

**Pedro Miloski Guimarães**

**PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DE ROCHAS BÁSICAS  
DO POÇO 1UN-26, PORÇÃO ORIENTAL DA BACIA DO  
PARNAÍBA, NORDESTE DO BRASIL**

**Trabalho de Conclusão de Curso**

**(Bacharelado em Geologia)**

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2017



UFRJ

**Pedro Miloski Guimarães**

**PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DE ROCHAS BÁSICAS DO POÇO  
1UN-26, PORÇÃO ORIENTAL DA BACIA DO PARNAÍBA, 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  
Junho de 2017

Pedro Miloski Guimarães

Petrografia e litogeoquímica de rochas básicas do poço 1UN-26, porção oriental da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil/Pedro Miloski Guimarães - Rio de Janeiro: UFRJ/ Igeo, 2016.

115f. : il., apênd.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Graduação em Geologia, 2017.

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, Graduação em Geologia. III. Petrografia e litogeoquímica de rochas básicas do poço 1UN-26, porção oriental da Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil.

Pedro Miloski Guimarães

**PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DE ROCHAS BÁSICAS DO POÇO  
1UN-26, PORÇÃO ORIENTAL DA BACIA DO PARNAÍBA, 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 : 22/ junho/ 2017

Por:

---

Cícera Neysi de Almeida, UFRJ

---

Julio Cezar Mendes, UFRJ

---

Sérgio de Castro Valente, UFRuralRJ

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2017

Aos familiares, amigos e mestres.

## **Agradecimentos**

Primeiramente agradeço a Deus, por ter me abençoado ao longo de todos esses anos e permitido que eu pudesse trilhar o caminho do conhecimento do modo mais efetivo e prazeroso que eu jamais poderia imaginar ou sequer desejar, mantendo-me sempre com foco, disciplina e total exatidão de minhas escolhas.

Aos meus queridos pais, Cristiane e Eduardo, e avós, Sônia e Eloyr, que sempre me apoiaram emocional e financeiramente em todos os momentos ao longo desses árduos cinco anos de minha graduação em Geologia.

Agradeço especialmente à minha orientadora, Cícera Neysi de Almeida, pelo apoio incondicional em todas as etapas de pesquisa, pela orientação deste projeto e o mais importante, pelo coração enorme, generosidade, e carinho, auxiliando de todas as formas em minha trajetória na UFRJ, desde o primeiro momento em que tive o grande privilégio de fazer parte do seu quadro de orientandos, até o ato de conclusão deste trabalho.

À Fundação Coppetec e à empresa Geopark pelo fomento ao projeto Basaltos da Bacia do Parnaíba, e pelo meu custeio como bolsista, sendo tal auxílio essencial nestes meses de pesquisa.

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar-LAGESED, junto ao seu coordenador, professor Leonardo Borghi, e ao Laboratório de Micro-Sonda Eletrônica- LABSONDA, na figura de seu coordenador, professor Julio Mendes, e suas auxiliares operacionais, Amanda e Iara.

Ao professor Sérgio Valente e à professora Silvia Medeiros, pelo auxílio posterior na revisão petrográfica, bem como aos demais membros do projeto Basaltos da Bacia do Parnaíba, pela geração de dados e conhecimentos que possibilitaram a conclusão deste trabalho.

Ao meu colega de pesquisas no projeto, Msc. Adriano Guilherme, pela presença incondicional, orientação e paciência nas etapas de desenvolvimento, receba o meu respeito, e especial agradecimento.

Por último, e não menos importante, agradeço aos meus queridos amigos, que sempre me incentivaram e estiveram ao meu lado mesmo nos momentos de estresse e dúvida, muito presentes nos longos anos de duração de nossa graduação. Nas etapas onde houve êxito e satisfação, bem como nos estágios de dificuldade e angústia, sempre

soube que existiam estas pessoas ao meu lado, fornecendo suporte e incentivando cada vez mais, a minha caminhada. Em função disso, hoje, consigo encerrar o primeiro grande ciclo de minha vida, permitindo a abertura de uma grande porta para o futuro, na continuação pela busca do conhecimento nas geociências, sempre com o aperfeiçoamento, dedicação e esforços permanentes.

"Jamais considere seus estudos como uma obrigação, mas como uma oportunidade invejável para aprender a conhecer a influência libertadora da beleza do reino do espírito, para seu próprio prazer pessoal e para proveito da comunidade à qual seu futuro trabalho pertencer."

*Albert Einstein*

## Resumo

Guimarães, Pedro Miloski. Petrografia e litogeoquímica de rochas básicas do poço 1UN-26, porção oriental da Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, 2017. xx 115 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

A Bacia do Parnaíba apresenta muitas ocorrências de rochas magmáticas básico-toleíticas ainda pouco estudadas e posicionadas em meio a espessas sucessões sedimentares. Tais rochas estão distribuídas litoestratigraficamente em duas formações, Mosquito (Jurássico) e Sardinha (Cretáceo), relacionadas a processos de distensão e ruptura de grandes massas continentais (Pangéia e Gondwana, respectivamente). As rochas analisadas são provenientes do poço 1UN-26, localizado no município de Brejo-MA, representando a sucessão magmática de um corpo com aproximadamente 43,00m de espessura perfurada. A partir da análise petrográfica, observam-se rochas com texturas predominantemente equigranulares, holocristalinas e intergranulares, sendo que os cristais, hipidiomórficos, apresentam notável aumento de granulação com a profundidade. Desta maneira, propõe-se a divisão em três fácies granulométricas: fácies basalto, diabásio e gabro, desde as amostras com granulação mais fina, presentes na margem de resfriamento da intrusão, até aquelas de maior granulação, na porção mais profunda do corpo. A mineralogia é composta, nas três fácies, por: plagioclásio, clinopiroxênio (augita e clinohiperstênio) e minerais opacos como fases principais, bem como por ortopiroxênio, quartzo, K-feldspato e apatita como fases acessórias. Uralita, clorita, biotita, carbonatos e minerais opacos compõem a assembleia de fases secundárias. A partir da análise litogeoquímica, estas rochas são classificadas como basaltos e basaltos andesíticos, possuindo natureza subalcalina e pertencentes à Série Toleítica. Constata-se a presença de dois grupos quimicamente distintos de rochas, com diferentes assinaturas: grupo I (Alto-Ti,  $TiO_2 > 2\%$ ), relativo à maioria das amostras da fácies gabro, apresentando amplo enriquecimento em todos os elementos incompatíveis, bem como espécimes mais evoluídos, com diferentes *trends* de variação para elementos maiores, comparativamente às rochas do grupo II (Baixo-Ti,  $TiO_2 < 2\%$ ), referentes à margem de resfriamento (fácies basalto), à fácies diabásio e a uma amostra da fácies gabro. Além disso, evidencia-se para ambos os grupos assinaturas compatíveis com basaltos de províncias continentais. Os dois tipos não devem ser correlacionados por processos de cristalização fracionada, sendo mais provável que os magmas parentais sejam oriundos de fontes mantélicas distintas, inicialmente de um manto sublitosférico e, a partir de um maior grau de extensão, fusão parcial de um manto astenosférico. Ambos poderiam ter contribuição de plumas mantélicas. Os menores conteúdos de elementos incompatíveis nestas rochas, quando comparados ao Magmatismo da Bacia do Paraná, sugerem a possibilidade do manto subjacente à Bacia do Parnaíba ter sofrido reciclagem por litosfera oceânica subductada. Por fim, através do uso de diagramas, propõem-se algumas comparações regionais com os magmatismos nas bacias do Parnaíba e Paraná, observando-se uma maior similaridade dos dados gerados com as assinaturas descritas anteriormente para a Formação Mosquito (Bacia do Parnaíba), bem

como uma expressiva diferença com relação às suítes definidas para a Formação Serra Geral (Bacia do Paraná). Estes dados, associados à provincialidade característica dos basaltos de derrames continentais, sugerem, por outro lado, que a Formação Sardinha teve uma evolução mais complexa, com diferentes associações de fontes mantélicas, posterior cristalização e contaminação. Entretanto, faz-se necessária, como critério de enquadramento definitivo, a utilização de dados isotópicos a fim de propor a correta definição da unidade formalizada cujas amostras aqui estudadas devem ser enquadradas.

Palavras-chave: Magmatismo, Formação Mosquito, Formação Sardinha, Alto Ti, Baixo Ti.

## Abstract

Guimarães, Pedro Miloski. Petrografia e litogeoquímica de rochas básicas do poço 1UN-26, porção oriental da Bacia do Parnaíba, nordeste do Brasil. Petrography and litogeochemistry of basic rocks from borehole 1UN-26, eastern portion of the Parnaíba Basin, northeast Brazil. Rio de Janeiro, 2017. xx 115 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

The Parnaíba Basin presents a large number of occurrences of basic-toleitic magmatic rocks still little studied, between the thick sedimentary sequences. These rocks are distributed lithostratigraphically in two formations, Mosquito (Jurassic), and Sardinha (Cretaceous), related to the processes of distension and rupture of large continental masses (Pangea and Gondwana, respectively). The analyzed rocks come from borehole 1UN-26, located in the town of Brejo-MA, representing the magmatic succession of a body with approximately 43,00m of perforated thickness. From the petrographic analysis, rocks with predominantly equigranular, holocrystalline and intergranular textures are observed, being the crystals, hipidiomorfics, presenting a remarkable increase of granulation with the depth. As such, it was proposed to divide into three granulometric facies: basalt facies, dolerite facies and gabbro facies, from the finer grained samples present in the intrusion cooling margin to those of greater granulation in the deeper portion of the body. The mineralogy is composed in the three facies by: plagioclase, clinopyroxene (augite and clinohiperstene) and opaque minerals as main phases, as well as by orthopyroxene, quartz, k-feldspar and apatite as accessory phases. Uralite, chlorite, biotite, carbonates and opaque minerals make up the assembly of secondary phases. From the litogeochemical analysis for major elements and traces, the classification of formalized form as basalts and andesitic basalts is verified, being, therefore, sub-alkalines, and belonging to the tholeiitic series. For these, the presence of two distinct groups of rocks with different signatures is observed, being: group I (High-Ti,  $TiO_2 > 2\%$  wt), relative to the gabro facies samples, presenting wide enrichment in all the elements, as well as more evolved specimens, with different trends of variation for larger elements, compared to the rocks of group II (Low Ti,  $TiO_2 < 2\%$  wt), referring to the cooling margin (basalt facies), dolerite facies and a single sample of the gabro facies. In addition, it is evident for both groups, signatures compatible with basalts of continental provinces (CFB). Both types should not be correlated by fractional crystallization processes, with parent magmas being more likely to originate from distinct mantle sources, initially from a sublitospheric mantle and, to the greatest extent, partial melting of an asthenospheric mantle. Both would have contributions from mantle feathers. The low values of the incompatible elements in the studied rocks when compared to the Magmatism of the Paraná Basin suggest that the mantle underlying the Parnaíba Basin may have been recycled by subducted oceanic lithosphere. Finally, through the use of diagrams, we propose some regional comparisons with the magmatisms in the Parnaíba and Paraná basins, observing a greater compatibility of the generated data, with the signatures previously described for the Mosquito Formation

(Parnaíba Basin), as well as a great incompatibility with regard to the suites defined for the Serra Geral Formation (Paraná Basin). These data, associated with the characteristic provinciality of the basalts of continental spills, suggest although that the Sardinha Formation has a more complex evolution, with different associations of mantle sources and later crystallization and contamination. However, it is necessary, as a definitive framework, the use of isotopic data, in order to propose the correct definition of the formalized unit whose samples studied here should be framed.

