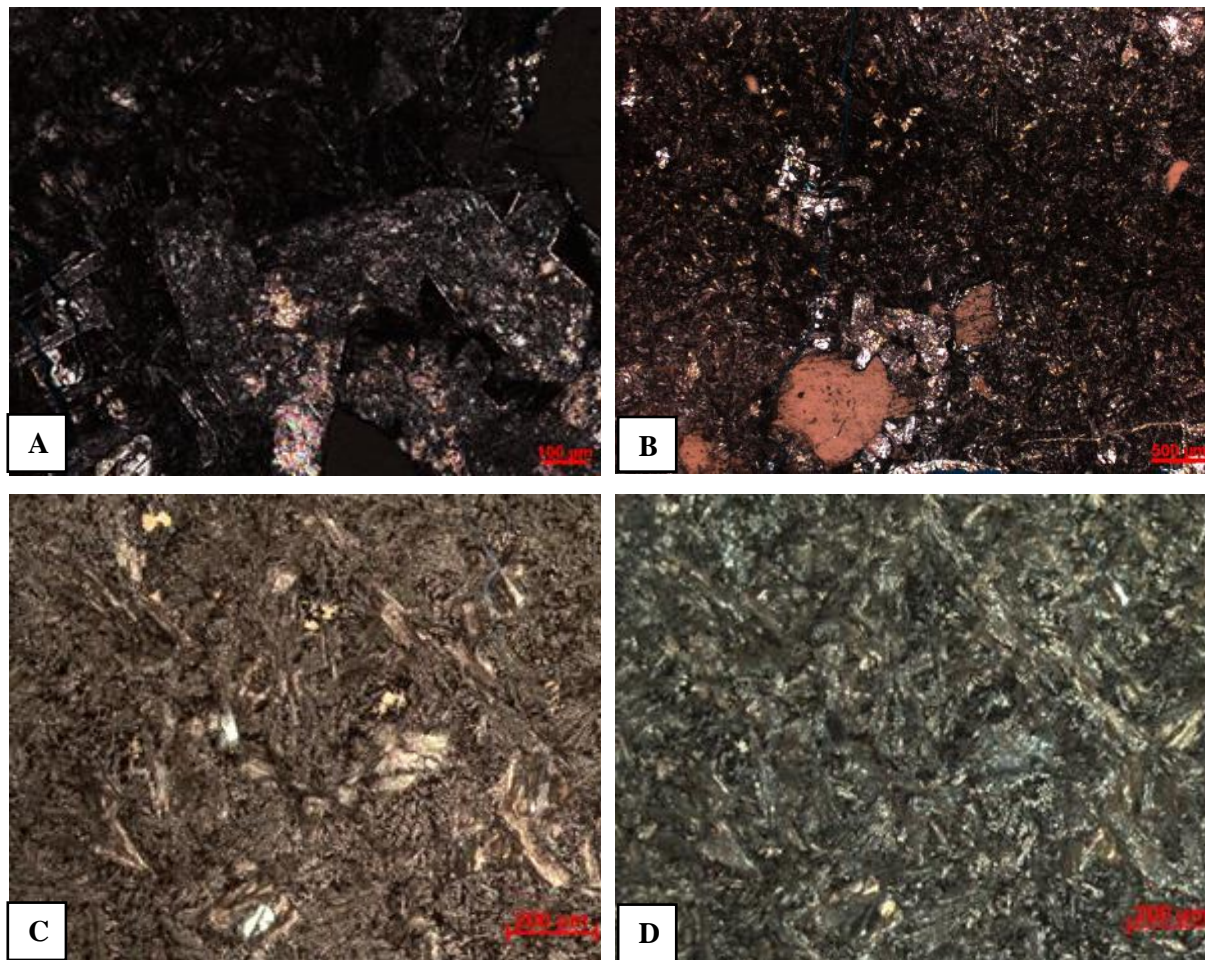


Figura 4.4 - Fotomicrografias dos basaltos do poço 1-UN-15 mostrando aspectos texturais e mineralógicos (amostra 268,70m de profundidade). (A) Aglomerados euédricos (grãos de até 0,65mm) de plagioclásio substituídos por minerais secundários. (Luz polarizada cruzada; Aumento de 10x); (B) Textura glomeroporfírica e matriz plumosa a intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento de 2,5x); (C) Matriz com textura plumosa (Luz polarizada paralela; Aumento de 10x); (D) Matriz com textura plumosa (Luz polarizada cruzada; aumento de 10x).

O plagioclásio mostra-se com hábito prismático alongado e como ripas esqueléticas com feição tipo cauda de andorinha, indicando resfriamento rápido. Muitas vezes fraturados e corroídos devido ao estágio avançado de alteração, raros sendo os cristais em que é possível identificar a geminação polissintética comum no plagioclásio. Pontualmente, observam-se cristais num arranjo semelhante a textura *synneusis*, que funciona como indicador de movimentação turbulenta do magma (Figura 4.6 A).

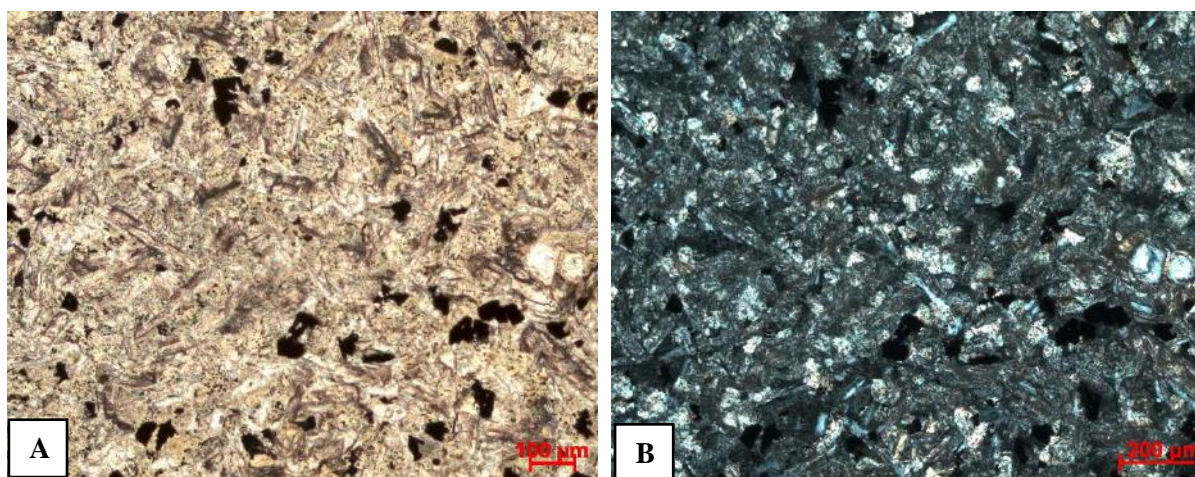


Figura 4.5 - Fotomicrografias do poço 1-UN-15 mostrando a textura vitrofírica com alteração acentuada (amostra na profundidade de 270,80m) (A) Sob luz polarizada paralela; (B) Sob luz polarizada cruzada.

Microfenocristais pseudomorfos de olivina estão distribuídos individualmente ou em aglomerados (juntamente com plagioclásio e piroxênio). A olivina encontra-se, em geral, substituída por serpentina (figura 4.6 C e D), e por vezes, combinada a outros minerais secundários, possivelmente resultante da interação com a rocha sedimentar encaixante, como é observado nos cristais com borda silicificada (Figura 4.6 E e F). Contudo, os cristais preservam-se subédricos exibindo seção pseudo-hexagonal ou rômbrica.

O piroxênio apresenta-se com hábito prismático alongado, coloração rosada bastante discreta, e extinção oblíqua, o que permite caracterizá-lo como augita (figura 4.6 G).

Os minerais opacos estão presentes na matriz da rocha por todo intervalo amostrado e exibem hábitos variados, esquelético, acicular e irregular. Os grãos esqueléticos são interpretados como minerais formados a partir da cristalização do magma, justificado por uma elevada taxa de resfriamento, a qual superou a taxa de nucleação dos cristais e inibiu a formação de minerais bem formados (com grau de desenvolvimento das faces elevado) e granulação superior. Os grãos irregulares, são, possivelmente, resultante da alteração sofrida pela rocha e

encontram-se dispersos no vidro A granulação desses minerais não ultrapassa 0,65 mm.

É comum a presença de fraturas (Figura 4.6 H) e vesículas, algumas preenchidas pelo mesmo material de alteração do restante da rocha. As fraturas mostram, em geral, abertura de 0,1 mm a 0,5mm e as vesículas diâmetros médios de 0,42 mm a 1mm.

Conforme mencionado anteriormente, as características observadas na parte superior da intrusão são modificadas à medida que se alcança as porções mais inferiores, próximo a base, a 270,80 m. De modo geral, nessa profundidade constata-se uma diminuição da granulação da rocha e ausência de microfenocristais, a matriz não ultrapassa 0,07 mm e são localizados raros cristais com dimensão de até 0,2 mm. Outro aspecto determinante é o predomínio de vidro sobre os cristais (rocha hipoialina), assumindo assim uma majoritariamente textura vitrofírica.

O material vítreo tem suas características modificadas devido a sobreposição das fases minerais secundárias, denotando um relevo positivo e coloração em tons esverdeados. Ripas muito finas e cristais esqueléticos de plagioclásio estão inseridos nesse material vítreo e sobre estes também é possível identificar os afeitos da alteração, manifestando-se através de grãos com bordas esverdeadas. O piroxênio é dificilmente caracterizado, pois são representados por cristais de granulação muito fina, hábito granular e geralmente estão mascarados pela alteração.

A mineralogia secundária é dada por um conjunto de minerais, o qual forma uma capa de alteração sobre cristais primários e vidro, além de preencher fraturas e vesículas, impossibilitando a identificação e individualização de cada mineral secundário devido à granulação extremamente fina do material. Esta alteração se caracteriza ao oferecer à rocha uma coloração predominantemente esverdeada quando observada sob luz polarizada paralela, e sob luz polarizada cruzada assume características semelhante a dos argilominerais. No entanto, se destacam, em pontos isolados, fases secundárias como clorita, carbonato, sericita, serpentina e minerais opacos.

Na parte superior da intrusão (profundidade de 268,70 m) verifica-se uma acentuada alteração, dessa vez caracterizada pela presença de minerais de granulação muito fina a pulverulenta com tons amarronzados recobrimdo boa parte dos minerais ferro-magnesianos.

O intenso grau de alteração descrito para as amostras pode estar relacionado a processos de alteração deutérica, associados a fluidos originados na própria rocha ígnea. À medida que se desenvolveu a intrusão e o posterior resfriamento do corpo magmático, permitiu-se o escape dos fluidos e voláteis presentes no magma para locais de menor pressão, ou seja, para as bordas da intrusão, onde puderam circular livremente, possibilitando a geração de tal quantidade de material secundário.

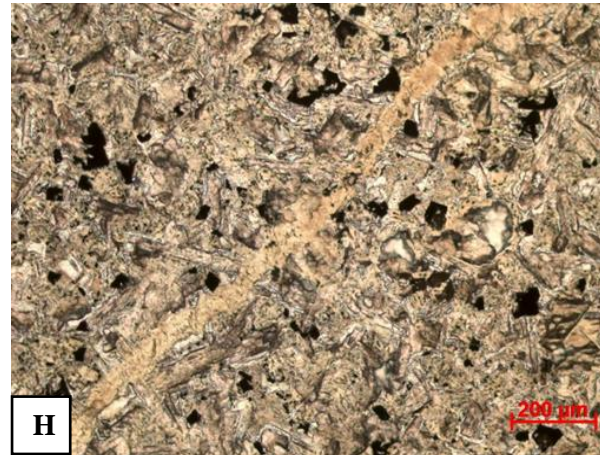
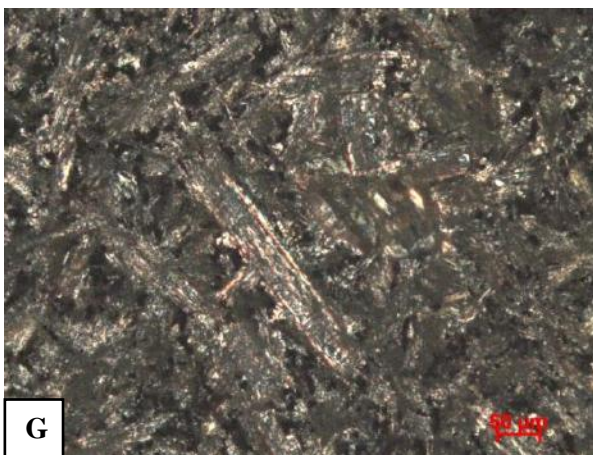
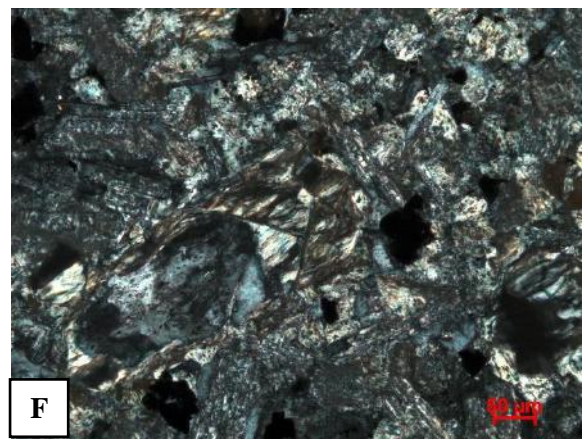
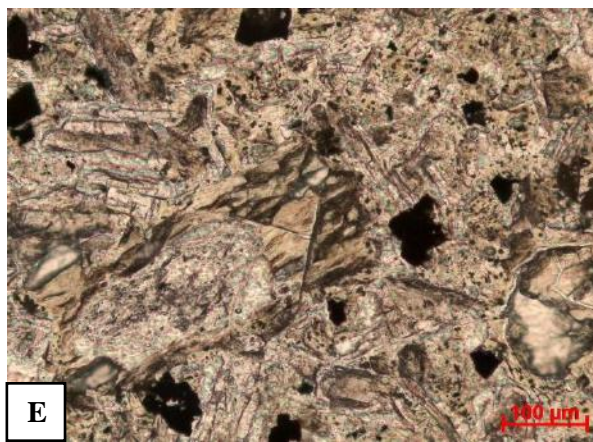
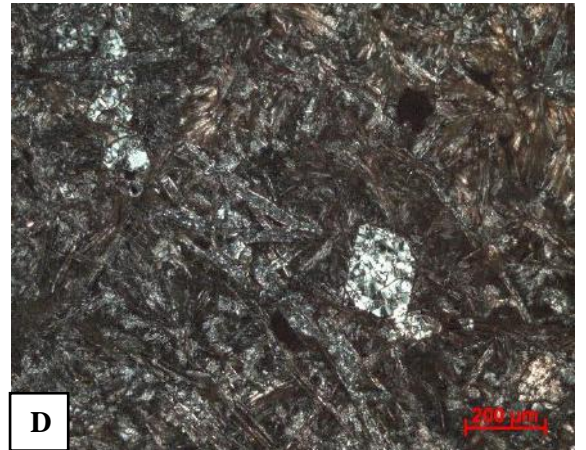


Figura 4.6 - Fotomicrografias dos basaltos do poço 1-UN-15 exibindo alguns aspectos mineralógicos. (A) Fenocristal de plagioclásio com feição tipo *synneusis* (Luz polarizada paralela; Aumento 5x); (B) Plagioclásio com hábito tabular, fraturados e corroídos e cristais esqueléticos (Luz polarizada paralela; Aumento 10x); (C) Microfenocristal de olivina serpentinizada (0,25mm) (Luz polarizada paralela; Aumento 10x); (D) Microfenocristal de olivina serpentinizada (0,25mm) (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (E) Fenocristal de olivina serpentinizado e silicificado (Luz polarizada paralela; aumento de 20x); (F) Fenocristal de olivina serpentinizado e silicificado (Luz polarizada cruzada; aumento de 20x); (G) Microfenocristal prismático de piroxênio (Luz polarizada cruzada; Aumento 20x); (H) Fratura preenchida por minerais secundários (Luz polarizada paralela; Aumento de 10x).

4.2.2. Petrografia do Poço 1-UN-19

4.2.2.1. Corpo Intrusivo I

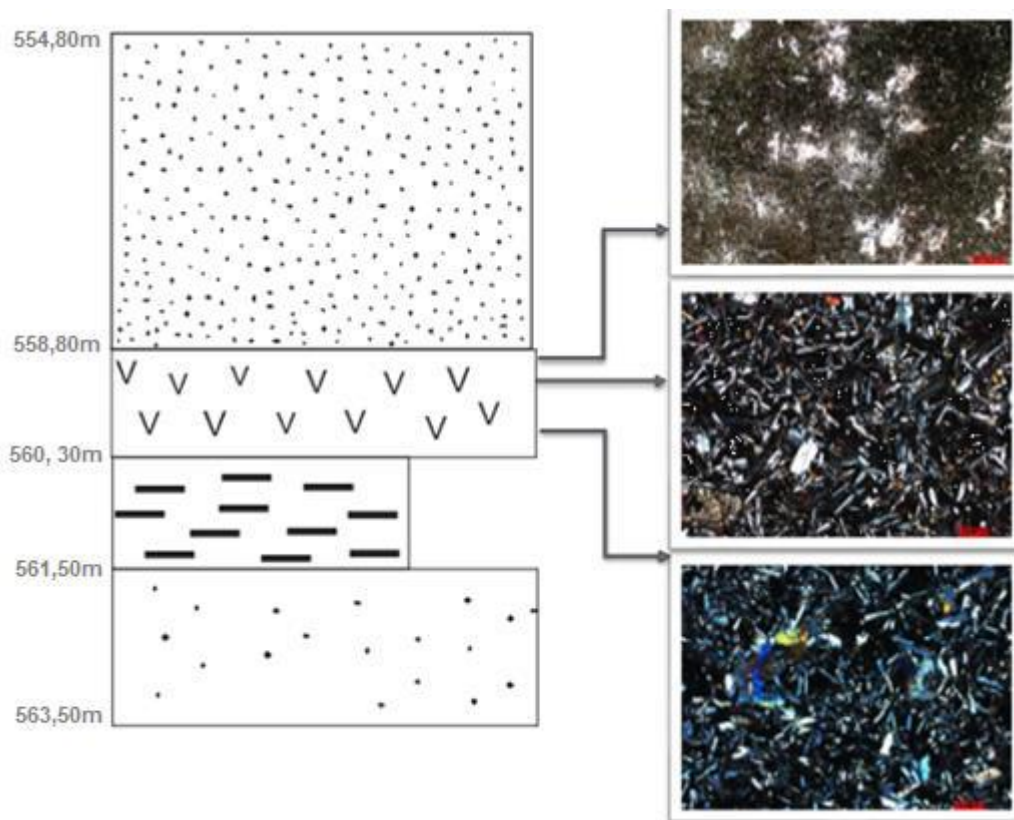


Figura 4.7 - Perfil da porção do poço 1-UN-19 onde se localiza o corpo intrusivo I, correlacionado com fotomicrografias de seções delgadas.