**Keywords:** Magmatism, Mosquito Formation, Sardinha Formation, High Ti, Low Ti.

## Lista de Figuras

- Figura 1.1: Fotografia de caixas contendo as amostras de sondagem do poço 1UN-26. Caixas 16 e 17, de profundidades 68,15-72,15m e 72,15-76,15m respectivamente.....25
- Figura 1.2: Diagrama de classificação modal de rochas gabroides baseado nas proporções de plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e ortopiroxênio (Streickeisen, 1976). Modificado de Le Maitre (2002).....29
- Figura 1.3: Diagrama QAP para classificação modal de rochas ígneas vulcânicas, a partir das proporções de Q (quartzo), A (álcali-feldspato) e P (plagioclásio) (Streickeisen, 1976). Modificado de Le Maitre (2002).....31
- Figura 2.1: Mapa de localização da Província Parnaíba, definida por Almeida (1969); Góes, 1995. O ponto em vermelho indica a localização da área de estudo, no município de Brejo-MA. Escala: 1:8.000.000. Fonte: *Gis Geológico do Brasil-CPRM*.....32
- Figura 2.2: Mapa de localização da cidade de Brejo e do poço 1UN-26, próximo à rodovia BR-222, distando cerca de 7km do centro da cidade. No mapa também encontram-se projetados outros poços perfurados na região pelo Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Leite *et al.* 1975).....33
- Figura 3.1: Localização geográfica da Bacia do Parnaíba (Fonte: Góes, 1995 e CPRM, 1995).....34
- Figura 3.2: Limites geológicos e estruturais da Bacia do Parnaíba. Modificado de Santos & Carvalho, 2009; Góes, 1995.....35
- Figura 3.3: Unidades geotectônicas da Província Sedimentar do Meio-Norte, proposta por Góes, 1995. Modificado de Góes, 1995.....36
- Figura 3.4: Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Parnaíba, com os pacotes de rocha e suas relações de contato em uma seção esquemática de orientação NW-SE. Legendas das unidades formais: JBR= Grupo Jaibaras; IPU= Fm. Ipú; TIA= Fm. Tianguá; JAI= Fm. Jaicós; ITM= Fm. Itaim; PIM= Fm. Pimenteiras; CAB= Fm. Cabeças; LON= Fm. Longa; POT= Fm. Poti; PIA= Fm. Piauí; PEF= Fm. Pedra de Fogo; MOT= Fm. Motuca; SAM= Fm. Samambaia; MOS= Fm. Mosquito; PSB= Fm. Pastos Bons; SAR= Fm. Sardinha; COD= Fm. Codó; GRA= Fm. Grajaú; COR= Fm. Corda; ITP= Fm. Itapecuru. Extraído de Vaz *et al.* (2007).....39

- Figura 3.5: Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Parnaíba, mostrando as divisões formais em grupos e formações, além das discordâncias. Extraído de Vaz *et al.* (2007).....42
- Figura 3.6: Mapa da Bacia do Parnaíba (em amarelo) com as ocorrências de rochas magmáticas mapeadas em detalhe. Formação Mosquito na porção oeste da bacia, em salmão. Formação Sardinha na porção leste, em azul. O ponto em vermelho indica a localização da área de estudo, no município de Brejo-MA. Escala: 1:8.000.000. Fonte: Gis Geológico do Brasil - CPRM (2000).....45
- Figura 4.1: Perfil em detalhe do poço 1UN-26. Modificado de Leite *et al.* 1975.....48
- Figura 5.1. Fotografia exemplificando a olho nu, a evidente distinção na granulação das amostras analisadas, em função da profundidade. Lâmina de profundidade 66,60m, correspondente à fácies basalto (à esquerda). Granulação fina. Lâmina de profundidade 72,80m, correspondente à fácies diabásio (ao meio). Granulação média. Lâmina de profundidade 95-96m, correspondente à fácies gabro (à direita). Granulação grossa.....50
- Figura 5.2. Fotografias em luz polarizada cruzada, com exemplos das três fácies descritas, evidenciando o aumento de granulação com a profundidade. A-Basalto de textura equigranular, intergranular. Granulação fina (66,47m/Aumento de 25x). B-Diabásio de textura equigranular, intergranular/sub-ofítica. Granulação média (80,30m/Aumento de 25x). C-Gabro de textura equigranular, sub-ofítica. Granulação grossa (101,35m/Aumento de 25x).....51
- Figura 5.3. Fotografias em luz polarizada paralela exemplificando as diferenças básicas observadas na fácies basalto. A-Contato superior do corpo magmático com elevado grau de alteração. Cristais com no máximo 0,8mm (65,83m/Aumento de 25x). B-Textura intergranular com cristais moderadamente alterados. Alguns cristais ultrapassam 1mm (66,47m/ Aumento de 25x). C-Cristais bem preservados. Transição para granulação média. Textura sub-ofítica (68,47m/Aumento de 25x).....53
- Figura 5.4. Fotografias em luz polarizada paralela mostrando aspectos texturais e mineralógicos. A-Cristais de plagioclásio moderadamente preservados, intercrescidos aos cristais de clinopiroxênio com elevado estágio de alteração, em textura intergranular (65,83m/Aumento de 25x). B-Textura sub-ofítica. Cristais de plagioclásio com baixo grau de alteração (68,47m/ Aumento de 25x). C-Detalhe para cristais em crescimento radial (65,83m/Aumento de 50x). D-Detalhe para cristal de clinopiroxênio totalmente substituído por material de alteração. Cristais de plagioclásio moderadamente alterados. Feição característica nesta fácies (65,83m/Aumento de 50x). E-Amostra evidenciando elevado grau de uralitização. Presença de veios de carbonato tardios (à esq.) (66,47m/Aumento de 25x). F-Detalhe para os cristais de clinopiroxênio substituídos por material secundário de modo quase total (uralitização avançada), ao longo de fraturas e clivagens (66,60m/Aumento de 25x).....56

Figura 5.5. Fotografias em luz polarizada paralela apresentando alguns aspectos mineralógicos observados. A-Cristais esqueléticos de plagioclásio (68,47m/Aumento de 50x). B-Cristais de plagioclásio com moderado estágio de alteração deutérica, havendo o preenchimento de fraturas e clivagens por material de alteração amarronzado (65,83m/Aumento de 100x). C-Veios tardios de carbonato e quartzo, com material de alteração ao redor (65,83m/Aumento de 25x). D-Veio espesso próximo ao contato, havendo zonamento com quartzo poligonizado ao centro e carbonato nas bordas (65,83m/Aumento de 50x).....59

Figura 5.6. Fotografias em luz polarizada paralela, exemplificando o aumento de granulação observado na fácies diabásio, em função da profundidade, com detalhe para o bom grau de preservação dos cristais em geral. A-Pequenos cristais de plagioclásio em textura sub-ofítica (72,80m/Aumento de 25x). B-Textura sub-ofítica entre cristal de clinopiroxênio e cristais de plagioclásio (80,30m/Aumento de 25x). C-Cristal de clinopiroxênio geminado (centro), envolto por grandes ripas de plagioclásio. Cristais com cerca de 3mm, transicionando para a fácies gabro (85,23m/Aumento de 25x).....61

Figura 5.7. Fotografias em luz polarizada paralela (exceto C, em luz polarizada cruzada), exemplificando aspectos texturais e mineralógicos encontrados na fácies diabásio. A-Pequenos cristais de plagioclásio com até 1,0mm, inclusos em cristal de clinopiroxênio, em textura ofítica. (76,72m/Aumento de 25x). B-Cristal de clinopiroxênio geminado, com uralitização nas bordas, envolto por cristais de plagioclásio (85,23m/Aumento de 25x). C-Cristal de ortopiroxênio geminado, com zoneamento composicional gradual (ao centro), intersectado por cristal de clinopiroxênio (85,23m/Aumento de 50x). D-Cristal de mineral opaco, com hábito esquelético, ligado a processos de cristalização tardios (85,23m/Aumento de 25x).....64

Figura 5.8. Fotografias em luz polarizada paralela (exceto B, em luz polarizada cruzada) exemplificando alguns aspectos mineralógicos encontrados na fácies diabásio. A-Textura sub-ofítica (76,72m/Aumento de 25x). B-Quartzo e k-feldspato em textura granofírica, preenchendo interstícios entre cristais de plagioclásio (85,23m/Aumento de 25x).C-Sobrecrescimento entre cristais de clinopiroxênio (76,72m/Aumento de 100x). D-Sobrecrescimento entre cristais de clinopiroxênio (80,30m/Aumento de 100x). E-Sobrecrescimento entre cristais de clinopiroxênio (80,30m/Aumento de 100x). F-Cristais de clinopiroxênio sendo substituídos por clorita (cloritização), uralita (uralitização), minerais opacos e biotita, em algumas porções (85,23m/Aumento de 25x).....66

Figura 5.9. Diagrama de classificação modal de rochas gabroides baseada nas proporções de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio (Streckeisen, 1976). Modificado de Le Maitre (2002). Pontos em vermelho referentes à plotagem das amostras descritas durante a descrição petrográfica, a partir dos valores obtidos de composição modal dos minerais (plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio).....67

Figura 5.10. Fotografias em luz polarizada cruzada, exemplificando a elevada granulação na fácies gabro. A e B - Cristais pouco alterados, em textura sub-ofítica/intergranular (89,50m (A) e 96,00m (B)/Aumento de 25x). C-Cristais com moderado estágio de alteração, com textura sub-ofítica (106,65m/Aumento de 25x)...69

Figura 5.11. Fotografias em luz polarizada paralela (A e D), e em luz polarizada cruzada (B e D), exemplificando aspectos texturais e mineralógicos encontrados na fácies gabro. A-Cristais isolados de quartzo e k-feldspato (101,35m/Aumento de 25x). B-Quartzo e k-feldspato em textura granofírica (107,95m/Aumento de 25x). C-Sobrecrescimento entre cristais de clinopiroxênio (93,50m/Aumento de 25x). D-Cristal de mineral opaco, com hábito esquelético, ligado a processos de cristalização tardios (107,95m/Aumento de 25x).....72

Figura 5.12. Fotografias em luz polarizada paralela (B e C), e em luz polarizada cruzada (A e D), exemplificando aspectos mineralógicos de alteração encontrados na fácies gabro. A-Cristais bem preservados. Alteração insipiente (95,96m/Aumento de 25x). B-Cristais de piroxênio com elevado conteúdo de minerais secundários (107,95m/Aumento de 25x). C-Cristais de clinopiroxênio totalmente substituídos por uralita (bordas e fraturas), e por material de alteração amarronzado (108,65m/Aumento de 25x). D-Cristal de plagioclásio fraturado, com preenchimento por material de alteração contendo leucoxênio (108,65m/Aumento de 25x).....73

Figura 5.13. Diagrama de classificação modal de rochas gabroides baseada nas proporções de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio (Streckeisen, 1976). Modificado de Le Maitre (2002). Pontos em vermelho referentes à plotagem das amostras descritas durante a descrição petrográfica, a partir dos valores obtidos de composição modal dos minerais (plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio).....74

Figura 6.1. 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). Amostras plotadas apresentando simbologia diferenciada, em função da referida porção de localização destas no poço, levando-se em conta os critérios de granulação adotados.....78

Figura 6.2. Diagrama AFM ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  x  $\text{FeO}^t$  x  $\text{MgO}$ ), apresentando a curva de diferenciação entre a Série Subalcalina (Série Toleítica e Calci-alcalina), por Irvine & Baragar (1971). Amostras plotadas apresentando simbologia diferenciada, em função da referida porção de localização no poço, levando-se em conta os critérios de granulação adotados.....79

Figura 6.3. Diagramas de variação para  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  em função do conteúdo de  $\text{MgO}$ , como índice de diferenciação.....80

Figura 6.4. Diagrama de variação para  $TiO_2$ , em função do conteúdo de  $MgO$ , indicando suítes de baixo e alto Ti dentre as rochas analisadas. Amostras plotadas apresentando simbologia diferenciada, em função da referida porção de localização no poço, levando-se em conta os critérios de granulação adotados.....81

Figura 6.5. Diagramas de variação para elementos-traço: V, Ba, Rb, Sr,Zr, Y, La e Ce em função do conteúdo de  $MgO$ , como índice de diferenciação. Elementos-traço em ppm e  $MgO$  em % peso. Amostras do grupo I em vermelho (Alto Ti) e do grupo 2 em azul (Baixo Ti).....83

Figura 6.6. Diagramas do tipo *spidergrams*, com diminuição do grau de incompatibilidade dos elementos da esquerda para a direita.A- Normalizado para o padrão de elementos terras-raras (ETR) do Condrito, modificado de Boynton (1984). B- Normalizado para o padrão de elementos incompatíveis do Manto Primitivo, modificado de McDonough & Sun (1995). Amostras do grupo I em vermelho (Alto Ti) e do grupo II em azul (Baixo Ti).....85

Figura 6.7. Diagramas de classificação para ambiência tectônica. A- $(La/10 \times Nb/8 \times Y/15)$ , modificado de Cabanis & Lecolle (1989). B- $Zr \times (Zr/Y)$ , modificado de Pearce & Norry (1979), para as amostras do poço 1UN-26. Zr em % peso. Amostras do grupo I em vermelho (Alto Ti) e do grupo II em azul (Baixo Ti).....88

Figura 6.8. Diagrama do tipo *spider* normalizado para o padrão de elementos incompatíveis do Manto Primitivo, modificado de McDonough & Sun (1995), para as amostras do poço 1UN-26 (linhas tracejadas). Campos em cor representando os padrões amostrais para os toleítos da Bacia do Parnaíba analisados nos trabalhos de Bellieni *et al.* (1990) e Ernesto *et al.* (2003) para a porção leste da Bacia (Alto Ti - Fm.Sardinha, e Baixo Ti - Fm. Mosquito) e Merle *et al.* (2011) para a porção oeste da Bacia (Alto Ti - Fm. Mosquito e Baixo Ti - Fm.Mosquito).....90

Figura 6.9. Diagrama  $(La/Ce)_N$ , x  $La_N$ , normalizado para o padrão de La e Ce do Condrito, apresentando a relação das amostras descritas neste trabalho (símbolos em cores) aos campos amostrais definidos por Bellieni *et al.* (1990) para as Formações Mosquito e Sardinha da Bacia do Parnaíba (linhas tracejadas).....92

Figura 6.10. Diagramas: A- $Sr \times (Zr/Y)$  e B- $TiO_2 \times Fe_2O_3$ , apresentando para as amostras analisadas neste trabalho (poço 1UN-26), e para outras antes descritas por Bellieni *et al.* (1990), Ernesto *et al.* (2003) e Merle *et al.* (2011), associadas às formações Mosquito (círculos pretos) e Sardinha (círculos em vermelho) da Bacia do Parnaíba, uma comparação com os campos amostrais definidos por Peate *et al.* (1992) & Peate (1997) para as suítes de Alto Ti da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.....94

Figura 6.11. Diagramas: A-  $(Ti/Y) \times Sr$  e B-  $(Ti/Zr) \times (Zr/Y)$ , apresentando para as amostras analisadas neste trabalho (poço 1UN-26), e para outras antes descritas por Bellieni *et al.* (1990), Ernesto *et al.* (2003) e Merle *et al.* (2011), associadas às formações Mosquito (círculos pretos) e Sardinha (círculos em vermelho) da Bacia do

Parnaíba, uma comparação com os campos amostrais definidos por Peate *et al.* (1992) para as suítes de Baixo Ti da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.....95

### **Lista de Tabelas**

Tabela 1.1. Listagem de lâminas confeccionadas, discriminando a numeração do poço (1UN-26) e das caixas de testemunhos contendo as amostras utilizadas para cada lâmina, e as respectivas profundidades. \* Amostras de mesma profundidade.....27

Tabela 1.2. Classificação das rochas gabróicas em função da mineralogia apresentada (Le Maitre, 2002). As rochas descritas neste trabalho foram classificadas segundo estes critérios de composição modal (entre plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina).....30

Tabela 5.1. Relação de lâminas descritas, inseridas na fácies basalto em função de sua baixa granulação. Amostras com (\*) possuem a mesma profundidade.....54

Tabela 5.2. Relação das amostras em lâmina descritas, com as respectivas profundidades, inseridas na fácies diabásio em função de sua granulação média.....60

Tabela 5.3. Relação das amostras em lâmina descritas, com as respectivas profundidades, inseridas na fácies gabro em função de sua granulação grossa.....68

Tabela 6.1. Relação das amostras utilizadas para a análise litogeoquímica do poço 1UN-26, com as respectivas profundidades.....75

Tabela 6.2. Dados litogeoquímicos para elementos maiores (em %) e traços (em ppm).....76

Tabela 7.1. Critérios de distinção texturais, mineralógicos e composicionais entre margens resfriadas representativas e não representativas do magma inicial não diferenciado, para a intrusão de Skaergaard. Modificado de Hoover (1989).....101

## SUMÁRIO

Agradecimentos.....	6
Resumo.....	9
Abstract.....	11
Lista de Figuras.....	13
Lista de Tabelas.....	18
<b>1.INTRODUÇÃO.....</b>	<b>21</b>
1.1.Apresentação.....	21
1.2.Caracterização do problema.....	22
1.3.Objetivos.....	23
1.4.Justificativa.....	23
1.5.Material e método.....	24
<b>I.REVISÃO TEMÁTICA.....</b>	<b>32</b>
<b>2.LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>32</b>
<b>3.GEOLOGIA REGIONAL.....</b>	<b>34</b>
3.1.Contexto geológico.....	36
3.2.Evolução geotectônica.....	37
3.3.Litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba.....	40
3.4.Magmatismo na Bacia do Parnaíba.....	43
<b>4.BREVE DESCRIÇÃO DO POÇO 1UN-26.....</b>	<b>47</b>
<b>II.RESULTADOS.....</b>	<b>49</b>
<b>5.PETROGRAFIA.....</b>	<b>49</b>
5.1.Fácies Basalto.....	52
5.2.Fácies Diabásio.....	60
5.3.Fácies Gabro.....	68

<b>6.LITOGEOQUÍMICA.....</b>	<b>75</b>
<b>6.1.Elementos Maiores.....</b>	<b>77</b>
<b>6.2.Elementos-Traço.....</b>	<b>82</b>
<b>6.3.Ambiência Tectônica.....</b>	<b>87</b>
<b>6.4.Comparações Regionais.....</b>	<b>89</b>
<b>7.DISSCUSSÕES E CONCLUSÕES.....</b>	<b>97</b>
<b>8.REFERÊNCIAS.....</b>	<b>108</b>

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. Apresentação

A Bacia do Parnaíba é um complexo deposicional do tipo flexura intracratônica (Almeida, 1969), estando localizada geograficamente no meio-norte e nordeste do Brasil, abrangendo parte do território dos estados do Ceará, Pará, Tocantins, e quase que a totalidade do território dos estados do Piauí e Maranhão, perfazendo uma área de cerca de 600.000 km<sup>2</sup> (Leite *et al.* 1975).

Seu preenchimento é caracterizado por sedimentos e rochas sedimentares que datam desde o Paleozóico até o Mesozóico, além de ser composta também por extensas províncias de rochas magmáticas (derrames, soleiras e diques) intercaladas ou discordantes a tais sucessões sedimentares. Sua origem está relacionada ao longo período de estabilidade presente no interior dos blocos cratônicos, que hoje compõem o território brasileiro, após as orogenias que marcaram o Ciclo Brasileiro (Brito Neves *et al.* 2014).

Segundo Hasui *et al.* (2012), a Bacia do Parnaíba, conjuntamente com as bacias do Paraná, Solimões e Amazonas compõem as principais feições geológicas geradas durante o denominado, Estágio de Estabilidade (Ordoviciano-Triássico), sendo estas o resultado da deposição de extensas sequências sedimentares em áreas com pouco ou nenhum regime tectônico convergente atuante, gerando imensas bacias (lateralmente) com pequena espessura relacionada, associadas à subsidência térmica e flexura, no interior destes crátons.

Paralelamente, em função de eventos ligados ao rifteamento de Pangéia e abertura do Oceano Atlântico Equatorial (Triássico-Jurássico), assim como do posterior desmembramento de Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul (Cretáceo), fizeram-se presentes no registro, extensas coberturas de rochas ígneas em diversas porções da Bacia do Parnaíba, até então marcada somente pela deposição sedimentar.

Derrames, soleiras e diques máficos são feições observáveis, estando o presente trabalho com seu foco voltado para o estudo e caracterização destas rochas máficas em particular, ao passo que todas as etapas de desenvolvimento e pesquisa se deram como forma de avaliar, petrográfica e litogeoquimicamente um corpo magmático de sub-superfície, incluso na bacia, a partir do testemunho de um furo de sondagem (poço 1UN-26).

## 1.2. Caracterização do problema

A Bacia do Parnaíba, embora represente uma das maiores feições deposicionais do Fanerozóico brasileiro, apresenta um reduzido número de estudos e pesquisas voltadas para a caracterização, descrição e classificação da geologia de seus depósitos, principalmente se comparado à *sinéclise* mais conhecida, a Bacia do Paraná, ou mesmo às bacias já muito exploradas em função das pesquisas ligadas ao setor de óleo e gás, como a Bacia do Recôncavo, ou mesmo as da margem continental brasileira (e.g. Campos, Santos).

O número de furos de sondagem e as publicações na área de Geologia abordando tal região, por muitos anos, foram bastante incipientes, principalmente pelo desconhecimento àquela época do grande potencial de recursos minerais contidos nesta bacia e também pelo foco voltado na maioria das vezes, para a geração de informações e trabalhos técnicos no setor de petróleo em áreas de exploração já em operação, ligados à Petrobrás, localizadas nos litorais do sudeste e nordeste do Brasil, principalmente. A distância de grandes centros populacionais e das agências de fomento em pesquisa também tem influência direta na baixa geração de conhecimento relacionado à bacia até meados dos anos 1960. Posteriormente, trabalhos liderados pela própria Petrobrás e por agências governamentais, como a CPRM, foram aos poucos propiciando o aumento do conhecimento e a geração de dados sobre a região.

Contudo, mesmo hoje, caso levemos em conta somente os trabalhos e pesquisas referentes às ocorrências de rochas magmáticas na bacia, o número de publicações se restringe bastante. É de imprescindível importância que a Bacia do Parnaíba, enquanto a única feição deposicional brasileira a possuir o registro de rochas ígneas associado aos dois maiores eventos magmáticos do Fanerozóico brasileiro (magmatismo Penatecaua e Paraná-Etendeka), nas formações Mosquito e Sardinha (respectivamente), receba estudos mais detalhados de classificação, interpretação petrográfica e geoquímica destas rochas, a fim de melhor enquadrá-las e caracterizá-las no contexto geológico da província de um modo geral.

Cabe ressaltar ainda que publicações como as de Thomaz Filho *et al.* (2008), e mais recentemente de outros pesquisadores (como no 48º Congresso Brasileiro de Geologia - 2016), retomaram as discussões há muito tempo levantadas, que relacionam as suítes magmáticas da bacia com a geração de hidrocarbonetos. Tal enfoque embasa mais uma vez a necessidade de se obter caracterizações corretas e confiáveis das rochas

magmáticas lá contidas. Quaisquer estudos posteriores que visem promover aplicações e o aperfeiçoamento de modelos na busca por recursos minerais energéticos na bacia, necessitam primeiramente, que estudos preliminares de caráter petrológico e sistematização sejam realizados com maior exatidão.