O corpo intrusivo I constitui a ocorrência de rocha básica mais superficial identificada nesse futuro com contato superior à profundidade de 558,80m.

No que se refere à textura e à granulação observou-se variações com o aumento de profundidade do corpo intrusivo. Apesar de corresponder a um intervalo com espessura bastante reduzida (apenas 1,50 m), é constatado um aumento na granulação dos cristais da matriz, passando de muito fina a fina (0,03mm a 0,3mm) a partir do topo para o interior da intrusão.

As amostras evidenciam uma rocha hipocristalina, hipidiomórfica, com textura glomeroporfírica (Figura. 4.8 A e B) marcante ao longo de todo intervalo. Apesar das texturas anteriormente descritas serem observadas para o domínio dos fenocristais e microfenocristais por todo o corpo intrusivo, no que se refere a matriz da rocha, são descritas algumas variações significativas na textura. No topo, destacam-se as texturas afanítica, plumosa a intersertal de granulação muito fina, evoluindo nas porções centrais da rocha para um domínio da textura intersertal e granulação fina dos cristais (Figura 4.8 C, D, E). Em porções vítreas, localizadas nos interstícios entre os grãos, é possível notar agregados radiais de cristais semelhante às feições características da textura esferulítica (Figura 4.8 F), porém constituem arranjos muito incipientes e de difícil identificação. Na parte inferior da intrusão, estão presentes em pontos isolados, grãos de plagioclásio parcialmente inclusos em cristais de piroxênio, configurando, desta forma, a textura subofítica próximo a base da intrusão.

A proporção modal entre fenocristais/microfenocristais e matriz é, em geral, de 24% de microfenocristais e 76% de matriz para todo esse intervalo.

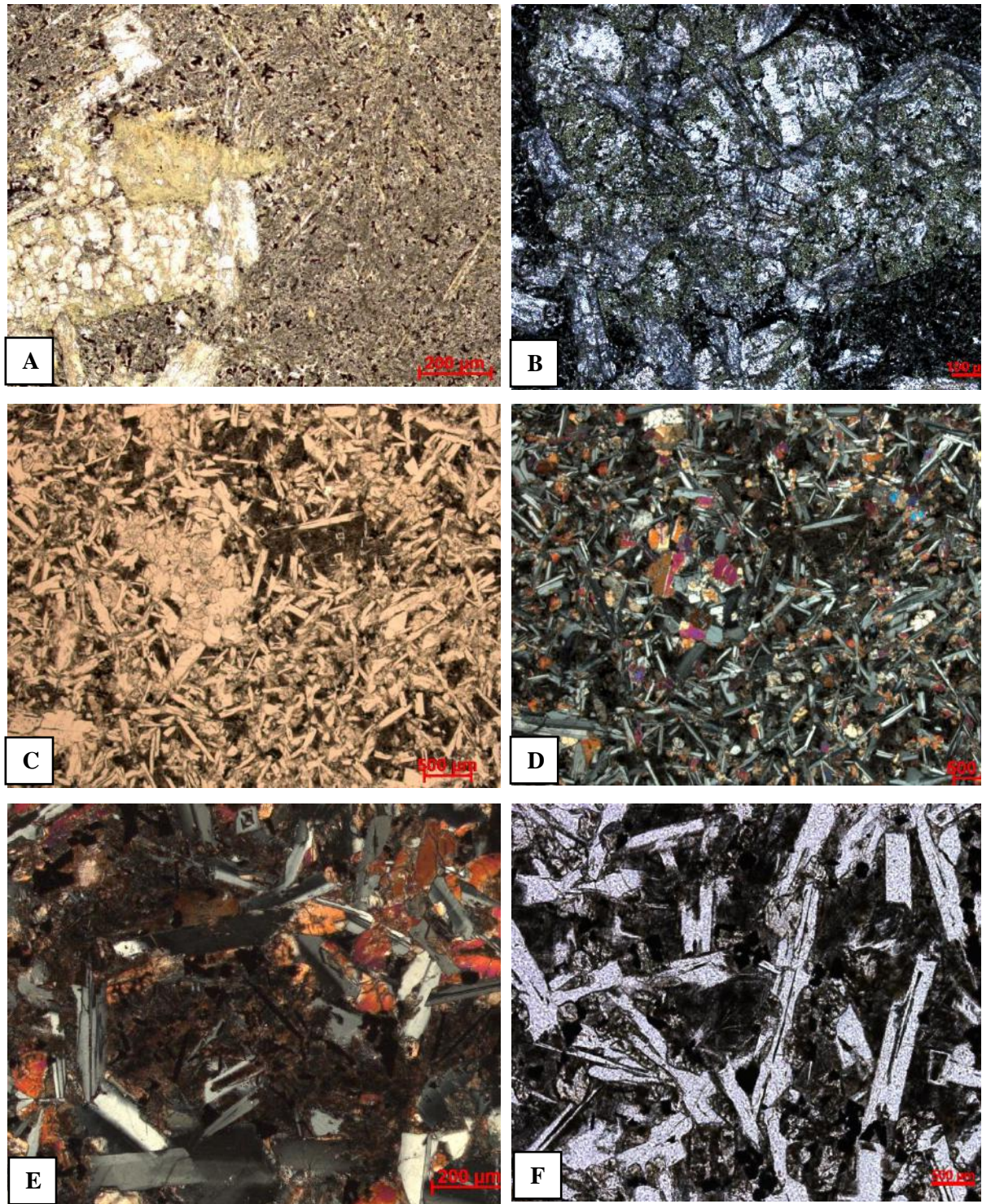


Figura 4.8 - Fotomicrografias dos basaltos do corpo intrusivo I (poço 1-UN-19) mostrando aspectos texturais e mineralógicos. (A) Textura glomeroporfírica e matriz afanítica a plumosa (Luz polarizada paralela; Aumento 10x); (B) Textura glomeroporfírica marcada por intensa alteração (Luz polarizada cruzada; Aumento 20x); (C) Textura glomeroporfírica e matriz intersertal (Luz polarizada paralela; Aumento 2,5x); (D) Textura glomeroporfírica e matriz intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento 2,5x); (E) Textura intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (F) Textura semelhante esferulítica (Luz polarizada paralela; Aumento 10x).

A assembleia mineralógica é basicamente a mesma registrada para o poço 15, com plagioclásio e piroxênio constituindo os minerais essenciais. Olivina, minerais opacos e apatita representam a mineralogia acessória. Uralita, bowlingita, leucoxênio, talco, serpentina, carbonato, argilominerais, clorita, epidoto e minerais opacos constituem as fases minerais secundárias.

Os aglomerados de microfenocristais são compostos por finas ripas de plagioclásio, grãos subédricos de piroxênio (Figura 4.9 A), menos frequentemente acompanhados de cristais de olivina pseudo-hexagonais subédricos a anédricos. Geralmente nota-se inclusões de minerais opacos de hábito cúbico. Encontram-se em elevado estágio de alteração para epidoto, calcita, sericita, argilominerais e clorita.

O plagioclásio (0,4 a 1,3mm) apresenta-se como a fase mineral predominante nestas rochas. São fenocristais e microfenocristais euédricos a subédricos com hábito tabular, alongado, em sua ampla maioria, exibindo zoneamento composicional. Apresentam geminação polissintética geralmente bem formada. Textura *synneusis* (Figura 4.9 B) está presente em porções localizadas e reflete a possibilidade de ter havido um fluxo turbulento na câmara magmática. Cristais esqueléticos e de terminações com feição tipo cauda de andorinha são frequentemente observados, fornecendo indícios de resfriamento rápido.

O clinopiroxênio (0,7 a 1,0 mm) exhibe-se, em geral, como grãos de hábito prismático, subédricos e são frequentemente marcados pela geminação em fenocristais (Figura 4.9 C). Foram observados cristais com variações sutis em suas colorações, indicando que possa haver a presença das duas classes de piroxênio. A ampla maioria dos grãos mostra pleocroísmo verde claro a incolor e extinção oblíqua, confirmando a existência do clinopiroxênio augita. Os grãos restantes mostram tons próximos ao rosa, além de ângulo de extinção relativamente mais baixos que os demais, porém encontram-se muito alterado, o que limita a descrição. Poucos cristais encontram-se fraturados e corroídos, estando a alteração restrita a suas bordas e fraturas.

A olivina (1,3 mm) chama atenção por aparecer como fenocristais com núcleos reliquiares bem preservados envoltos por uma coroa de alteração (Figura 4.9 D), representando a mesma alteração que preenche diversas fraturas que se estendem para o centro desses cristais. O mineral ocorre também como microfenocristais isolados, na maioria das vezes, nas porções mais internas do corpo intrusivo e exibem fraturas e intensa alteração (Figura 4.9 E). A assembleia mineralógica secundária é formada por iddingsita, bowlingita, leucoxênio, talco, serpentina, argilominerais e clorita.

Os minerais opacos exibem-se como grãos euédricos, de granulometria fina, caracterizam minerais acessórios formados a partir do resfriamento do magma. Contudo, os minerais opacos também apresentam-se como fases secundárias, destacando-se pelo hábito granular, anédricos e como finas acículas dispostas no vidro ou localizados nas bordas de cristais de plagioclásio e piroxênio.

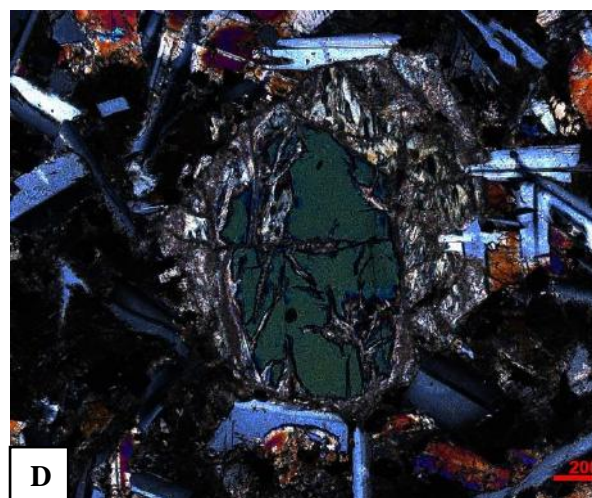
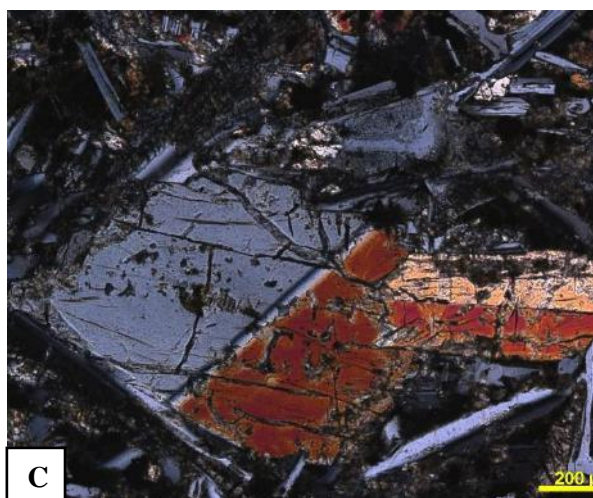
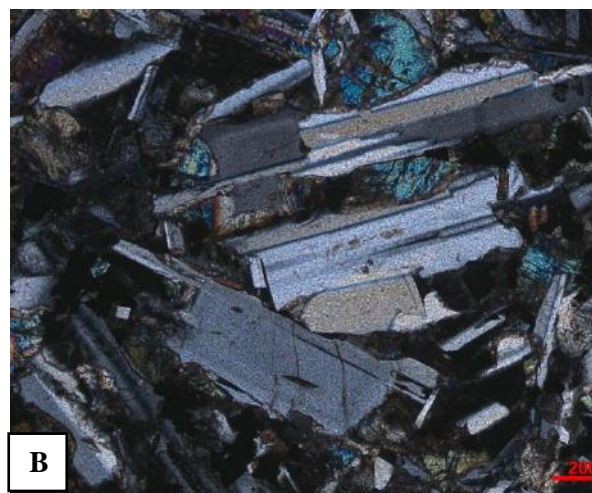
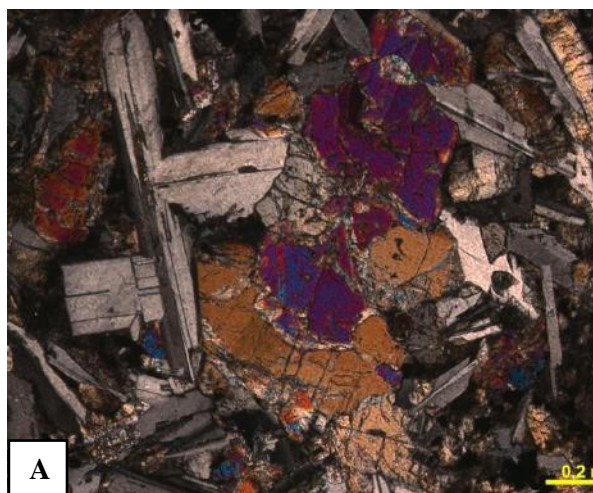


Figura 4.9 – Fotomicrografias dos basaltos do corpo intrusivo I (poço 1-UN-19) destacando a mineralogia. (A) Clinopiroxênio e plagioclásio caracterizando a textura glomeporfírica (Luz polarizada cruzada; Aumento de 10x); (B) Fenocristais de plagioclásio com textura *synneusis* (0,92 mm) (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (C) Fenocristais de clinopiroxênio. (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (D) Fenocristal de olivina (0,95 mm) com coroa de alteração. (Luz polarizada cruzada; Aumento de 10x); (E) Fenocristal de olivina alterado (Luz polarizada cruzada; Aumento 5x); (F) Fenocristal pseudomorfo de olivina do topo da intrusão (Luz polarizada paralela; Aumento 5x).

A matriz da rocha descrita no topo da intrusão é afanítica e fortemente marcada por feições de alteração mineralógica, passando a inequigranular fina (0,03mm a 1,0mm) a medida que avança para o interior da intrusão. Além, disso nota-se uma diminuição das evidências da alteração sobre minerais primários. É predominantemente constituída por cristais euédricos a subédricos de plagioclásio e piroxênio, em menor proporção, olivina e minerais opacos anédricos. Raras aparições de cristais aciculares de apatita são descritos na porção inferior do intervalo.

Plagioclásio (0,06 a 0,1mm) também aparece como cristais esqueléticos, acículas e ripas. Muitos grãos exibem feições tipo cauda de andorinha, e sua extensão não ultrapassa 0,1 mm.

O clinopiroxênio (0,06 a 0,15mm) observado na matriz não difere das características dos microfenocristais descritos anteriormente. Alteração para uralita é vista em locais isolados.

No que se refere à mineralogia secundária, a amostra que representa a margem desta intrusão mostra-se completamente substituída por minerais secundários (Figura 4.9 F). A assembleia de alteração apresenta granulometria muito fina em escala de minerais argila, recobrando toda a rocha, o que dificulta a identificação dos minerais agregados, não sendo possível observar o hábito individual dos grãos. O que pode ver é espécie de capa homogênea de alteração, que recobre todos os minerais.

4.2.2.2. Corpo Intrusivo II

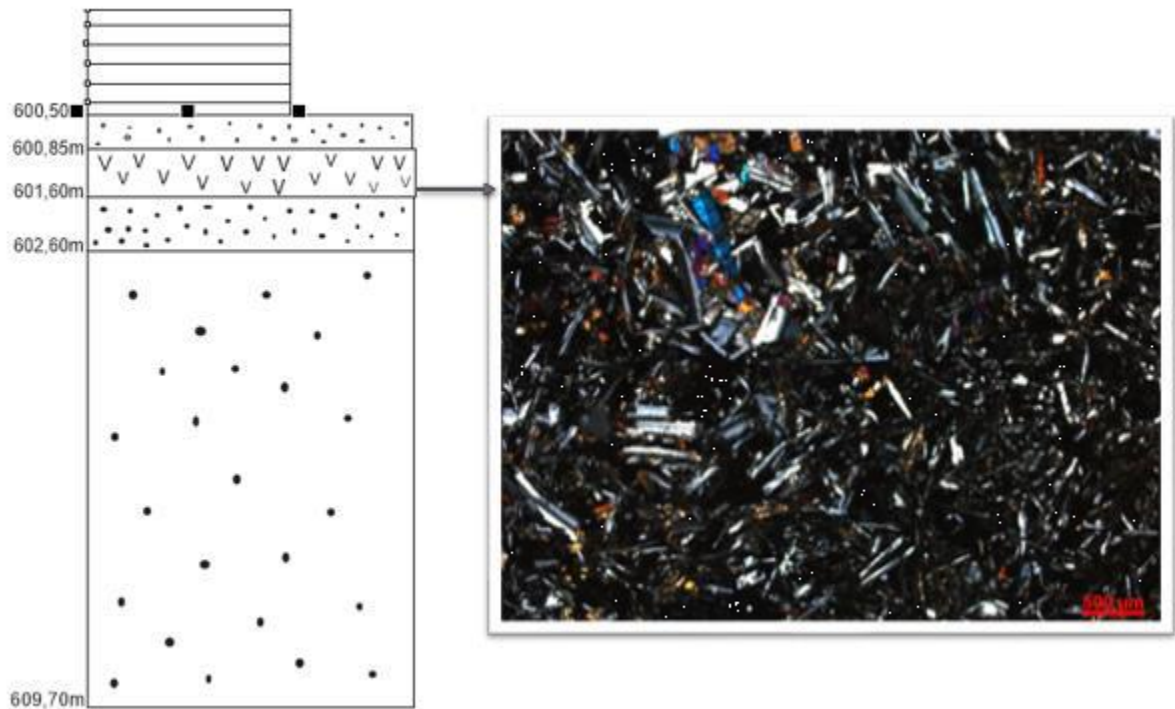


Figura 4.10 - Perfil da porção do poço 1-UN-19 onde se localiza o corpo intrusivo II, correlacionado com fotomicrografia o ponto amostrado.

No segundo intervalo, à profundidade de 600,85m, a rocha é hipocristalina, hipidiomórfica, predomina textura intersertal e subordinadamente plumosa na matriz e textura glomeroporfírica (1,0 mm a 1,45 mm) (Figura 4.11). Apresenta matriz de granulação muito fina a fina (0,05 a 0,75 mm), predominantemente constituída por cristais de plagioclásio e clinopiroxênio e, em menor proporção, olivina; vidro e minerais opacos ocorrem nos interstícios (Figura 4.11).