### **1.3. Objetivos**

O presente trabalho insere-se no contexto de caracterização, como um estudo inicial de cunho sistemático a fim de auxiliar na classificação e interpretação de um conjunto de rochas magmáticas analisadas a partir de um furo de sondagem (poço 1UN-26), realizado pelo projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Leite *et al.* 1975). Os objetivos propostos, de modo detalhado, estão discriminados abaixo:

- a) Caracterização e estudo petrográfico das rochas presentes no poço, evidenciando a variação faciológica observada com a profundidade;
- b) Classificação mineralógica e composicional de tais rochas;
- c) Comparação, correlação e adequação das rochas analisadas às suítes anteriormente descritas e formalizadas na Bacia do Parnaíba (Formação Mosquito e Formação Sardinha);
- d) Tratamento dos dados litogeoquímicos, através da confecção de gráficos em *softwares* específicos, a fim de melhor entender a composição química destas rochas e os processos petrogenéticos ocorridos na sua gênese, bem como os indicadores de proveniência (fonte);

### **1.4. Justificativa**

Historicamente, subsequentes incursões à bacia na busca por recursos minerais foram realizadas ao longo do século XX e dois grandes inventários compilando as ocorrências e depósitos minerais da Bacia do Parnaíba foram efetuados na década de 70 pela CODEMINAS e por Lima & Leite (1978). Outro grande projeto realizado na década de 70 está relacionado ao interesse em carvão mineral: Carvão na Bacia do Parnaíba, executado pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil) em 1975. Este projeto permitiu que informações relativas ao mapeamento geológico e coletas de testemunhos de sondagens, a partir de poços espalhados em diversos pontos da bacia, servissem como

base de dados para futuras incursões e trabalhos científicos que tivessem a Bacia do Parnaíba como ponto central.

Posteriormente, de modo mais efetivo, recorrentes estágios de pesquisa e discussões a respeito do potencial exploratório da bacia para recursos como óleo e gás, realizados principalmente pela Petrobrás, permitiram novos estudos que levaram à divulgação de dados mais aprofundados sobre sísmica e demais aspectos geológicos.

Entretanto, como já mencionado anteriormente, estudos de caráter petrológico/petrogenético, e até mesmo de mapeamento mais detalhado dos corpos, derrames e intrusões, mantiveram-se bastante reduzidos, sendo os principais associados à Bellieni *et al.* (1990) e Baksi & Archibald (1997). Trabalhos como estes focaram suas abordagens em aspectos antes ausentes nas pesquisas referentes à Bacia do Parnaíba, como petrogênese e geoquímica das suítes basálticas, servindo como porta de entrada para futuros estudos, tais como os mais recentes de Thomaz Filho *et al.* (2008), Silva (2016), Klöcking *et al.* (2016) e Trosdorf Jr *et al.* (2016), já correlacionando de modo mais efetivo as ocorrências de rochas magmáticas na bacia com, por exemplo, o grau de maturação térmica da matéria orgânica nas formações adjacentes, e a geração e acumulação de hidrocarbonetos.

O principal objetivo deste trabalho é colaborar no entendimento da petrografia e litogeoquímica dos toleítos continentais da Bacia do Parnaíba, podendo também auxiliar nas pesquisas relacionadas ao setor de óleo e gás (essas ainda escassas) e estudos com este foco são necessários a fim de melhor entender os diversos aspectos relacionados às suítes magmáticas presentes, que permanecem, comparativamente à Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, por exemplo, ainda extremamente pouco caracterizados.

## **1.5. Material e método**

Os dados obtidos e o material de trabalho utilizado são provenientes de amostras coletadas no poço denominado 1UN-26, executado pelo projeto Carvão da Bacia do Parnaíba, realizado pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil), no ano de 1975, e que estavam alocados na litoteca do 4º distrito do DNPM (Departamento Nacional de Pesquisa Mineral), na cidade de Recife-PE. (figura 1.1).



Figura 1.1 - Fotografia das caixas contendo os testemunhos de sondagem do poço 1UN-26. Caixas 16 e 17, de profundidades 68,15-72,15m e 72,15-76,15m respectivamente.

Posteriormente à análise do material, foram coletadas amostras representativas de diferentes profundidades do poço, catalogadas e levadas para a UFRJ, a fim de serem iniciados os trabalhos propostos.

A metodologia de trabalho utilizada e as tarefas realizadas propuseram-se do seguinte modo:

- a) Pesquisa e levantamento bibliográfico de artigos e livros que servissem como base inicial aos estudos;
- b) Descrição e classificação macroscópica das amostras coletadas, correlacionando-as com as descrições anteriormente feitas pela equipe do projeto Carvão da Bacia do Parnaíba, a fim de checar possíveis inconsistências na amostragem, e também como forma de comparação prévia às descrições petrográficas futuras;
- c) Preparação e envio das amostras coletadas para a laminação, realizada no laboratório LAMIR (Laboratório de Laminação - Universidade Federal do Paraná - UFPR), em Curitiba/PR;

- d) Descrição petrográfica das lâminas confeccionadas (17 lâminas) (tabela 1.1), utilizando-se os microscópios petrográficos de luz polarizada do Laboratório de Geologia Sedimentar - LAGESED/UFRJ, e outros pertencentes ao Departamento de Geologia/UFRJ, do modelo Carl Zeiss Axioimager A.1, de modo que foi permitida a identificação das fases minerais primárias, das fases de alteração, estruturas, texturas e demais características observáveis, seguindo os modelos descritos por Mackenzie *et al.* (1982). A sistemática de descrição das lâminas deu-se por meios dos seguintes aspectos:
- I. Granulação: *fin*a, quando a maioria dos cristais tinha a medida do maior eixo menor que 1 mm; *méd*ia, quando a maioria dos cristais tinha a medida do maior eixo entre 1 e 3mm; e *gross*a, quando tais comprimentos ultrapassavam 3mm no maior eixo dos minerais (Le Maitre, 2002);
- II. Textura: i. Quanto ao *grau de cristalinidade* (proporção de cristais e vidro) em: *holocristalina* (somente cristais), *hipocristalina* (predomínio de cristais sobre vidro), *hipoialina* (predomínio de vidro sobre cristais) e *holoialina* (somente vidro); ii. Quanto ao *grau de desenvolvimento das faces cristalinas* em: *euédrico* ou *idiomórfico* (todas as faces bem desenvolvidas), *sub-édrico* ou *hipidiomórfico* (algumas faces mal desenvolvidas) e *anédr*ico ou *xenomórfico* (todas as faces mal desenvolvidas); iii. Quanto ao *tamanho relativo entre os cristais* em: *equigranular* (cristais predominantemente do mesmo tamanho) ou *inequigranular* (cristais com tamanhos diferentes, dividido em: *inequigranular seriada* quando os cristais de diferentes tamanhos seguem uma gradação na granulação e *inequigranular porfirítica* quando há fenocristais em meio a uma matriz de menor granulação); iv. demais texturas específicas de rochas basálticas: *ofítica* (cristais de plagioclásio totalmente imersos em cristais de piroxênio), *sub-ofítica* (cristais de plagioclásio parcialmente imersos em cristais de piroxênio) ou *intergranular* (cristais de plagioclásio e piroxênio intercrescidos de modo homogêneo e irregular).

<b>Relação de Lâminas</b>	<b>Poço</b>	<b>Caixa</b>	<b>Profundidade (m)</b>
<b>Lâmina 1</b>	1UN - 26	15	65,53
<b>Lâmina 2</b>	1UN - 26	15	65,83
<b>Lâmina 3</b>	1UN - 26	15	66,47*
<b>Lâmina 4</b>	1UN - 26	15	66,47*
<b>Lâmina 5</b>	1UN - 26	15	66,60
<b>Lâmina 6</b>	1UN - 26	16	68,47
<b>Lâmina 7</b>	1UN - 26	17	72,80
<b>Lâmina 8</b>	1UN - 26	18	76,72
<b>Lâmina 9</b>	1UN - 26	19	80,30
<b>Lâmina 10</b>	1UN - 26	20	85,23
<b>Lâmina 11</b>	1UN - 26	21	89,50
<b>Lâmina 12</b>	1UN - 26	22	93,50
<b>Lâmina 13</b>	1UN - 26	23	95-96
<b>Lâmina 14</b>	1UN - 26	24	101,35
<b>Lâmina 15</b>	1UN - 26	25	106,65
<b>Lâmina 16</b>	1UN - 26	25	107,95
<b>Lâmina 17</b>	1UN - 26	26	108,64

Tabela 1.1. Listagem de lâminas confeccionadas, discriminando a numeração do poço (1UN-26) e das caixas de testemunhos contendo as amostras utilizadas para cada lâmina, com as respectivas profundidades. \* Amostras de mesma profundidade.

- III. Mineralogia: identificação e classificação dos minerais em: *essenciais* (quando presentes em mais de 5% na rocha), *acessórios* (presentes em menos de 5% na rocha) ou *secundários* (provenientes de alteração deutérica, hidrotermal e intempérica a partir de minerais essenciais ou acessórios

primários). Caracterização das fases minerais e descrição em detalhe, a partir de suas características ópticas, divididas em: i. Características ópticas em *luz polarizada paralela* (tamanho, hábito, cor, pleocroísmo, clivagem, grau de fraturamento, relevo e estruturas quaisquer); ii. Características ópticas em *luz polarizada cruzada* (cor de interferência, geminações, microtexturas); iii. Demais texturas (e.g. intercrescimentos, sobrecrescimentos, inclusões, preenchimentos).

- IV. Índice de cor: porcentagem aproximada dos minerais máficos (ferromagnesianos), dividida em: *hololeucocráticas* (com índice de cor menor que 5%), *leucocráticas* (índice de cor entre 5 e 30%), *mesocráticas* (índice de cor entre 30 e 65%), *melanocráticas* (índice de cor entre 65 e 90%), ou *hipermelânicas* (com índice de cor maior que 90% de minerais máficos).
- V. Composição modal: proporção aproximada da porcentagem de cada fase mineral presente na rocha, utilizando-se o método de múltiplas visadas por quadrante amostrado, segundo as normas de contagem modal definidas pela IUGS (*International Union of Geological Sciences*), Le Maitre (2002).
- VI. Classificação e nomenclatura das rochas: utilizando-se da mineralogia descrita e da composição modal encontrada nas rochas de maior granulação (faneríticas e micro-faneríticas), bem como dos seus índices de cor, as amostras foram classificadas com base nos diagramas propostos por Le Maitre (2002) para rochas máficas plutônicas (figura 1.2). Utilizou-se a granulação como critério básico de separação entre os espécimes máficos faneríticos, denominando como diabásio (dolerito) as rochas de granulação média (predomínio de cristais medindo entre 1-3 mm) e gabros àquelas de granulação grossa (predomínio de cristais medindo mais de 3 mm). Segundo as normas de nomenclatura da IUGS, diabásios e gabros diferem-se somente por sua granulação, sendo a composição mineralógica e a proporção modal dos minerais nestas rochas critérios aplicáveis somente à subdivisão destes grupos (e.g. gabro, norito, clinopiroxênio-gabro), e não como forma de distinção entre eles. Gabros e diabásios caracterizam-se composicionalmente (Streckeisen, 1976) pela predominância de uma assembléia mineralógica

rica em plagioclásio cálcico ( $An_{50-100}$ ) e clinopiroxênio cálcico (augita), bem como por quantidades menores de ortopiroxênio e olivina. Foram utilizadas para a classificação das rochas analisadas, as subdivisões de rochas gabroicas (figura 1.2 e tabela 1.2) contidas em Le Maitre (2002), levando-se em conta a abundância relativa dos minerais acima citados.

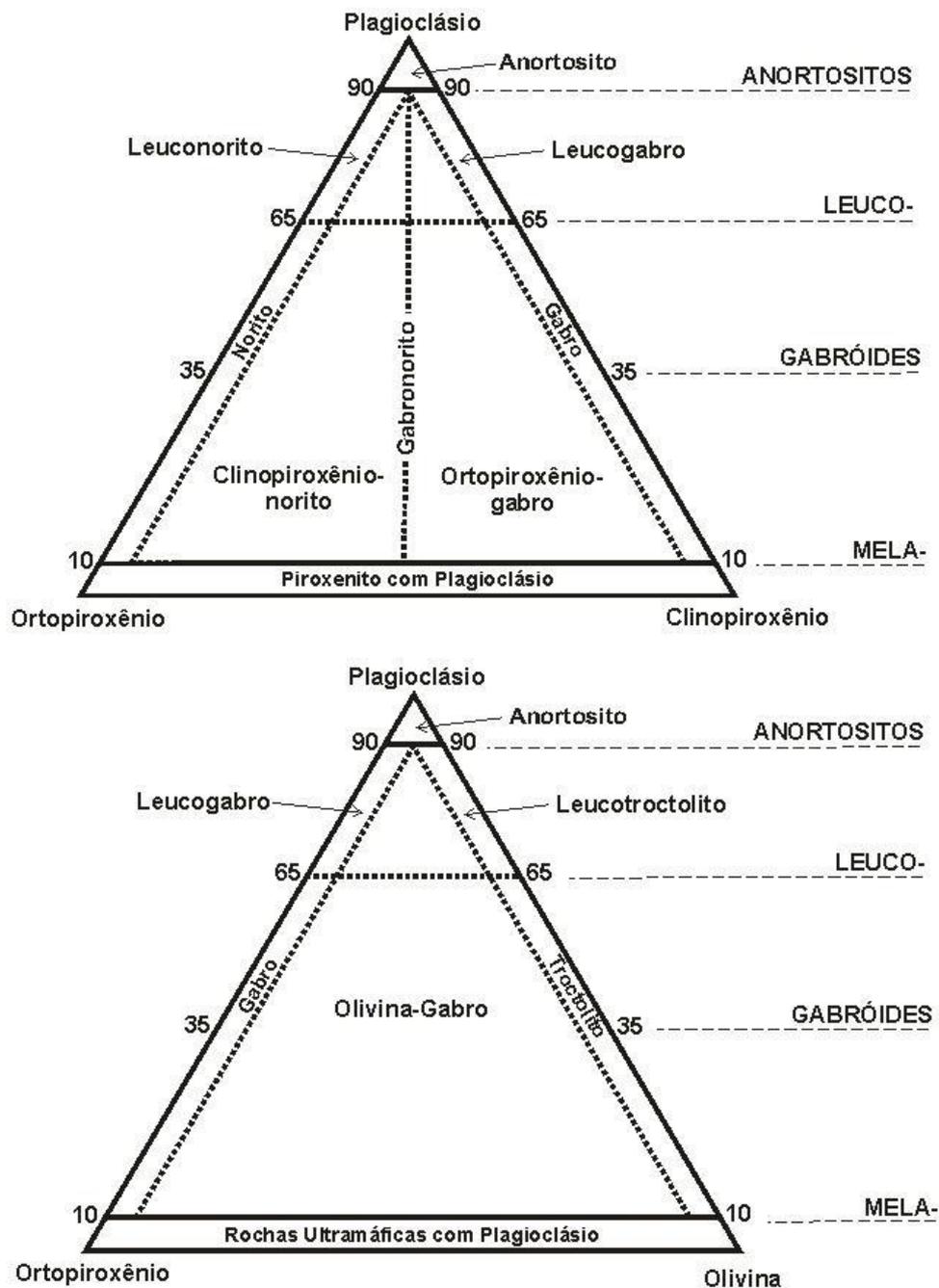


Figura 1.2 - Diagrama de classificação modal de rochas gabroides baseada nas proporções de plagioclásio, clinopiroxênio, olivina e ortopiroxênio (Streckeisen, 1976). Modificado de Le Maitre (2002).

CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS GABROICAS	
<b>GABRO</b> ( <i>sensu stricto</i> )	Plagioclásio e Clinopiroxênio
<b>NORITO</b>	Plagioclásio e Ortopiroxênio
<b>TROCTOLITO</b>	Plagioclásio e Olivina
<b>GABRONORITO</b>	Plagioclásio e Clinopiroxênio + Ortopiroxênio em quantidades semelhantes
<b>ORTOPIROXÊNIO-GABRO</b>	Plagioclásio e Clinopiroxênio, com pouco Ortopiroxênio
<b>CLINOPIROXÊNIO-NORITO</b>	Plagioclásio e Ortopiroxênio, com pouco Clinopiroxênio
<b>OLIVINA-GABRO</b>	Plagioclásio e Olivina com Ortopiroxênio

Tabela 1.2. Classificação das rochas gabróicas em função da mineralogia apresentada (Le Maitre, 2002). As rochas descritas neste trabalho foram classificadas segundo estes critérios de composição modal (entre plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina).

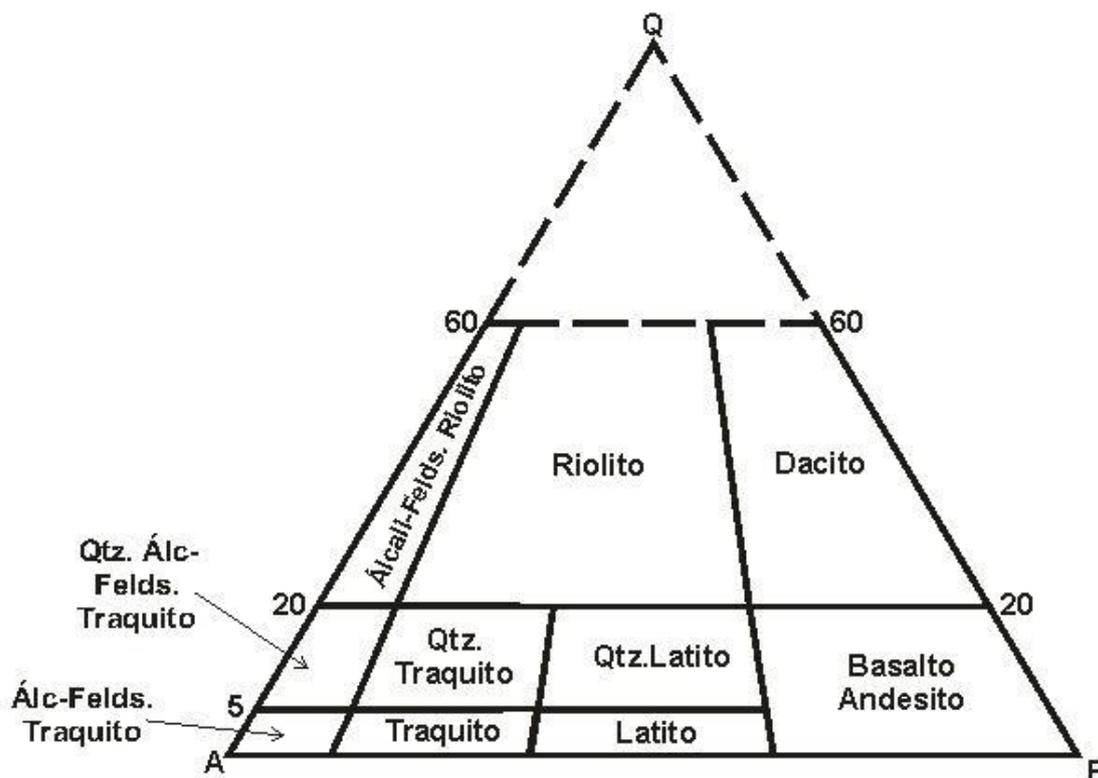


Figura 1.3. Diagrama QAP para classificação modal de rochas ígneas vulcânicas, a partir das proporções de Q (quartzo), A (álcali-feldspato) e P (plagioclásio) (Streckeisen, 1976). Modificado de Le Maitre (2002).

Para as amostras de menor granulação onde era possível a determinação das proporções modais dos minerais, aplicou-se o diagrama QAP para rochas vulcânicas (figura 1.3), de Streickeisen (1976). Devido à granulação fina destes espécimes, a fim de se obter maior precisão, e em função da dificuldade de se contabilizar a moda entre os minerais em algumas amostras, utilizou-se os dados de química mineral obtidos, aplicando-os ao diagrama TAS (Total Álcalis *versus* Sílica) (Le Bas *et al.* 1986).

- e) Fotografias das principais feições encontradas nas lâminas, utilizando-se de câmera acoplada ao microscópio petrográfico. Foram fotografadas em cada lâmina aspectos relacionados a: textura, mineralogia, intercrescimentos, sobrecrescimentos, estruturas e grau de alteração.
- f) Preparação das amostras selecionadas para as análises geoquímicas, sendo respeitadas as normas-padrão de manuseio e procedimento de amostragem (britagem, pulverização, homogeneização e separação), 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 ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  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*).
- g) Tratamento e análise dos dados geoquímicos recebidos, através da confecção de gráficos em *softwares* específicos, como o *Gcdkit 4.1 (R program)*, que se utiliza dos dados de entrada no formato *excel* (porcentagem dos óxidos referentes a cada elemento analisado) para gerar diagramas de variação, classificação, *spidergrams*, e diversos outros de interesse litogeoquímico;
- h) Confecção deste trabalho a partir da compilação de todos os dados e resultados alcançados.

## I. REVISÃO TEMÁTICA

### 2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O poço 1-UN-26, objeto de estudo nesse trabalho, foi perfurado nas proximidades do município de Brejo (MA), que geologicamente encontra-se inserido na porção leste da Bacia do Parnaíba (figura 2.1).



Figura 2.1. Mapa de localização da província Parnaíba, definida por Almeida (1969); Góes *et al*, 1995. O ponto em vermelho indica a localização da área de estudo, no município de Brejo-MA. Escala: 1:8.000.000. Fonte: Gis Geológico do Brasil - CPRM (2000).

O município de Brejo/MA localiza-se a uma distância aproximada de 315 km da capital do estado, São Luís, utilizando-se como via de acesso a rodovia BR-135 até a cidade de Itapecuru Mirim, ao sul, e posteriormente, a rodovia BR-222, no sentido leste. O acesso ao local exato do poço (“W 42° 48’ 13” e S 3° 40’ 00”) é dado pela mesma rodovia (BR-222), próximo ao centro da cidade de Brejo-MA (cerca de 7km) estando o local situado nas proximidades da margem da respectiva rodovia (figura 2.2).

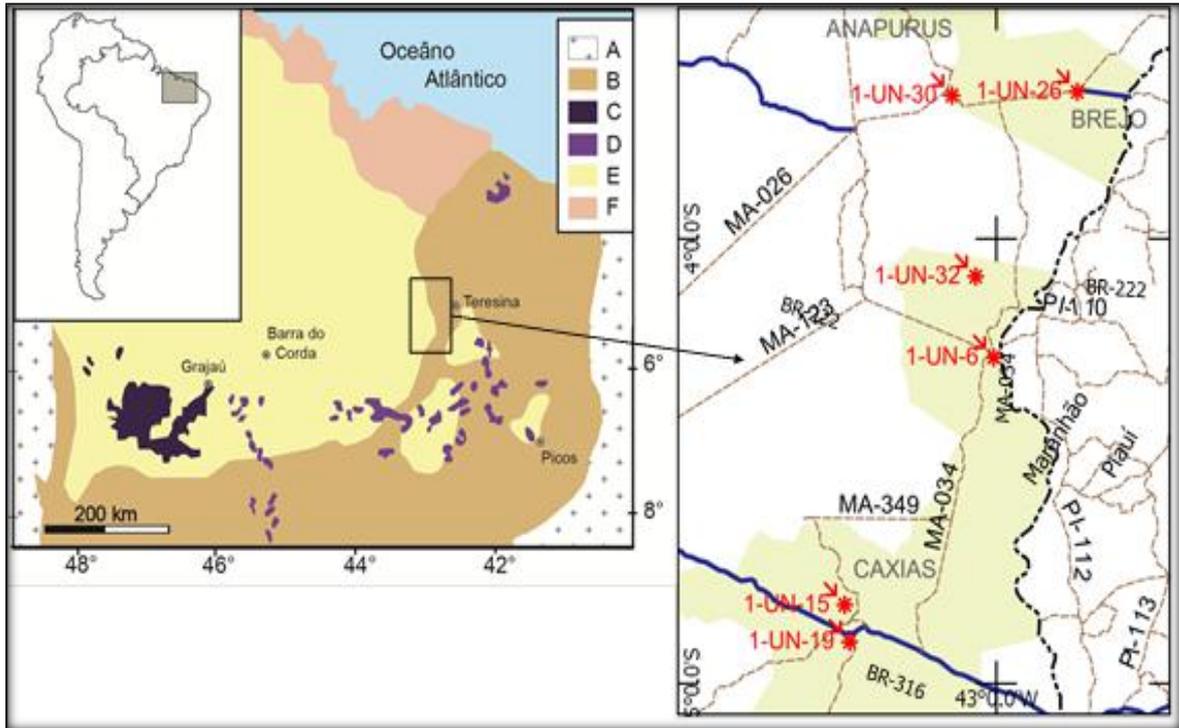


Figura 2.2. Mapa de localização da cidade de Brejo e do poço 1UN-26, próximo à rodovia BR-222, distando cerca de 7 km do centro da cidade. No mapa também se encontram projetados outros poços perfurados na região pelo Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Leite *et al*, 1975).