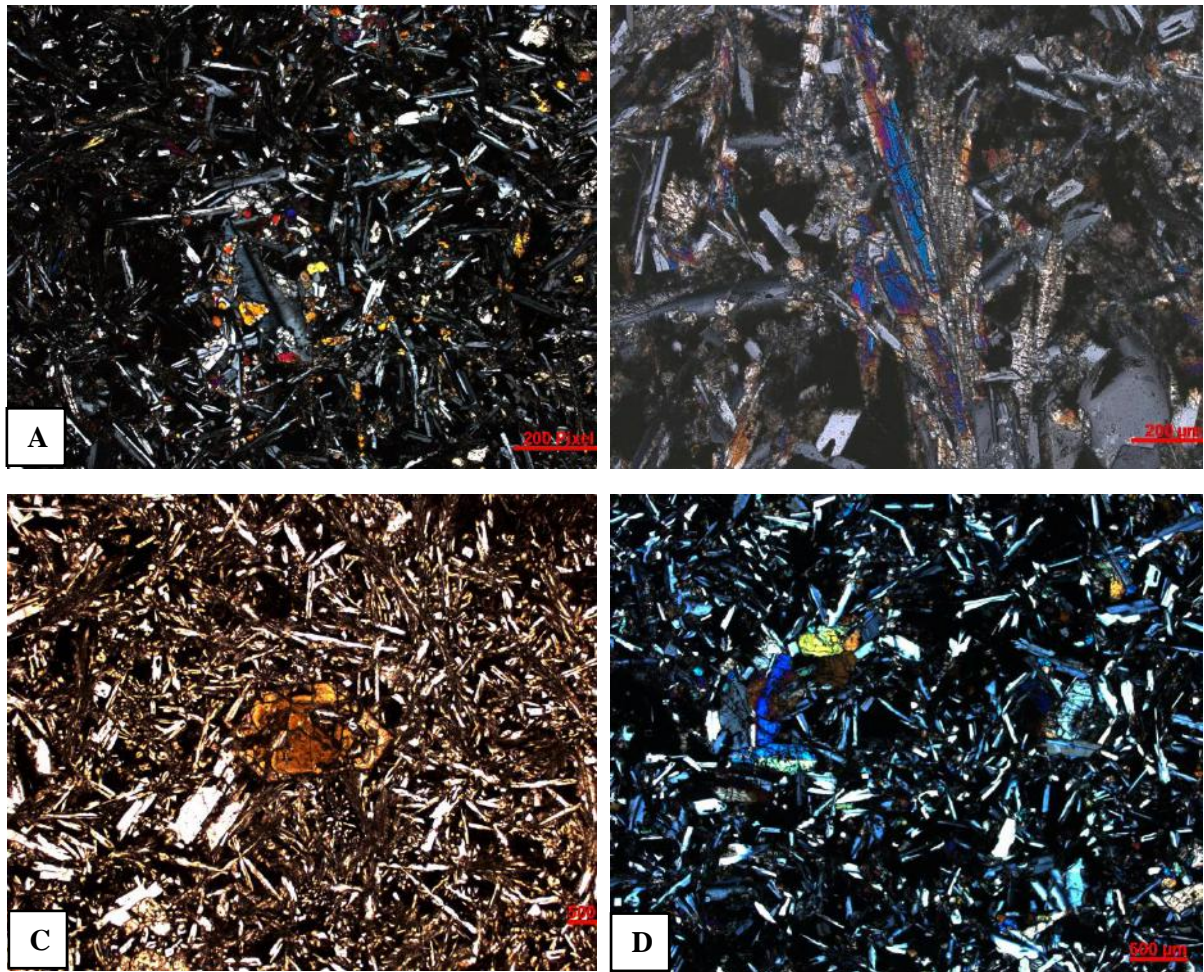


Figura 4.11 – Fotomicrografias dos basaltos do corpo intrusivo II (poço 1-UN-19) mostrando aspectos texturais e mineralógicos. (A) Textura glomeroporfírica e matriz intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento 2,5x); (B) Evidências da textura plumosa em um cristal de clinopiroxênio (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (C) Textura intersertal e plumosa (Luz polarizada paralela; Aumento 2,5x); (D) Textura glomeroporfírica e matriz intersertal (Luz polarizada cruzada; Aumento 5x).

A assembleia mineralógica não difere da observada no intervalo anterior, sendo plagioclásio, clinopiroxênio e olivina os minerais essenciais e minerais opacos acessórios na rocha. Os minerais secundários incluem uralita, bowlingita, leucóxênio, talco, serpentina, argilominerais, clorita, epidoto, minerais opacos, carbonato (calcita) e quartzo tardio (preenchendo fraturas).

Os aglomerados de fenocristais são formados por grãos de plagioclásio acompanhado de clinopiroxênio, de modo geral, com cristais medindo em torno de 1mm. A olivina ocorre na matriz como grãos anédricos de granulação muito fina e na forma de fenocristal (1,0mm a

1,45mm), podendo ser observada de modo isolado em ambas as situações de ocorrência. Mostra-se quase sempre como pseudomorfos, sendo substituído por um conjunto de minerais secundários, assim como no primeiro intervalo intrusivo.

Os fenocristais de plagioclásio (1,0 a 1,3mm) exibem-se como cristais de hábito prismático alongado, subédrico. Apresentam, com frequência, zoneamento composicional e geminação polissintética. Em alguns grãos são observadas extinção ondulante, além de textura de *syneusis* (Figura 4.12 A e B). Representam 54 % do total de fenocristais da rocha.

Foram observados dois tipos de piroxênio. Um tipo exibe coloração verde claro, pleocroísmo incolor a verde, cores de interferência azul e amarelo de 3^a, extinção oblíqua, caracterizando clinopiroxênios mais cálcico (augita). Outros de coloração rosa claro, pleocroísmo incolor a rosa, cores de interferência cinza e amarela de 1^a ordem, ângulo de extinção baixo, características semelhante as do clino-hiperstênio. Anédricos, alguns cristais muito fraturado já não possuem forma definida. Apresentam zonamento composicional e inclusão de minerais opacos anédricos. Compõe 40% do total de fenocristais.

A olivina representa 2 ou 6 % do total de fenocristais e possui granulometria média (1,45 mm). Encontram-se totalmente alteradas para talco, serpentina, iddingsita, bowlingita e argilominerais e são identificadas pelo seu hábito pseudo-hexagonal característico e relevo alto (Figura 4.12). Muitos fenocristais apresentam fraturas arredondadas preenchida por vidro (Figura 4.12 D, E e F).

Os minerais opacos ocorrem com hábito variado, indicando duas possíveis gerações. A primeira geração é idiomórfica, possui de hábito cúbico e triangular (medem em média 0,05mm) e indicam origem magmática. A segunda exibindo-se como grãos anédricos e acículas dispersas na matriz vítrea, possivelmente são o produto de desvitrificação do vidro; E grãos esqueléticos, incompletos e mal formados que ocupam fraturas e bordas dos cristais primários.

As porções vítreas da rocha exibem colorações avermelhadas indicando a presença de óxidos de ferro como material de alteração. Outra característica que chama atenção é a presença de cristais aciculares de plagioclásio, muitas vezes, organizados num arranjo semelhante a esferulitos, feições que fornecem indicativos de que a rocha teria sofrido processo de desvitrificação, porém essas feições são incipientes e localizadas nas porções vítreas onde não se identifica material de alteração.

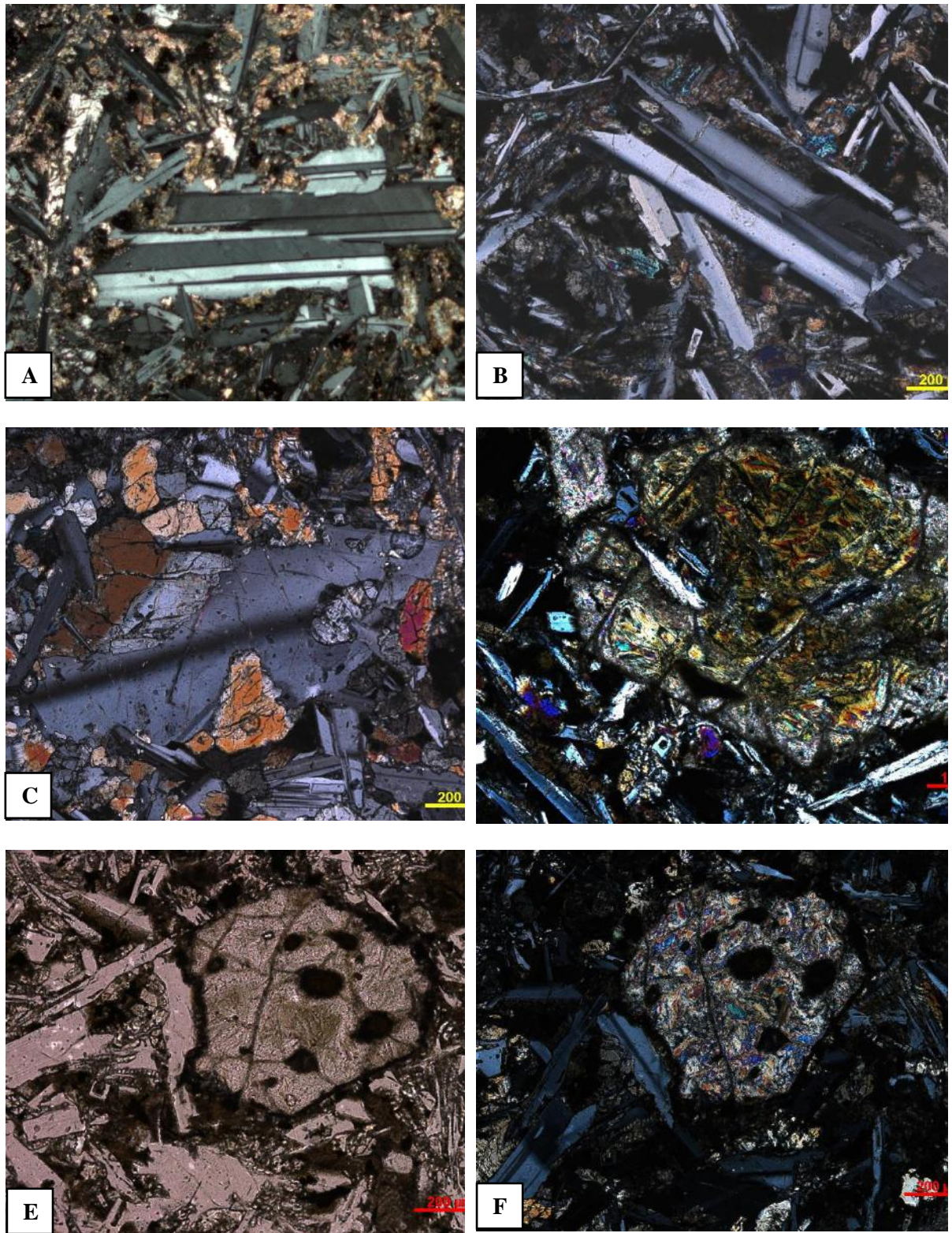


Figura 4.12 – Fotomicrografias dos basaltos do corpo intrusivo II (poço 1-UN-19) exemplificando a mineralogia. (A e B) Fenocristais de plagioclásio geminado e com zoneamento composicional. Textura *synneusis*. (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (B) Fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio com geminação (Luz polarizada cruzada; Aumento de 10x); (C) Fenocristal de olivina alterado (Luz polarizada cruzada; Aumento 10x); (E e F) Fenocristal de olivina pseudo-hexagonal (Luz polarizada paralela e cruzada; Aumento 10x).

A matriz da rocha é caracterizada por apresentar textura predominantemente intersertal a subordinadamente plumosa. Localizadamente, cristais de clinopiroxênio e plagioclásio se ajustam em arranjos que descrevem texturas subofítica e intergranular. Cristais de plagioclásio esqueléticos e/ou com terminações em feições tipo cauda de andorinha (granulação de 0,04 e 0,05 mm) são abundantes e representam grande maioria dos cristais da matriz.

Nota-se a ocorrência de amigdalas na matriz da rocha, resultante do escape de gás que deixou para trás cavidades posteriormente preenchidas por epidoto. As fraturas são frequentes e estão preenchidas por cristais romboédricos de calcita, quartzo, minerais opacos e possuem espessura de 0,5 a 0,75mm (Figura 4.13).

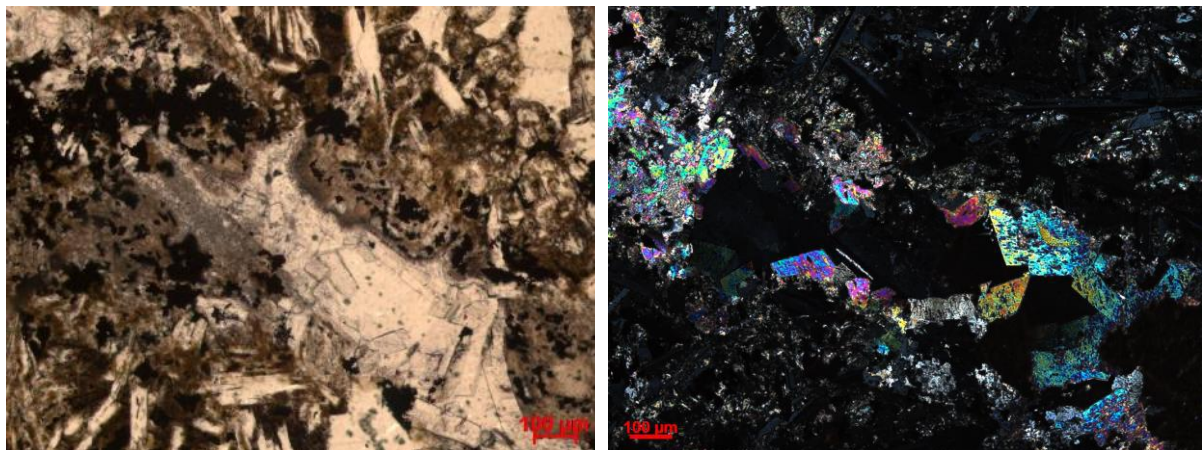


Figura 4.13 - Fotomicrografia de fratura preenchida no corpo intrusivo II (poço 1-UN-19). Cristais romboédricos de calcita, quartzo e minerais opacos. (Luz polarizada paralela e cruzada; Aumento 10x).

A partir das descrições petrográficas realizadas nas amostras dos dois poços, foi elaborada uma tabela para sintetizar as principais características observadas, bem como a textura e a mineralogia primária e secundária identificadas em cada um dos poços (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 – Dados referentes aos dois poços, relacionando suas principais características.

	POÇO 1-UN-15	POÇO 1-UN-19
Textura	Hipocristalina a hipohialina; Textura plumosa a intersertal; Vitrofírica Fenocristais isolados e em aglomerados, textura glomeroporfirítica. Granulação muito fina a média.	Hipocristalina, hipidiomórfica; Matriz afanítica porfirítica; Glomeroporfirítica, intersertal, plumosa e esferulítica localizadamente. Granulação muito fina a média.
Mineralogia primária	Plagioclásio, piroxênio e olivina; Minerais opacos (acessório).	Plagioclásio, clinopiroxênio e olivina; Minerais opacos e apatita (acessórios).
Mineralogia secundária	Sericita, serpentina, clorita, carbonato, caulinita, argilominerais e minerais opacos.	Carbonato, epidoto, serpentina, clorita, bowlingita, iddingsita, leucóxênio, talco, uralita, minerais opacos e argilominerais, quartzo.
Características	Intensamente alterada; Alteração forma uma espécie de capa por sobre a rocha. Fraturas, vesículas e amígdalas.	Moderadamente a fracamente alterada. Fraturas e amígdalas.

4.3. Química Mineral

Foram realizadas análises de química mineral em cristais de plagioclásio, piroxênio e, exclusivamente, em um cristal de olivina das amostras pertencentes ao poço 1-UN-19. Minerais opacos não obtiveram resultados em razão da granulação extremamente fina desses grãos. Quanto às amostras do poço 1-UN-15, devido a intensa alteração observada ao microscópio, estas foram descartadas da análise para que não fossem obtidos resultados que não refletem a sua composição primária.

As análises obtidas neste trabalho são referentes às profundidades 559,45 m, 559,70 m e 601,57 m, sendo estas representativas dos dois corpos intrusivos identificados no poço 1-UN-19. Para o primeiro intervalo foram utilizadas as amostras correspondentes as profundidades 559,45m e 559,70m, e para o segundo intervalo, a profundidade de 601,57m. A partir dos dados obtidos para as diferentes profundidades serão descritos e classificados cada corpo separadamente.

Os dados de química mineral foram, sempre que possível, medidos em núcleo e borda dos fenocristais, no centro de microfenocristais e nos grãos da matriz. Em fenocristais que mostram zoneamento composicional, como no caso do plagioclásio, e fenocristais de piroxênio geminado foi realizada uma sequência de pontos analíticos (perfil) a fim de acompanhar a evolução química no decorrer da cristalização desses minerais.

Inicialmente, foram selecionados, ao todo, 73 (cristais) pontos de interesse para amostragem, dos quais 40 (30 para o primeiro intervalo e 10 para o segundo) obtiveram análises quantitativas satisfatórias e puderam ser interpretadas posteriormente. Os pontos nos quais a análise quantitativa totalizou a baixo de 98% foram descartados a fim de não comprometer os resultados.

4.3.1. Piroxênio

Nesse trabalho adotou-se a nomenclatura de Morimoto (1988) para classificação dos piroxênios.

As análises do piroxênio obtidas em porcentagem em peso dos óxidos foram recalculadas em termos das composições dos membros finais CaSiO_3 (wollastonita), MgSiO_3

(enstatita) e FeSiO_3 (ferrossilita). Os cristais de piroxênio são constituídos essencialmente de Ca, Mg e Fe, o que permite enquadrá-los em diagramas triangulares de variação composicional, comum para os piroxênios que formam um amplo *range* de solução sólida de Ca-Mg-Fe. Nos vértices desse triângulo estão representados os componentes moleculares wollastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs).

A partir dos dados gerados para o primeiro corpo intrusivo, pode-se observar as variações químicas dos cristais da matriz (Tabela 4.3), considerada como cristalização tardia do magma, e dos microfenocristais e fenocristais, cristalização precoce, e definir a composição dominante dos piroxênios.

No diagrama de variação composicional apresentado para os piroxênios contidos na matriz da rocha (Figura 4.14A) observa-se a existência de grãos ricos e pobres em cálcio, o que não acontece para os fenocristais. Os cristais analisados mostram teores relativamente menores de Ca quando comparados aos fenocristais, caracterizando a presença de cristais de augita subcálcica, com composição próxima da pigeonita, e alguns grãos de pigeonita. Os teores de Ca mostram variação para membro final Wo (wollastonita) entre 32,6-7,8. A coexistência dessas duas variedades de clinopiroxênio, pelo menos no que se refere a matriz das rochas analisadas, é típica de basaltos toleíticos. De acordo com dados apresentados por Bellieni *et al.* 1990, ambas as formações, Mosquito e Sardinha, apresentam conteúdo de augita e pigeonita, sendo constatada a cristalização tardia da pigeonita em relação a augita através da aplicação de geotermômetros de Kretz (1982) para a augita e Ishii (1975) para pigeonita. Tal fato poderia ser utilizado para explicar a presença de pigeonita apenas na matriz das rochas estudadas neste trabalho.

Os diagramas gerados para os fenocristais e microfenocristais (Tabela 4.4) indicam grãos de composição exclusivamente rica em cálcio, augita. Os teores obtidos em análises nas bordas e núcleos dos fenocristais mostram variação insignificante no teor de Wo e Fs, ora demonstrando um discreto aumento no conteúdo de Ca e Fe para borda em relação ao núcleo dos grãos, ora uma leve diminuição dos mesmos elementos. Os teores de Wo dos núcleos variam entre 33% e 37%, enquanto as bordas registram variação de 34,8% a 36,4% (Figura 4.14B e C).