Segundo dados do IBGE, no censo de 2010, Brejo é considerado um município de pequeno porte no estado do Maranhão, com população estimada em 35.799 habitantes, e uma área de 1074,6 km<sup>2</sup>, com IDH médio de 0,552, valor extremamente baixo que evidencia a pobreza e falta de infra-estrutura da região.

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

#### 3.1. Contexto geológico

A Bacia do Parnaíba possui área de aproximadamente 600.000km<sup>2</sup>, compreendendo os territórios dos estados brasileiros do Pará, Maranhão, Piauí, Ceará, Tocantins e Bahia (figura 3.1).



Figura 3.1. Localização geográfica da Bacia do Parnaíba (Fonte: Góes, 1995 e CPRM, 1995).

Santos & Carvalho (2009), compilando trabalhos de diversos autores, apresentaram um mapa mostrando os limites geológicos da Bacia do Parnaíba (figura 3.2).

A Bacia do Parnaíba compreende uma extensa área deposicional, intracratônica, inclusa na denominada Província Parnaíba (Almeida *et al.* 1977) ou Província Sedimentar do Meio-Norte, sendo esta denominação proposta por Góes (1995) para a área sedimentar aflorante da Bacia do Parnaíba. Segundo esta autora, a Província Sedimentar do Meio Norte tem como limites as seguintes estruturas: o Lineamento Tocantins-Araguaia no lado oeste; a Falha de Tauá no lado leste; o Lineamento Senador

Pompeu no lado sudeste; o Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos-Guamá no lado norte e o Arco Capim no lado noroeste (figura 3.2).

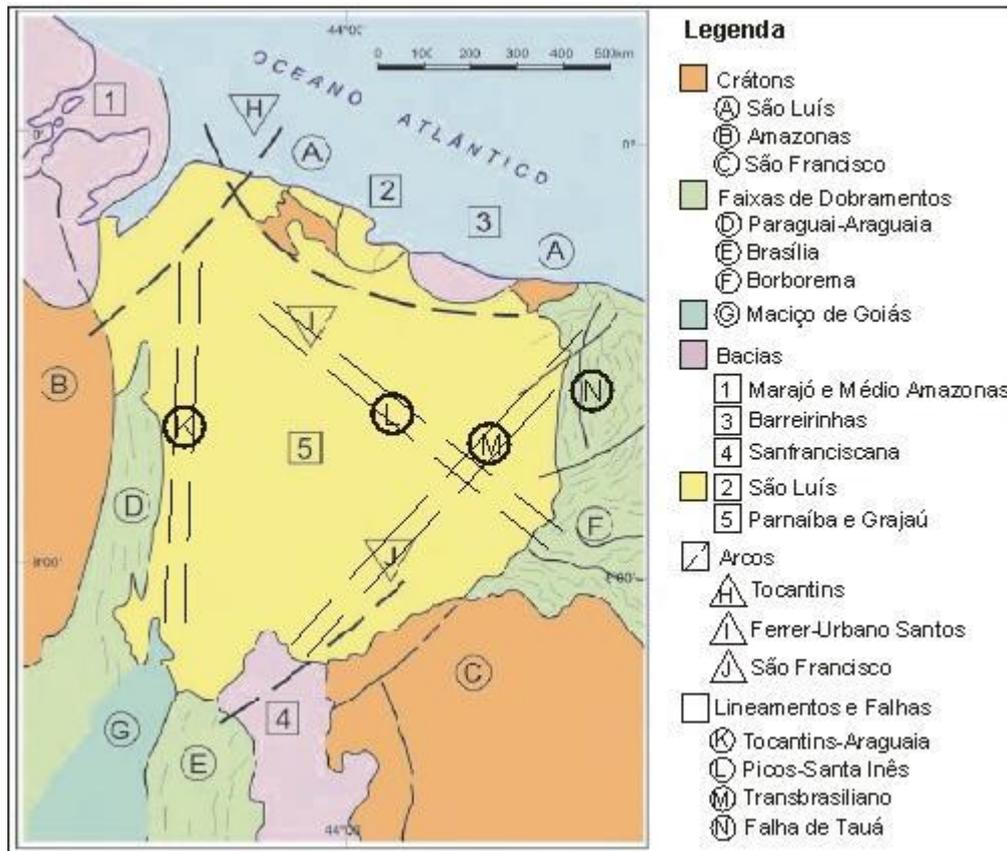


Figura 3.2. Limites geológicos e estruturais da Bacia do Parnaíba. Modificado de Santos & Carvalho, 2009; Góes, 1995.

Ao comprovar a dificuldade de compreensão do quadro tectono-sedimentar da ampla região, no contexto de uma bacia única, Góes (1995) propôs uma subdivisão para esta, o que se mostrou pertinente, uma vez que sua evolução deu-se de maneira policíclica, compartimentada em bacias com gêneses, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades distintas (Bizzi *et al.* 2003).

Desta forma, a Província Sedimentar do Meio-Norte foi assim dividida em: Parnaíba, de idade siluro-triássica, ocupando toda a borda leste e centro/sul da província, correspondendo à metade de toda a macrorregião (cerca de 300.000 km<sup>2</sup>); Alpercatas, de idade juro-eocretácea, na porção central; Grajaú, de idade cretácea, ao norte da província; e a Bacia do Espigão-Mestre, no extremo-sul da província, também de idade cretácea (figura 3.3), utilizando-se para tal, de discordâncias de escala regional.

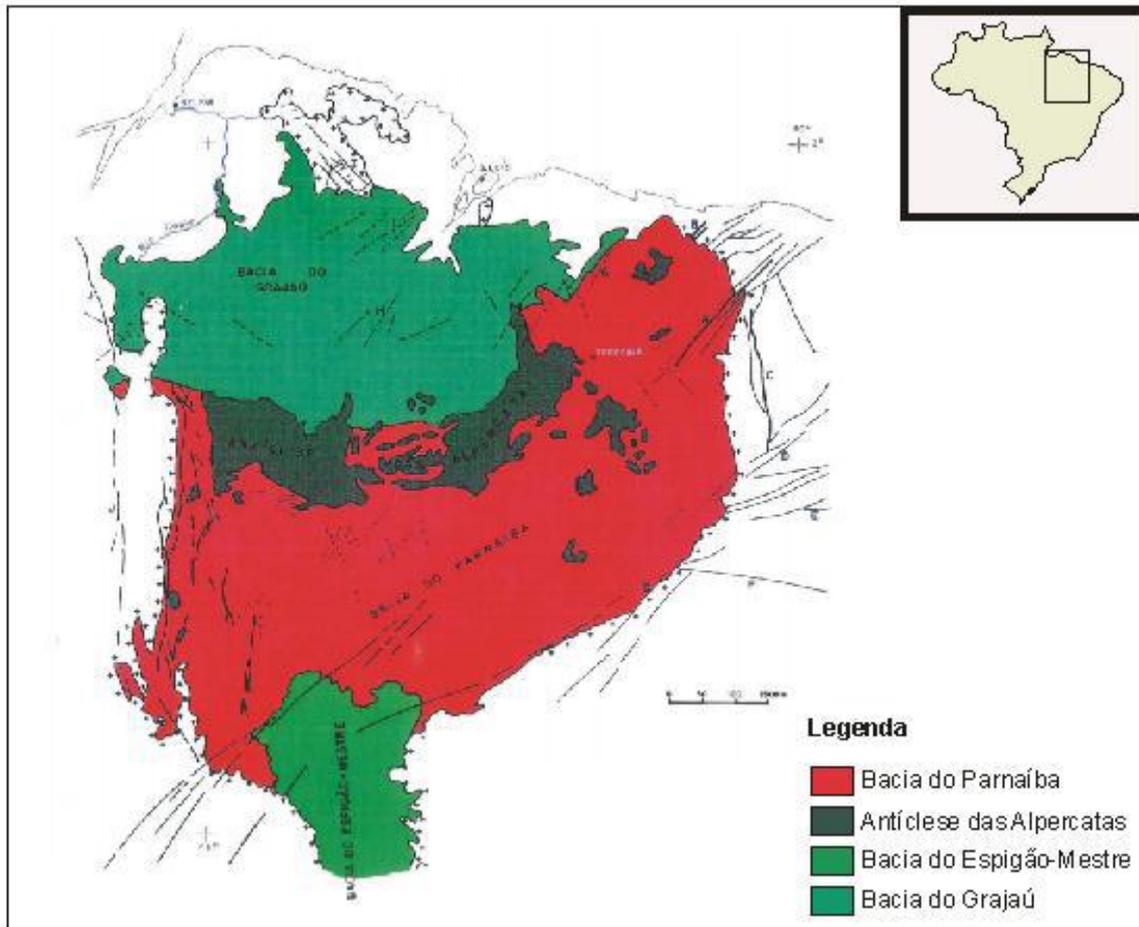


Figura 3.3. (Unidades geotectônicas da Província Sedimentar do Meio-Norte, proposta por Góes, 1995). Modificado de Góes, 1995.

Entretanto, para outros autores, como Vaz *et al.* (2007), o termo "Bacia do Parnaíba" é retratado como de correspondência à toda a Província Parnaíba, sem haver distinção. Cabe ressaltar, portanto, que em função das muitas subdivisões propostas por diferentes autores, e como forma de facilitar a compreensão deste trabalho, onde é levado em conta apenas o contexto geológico ligado à região de localização do poço analisado (1UN-26), quaisquer menções aqui feitas quanto ao termo "Bacia do Parnaíba" será referida à província como um todo, situada na porção norte e nordeste do Brasil, mais especificamente nos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins e Pará.

A Bacia do Parnaíba é uma das bacias intracratônicas fanerozóicas do Brasil (Almeida *et al.* 2000), tendo seu contexto genético ligado a uma longa e complexa história geológica, onde se depositaram espessas seqüências de rochas sedimentares Paleozóicas e Mesozóicas, com intenso magmatismo básico associado, cujos sítios deposicionais foram condicionados por estruturas herdadas do ciclo Pan-Africano

Brasiliano (Milani & Thomaz Filho, 2000). Sua evolução consiste em uma combinação e sucessão de diversos processos de formação de bacias, que incluem: 1) extensão continental; 2) subsidência termal sobre grande área; e 3) ajuste isostático posterior (Klein, 1995).

Como, de modo geral, as bacias do tipo *sinéclise* possuem características comuns em sua formação, sendo: i. Superposição deposicional a riftes precursores, relacionados a períodos de distensão pós-brasilianos, ocorridos durante a Fase de Transição (Cambriano-Ordoviciano); ii. Contorno oval ou elíptico, neste caso com maior eixo no sentido NE-SW, proveniente de tectônica linear evidenciada por falhamentos, flexuras e lineamentos que deram origem a um mosaico de blocos escalonados, sendo estes os elementos estruturais que condicionaram a distribuição dos eixos deposicionais e dos estratos (Carozzi *et al.* 1975); iii. Forma de pires em seção, em função da flexura e subsidência marcantes nos depocentros destas bacias, e também em relação entre a enorme área de mais de 600.000km<sup>2</sup> e a reduzida espessura comparativa, que não ultrapassa 3500m; iv. Sedimentação de origem continental e marinha, associada a ciclos de regressão e transgressão. v. Magmatismo básico toleítico, associado à quebra dos supercontinentes, no caso desta bacia, caracterizado por dois eventos, ligados às rupturas de Pangéia (Jurássico), e de Gondwana (Cretáceo).