Nos fenocristais onde foram efetuados uma sequência de pontos analíticos (perfil), em geral, é possível perceber uma tendência na diminuição no conteúdo de Wo acompanhado do enriquecimento em Fs do núcleo para as bordas dos cristais (Tabela 4.5, Figura 4.14 D). Intervalos composicionais registram 9,1% para o conteúdo de Fe e 12% para Ca em um único

crystal. Porém notam-se padrões oscilatórios referentes aos teores de Ca e Fe, que podem ser atribuídos a zonas de dissolução contidas nesses minerais, que provocam alterações na porcentagem em peso dos óxidos medida no piroxênio devido a presença de material de origem secundária (Figura 4.15).

Tabela 4.3 – Composição química, em % de peso, de cristais de clinopiroxênio que compõem a matriz.

Análise	M	M	M	M	M	M
SiO₂	53,67	50,975	50,392	50,61	52,825	53,127
Al₂O₃	2,427	2,204	1,88	2,882	2,444	1,911
TiO₂	0,472	0,596	0,629	0,646	0,298	0,222
FeO	11,055	16,052	23,875	14,924	12,3	16,859
MnO	0,137	0,154	0,239	0,144	0,15	0,162
Cr₂O₃	0	0,005	0,013	0	0,058	0,031
MgO	17,465	14,948	14,63	15,037	22,078	22,431
CaO	15,412	13,496	8,555	15,72	8,542	3,772
Na₂O	0,178	0,22	0,097	0,204	0,115	0,137
Total	100,82	98,65	100,31	100,17	98,81	98,65
Si	1,958	1,945	1,934	1,906	1,944	1,969
Al^{IV}	0,104	0,099	0,085	0,128	0,106	0,084
Al^{VI}	0,063	0,044	0,019	0,034	0,05	0,053
Ti	0,013	0,017	0,018	0,018	0,008	0,006
Fe²⁺	0,337	0,512	0,766	0,47	0,378	0,523
Mn	0,004	0,005	0,008	0,005	0,005	0,005
Cr	0	0	0	0	0	0
Mg	0,95	0,85	0,837	0,844	1,211	1,24
Ca	0,603	0,552	0,352	0,634	0,337	0,15
Na	0,013	0,016	0,007	0,015	0,008	0,01
Fs	17,9	26,8	39,2	21,4	19,6	27,3
Em	50,3	44,4	42,8	43,3	62,9	64,8
Wo	31,9	28,8	18	32,6	17,5	7,8

Tabela 4.4 – Composição química, em % de peso, dos fenocristais (N = núcleo; B = borda) e microfenocristais (Mf) de clinopiroxênio.

Análise	N	B	N	B	N	B	N	B	Mf	Mf	Mf
SiO₂	53,059	52,172	52,983	53,322	53,142	53,22	53,058	51,504	54,817	53,799	52,995
Al₂O₃	3,161	2,069	2,468	2,239	2,286	2,216	2,006	3,373	2,153	1,821	2,313
TiO₂	0,36	0,277	0,271	0,268	0,264	0,278	0,264	0,469	0,288	0,272	0,339
FeO	7,792	7,878	8,357	7,954	8,117	8,001	7,561	8,713	7,799	7,933	10,319
MnO	0,111	0,108	0,089	0,106	0,106	0,099	0,117	0,103	0,102	0,102	0,132
Cr₂O₃	0,127	0,093	0,101	0,075	0,063	0,093	0,062	0,108	0,057	0,072	0,064
MgO	19,262	18,093	19,907	19	18,772	18,414	18,361	17,449	17,214	18,256	20,066
CaO	18,11	17,96	16,868	17,409	18,077	18,265	18,456	17,783	18,045	18,642	14,003
Na₂O	0,275	0,217	0,228	0,17	0,163	0,223	0,166	0,14	0,272	0,183	0,111
Total	102,26	98,87	101,27	100,54	100,99	100,81	100,05	99,62	100,75	101,08	100,34
Si	1,902	1,937	1,916	1,939	1,93	1,936	1,943	1,903	1,984	1,952	1,934
Al^{IV}	0,134	0,091	0,105	0,096	0,098	0,095	0,087	0,147	0,092	0,078	0,099
Al^{VI}	0,035	0,027	0,022	0,035	0,028	0,032	0,029	0,05	0,075	0,029	0,033
Ti	0,01	0,008	0,007	0,007	0,007	0,008	0,007	0,013	0,008	0,007	0,009
Fe²⁺	0,234	0,245	0,253	0,242	0,247	0,243	0,232	0,269	0,236	0,241	0,315
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004
Cr	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	1,029	1,001	1,073	1,03	1,016	0,999	1,002	0,961	0,929	0,987	1,093
Ca	0,696	0,714	0,654	0,678	0,704	0,712	0,724	0,704	0,7	0,725	0,547
Na	0,019	0,016	0,016	0,012	0,011	0,016	0,012	0,01	0,019	0,013	0,008
Fs	11,9	12,5	12,8	12,4	12,5	12,5	11,8	13,9	12,7	12,3	16,1
Em	52,6	51,5	52,4	52,8	51,7	51,1	51,2	49,7	49,8	50,6	55,9
Wo	35,5	36,4	33	34,8	35,8	36,4	37	36,4	37,5	37,1	28

Tabela 4.5 – Composição química, em % de peso, de um fenocristal de clinopiroxênio com geminação (perfil). A numeração corresponde a quantidade de pontos analisados no cristal.

Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO₂	51,522	52,856	53,262	52,184	51,833	52,221	53,048	52,27	53,36	53,483	53,757	53,086	53,19	52,222
Al₂O₃	1,79	2,386	1,95	3,167	3,561	3,518	1,989	2,92	1,935	2,002	1,666	2,124	1,61	1,518
TiO₂	0,501	0,356	0,255	0,35	0,412	0,388	0,261	0,329	0,261	0,274	0,264	0,313	0,311	0,409
FeO	16,947	10,518	7,786	7,393	7,925	8,08	7,639	8,826	8,144	7,285	7,586	8,057	9,744	12,767
MnO	0,169	0,123	0,096	0,105	0,109	0,088	0,107	0,106	0,099	0,075	0,101	0,121	0,112	0,121
Cr₂O₃	0,017	0,017	0,073	0,18	0,171	0,163	0,084	0,122	0,084	0,104	0,089	0,054	0,035	0
MgO	15,645	18,826	18,61	17,682	17,941	18,173	18,452	18,389	19,636	17,96	18,816	18,59	18,421	17,067
CaO	12,714	15,805	18,477	19,227	18,402	17,674	18,392	16,375	16,438	19,413	18,425	18,102	16,731	15,338
Na₂O	0,217	0,123	0,148	0,2	0,248	0,191	0,157	0,16	0,155	0,195	0,194	0,165	0,135	0,157
Total	99,52	101,01	100,66	100,49	100,6	100,5	100,13	99,5	100,11	100,79	100,9	100,61	100,29	99,6
Si	1,951	1,928	1,94	1,908	1,894	1,905	1,941	1,925	1,946	1,945	1,95	1,935	1,952	1,952
Al^{IV}	0,049	0,073	0,06	0,092	0,106	0,095	0,059	0,075	0,054	0,086	0,049	0,064	0,048	0,049
Al^{VI}	0,031	0,03	0,024	0,044	0,047	0,056	0,027	0,052	0,029	0,055	0,022	0,027	0,022	0,018
Ti	0,014	0,01	0,007	0,01	0,011	0,011	0,007	0,009	0,007	0,007	0,007	0,009	0,009	0,011
Fe²⁺	0,537	0,321	0,237	0,226	0,242	0,246	0,234	0,272	0,248	0,222	0,23	0,246	0,299	0,399
Mn	0,005	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,004
Cr	0	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,883	1,024	1,011	0,964	0,977	0,988	1,007	1,009	1,067	0,974	1,018	1,01	1,008	0,951
Ca	0,516	0,618	0,721	0,753	0,72	0,691	0,721	0,646	0,642	0,757	0,716	0,707	0,658	0,614
Na	0,016	0,009	0,01	0,014	0,018	0,014	0,011	0,011	0,011	0,014	0,014	0,012	0,01	0,011
Fs	27,7	16,4	12	11,6	12,5	12,8	11,9	14,1	12,7	11,4	11,7	12,5	15,2	20,3
Em	45,6	52,2	51,3	49,6	50,4	51,3	51,3	52,4	54,5	49,9	51,8	51,5	51,3	48,4
Wo	26,7	31,5	36,6	38,8	37,1	35,9	36,8	33,5	32,8	38,8	36,5	36	33,5	31,3

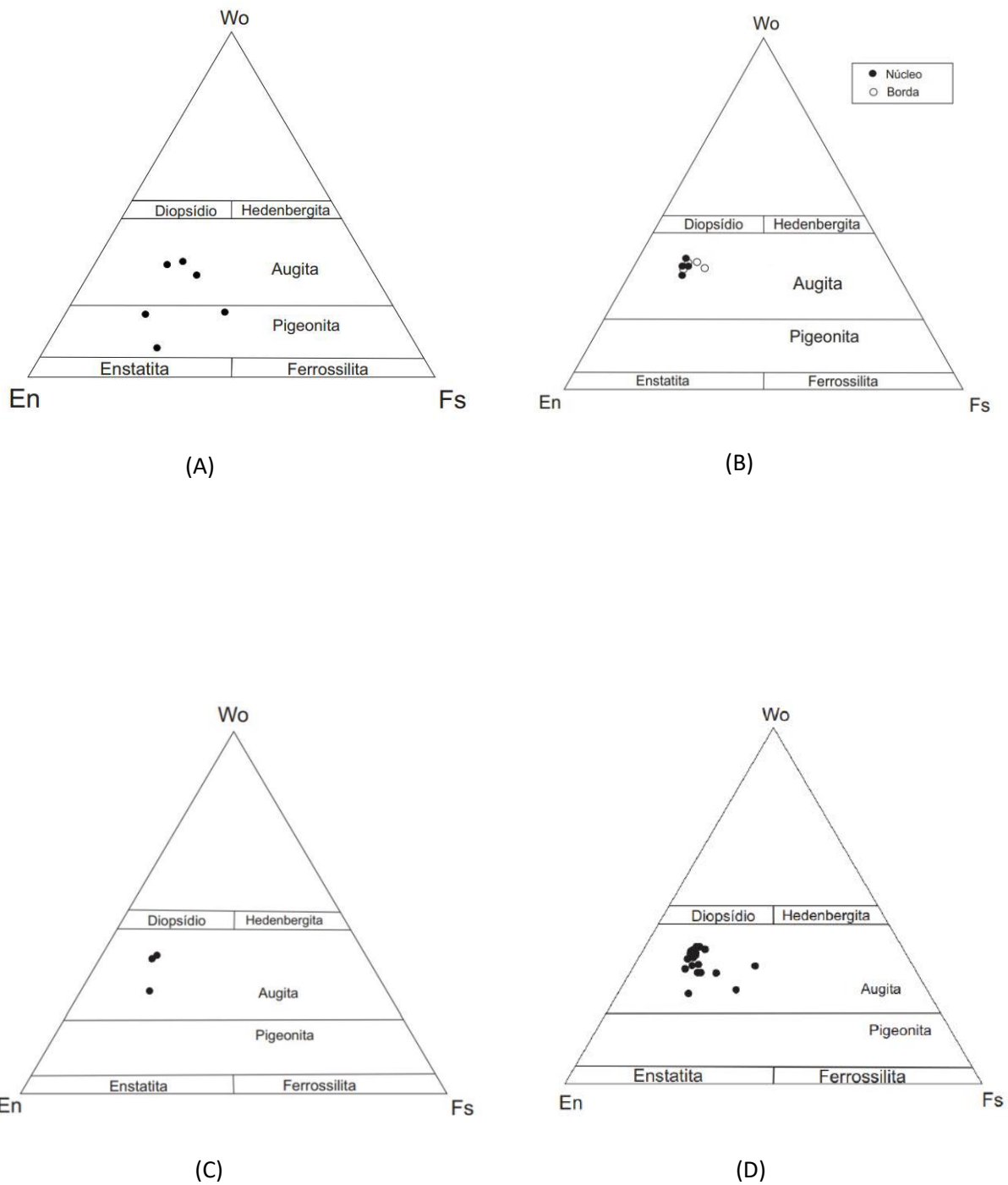


Figura 4.14 – Diagramas composicionais para os clinopiroxênios do primeiro corpo intrusivo do poço 1-UN-19. (A) Para cristais da matriz; (B) Para fenocristais (N= núcleo e B= borda); (C) Para microfenocristais; (D) Sequência de pontos em fenocristais de piroxênio com geminação (perfil).

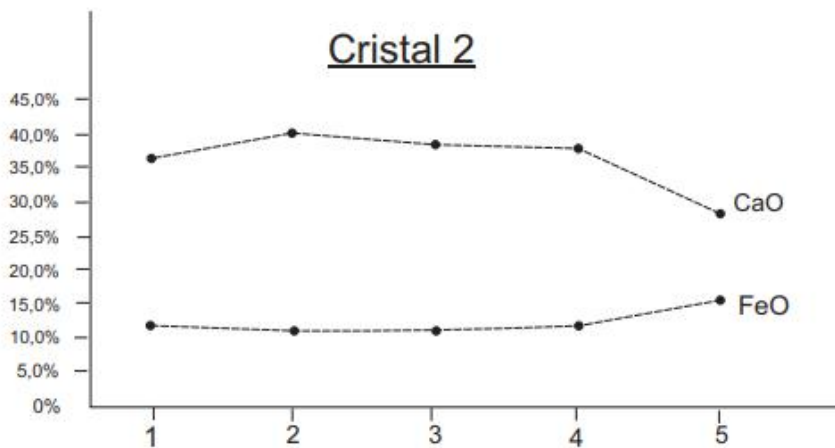
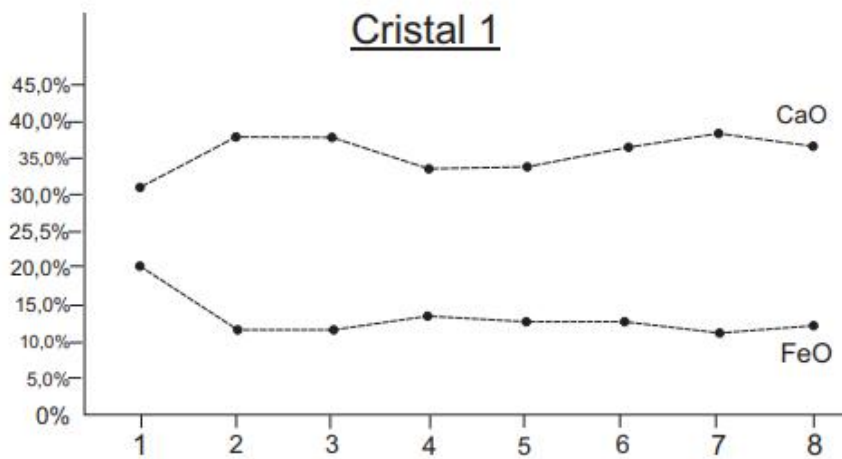
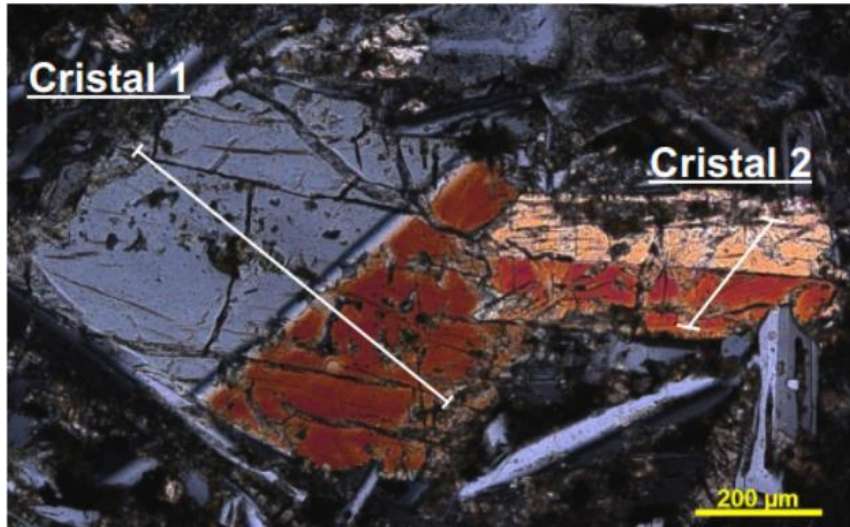


Figura 4.15 – Exemplo de dois fenocristais de clinopiroxênio em que foram medias as variações no conteúdo de Ca e Fe. Os gráficos mostram as variações nos teores de CaO e FeO para ambos os fenocristais em função dos membros finais Wo e Fs

No segundo corpo intrusivo são restritas as análises de piroxênio devido à redução de amostras e a maior dificuldade de obter resultados com porcentagem em peso dos óxidos que fechassem acima de 98%.

As análises geradas são limitadas aos microfenocristais e fenocristais (núcleo e borda) (Tabela 4.6, Figura 4.16 A) e indicam composições semelhantes às observadas no primeiro intervalo. Com variação composicional irrelevante no conteúdo de Ca entre núcleo e borda de fenocristais, mostrando valores levemente maiores de Wo_(40,2 – 36,8) nas bordas (núcleos Wo_{38,3 – 33}), acompanhado de significativo aumento de Fs_(15,7 – 32,6).

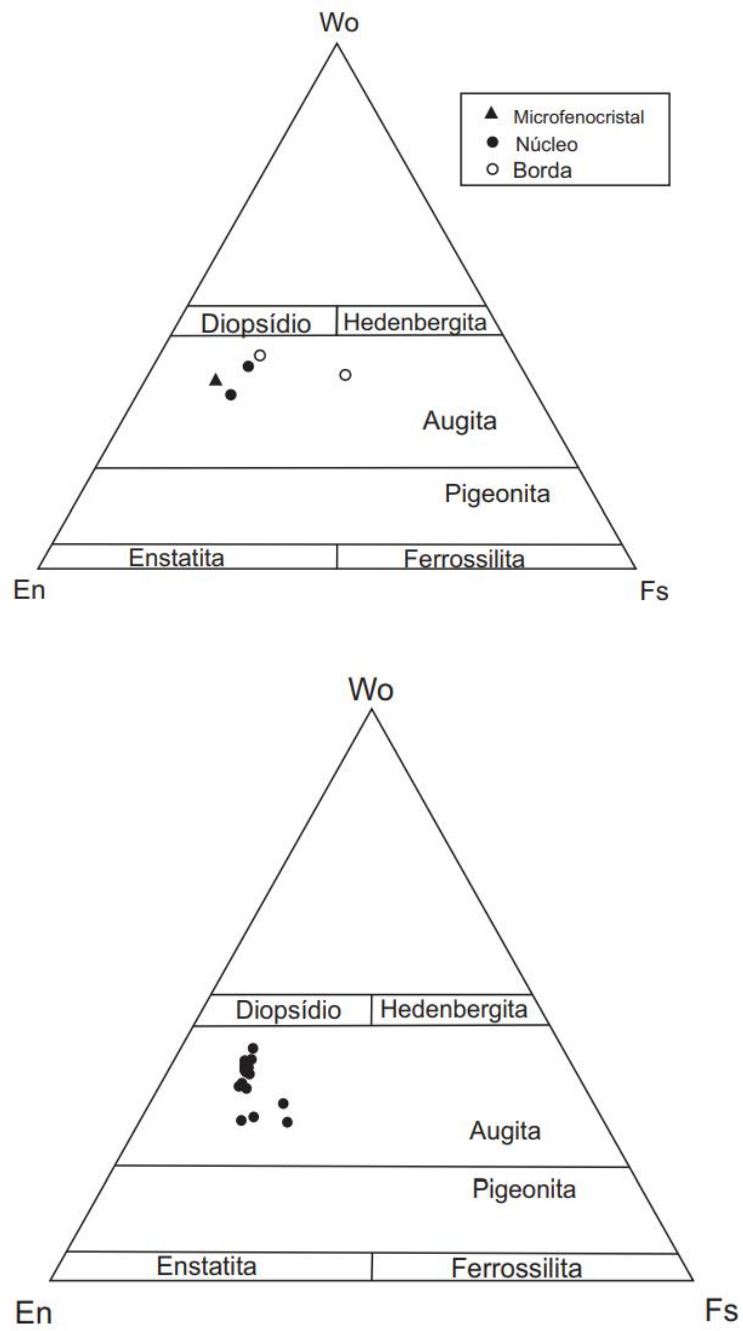
Os perfis obtidos em fenocristais com geminação contrastam às análises de núcleo e borda e exibem uma diminuição no teor de Ca no núcleo em direção as bordas dos cristais e aumento de Fe (Tabela 4.6, Figura 4.16 B).