### **3.2. Evolução geotectônica**

A evolução do que hoje observamos como a Bacia do Parnaíba e arredores remete ao contexto de desenvolvimento da Plataforma Sul-Americana nos momentos finais de formação do Paleocontinente Gondwana. Segundo Oliviera & Mohriak (2003), este contexto inicial está relacionado ao fim do ciclo Pan-Africano Brasiliano, no denominado Estágio de Transição, ocorrido entre o final do Cambriano e o Meso-Ordoviciano (490-420Ma).

As primeiras sucessões sedimentares foram depositadas sobre feições de riftes e grabéns recém formados (interpretados com base em dados sísmicos, gravimetria, e magnetometria), marcantes neste estágio e que sucederam as orogêneses neoproterozóicas Brasilianas, e antecederam a estabilidade tectônica marcante do Siluriano ao Triássico. Tais feições precursoras teriam controlado o depocentro inicial da bacia, sendo correlacionáveis ao Gráben Jaibaras e também a outros grábens, como

por exemplo, Jaguarapi, Cococi, São Julião e São Raimundo Nonato, situados na província Borborema (todos formados no contexto pós-Brasiliano, do fim do Neoproterozóico e início do Paleozóico) (Vaz *et al.* 2007).

Os pacotes registrados na região como Grupo Jaibaras e Formação Riachão são classificados como o embasamento da bacia, sendo característicos deste contexto.

Deste mesmo período são herdadas feições estruturais marcantes do embasamento e de papel fundamental nos eixos de deposição posteriores (principalmente até o Carbonífero), como: os Lineamentos Picos-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e a Zona de Falha Transbrasileira, sendo esta última a de maior reflexo em toda porção nordeste, sul e sudeste da bacia.

Posteriormente, a partir do Siluriano, estima-se que os depocentros tenham migrado para a porção central da bacia, já em um momento relacionado ao Estágio de Estabilidade (Siluriano-Triássico), havendo um padrão concêntrico de deposição, formação oval da bacia, assemelhando-se já a um modelo de sinéclise intracratônica (Vaz *et al.* 2007). Desta forma, foram depositadas as extensas sequências que compõem a Bacia do Parnaíba, num contexto geotectônico de estabilidade de grandes massas continentais, sendo Gondwana em um primeiro momento (Siluriano-Permiano), e Pangéia em seguida (Permiano-Triássico), com registro predominantemente sedimentar, até atingir o limite Triássico-Jurássico, onde observa-se o primeiro grande ciclo magmático da bacia.

A fragmentação de Pangéia no final do Triássico (aproximadamente 210Ma) marca o fim do Estágio de Estabilidade e início do Estágio de Rifteamento 1 (Brito Neves *et al.* 2014), com a abertura do Oceano Atlântico Equatorial, que tem como registro na bacia: derrames, intrusões e intercalações de rochas magmáticas de assinatura toleítica com rochas sedimentares, cronocorrelatas ao magmatismo Penatecaua da Bacia do Solimões (Bellieni *et al.* 1990; Mizusaki & Thomaz Filho, 2004; Zalán, 2004), aqui denominada de Formação Mosquito (Aguiar, 1969).

Posteriormente, de idade cretácea, são registrados pacotes de rocha correlacionáveis à abertura do Oceano Atlântico Sul e rifteamento de Gondwana, evidenciado por outro ciclo magmático (Formação Sardinha, Aguiar (1969)), cronocorrelato aos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (Milani & Thomaz Filho, 2000). Em função de tais eventos, observa-se que a Bacia do Parnaíba tem um vasto e complexo registro deposicional (figura 3.4) englobando superposições debacias de diferentes gêneros, em estágios geotectônicos diversos, sendo composta

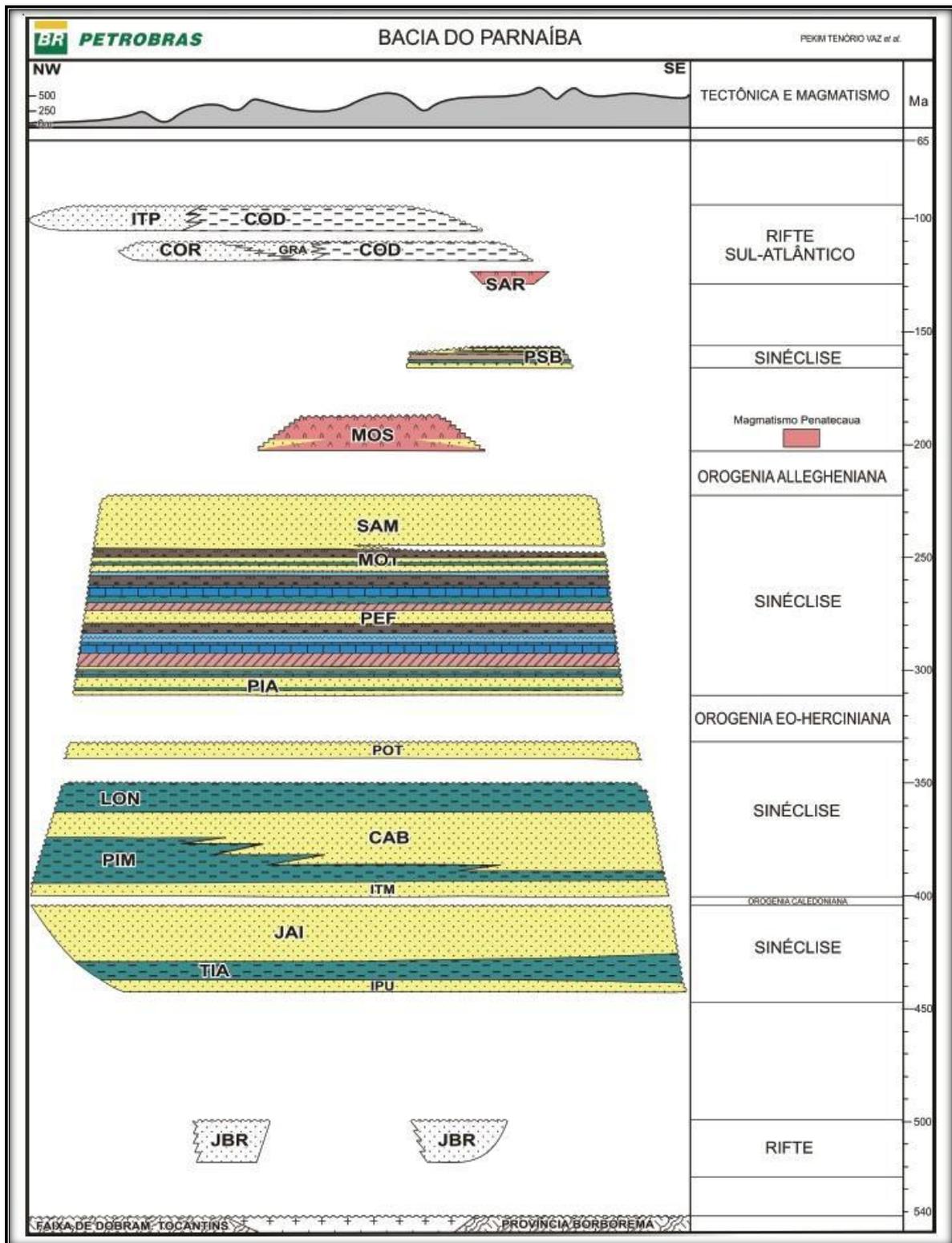


Figura 3.4. Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Parnaíba, com os pacotes de rocha e suas relações de contato em uma seção esquemática de orientação NW-SE. Legendas das unidades formais: JBR= Grupo Jaibaras; IPU= Fm. Ipú; TIA= Fm. Tianguá; JAI= Fm. Jaicós; ITM= Fm. Itaim; PIM= Fm. Pimenteiras; CAB= Fm. Cabeças; LON= Fm. Longa; POT= Fm. Poti; PIA= Fm. Piauí; PEF= Fm. Pedra de Fogo; MOT= Fm. Motuca; SAM= Fm. Samambaia; MOS= Fm. Mosquito; PSB= Fm. Pastos Bons; SAR= Fm. Sardinha; COD= Fm. Codó; GRA= Fm. Grajaú; COR= Fm. Corda; ITP= Fm. Itapecuru. Extraído de Vaz *et al.* (2007).

por depósitos de diferentes origens, além de marcar dois ciclos magmáticos de enorme importância para o contexto de formação da Plataforma Sul-Americana, representando um sítio geológico único no território brasileiro.

### **3.3. Litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba**

A Bacia do Parnaíba apresenta em subsuperfície uma coluna sedimentar intercalada a rochas magmáticas com cerca de 3.500m de espessura média (Góes *et al.* 1990), sendo tal registro litológico classificado e subdividido em cinco supersequências (Vaz *et al.* 2007), a partir de discordâncias mapeadas em escala regional, associadas a longos ciclos de transgressão-regressão do nível do mar, sendo elas: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea (figura 3.5). Estas, por sua vez, encontram-se sobrepostas ao embasamento cristalino, e a unidades relacionadas ao preenchimento dos riftes gerados no Estágio de Transição pós Ciclo Brasileiro, classificadas como Formação Riachão e Grupo Jaibaras, de idade cambro-ordoviciana (Zalán, 2004).

A Sequência Siluriana corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Serra Grande, representada na base pelos arenitos conglomeráticos, conglomerados, arenitos finos e pelitos da Formação Ipú, interpretados como de ambiente glacial a deltáico (Caputo, 1984). Acima, a Formação Tianguá é composta predominantemente por folhelhos escuros de plataforma rasa, sendo sucedida pela Formação Jaicós, com arenitos grossos e seixosos de ambiente fluvial entrelaçado, que encerram o registro deste grupo (Góes *et al.* 1994). Estas formações evidenciam um ciclo transgressivo-regressivo completo na Sequência Siluriana, podendo ser observadas em subsuperfície por quase toda a extensão da bacia, aflorando apenas em sua extremidade leste (Vaz *et al.* 2007).

A Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera assenta-se sobre os depósitos da sequência anterior em discordância (Discordância Eodevoniana), correspondendo litoestratigraficamente ao Grupo Canindé, composto pela formações: Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti

A Formação Itaim apresenta uma intercalação de arenitos finos e folhelhos bioturbados, de ambiente deltaico a plataformal, com ação de tempestades. Por cima, observa-se uma sucessão de folhelhos radioativos correspondentes à Formação Pimenteiras, com intercalações de arenito e siltito, associados a um ambiente

plataformal raso também com ação de tempestades. Tais depósitos marcam um ciclo transgressivo de importância no registro deposicional da bacia, havendo a mudança deste para uma tendência regressiva nos depósitos sucessores, representados pela Formação Cabeças (Della Fávera, 1990). Esta é composta em sua maioria por arenitos, e algumas intercalações de folhelhos, diamictitos, e tilitos na parte superior, com feições de movimentação de geleiras, típicas de ambiente glacial. O Grupo Canindé encerra-se com os depósitos da Formação Longá, representada por arenitos e folhelhos também de ambiente plataformal, e da Formação Poti, subdividida na base por uma sucessão de arenitos brancos com siltitos, seguidos de arenitos e folhelhos com níveis de carvão (Lima & Leite, 1978). A Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera pode ser observada em subsuperfície por quase toda a extensão da bacia, aflorando apenas na bordas leste e sudeste (Vaz *et al.* 2007).