Tabela 4.6 – Composição química, em % de peso, dos microfenocristais e fenocristais (N = núcleo; B = borda) de clinopiroxênio.

Análise	Microfenocristal	N	B	N	B
SiO₂	53,307	50,368	48,755	50,227	50,636
Al₂O₃	2,02	3,953	2,537	4,143	3,318
TiO₂	0,267	0,626	0,961	0,714	0,543
FeO	7,833	9,773	19,652	9,816	10,435
MnO	0,115	0,116	0,189	0,102	0,101
Cr₂O₃	0,106	0,021	0,016	0	0,011
MgO	18,778	17,945	10,331	15,899	14,99
CaO	17,692	16,061	17,27	18,491	19,51
Na₂O	0,169	0,154	0,172	0,219	0,264
Total	100,29	99,02	99,88	99,61	99,81
Si	1,945	1,876	1,898	1,873	1,86
Al^{IV}	0,087	0,174	0,116	0,182	0,144
Al^{VI}	0,031	0,05	0,014	0,055	0,004
Ti	0,007	0,018	0,028	0,02	0,015
Fe²⁺	0,239	0,304	0,64	0,306	0,327
Mn	0,004	0,004	0,006	0,003	0,003
Cr	0	0	0	0	0
Mg	1,021	0,996	0,6	0,884	0,836
Ca	0,692	0,641	0,72	0,739	0,783
Na	0,012	0,011	0,013	0,016	0,019
Fs	12,2	15,7	32,6	15,9	16,8
Em	52,3	51,3	30,6	45,8	43
Wo	35,4	33	36,8	38,3	40,2

Tabela 4.7 – Composição química, em % de peso, dos fenocristais de clinopiroxênio com geminação (perfil). A numeração corresponde a quantidade de pontos analisados em cada um dos cristais.

Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5
	Cristal 1								Cristal				
2													
SiO₂	51,191	52,641	52,488	51,992	51,806	52,215	52,774	52,289	50,552	52,873	52,956	53,335	52,89
Al₂O₃	2,387	2,195	2,267	3,292	3,133	3,154	2,306	2,525	2,8	2,513	1,989	2,121	2,232
TiO₂	0,514	0,291	0,316	0,363	0,343	0,365	0,281	0,328	0,333	0,327	0,267	0,309	0,302
FeO	12,597	7,404	7,456	8,381	7,875	8,018	7,169	7,704	7,467	7,021	7,013	7,591	9,903
MnO	0,14	0,114	0,083	0,094	0,095	0,085	0,095	0,108	0,096	0,087	0,112	0,091	0,16
Cr₂O₃	0,002	0,151	0,128	0,152	0,147	0,139	0,168	0,089	0,164	0,155	0,099	0,138	0,043
MgO	16,897	18,134	18,038	18,555	18,518	17,901	17,934	17,946	18,458	17,465	18,11	18,114	20,121
CaO	14,948	18,813	18,841	16,342	16,282	17,869	19,131	17,959	17,99	19,949	19,106	18,976	13,951
Na₂O	0,153	0,194	0,204	0,17	0,19	0,21	0,131	0,19	0,157	0,168	0,169	0,163	0,12
Total	98,83	99,94	99,82	99,34	98,39	99,96	99,96	99,14	98,02	100,39	99,82	100,84	99,72
Si	1,927	1,927	1,930	1,914	1,922	1,916	1,934	1,932	1,895	1,932	1,943	1,94	1,938
Al^{IV}	0,106	0,095	0,098	0,143	0,137	0,136	0,1	0,11	0,124	0,108	0,086	0,091	0,096
Al^{VI}	0,033	0,027	0,028	0,057	0,059	0,052	0,034	0,042	0,019	0,04	0,029	0,031	0,035
Ti	0,015	0,008	0,007	0,01	0,01	0,01	0,008	0,009	0,009	0,009	0,007	0,008	0,008
Fe²⁺	0,397	0,227	0,229	0,258	0,244	0,246	0,22	0,238	0,234	0,215	0,215	0,231	0,304
Mn	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005
Cr	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0	0,001	0
Mg	0,948	0,992	0,989	1,018	1,024	0,979	0,98	0,989	1,032	0,951	0,99	0,982	1,099
Ca	0,603	0,74	0,742	0,645	0,647	0,702	0,752	0,711	0,723	0,781	0,751	0,79	0,548
Na	0,011	0,014	0,015	0,012	0,014	0,015	0,009	0,014	0,011	0	0,012	0,011	0,009
Fs	20,4	11,6	11,7	13,4	12,8	12,8	11,3	12,3	11,8	11	11	11,8	15,6
Em	48,7	50,6	50,4	53	53,5	50,8	50,2	51	51,9	48,9	50,6	50,3	56,4
Wo	31	37,8	37,9	33,6	33,8	36,4	38,5	36,7	36,3	40,1	38,4	37,9	28,1



(A)

(B)

Figura 4.16 – Diagramas composicionais para os clinopiroxênios do segundo corpo intrusivo do poço 1-UN-19. (A) Para microfenocristais e fenocristais (N= núcleo e B= borda); (B) Sequência de pontos em fenocristais de piroxênio com geminação (perfil).

4.3.2. Plagioclásio

A classificação do plagioclásio foi realizada utilizando-se o sistema ternário An (Anortita - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), Ab (Albita - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e Or (Ortoclásio - KAlSi_3O_8) proposto por De Deer, WA, Howie, R. A. e Zussman, J. (*Rock Forming Minerals 4*. Wiley, New York, 2. 1963) para nomenclatura da série dos plagioclásios e dos feldspatos alcalinos de alta temperatura. Com base nos componentes em óxidos expressos em termos das porcentagens moleculares (Or, Ab, An) e posteriormente plotados no sistema ternário foi possível obter a composição da química mineral dos membros da série dos plagioclásios ao qual correspondem os fenocristais e cristais da matriz das rochas.

A partir dos dados obtidos do primeiro corpo intrusivo do poço pôde-se constatar a existência de dois intervalos de composicional específica ao qual pertencem os grãos de plagioclásio analisados na rocha. Os resultados demonstram uma variação dos teores de Ca e Na correspondentes à composição bytownítica e labradorítica

Na matriz da rocha, a composição média dos cristais de plagioclásio é de An 74,6, com variação composicional para o membro final An de 78,7 - 68,9, comprovando a presença de cristais de composição bytownítica a labradorítica (Tabela 4.8, Figura 4.17). Diferentemente do que ocorre nos microfenocristais, onde a composição do plagioclásio é exclusivamente bytownítica, com variações muito pequenas observadas entre conteúdo de Ca medido em relação aos núcleos e as bordas dos cristais de plagioclásio (Tabela 4.8, Figura 4.17). Para o núcleo desses cristais o conteúdo de anortita possui média de aproximadamente An 82, enquanto as bordas são representadas por uma composição média de An 80.

Quanto aos fenocristais que apresentam zoneamento composicional oscilatório identificou-se variações mais significativas do as que ocorrem entre núcleo e borda dos fenocristais. Os perfis (Tabela 4.9), que representam a sequência de tiros em determinados cristais, evidenciam mudanças no intervalo de composição específica que caracterizam bytownita (centro dos cristais) e labradorita (extremidades dos cristais) com variações de An 84,1 - 61,3 (Figura 4.18). São representados esses padrões de variação na composição química a partir de gráficos que exemplificam a mudança na química do magma durante a cristalização. (Figura 4.19)

Tabela 4.8 – Composição química, em % de peso, dos cristais de plagioclásio da matriz e fenocristais (N=núcleo; B=borda). Fórmula estrutural calculada com base em 8 átomos de oxigênio.

Análise	Matriz	Matriz	Matriz	N	B	N	B
SiO₂	51,828	52,464	53,882	49,964	49,664	50,441	51,235
Al₂O₃	29,406	27,859	26,598	29,777	29,949	30,04	29,614
FeO	1,306	1,373	1,551	0,927	1,116	1,081	1,321
CaO	13,003	12,191	10,468	14,054	13,793	14,114	13,479
Na₂O	3,874	4,151	5,197	3,204	3,557	3,362	3,664
K₂O	0,02	0,049	0,052	0,033	0,047	0,014	0,018
Total	99,44	98,09	97,75	97,96	98,13	99,05	99,33
Si	2,377	2,434	2,501	2,33	2,317	2,329	2,356
Al	1,59	1,523	1,455	1,637	1,647	1,635	1,605
Fe	0,05	0,053	0,06	0,036	0,044	0,042	0,051
Ca	0,639	0,606	0,521	0,702	0,69	0,698	0,664
Na	0,344	0,373	0,468	0,209	0,322	0,301	0,375
K	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001
Or	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0	0,1
Ab	21,2	23,5	30,9	17,1	18,9	17,7	19,7
An	78,7	76,3	68,9	82,8	80,9	82,2	80,2

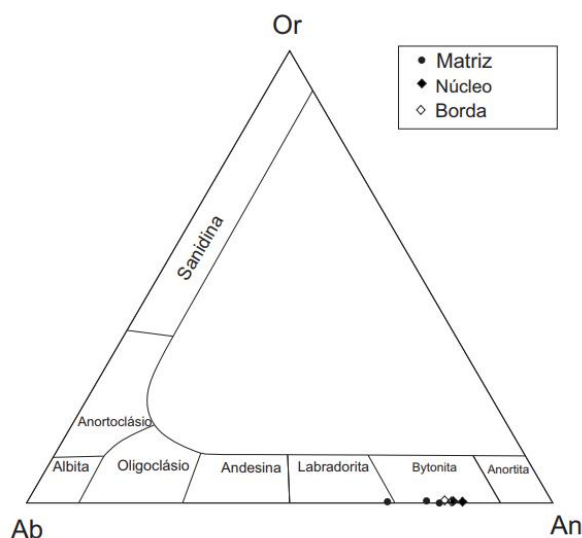


Figura 4.17 - Sistema ternário representando a composição de cristais de plagioclásio da matriz e de fenocristais (núcleo e borda) do primeiro corpo intrusivo.

Tabela 4.9 - Composição química, em % de peso, dos fenocristais de plagioclásio com zoneamento oscilatório indicando a sequência de análises de cada cristal (A numeração corresponde a quantidade de pontos analisados em cada cristal. Cristal I: 8 pontos; Cristal II: 4 pontos). Fórmula estrutural calculada com base em 8 átomos de oxigênio.

Análise	Cristal 1								Cristal 2			
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4
SiO₂	52,574	50,064	49,817	50,814	49,688	51,577	49,486	51,918	56,96	50,876	50,662	51,877
Al₂O₃	28,653	30,171	30,59	30,064	30,415	29,293	30,841	28,643	25,728	29,082	30,075	28,967
FeO	1,478	0,897	0,924	1,078	1,001	1,123	1,065	1,497	1,138	1,221	1,009	1,443
CaO	12,434	14,071	14,52	13,642	14,236	13,092	14,531	12,355	8,943	12,91	13,929	12,843
Na₂O	4,399	3,416	3,162	3,485	3,14	3,904	3,022	4,248	6,177	3,809	3,453	4,061
K₂O	0,052	0,022	0,02	0,02	0,027	0,044	0,023	0,035	0,081	0,005	0,011	0,06
Total	99,59	98,64	99,03	99,1	98,51	99,03	98,97	98,7	99,03	97,9	99,14	99,25
Si	2,408	2,32	2,302	2,34	2,307	2,375	2,29	2,399	2,589	2,37	2,334	2,386
Al	1,547	1,648	1,666	1,632	1,665	1,59	0,1682	1,56	1,379	1,597	1,633	1,571
Fe	0,057	0,035	0,036	0,042	0,039	0,043	0,041	0,058	0,043	0,048	0,039	0,056
Ca	0,61	0,699	0,719	0,673	0,708	0,646	0,72	0,612	0,436	0,644	0,688	0,633
Na	0,391	0,307	0,283	0,311	0,283	0,349	0,271	0,381	0,544	0,344	0,309	0,362
K	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,005	0,000	0,001	0,004
Or	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0	0,2
Ab	24,2	18	16,4	18,8	16,6	21,2	15,8	23,7	38,3	21,1	18,3	22,2
An	75,6	81,9	83,5	81,2	83,3	78,6	84,1	76,2	61,3	78,9	81,6	77,6

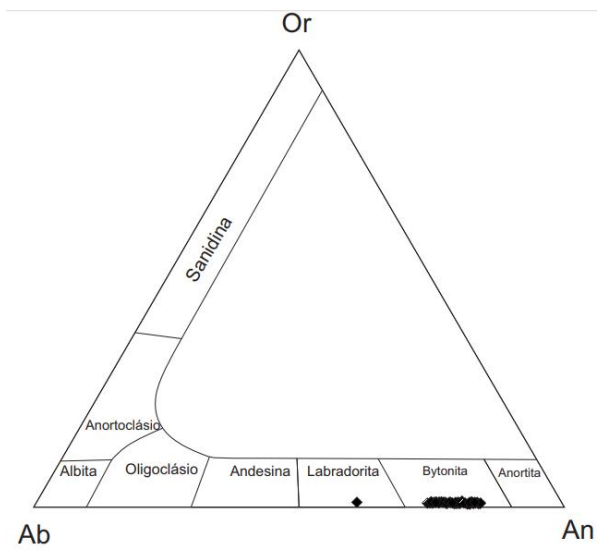


Figura 4.18 - Sistema ternário representando a composição de fenocristais de plagioclásio com zoneamento composicional do primeiro intervalo intrusivo.

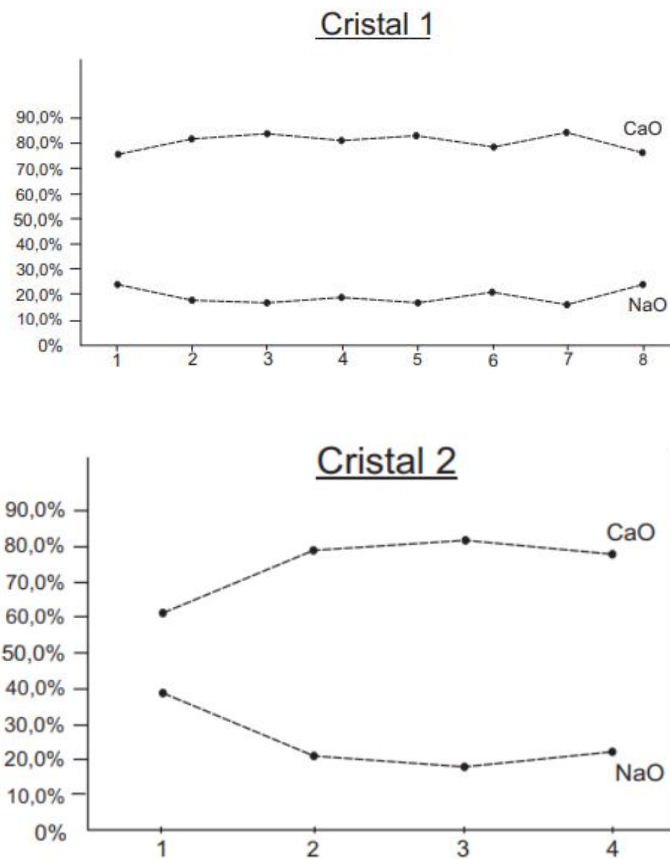
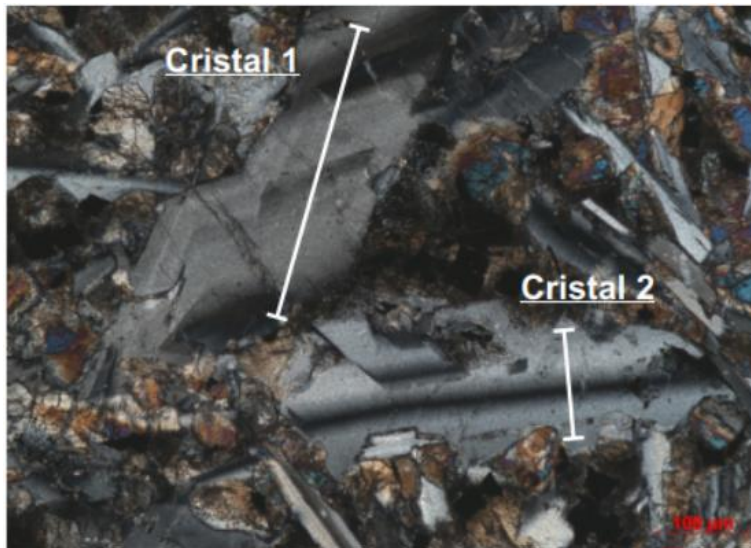


Figura 4.19 – Exemplo de dois fenocristais de plagioclásio com zoneamento composicional em que foram medidas as variações no conteúdo de Ca e Na. Os gráficos mostram a variação nos teores de CaO e Na₂O para ambos os fenocristais em função dos membros finais An e Ab.

No segundo corpo intrusivo apenas cristais de composição correspondente a labradorita foram identificados, com variação na composição química entre An 74,1 e 71,3 para os cristais da matriz. Os fenocristais exibem núcleos com teor médio de An 81,9 e borda média de An 78,4 (Tabela 4.10, Figura 4.20). Há uma pequena variação do conteúdo de Ca, que diminui para as bordas dos cristais, juntamente com o aumento no conteúdo de Na. Os dados estão expressos nas tabelas 4.10.

Tabela 4.10 - Composição química, em % de peso, dos cristais de plagioclásio da matriz e fenocristais (N=núcleo; B=borda). Fórmula estrutural calculada com base em 8 átomos de oxigênio.

Análise	Matriz	Matriz	N	B	N	B
SiO₂	53,712	53,118	49,841	51,673	49,692	50,191
Al₂O₃	27,616	27,762	30,075	27,963	30,6	30,007
FeO	1,631	1,497	0,93	1,522	1,003	0,884
CaO	11,3	11,814	13,859	12,571	14,568	14,207
Na₂O	4,982	4,542	3,447	4,197	2,974	3,345
K₂O	0,079	0,051	0,04	0,052	0,031	0,039
Total	99,32	98,78	98,19	97,98	98,87	98,67
Si	2,461	2,447	2,32	2,409	2,325	2,3
Al	1,491	1,507	1,65	1,536	1,669	1,639
Fe	0,062	0,058	0,036	0,059	0,039	0,034
Ca	0,555	0,583	0,691	0,628	0,723	0,705
Na	0,443	0,406	0,311	0,379	0,267	0,301
K	0,005	0,003	0,002	0,003	0,002	0,002
Or	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1
Ab	25,8	25,8	18,3	23,3	15,6	17,5
An	71,3	74,1	81,5	76,7	84,3	82,3

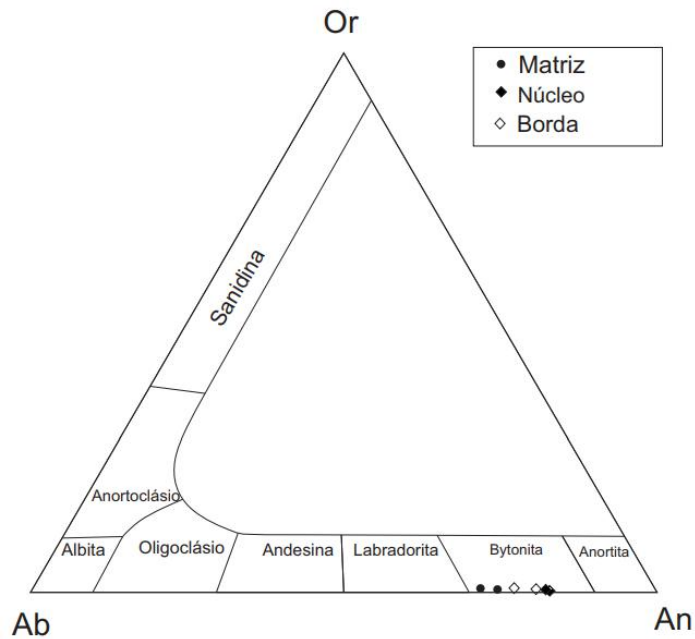


Figura 4.20 - Sistema ternário representando a composição de cristais da matriz e núcleo e borda de fenocristais do segundo corpo intrusivo.

4.3.3. Olivina

Olivina presente em ambos os intervalos está, frequentemente, substituída por minerais secundários, por esse fato não foram gerados dados que possam definir a variação química desses minerais durante o processo de cristalização. Entretanto, identificou-se um fenocristal preservado em amostras referentes ao primeiro intervalo do poço.

Para esse fenocristal foram obtidos os teores de FeO e MgO nos núcleo e borda e recalculados para porcentagem em termos dos membros finais, demonstrando composição rica no componente $Fo_{(70-69)}$.

4.4. Litogeoquímica

A análise litogeoquímica proposta para este trabalho está fundamentada em amostras pertencentes ao poço 1-UN-19, obtidas às profundidades de 559,45 m e 601, 57 m, e refletem, respectivamente, a composição química do primeiro corpo intrusivo e do segundo corpo intrusivo presentes nesse furo. O quantidade limitada de amostras (apenas 2) é decorrente da intensa alteração dos corpos estudados e de suas reduzidas espessuras. Tal situação impossibilitou a utilização de amostras referentes ao poço 1-UN-15, visto que o elevado grau de alteração mineralógica para esta rocha afetaria os resultados, reduzindo ou até mesmo inviabilizando uma definição precisa da assinatura geoquímica das rochas.

A ausência de análises e dados suficientes para gerar diagramas de variação (Harker) para os elementos maiores e os elementos-traços prejudica a completa descrição e classificação litogeoquímica das rochas, uma vez que esses diagramas são imprescindíveis para interpretação dos processos evolutivos dos magmas. Contudo, ainda é possível obter resultados que fornecem informações quanto à distinção e definição das séries magmáticas, possível fonte do magma que deu origem às rochas (aspectos petrogenéticos) e ambiência geotectônica.

As amostras foram submetidas a análises de rocha total para elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Cr_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , em %), através do método ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*), bem como de elementos-traço compatíveis e incompatíveis (LILE :Rb, Sr, Ba; HFSE Sc, Y, Zr, Nb, Hf, Th, U; ETR: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), em ppm, analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry*). Os resultados analíticos são apresentados na tabela 4.11.

A partir de então, concentram-se as análises para geração de diagramas do tipo *spidergrams* normalizados para condrito e manto primitivo e demais diagramas de classificação, que serão apresentados a seguir.

Tabela 4.11 - Dados litogeoquímicos para elementos maiores (em %) e traços (em ppm).

Amostra	Corpo intrusivo 1	Corpo intrusivo 2
SiO₂	50,6	51,4
Al₂O₃	13	13,5
Fe₂O_{3t}	15,4	13,2
MnO	0,21	0,19
MgO	6,01	6,18
Cr₂O₃	0,01	0,01
CaO	10,15	10,25
Na₂O	2,13	2,22
K₂O	0,6	0,52
TiO₂	1,32	1,36
P₂O₅	0,15	0,15
LOI	1,87	2,13
Total	101,49	101,14
Sc	38	40
V	367	370
Cr	90	80
Co	53	56
Ni	70	60
Rb	17,5	15,5
Sr	181	187
Y	24,7	25,9
Cs	0,87	1,49
Zr	107	112
Nb	6,9	7,5
Ba	149	196,5
Ta	0,5	0,5
Sr	209	307
La	11,9	12
Ce	25,4	26,7
Pr	3,44	3,56
Nd	14,3	14,6
Sm	4,11	3,89
Eu	1,26	1,18
Gd	4,93	4,71
Tb	0,79	0,76
Dy	4,54	4,86
Ho	0,95	1,03
Er	2,65	2,86
Tm	0,36	0,37
Yb	2,5	2,61
Lu	0,4	0,37
Hf	3	3
Th	1,91	2,03
U	0,49	0,56

4.4.1. Elementos maiores

No diagrama TAS (Fig.4.21), com os campos definidos por Cox *et al.* (1979) e modificado por Le Maitre (1989) as duas amostras projetam-se no campo dos basaltos, bem próximas a transição para andesitos basálticos, e são enquadradas abaixo da linha de distinção entre as séries alcalina e subalcalina (presente em Middlemost (1994)), sendo, portanto, classificados como basaltos subalcalinos.

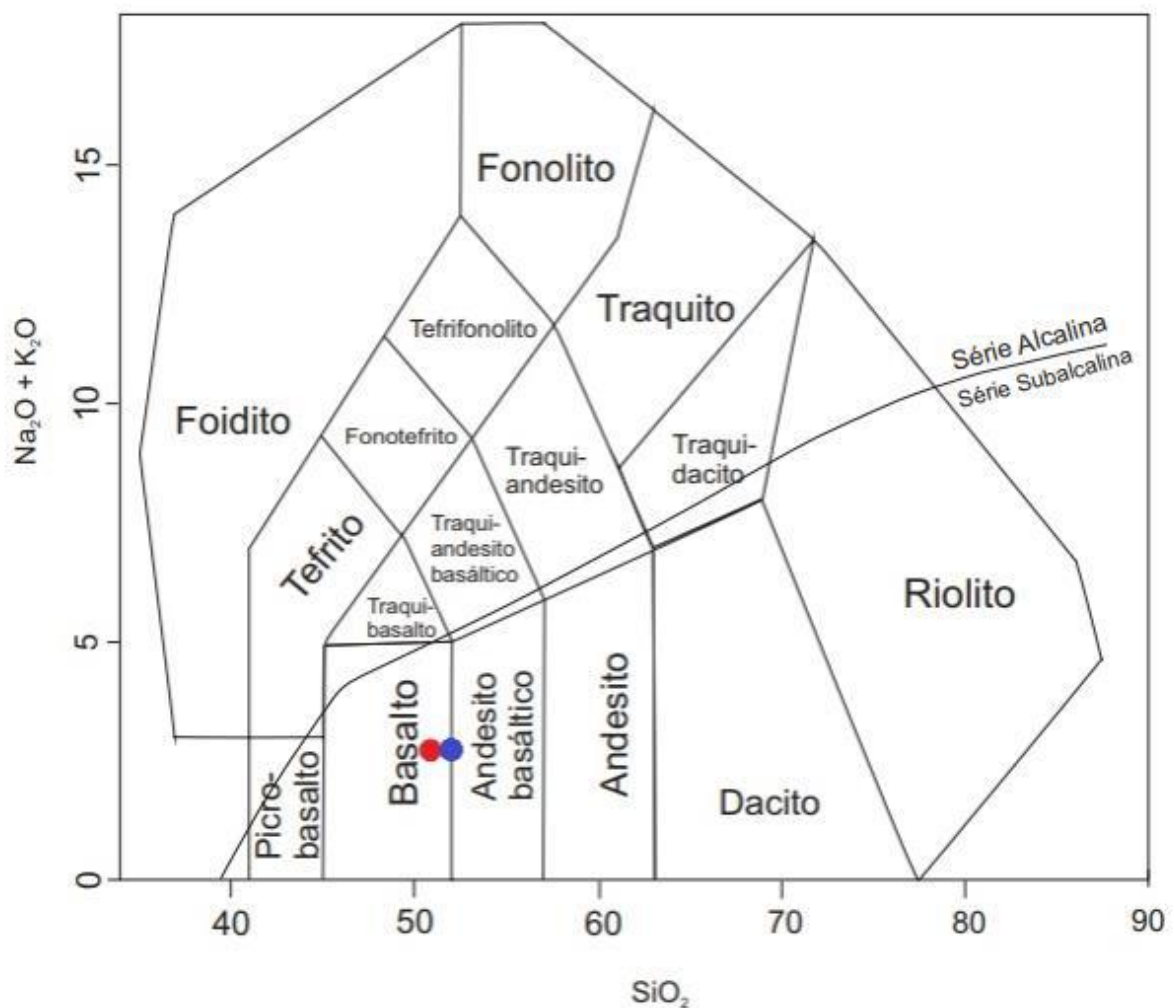


Figura 4.21 - Diagrama TAS (Total de Álcalis x Sílica), modificado por Le Maitre (1989) a partir de Le Bas *et al.* (1986). Linha de distinção entre as séries Alcalina e Subalcalina contida em Middlemost (1994). Amostra plotada em vermelho representa o primeiro corpo intrusivo e em azul, o segundo corpo intrusivo.

No diagrama AFM (Álcalis x FeOt x MgO) com curva de Irvine & Baragar (1971) (Figura. 4.22) as rochas analisadas mostram uma assinatura toleítica. Embora não seja possível visualizar o típico *trend* de caracterização da série toleítica, que evidencia o enriquecimento em Fe nos primeiros estágios de cristalização, devido a insuficiência de dados. No entanto, fica claro o elevado conteúdo deste elemento quando comparado ao teor de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) e MgO, desse modo, as amostras são caracterizadas como pertencentes à série toleítica.

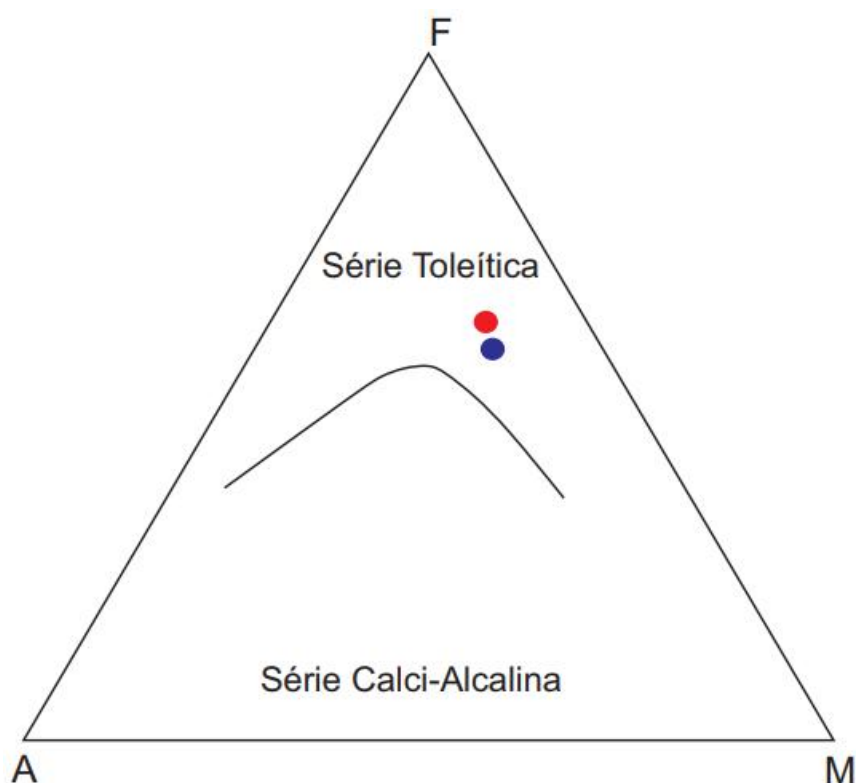


Figura 4.22 - Diagrama AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ x FeOt x MgO), com curva de diferenciação para a série subalcalina, por Irvine & Baragar (1971). Amostra plotada em vermelho representa o primeiro corpo intrusivo e em azul o segundo corpo intrusivo.

As duas amostras analisadas para o poço 1-UN-19 mostram teores de TiO_2 próximos a 1,35%. Trabalhos anteriores (por ex., Bellieni *et al.* 1984, 1986, 1990; Mantovani *et al.* 1985; Merle *et al.* 2011; Silva 2016; Miloski 2017), que abordam o estudo de basaltos de derrames continentais, revelam a existência de dois tipos comuns de basaltos nessa associação com base nos teores de TiO_2 presentes nas rochas: suítes com alto conteúdo de Ti (Alto-Ti - $\text{TiO}_2 > 2\%$)

e suítes com baixo conteúdo de Ti (Baixo-Ti - $\text{TiO}_2 < 2\%$). Os valores obtidos no presente trabalho apontam para o enquadramento dessas rochas nas suítes de Baixo-Ti.

4.4.2. Elementos-traço

No diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (McDounagh & Sun, 1995; Figura 4.23) observa-se que as amostras estudadas apresentam um enriquecimento geral no espectro de elementos-traço, embora verifique-se um maior enriquecimento dos LILE (elementos litófilos de grande raio iônico; 20 a 70x o manto primitivo) em relação aos HFSE (elementos com ligação forte; 5 a 6x o manto primitivo) e razões médias $\text{LILE}_N/\text{HFSE}_N$ entre 4,0 e 9,2. Depressões em Nb, Ta, Sr e P também foram observadas. Os padrões observados para as rochas estudadas são similares a padrões de basaltos de derrames continentais observados em vários continentes (Figura 4.24).

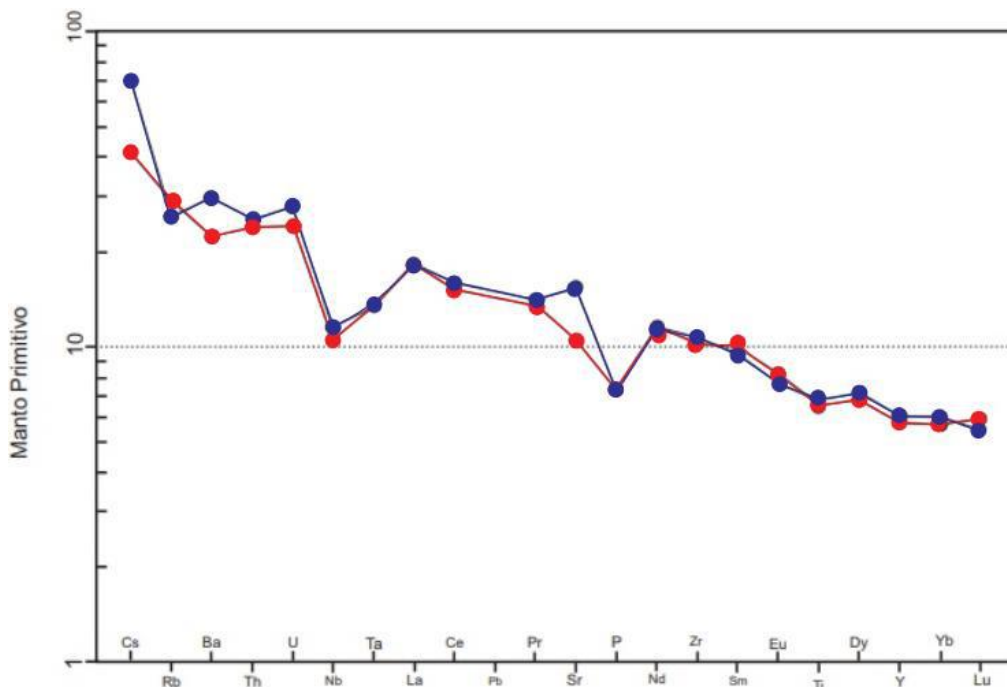


Figura 4.23 – Diagrama do tipo *spidergrams* normalizado para o Manto Primitivo, modificado de McDonough & Sun (1995), exibe o padrão de elementos incompatíveis para a amostra do primeiro corpo intrusivo (em vermelho) e para o segundo corpo intrusivo (em azul).

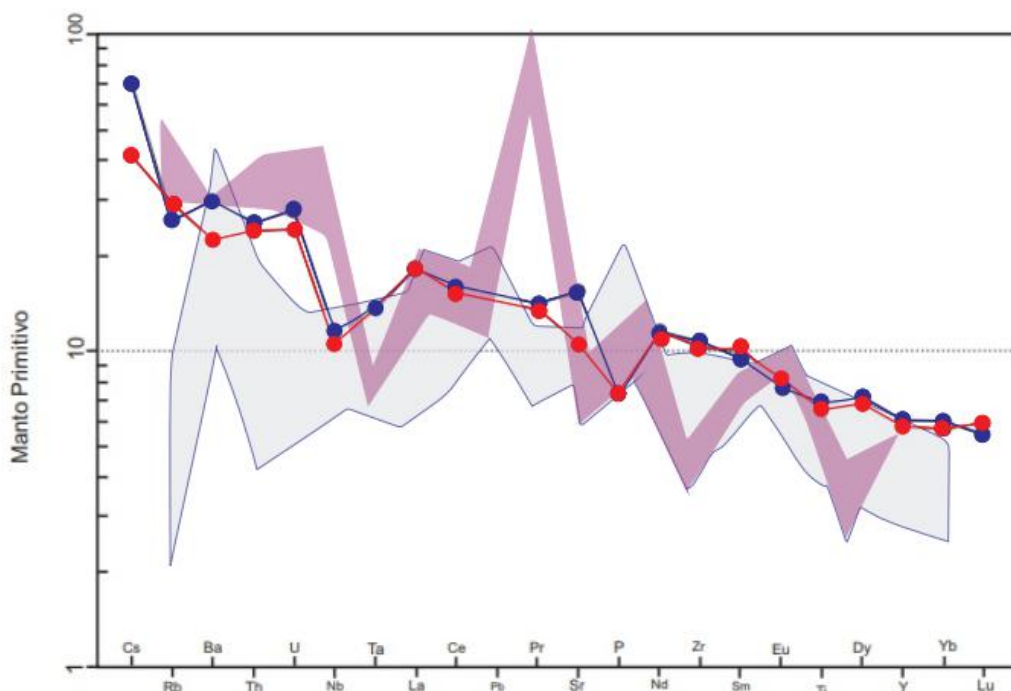


Figura 5.24 – Diagrama do tipo *spidergrams* normalizado para o Manto Primitivo, modificado de McDonough & Sun (1995). Exibe padrão de elementos incompatíveis para as amostras estudadas nesse trabalho (vermelho = corpo intrusivo 1; azul = corpo intrusivo 2) em comparação com padrões de basaltos de derrames continentais observados em outros continentes. Campo cinza: basaltos toleíticos de Baixo-Ti da Etiópia (Belacuva *et al.* 2009); campo lilás: basaltos toleíticos de Baixo-Ti das Ilhas Kangaroo, Vitória Oeste e Tasmânia (Belacuva *et al.* 2009)

Os padrões observados para as amostras caracterizam feições típicas de basaltos continentais, com depressões em Ta-Nb que estão associadas a retenção de minerais refratários na fonte e depressão de Sr que pode ter sido causada pelo fracionamento sob baixa pressão, de plagioclásio. (Thompson *et al.* 1983).

Para os ETR, o enriquecimento é a ordem de 5,5 a 10 vezes a composição do manto primitivo.

No diagrama normalizado para elementos terras raras segundo o condrito de Boyton (1984) verifica-se também o enriquecimento em todos esses elementos, muito embora apresentem-se levemente fracionados revelando um maior enriquecimento nos ETRL em relação aos ETRP, com razão média ETRL/ETRP por volta de 3,0 (Figura 4.25). Os teores de enriquecimento da ordem de 20 a 40 vezes a composição do condrito para ETRL, e cerca de 12 a 17 vezes para ETRP. Uma outra feição observada nesses padrões é uma moderada anomalia negativa de Eu com valores médios (Eu/Eu* em torno de 3,8). As feições observadas são similares a de padrões de ETR de várias províncias de basaltos continentais de Baixo-Ti em

outras regiões do planeta (Figura 4.26). Para esses basaltos anomalias de Eu levemente negativas indicam fracionamento de plagioclásio (Wilson, 1989).

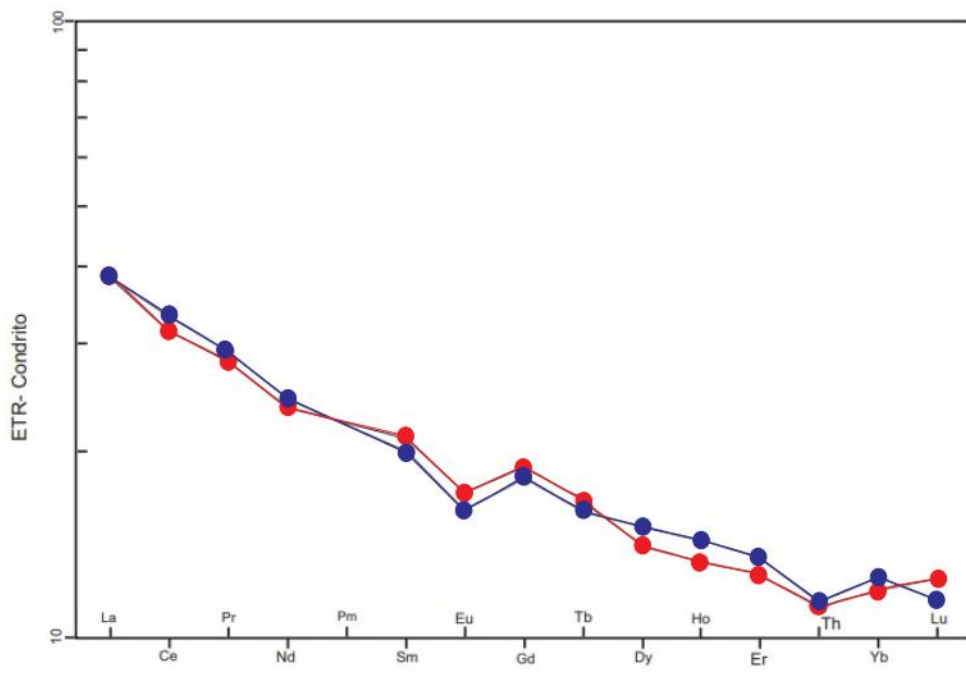


Figura 4.25 - Diagrama do tipo *spidergrams* normalizado para o Condrito, modificado de Boynton (1984). Padrão de elementos terras-raras (ETR) para amostra do primeiro corpo intrusivo (em vermelho) e do segundo corpo intrusivo (em azul).

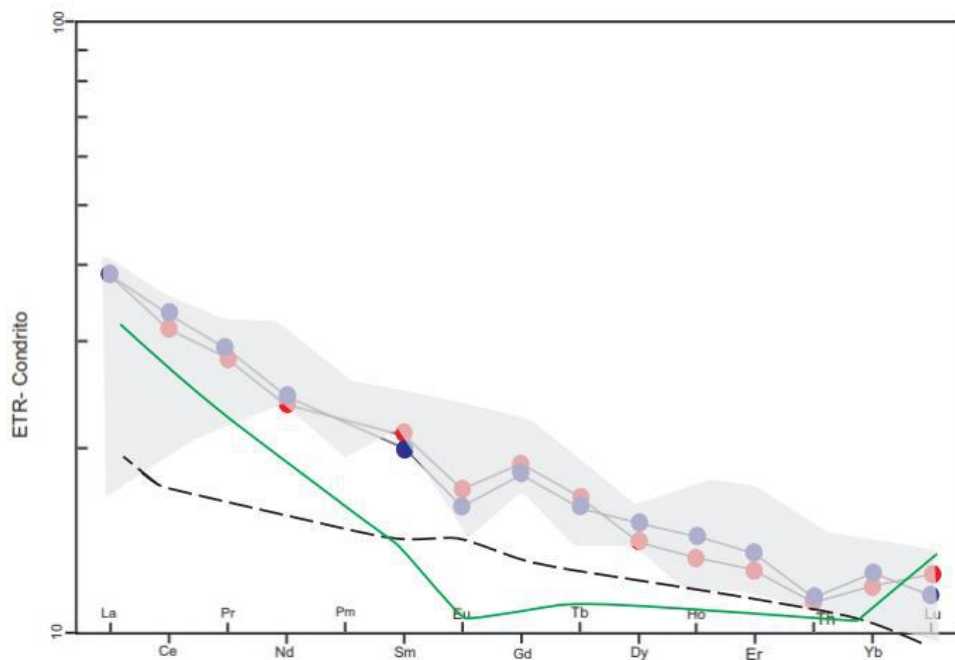


Figura 4.26 - Diagrama do tipo *spidergrams* normalizado para o Condrito, modificado de Boynton

(1984). Exibe padrão de elementos terras-raras (ETR) para amostras estudadas neste trabalho (vermelho = corpo intrusivo 1; azul = corpo intrusivo 2) em comparação com do padrão elementos terras-raras de basaltos de derrames continentais observados em outros continentes. Campo cinza; Basaltos toleíticos da Etiópia (Belacuva et al. 2009); linha pontilhada preta: basalto toleítico de Baixo-Ti de Columbia river (Wilson, 1989; Volcanism Study Project, 1981); linha verde: basalto Kirkpatric, Grupo Ferrar (Siders & Elliot, 1985).

4.4.3. Ambiência Tectônica

A análise da composição litogeoquímica possibilita localizar formalmente as rochas estudadas, segundo sua ambiência tectônica, através da confecção de diagramas. Embora se tenha conhecimento da localização geográfica dessas rochas e do contexto geológico ao qual elas estão inseridas, sendo essas intrusões o registro de manifestações magmáticas numa bacia intracratônica, assim caracterizando-as como basaltos de províncias continentais.

A partir do conteúdo e a razão entre alguns elementos-traço específicos foi gerado o diagrama de classificação para ambiência tectônica, $Zr \times (Zr/Y)$ (Pearce & Norry, 1979) (Figura 4.27), possibilitando enquadrar as rochas de composição basáltica aqui analisadas, em seu ambiente de ocorrência.

A partir do diagrama confirma-se, em função da composição química dos toleítos, sua caracterização quanto CFB (basaltos intra-placa continentais).

Considerando diversos autores (Peate & Hawkesworth, 1996; Anderson, 1994; De Min *et al.* 2003; Belacuva *et al.* 2009) e com base nos resultados obtidos pela litogeoquímica, exibindo padrões de enriquecimento nos elementos incompatíveis, bem como, depressões em Nb, Ta, Sr, P e baixos teores de TiO_2 , todos esses em associação com CFB, permite-se atribuir essas rochas a uma fonte enriquecida. A exemplo de outras suítes basálticas continentais de Baixo-Ti, possivelmente as rochas em questão são resultado da fusão de um manto sublitosférico metassomatizado (Merle *et al.* 2011; Silva, 2016).

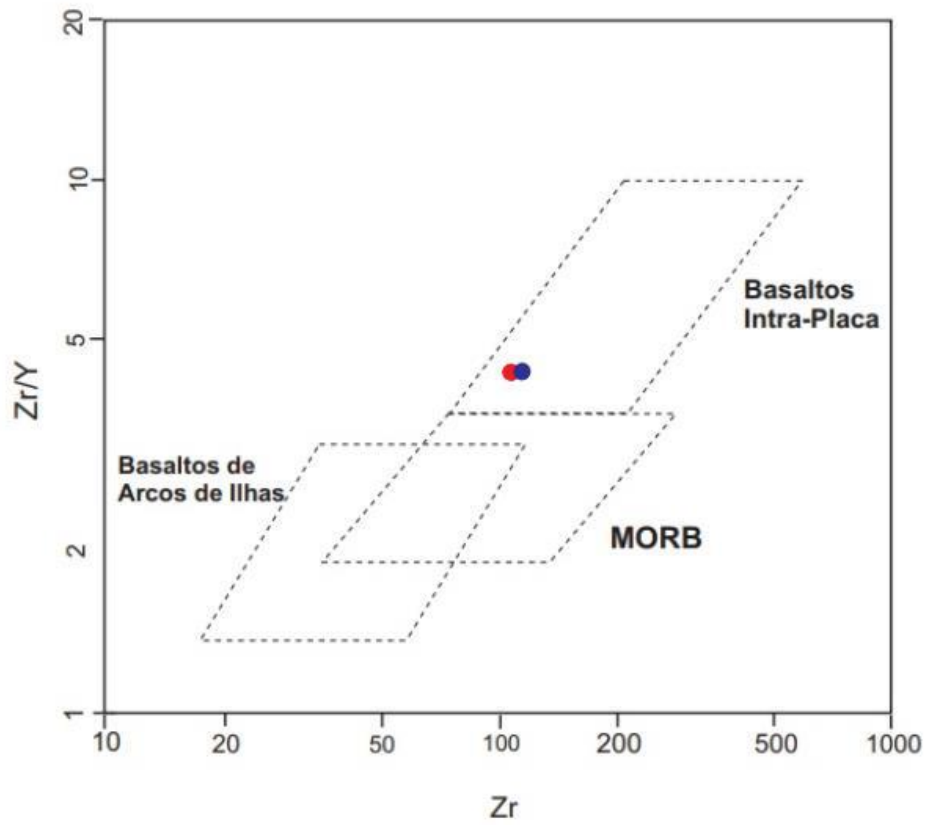


Figura 4.27 - Diagrama de classificação para ambiente tectônico $Zr \times (Zr/Y)$, Pearce & Norry (1979). Amostra em vermelho representa o primeiro corpo intrusivo; amostra em azul representa o segundo corpo intrusivo.

5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

- 1) As rochas estudadas compreendem basaltos toleíticos compostos essencialmente por augita, plagioclásio (+/- olivina)
- 2) A granulação muito fina em todas as amostras e predominância de texturas glomeroporfirítica em matriz intersertal e plumosa remeteu a um evento de resfriamento brusco, provavelmente associada à espessura muito fina dos corpos em questão. Grãos de plagioclásio, que mostram muitos cristais esqueléticos e grãos de terminações com feição conhecida como cauda de andorinha, além de minerais opacos exibindo-se, muitas vezes, na forma de grãos esqueléticos reforçam essa ideia.
- 3) Os aglomerados de fenocristais e frequentes cristais de plagioclásio com feições do tipo *synneusis* indicam mudanças no comportamento dinâmico do magma que está se cristalizando, como convecção, turbulência e/ou perda de voláteis (Best, 2003). Esses fatores podem ser facilmente gerados pela saída do magma da câmara magmática e colocação em encaixantes relativamente mais frias. Tal situação é exemplificada pela presença de rochas de textura glomeroporfirítica em matriz afanítica, plumosa e intersertal.
- 4) O elevado estágio de alteração manifestado em toda a extensão do corpo intrusivo no poço 1-UN-15 pode estar associado a processos de alteração por fluidos oriundos do próprio magma, juntamente com uma eventual interação com fluidos provenientes das rochas encaixantes. O grau acentuado de faturamento e seu preenchimento por um conjunto de argilominerais e carbonatos é a principal evidencia para justificar a proeminente alteração como resultado da circulação de fluidos.
- 5) No poço 1UN-19, a intensa alteração é registrada apenas nas margens das intrusões, representadas pela amostra na profundidade 558,80m, devido a interação entre a rocha magmática e as rochas sedimentares e interpretada como resultado do conteúdo de fluidos presentes no magma, que escapam para zona de contato com a encaixante (zonas de menor pressão) ao intrudir e acabam aprisionados nessa interface. A presença desses fluidos contribuiu para alteração e preenchimento secundário de cavidades que foram deixadas pelos voláteis ao se desprenderem/separarem do magma.

- 6) A variação na textura da borda para o interior do corpo levanta a possibilidade desses apresentarem uma fina margem de resfriamento.
- 7) A espessura muito fina dos corpos estudados oferece indícios que os mesmos podem, opcionalmente, tratarem-se de bordas de soleiras. Entretanto, a impossibilidade de correlação entre os outros poços adquiridos no Projeto Carvão inviabiliza a investigação dessa hipótese.
- 8) As análises da química mineral do plagioclásio indicam a diminuição dos teores de Ca e gradativo aumento de teores de Na com a evolução do processo de cristalização, servindo como base para sugerir a cristalização fracionada das rochas. Isto pode ser evidenciado pela concentração de cristais de composição bytownítica apenas na forma de fenocristais, que são os representantes da cristalização inicial do magma e, dessa forma, registram os mais altos teores de Ca analisados, bem como, variação na concentração de teores de Ca e Na medidos dos núcleos para as bordas de cristais zonados, o que reflete a progressiva redução do Ca e conseqüente aumento do Na disponível no líquido no decorrer da cristalização, e assim, geram microfenocristais com extremidades mais sódica. Por fim, os grãos da matriz, que caracterizam a fase de cristalização tardia, registram os menores teores de Ca das análises e apresentam minerais de composição labradorítica. Entretanto, ao analisar os dados correspondentes ao piroxênio identificou-se um padrão de empobrecimento em Ca nas bordas de alguns dos fenocristais de augita e composições de augita subcálcica e pigeonita presentes exclusivamente na matriz da rocha. Tais características contrastam com as observadas no plagioclásio e mostram-se opostas aos critérios de cristalização fracionada em um líquido magmático
- 9) Essas feições poderiam sugerir inversões no trend de cristalização, entretanto: a) o plagioclásio segue a tendência descrita acima (concordantes com critérios de cristalização fracionada); b) ausência de feições de desequilíbrio, corrosão e sobrecrecimento, e cristais contínuos indicando a possibilidade do trend de inversão é mínima. Pode-se então, considerar que essa câmara ou esses corpos são resultados de processo de cristalização fracionada; c) esses valores mais baixos de Ca nas bordas de fenocristais e na matriz da rocha podem ser devidos a processos de alteração ou mais especificamente, no caso da pigeonita, complexidade na difusão iônica de Ca no magma.

- 10)** Baixos teores de TiO_2 (em torno de 1,35%) indicou que essas rochas pertencem a suítes de Baixo- TiO_2 da Bacia do Parnaíba.
- 11)** Os padrões normalizados multielementares exibindo enriquecimento nos elementos incompatíveis, depressões em Nb, Ta, Sr e P e uma moderada anomalia negativa de Eu são semelhantes as CFB de outras partes do mundo.
- 12)** A semelhança nos valores de química mineral e elementos maiores e traços das amostras de ambas as intrusões do poço 1-UN-19 permite concluir que estas foram originadas a partir de um mesmo magma.
- 13)** Considerando que a química da rocha reflete a sua fonte, basaltos de baixo TiO_2 associados a CFB apresentando baixos teores de FeO-TiO_2 e enriquecimento nos elementos altamente incompatíveis podem ter sido gerados a partir de um manto sublitosférico metassomatizado.

6. REFERÊNCIAS

Aguiar, G. A. 1969. Bacia do Maranhão: Geologia e Possibilidades de Petróleo. Recife: DNPM/CPRM. 75 p. Relatório nº 371.

Aguiar, G. A. 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo. Anais. São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, 3: 113-122.

Almeida, F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, Bahia. Anais. São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, 29- 46.

Almeida, F. F. M. *et al.* 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande. Paraíba. Atas. São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, 363-391.

Almeida F. F. M. 1986. Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 325-349.

Almeida, F. F. M. *et al.* 1988. Magmatismo pós-paleozóico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4):45 1-462, dezembro de 1988.

Almeida, F. F. M.; Brito Neves, B. B.; Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, 50: 77-111.

Almeida, V. V.; Hollanda, M. H. B. 2009. Petrografia, química mineral e litoquímica de diques máficos cambrianos do extremo oriental do estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(3): 580-598, setembro de 2009.

Anderson, D.L., 1994. The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 123, 269–280.

Best, M. G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. 2 Ed. Oxford. Blackwell Science, 630 p.

Baksi, A. K. & Archibald, D. A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, Northern Brazil, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 151: 139–153.

Belliemi, G. *et al.* 1990. Low- and high TiO₂, Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-brazil) - K–Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high TiO₂ flood basalts of the Paraná Basin (SE-Brazil). *Neues Jahrbuch Mineralogischer Abhandlungen*, 162: 1-33.

Bizzi, L. A. *et al.* 2003. *Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana: Texto, mapas & SIG*. Brasília. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 692p.

Brito Neves, B. B. 2002. Main Stages of the Development of the Sedimentary Basins of South America and their Relationship with the Tectonics of Supercontinents. *Gondwana Research*, 5: 175-196.

Brito Neves, B.B.; Fuck, R. A.; Pimentel, M. M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.

Carozzi, A. V. 1975. *Análise ambiental e evolução tectônica sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão*. Rio de Janeiro. Série Ciência Técnica Petróleo, n° 7. Petrobrás/Cenpes.

Caputo, M. V.; Lima, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, p 740-753.

Costa, P. C. C.; Girardi, V. A. V. 2004. Petrografia e química mineral dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, Estado de Goiás. *Revista do Instituto de Geociências-USP*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 27-42, outubro 2004.

Della Fávera, J.C. 1990. *Tempestitos na Bacia do Parnaíba*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese (Doutorado), 560p.

De Min, A. *et al.* 2003. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: Petrology, geochemistry, 40Ar/39Ar ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In: Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R., Ruppel, C.R. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province; Insights from Fragments of Pangea: Geophysical Monograph*. American Geophysical Union, Washington, pp. 91–128.

Ernesto, M. *et al.* 2003. Paleomagnetic and geochemical constraints on the timing and duration of the CAMP activity in Northeastern Brazil.

Ernesto, M. *et al.* 2004. As Rochas Toleíticas Mesozóicas do Nordeste do Brasil: distribuição espacial e temporal dos sucessivos episódios magmáticos. In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia, 42, 2004. Araxá. Minas Gerais. Anais. São Paulo. v. CD. p. 783.

Gill, R. 2010. *Igneous Rocks and Processes – A Practical Guide*. Wiley-Blackwell. 440p.

- Góes, A. M. O.; Souza, J. M. P.; Teixeira, L. B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro. Boletim de Geociências da Petrobrás. 44: 55-64.
- Góes, A. M. O.; Feijó, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro. Boletim de Geociências da Petrobras, 8: 57-68.
- Góes, A. M. O. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da bacia do Parnaíba. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese (Doutorado em Geociências), 171p.
- Hasui, Y. *et al.* 2012. Geologia do Brasil, 1 ed. São Paulo, Beca Editora. 900p.
- Irvine T. N. & Baragar W. R. A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5):523-548.
- Leite, J. F.; Aboarrage, A. M.; Daemon, R. F. 1975. Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba: relatório final das etapas II e III. Volume 1. Recife. DNPM - Departamento Nacional de Pesquisa Mineral/ CPRM - Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. 55p.
- Le Maitre, R. W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 1 ed. Edinburgo. Oxford Blackwell Scientific, 193p.
- Le Maitre, R. W. 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 2. ed. Edinburgo. Cambridge University Press, 236 p.
- Lima, E. A. M. & Leite, J. F. 1978. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética: relatório final da etapa III. Recife, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 212 p.
- Macdougall. J. D. 1988. Continental Flood Basalts. Dordrecht. Kluwer Academic Publishers, 356p.
- Mackenzie W. S.; Donaldson C. H.; Guilford C. 1982. Atlas of Igneous Rocks and their Textures. London: Longford. 148 p.
- Mantovani, M. S. M. *et al.* 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil).
- Merle, R. *et al.* 2011. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). Lithos, 122(3-4):137-151.
- Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. Earth Science Reviews. 37: 215–224.
- Milani, E. J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, p. 389-450.

- Milani *et al.* 2007. Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 183-205.
- Miloski, P. G. 2016. Petrografia e litogeoquímica de rochas básicas do poço 1UN-26, porção oriental da Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal do Rio de Janeiro/ Igeo.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, Lancaster, v. 73, p. 1123-1133.
- Oliveira, D.C. & Mohriak, W. U. 2003. Jaíbaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine And Petroleum Geology*, 20(3-4):351-383.
- Peate, D. W.; Hawkesworth, C. J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil, *Chem. Geol.*, 127, 1-2.
- Piccirilo, E. M; Melfi, A. J. 1988. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. São Paulo. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico.
- Rosseti, D. F.; Góes, A. M.; Arai, M. 2001. A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú. O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Coleção Friedrich Katzer Ed., Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 101-117.
- Santos, M. E. C. M. & Carvalho, M. S. S. 2004. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís - reconstituições paleobiológicas. 2ª ed, Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 211 p.
- Silva, A. G. 2016. Petrogênese de Toleítos de alto-Ti e Baixo-Ti da porção oriental da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado.
- Silva, A. G. *et al.* 2017. The petrogenesis of tholeiitic diabases in eastern Parnaíba Basin: evidence for geochemical heterogeneities in the subcontinental lithospheric mantle in NE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47(1): 109-126.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*.
- Thomaz Filho, A.; Mizusaki, A. M. P.; Antonioli, L. 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2): 128-137.
- Thompson, R. N. *et al.* 1983. Continental flood basalts. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich.
- Vaz, P.K. *et al.* 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 15:253-263.

Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Harper Colins Academic, 466p.

Zálan, P.V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In*: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo. Beca, 2004. Cap. 33, p. 595-613.

7. ANEXO – Tabelas com dados da química mineral

Anexo A - Dados da composição química, em % de peso, dos fenocristais de plagioclásio (perfil) para amostras do primeiro corpo intrusivo do poço 1-UN-19.

Análise	1	2	3	4	5	1	2	3	4
SiO₂	52,301	51,748	50,862	51,279	52,204	52,162	50,401	50,545	52,261
Al₂O₃	28,864	29,352	30,047	29,734	29,106	29,167	30,397	30,624	29,046
FeO	1,434	1,118	1,095	1,067	1,16	1,49	1,105	1,036	1,104
CaO	12,427	13,19	13,93	13,529	12,557	12,701	14,069	14,215	12,623
Na₂O	4,421	3,752	3,262	3,777	4,088	4,117	3,356	3,175	4,175
K₂O	0,036	0,031	0,023	0,024	0,037	0,067	0,018	0,047	0,046
Total	99,48	99,19	99,22	99,41	99,15	99,7	99,35	99,64	99,26
Si	2,398	2,378	2,34	2,355	2,396	2,388	2,32	2,318	2,397
Al	1,56	1,59	1,63	1,61	1,575	1,574	1,649	1,655	1,57
Fe	0,055	0,043	0,042	0,041	0,045	0,057	0,043	0,04	0,042
Ca	0,611	0,649	0,687	0,666	0,618	0,623	0,694	0,699	0,62
Na	0,393	0,334	0,291	0,336	0,364	0,365	0,3	0,282	0,371
K	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,004	0,001	0,003	0,003
Or	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2
Ab	24,3	20,4	17,5	20,1	22,7	22,6	17,7	16,8	23
Na	75,6	79,4	82,4	79,8	77,1	77,1	82,2	83,1	76,8

Análise	1	2	3	4	5	6	1	2	3
SiO₂	49,997	49,761	50,055	50,2	52,53	51,96	50,094	48,62	53,05
Al₂O₃	30,073	30,484	30,184	29,85	28,638	28,17	29,312	30,908	27,997
FeO	0,964	1,025	1,089	1,053	1,269	1,414	1,443	1,048	1,133
CaO	14,142	14,132	14,269	14,04	12,715	12,302	12,759	14,121	12,597
Na₂O	3,158	3,452	3,041	3,194	4,046	4,159	4,391	3,353	3,666
K₂O	0,011	0,035	0,022	0,047	0,046	0,038	0,044	0,024	0,013
Total	98,35	98,89	98,66	98,38	99,24	98,04	98,04	98,07	98,46
Si	2,323	2,304	2,32	2,332	2,411	2,415	2,341	2,272	2,445
Al	1,647	1,664	1,649	1,634	1,549	1,543	1,615	1,703	1,521
Fe	0,037	0,04	0,042	0,041	0,049	0,055	0,056	0,041	0,044
Ca	0,704	0,701	0,708	0,699	0,625	0,613	0,639	0,707	0,622
Na	0,284	0,31	0,273	0,288	0,36	0,375	0,398	0,304	0,328
K	0,001	0,002	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,001	0,001
Or	0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0
Ab	16,8	18,1	16,2	17	22,3	23,4	23,7	17,7	20,8
Na	83,2	81,8	83,8	82,8	77,5	76,5	76,1	82,2	79,1

Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO₂	51,052	49,841	50,434	51,292	52,11	50,32	49,702	49,725	49,479	51,582
Al₂O₃	29,784	30,793	30,194	29,592	29,034	30,514	30,72	30,662	30,547	29,247
FeO	1,347	1,073	1,011	1,03	1,17	1,115	1,087	1,173	1,479	0,978
CaO	13,719	14,501	14,066	13,546	12,832	14,35	14,552	14,404	14,35	13,199
Na₂O	3,711	3,173	3,41	3,488	4,075	3,267	3,279	3,197	3,073	3,838
K₂O	0,004	0,043	0,043	0,001	0,027	0,006	0,04	0,034	0,025	0,028
Total	99,62	99,42	99,16	98,95	99,25	99,57	99,38	99,2	98,95	98,87
Si	2,345	2,296	2,325	2,363	2,392	2,313	2,293	2,297	2,294	2,377
Al	1,612	1,672	1,641	1,607	1,571	1,653	1,67	1,669	1,669	1,589
Fe	0,052	0,041	0,039	0,04	0,045	0,043	0,042	0,045	0,057	0,038
Ca	0,675	0,716	0,695	0,669	0,631	0,707	0,719	0,713	0,713	0,652
Na	0,33	0,283	0,305	0,312	0,363	0,291	0,293	0,286	0,276	0,343
K	0	0,003	0,003	0	0,002	0	0,002	0,002	0,001	0,002
Or	0	0,1	0,1	0	0,1	0	0,1	0,1	0,1	0,1
Ab	19,7	16,5	18	18,9	22,3	17,1	16,9	16,7	16,2	20,8
Na	80,3	83,4	81,9	81,1	77,6	82,9	83	83,2	83,7	79,1

Anexo B - Dados da composição química, em % de peso, dos fenocristais de clinopiroxênio (perfil) para amostras do primeiro corpo intrusivo do poço 1-UN-19.

Análise	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO₂	53,189	51,785	52,682	54,101	52,523	52,957	52,587	48,666
Al₂O₃	2,185	2,655	2,325	2,285	2,455	2,258	2,166	2,554
TiO₂	0,317	0,337	0,281	0,299	0,285	0,297	0,292	0,859
FeO	7,719	8,108	8,036	7,479	7,817	8,04	10,778	18,021
MnO	0,08	0,105	0,078	0,095	0,084	0,094	0,122	0,179
Cr₂O₃	0,072	0,175	0,099	0,108	0,08	0,084	0,013	0,005
MgO	16,872	18,783	18,885	17,942	18,728	18,63	21,136	13,216
CaO	18,476	17,892	17,976	18,115	17,882	18,219	12,943	16,235
Na₂O	0,207	0,108	0,162	0,221	0,144	0,212	0,139	0,195
Total	99,12	99,95	100,52	100,65	100	100,79	100,18	99,93
Si	1,964	1,905	1,923	1,961	1,925	1,929	1,923	1,876
Al^{IV}	0,036	0,095	0,077	0,039	0,075	0,072	0,077	0,116
Al^{VI}	0,059	0,02	0,023	0,059	0,031	0,025	0,016	
Ti	0,009	0,009	0,008	0,008	0,008	0,008	0,008	0,025
Fe²⁺	0,238	0,249	0,245	0,227	0,24	0,245	0,33	0,581
Mn	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,006
Cr	0	0,001	0	0	0	0	0	0
Mg	0,929	1,03	1,028	0,969	1,023	1,011	1,152	0,759
Ca	0,731	0,705	0,703	0,704	0,702	0,711	0,507	0,671
Na	0,015	0,008	0,011	0,016	0,01	0,015	0,011	0,015
Fs	12,6	12,6	12,4	11,9	12,2	12,4	16,6	28,9
Em	48,9	51,9	52	51	52,1	51,4	57,9	37,8
Wo	38,5	35,5	35,6	37	35,7	36,1	25,5	33,3

Análise	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6
SiO₂	53,557	53,43	52,612	52,231	52,612	53,006	51,9	53,192	53,026	53,031	52,94	53,044	52,518
Al₂O₃	2,132	1,984	2,685	3,203	2,135	2,108	3,051	1,957	2,415	2,138	2,307	2,333	2,586
TiO₂	0,292	0,273	0,327	0,39	0,288	0,259	0,335	0,252	0,267	0,295	0,283	0,289	0,354
FeO	8,223	7,649	7,35	7,151	7,865	7,138	9,622	7,697	7,393	7,473	7,866	7,822	9,999
MnO	0,099	0,094	0,078	0,105	0,101	0,087	0,08	0,098	0,091	0,061	0,097	0,096	0,125
Cr₂O₃	0,053	0,133	0,148	0,074	0,104	0,117	0,113	0,074	0,171	0,12	0,147	0,14	0,036
MgO	18,166	18,699	18,068	17,436	17,737	18,28	17,814	18,535	18,9	17,969	17,918	18,369	18,595
CaO	18,271	18,179	18,88	19,392	19,055	18,398	16,306	18,21	17,59	19,105	18,761	18,161	15,277
Na₂O	0,144	0,145	0,197	0,197	0,206	0,135	0,168	0,15	0,147	0,191	0,116	0,186	0,167
Total	100,94	100,59	100,35	100,18	100,1	99,53	99,39	100,17	100	100,38	100,44	100,44	99,66
Si	1,946	1,994	1,922	1,913	1,933	1,946	1,921	1,945	1,936	1,938	1,935	1,935	1,934
Al^{IV}	0,054	0,056	0,078	0,087	0,066	0,053	0,079	0,055	0,064	0,062	0,064	0,064	0,065
Al^{VI}	0,037	0,029	0,038	0,051	0,026	0,038	0,054	0,029	0,04	0,03	0,035	0,036	0,047
Ti	0,008	0,007	0,009	0,011	0,008	0,007	0,009	0,007	0,007	0,008	0,008	0,008	0,01
Fe²⁺	0,25	0,233	0,225	0,219	0,242	0,219	0,298	0,235	0,226	0,228	0,24	0,239	0,308
Mn	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004
Cr	0	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0
Mg	0,984	1,014	0,984	0,952	0,972	1,001	0,983	1,01	1,029	0,979	0,976	0,999	1,021
Ca	0,711	0,709	0,739	0,761	0,75	0,724	0,647	0,713	0,688	0,748	0,735	0,71	0,603
Na	0,01	0,01	0,014	0,014	0,015	0,01	0,012	0,011	0,01	0,014	0,008	0,013	0,012
Fs	12,8	11,9	11,5	11,3	12,3	11,3	15,5	12	11,6	11,7	12,3	12,3	15,9
Em	50,6	51,9	50,5	49,3	49,5	51,5	51	51,6	53	50,1	50	51,3	52,8
Wo	36,6	36,2	37,9	39,4	38,2	37,2	33,6	36,4	35,4	38,3	37,7	36,5	31,2

Anexo C - Dados da composição química, em % de peso, dos fenocristais de clinopiroxênio (perfil) para amostras do segundo corpo intrusivo do poço 1-UN-19.

Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5
SiO₂	51,191	52,641	52,488	51,992	51,806	52,215	52,744	52,289	50,552	52,873	52,956	53,335	52,89
Al₂O₃	2,387	2,195	2,267	3,292	3,133	3,154	2,306	2,525	2,8	2,513	1,989	2,121	2,232
TiO₂	0,514	0,291	0,316	0,363	0,343	0,365	0,281	0,328	0,333	0,327	0,267	0,309	0,302
FeO	12,597	7,404	7,456	8,381	7,875	8,018	7,169	7,704	7,467	7,021	7,013	7,591	9,903
MnO	0,14	0,114	0,083	0,094	0,095	0,085	0,095	0,108	0,096	0,087	0,112	0,091	0,16
Cr₂O₃	0,002	0,151	0,128	0,152	0,147	0,139	0,168	0,089	0,164	0,155	0,099	0,138	0,043
MgO	16,897	18,134	18,038	18,555	18,518	17,901	17,934	17,946	18,458	17,465	18,11	18,114	20,121
CaO	14,948	18,813	18,841	16,342	16,282	17,869	19,131	17,959	17,99	19,949	19,106	18,976	13,951
Na₂O	0,153	0,194	0,204	0,17	0,19	0,21	0,131	0,19	0,157	0,168	0,169	0,163	0,12
Total	98,83	99,94	99,82	99,34	98,39	99,96	99,96	99,14	98,02	100,39	99,82	100,84	99,72
Si	1,927	1,932	1,930	1,914	1,922	1,916	1,934	1,932	1,895	1,932	1,943	1,94	1,938
Al^{IV}	0,106	0,095	0,098	0,143	0,137	0,136	0,1	0,11	0,124	0,108	0,086	0,091	0,096
Al^{VI}	0,033	0,027	0,028	0,057	0,059	0,052	0,034	0,042	0,019	0,04	0,029	0,031	0,035
Ti	0,015	0,008	0,009	0,01	0,01	0,01	0,008	0,009	0,009	0,009	0,007	0,008	0,008
Fe²⁺	0,397	0,227	0,229	0,258	0,244	0,246	0,22	0,238	0,234	0,215	0,215	0,231	0,304
Mn	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005
Cr	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0	0,001	0
Mg	0,948	0,992	0,989	1,018	1,024	0,979	0,98	0,989	1,032	0,951	0,99	0,982	1,099
Ca	0,603	0,74	0,742	0,645	0,647	0,702	0,752	0,711	0,723	0,781	0,751	0,74	0,548
Na	0,011	0,014	0,015	0,012	0,014	0,015	0,009	0,014	0,011	0	0,012	0,011	0,009
Fs	20,4	11,6	11,7	13,4	12,8	12,8	11,3	12,3	11,8	11	11	11,8	15,6
Em	48,7	50,6	50,4	53	53,5	50,8	50,2	51	51,9	48,9	50,6	50,3	56,4
Wo	31	37,8	37,9	33,6	33,8	36,4	38,5	36,7	36,3	40,1	38,4	37,9	28,1

Análise	1	2	3	4	5	6	7
SiO₂	51,4	52,087	52,608	52,696	52,875	53,033	52,201
Al₂O₃	2,23	2,764	2,478	2,66	2,23	2,165	2,271
TiO₂	0,512	0,343	0,302	0,318	0,286	0,266	0,482
FeO	14,537	8,153	8,119	7,858	7,7	7,603	10,984
MnO	0,161	0,094	0,103	0,092	0,105	0,095	0,141
Cr₂O₃	0	0,063	0,079	0,086	0,096	0,09	0,02
MgO	17,469	17,966	18,097	18,193	18,502	18,055	19,405
CaO	13,385	18,215	18,417	18,191	18,272	19,251	14,131
Na₂O	0,179	0,246	0,171	0,207	0,164	0,205	0,13
Total	99,87	99,93	100,37	100,3	100,23	100,76	99,77
Si	1,923	1,889	1,926	1,926	1,933	1,933	1,925
Al^{IV}	0,077	0,111	0,074	0,074	0,066	0,067	0,075
Al^{VI}	0,021	0,007	0,033	0,041	0,03	0,026	0,024
Ti	0,014	0,009	0,008	0,009	0,008	0,007	0,013
Fe²⁺	0,455	0,222	0,249	0,24	0,235	0,232	0,339
Mn	0,005	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004
Cr	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,974	0,971	0,988	0,991	1,009	0,981	1,067
Ca	0,537	0,708	0,722	0,713	0,716	0,752	0,558
Na	0,013	0,017	0,012	0,015	0,012	0,014	0,009
Fs	23,1	12,8	12,7	12,4	12	11,8	17,2
Em	49,6	50,4	50,4	51	51,5	49,9	54,3
Wo	27,3	36,7	36,9	36,6	36,5	38,3	28,4