A Sequência Neocarbonífera-Eotriássica sobrepõe-se aos depósitos da sequência anterior em discordância erosiva (Discordância Mesocarbonífera), correspondendo ao Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, aflorantes em várias porções da bacia (centro-sul, oeste e leste).

A Formação Piauí possui uma sucessão de arenitos de cor clara, intercalados com folhelhos vermelhos, que gradam ao topo para porções contendo arenitos avermelhados com calcáreo e sílex, e também camadas conglomeráticas, sendo interpretadas como de clima árido, em ambiente flúvio-eólico (Lima & Leite, 1978).

Posteriormente, observam-se os variados pacotes rochosos que compõem a Formação Pedra de Fogo, com sílex, calcário oolítico e pisolítico, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenitos, folhelhos, siltitos e evaporitos (Vaz *et al.* 2007), depositados num ambiente marinho raso com planícies de *sabkha*, sob ocasional influência de tempestades, segundo Góes & Feijó (1994). Por estes autores, também é definida a Formação Motuca, caracterizada por siltito vermelho, intercalado com arenitos, folhelhos, evaporitos e calcários, interpretados como de ambiente desértico, com lagos associados. Por fim, a Formação Sambaíba, caracterizada por espessas camadas de arenitos finos com estratificações cruzadas de grande porte, ligados à paleodunas de ambiente eólico em sistema desértico, com contribuição fluvial (Lima & Leite, 1978), encerra o registro do Grupo Balsas.

Em algumas porções da bacia, as partes superiores da Formação Sambaíba encontram-se intercaladas com os basaltos da Formação Mosquito, descritos neste trabalho com maior detalhe no próximo capítulo.



A Sequência Jurássica é composta pela Formação Pastos Bons, depositada em áreas com subsidência criada pelos derrames basálticos da Formação Mosquito, que gerou espaço de acomodação para tais rochas. Os seus litotipos variam da base ao topo, por arenitos com estratificação cruzada, sotopostos a camadas de siltito e folhelho intercalados com arenitos gradando no topo para porções de arenito vermelho com níveis de folhelho. Como dito anteriormente, tais rochas foram depositadas em paleo-depressões continentais, com deposição flúvio-lacustrina em clima árido (Caputo, 1984).

A sucessão sedimentar da Bacia do Parnaíba encerra-se com a denominada Sequência Cretácea, associada a ciclos transgressivos correlacionados à abertura do Oceano Atlântico Sul, sendo composta pelas formações: Codó, Corda, Grajaú e Itapecurú. A Formação Codó é caracterizada por folhelhos, calcários, siltitos, evaporitos e arenitos, com frequentes níveis de sílex e estromatólitos, interpretados como de ambiente lacustre/litorâneo, com influência de transgressões marinhas (Vaz *et al.* 2007). Contemporânea a esta se encontram os depósitos da Formação Corda, compostos predominantemente por arenitos avermelhados com estratificações cruzadas bem formadas, relacionados à deposição por rios entrelaçados em ambiente desértico. Segundo Rezende (2002), tanto a Formação Grajaú, contendo arenitos mal selecionados com níveis conglomeráticos, quanto as formações Codó e Corda, são consideradas cronocorrelatas, estando sotopostas de modo discordante pela Formação Itapecurú, que encerra a sequência Cretácea. Esta, por sua vez, é composta por pacotes de arenito e pelito, atribuídos a sistemas de vales estuarinos incisivos (Rossetti *et al.* 2001).

Por fim, tais sequências aqui descritas sofreram influência do rifteamento de Gondwana durante o Cretáceo, o que possibilitou a reativação de falhas e fraturas proterozóicas. Tal fenômeno permitiu a entrada e o alojamento de magma nestas aberturas, gerando intrusões e corpos tabulares de basalto (Formação Sardinha). Estas rochas, assim como as suítes correlacionadas à Formação Mosquito (Triássico-Jurássico), serão descritas a seguir.

### **3.4. Magmatismo na Bacia do Parnaíba**

As sequências de rochas sedimentares descritas anteriormente tiveram sua deposição relacionada majoritariamente ao período de estabilidade tectônica vigente desde o Siluriano, sendo interrompido por eventos de distensão associados à ruptura de

Pangéia e abertura do Oceano Atlântico Equatorial, no Eojurássico, e posteriormente de rifteamento de Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul, no Eocretáceo, ocorridos no chamado Período de Ativação (Almeida, 1986). Nestes intervalos de tempo, os referidos eventos distensionais estão relacionados à reativação e remobilização de falhas antigas, surgimento de fraturas e intenso magmatismo básico, que na Bacia do Parnaíba, são enquadrados litoestratigraficamente nas formações Mosquito e Sardinha (Aguiar, 2004).

Estas unidades foram primeiramente definidas e caracterizadas em trabalhos publicados por Aguiar (1969), sendo a Formação Mosquito correspondente a derrames basálticos com intercalações de arenitos, que afloram no rio homônimo, ao sul da cidade de Fortaleza dos Nogueiras (MA), e a Formação Sardinha a corpos de basalto, preto a roxo, mapeados entre as cidades de Fortaleza dos Nogueiras e Barra do Corda, no Maranhão (Vaz *et al.* 2007).

Posteriores trabalhos (e.g. Bellieni *et al.* 1990; Baksi & Archibald, 1997) atribuem à Formação Mosquito os grandes derrames, de rochas básicas/toleíticas, e alguns corpos intrusivos, como soleiras, ora com baixo conteúdo de  $TiO_2$  (<1.3% peso), ora com elevado conteúdo (cerca de 3% peso), de idade eojurássica, que podem ser encontrados predominantemente na porção oeste da bacia. Já as rochas básico/toleíticas associadas à Formação Sardinha estariam dispostas na forma de grandes intrusões (soleiras e diques), com poucos derrames associados, contendo predominantemente um elevado conteúdo de  $TiO_2$  (maior que 2% peso, Bellieni *et al.* 1990), idade eocretácea e concentrados majoritariamente na borda leste da bacia (figura 3.6). Porém, segundo este mesmo autor, amostras com baixo conteúdo de  $TiO_2$  também estariam presentes nesta, não sendo o conteúdo de  $TiO_2$ , portanto, um bom critério para subdividir tais formações.

Cabe ressaltar ainda que, diferentemente de Aguiar (1969), o princípio básico utilizado por estes autores para redefinir os termos de divisão entre as rochas descritas, e enquadrá-las nas formações anteriormente propostas, não foi estritamente o de localização, haja vista que algumas amostras analisadas por estes e por outros autores se mostraram dispostas de modo bastante disperso entre as localidades antes descritas, e em outras bem afastadas. A divisão mais correta entre os magmatismos Mosquito e Sardinha deve ser feita levando-se em consideração principalmente, as idades destes eventos (magmatismo bimodal em idade), a morfologia/tamanho dos corpos, e a assinatura geoquímica destas rochas (Bellieni *et al.* 1990; Oliveira, 2009).

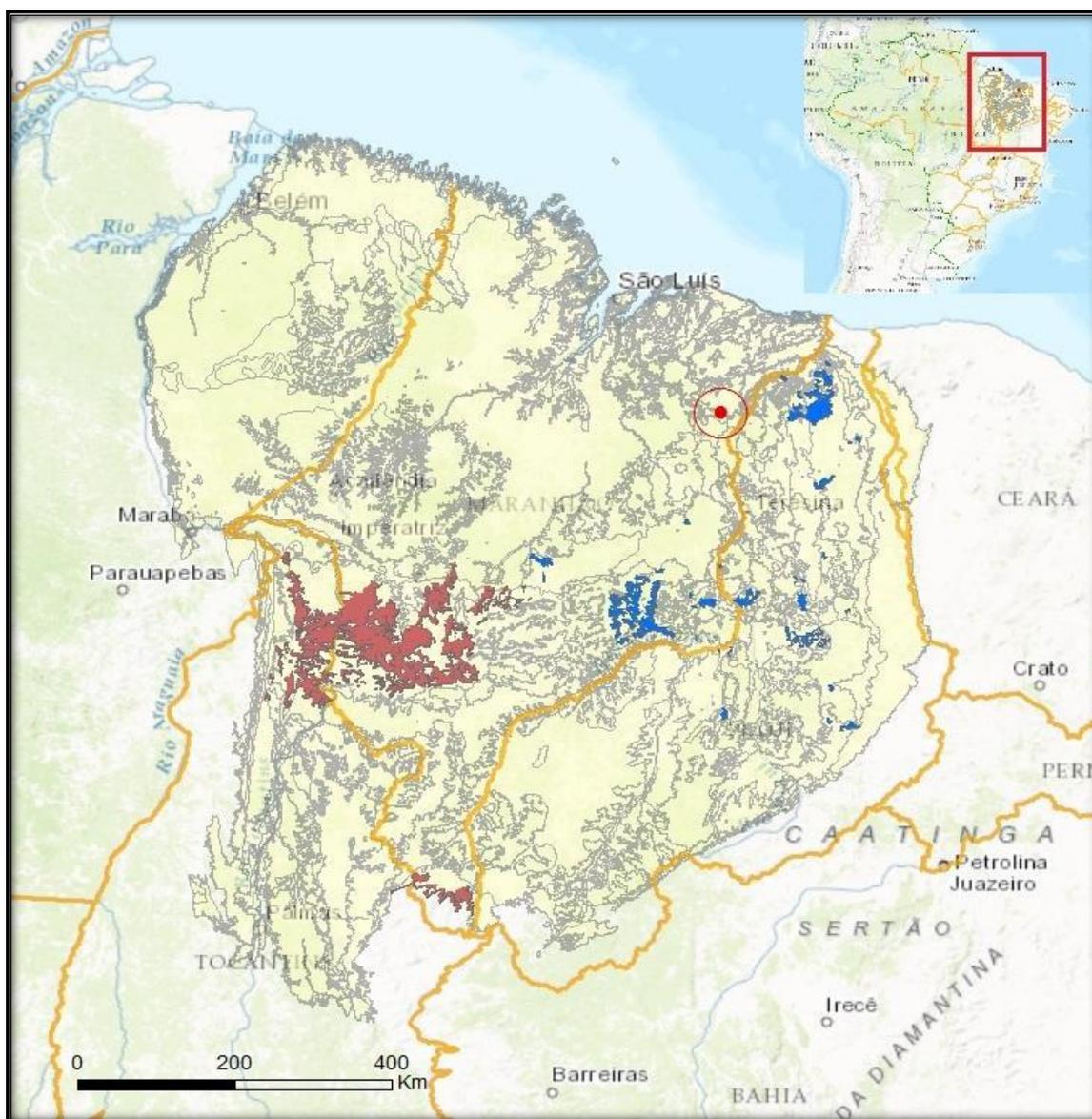


Figura 3.6. Mapa da Bacia do Parnaíba (em amarelo) com as ocorrências de rochas magmáticas mapeadas em detalhe. Formação Mosquito na porção oeste da bacia, em salmão. Formação Sardinha na porção leste, em azul. O ponto em vermelho indica a localização da área de estudo, no município de Brejo-MA. Escala: 1:8.000.000. Fonte: Gis Geológico do Brasil - CPRM (2000).

Segundo Vaz *et al.* (2007), o número de corpos magmáticos ainda não descritos na bacia é muito grande. A partir de interpretações sísmicas, existem soleiras em grandes extensões por toda a bacia, não havendo, com base no conhecimento atual, a possibilidade de classificá-las como Mosquito ou Sardinha. Novos estudos de caracterização petrológica e geoquímica se mostram fundamentais para tal.

Em relação às áreas já descritas (figura 3.6), tais ocorrências magmáticas são mais abundantes em determinadas sucessões sedimentares da bacia, embora a natureza intrusiva dos corpos permita a sua alocação em quaisquer encaixantes. Segundo Zalán

(2004), levando-se em conta as ocorrências de basaltos intercalados e intrusões, descritas até então, ambas as formações de rochas magmáticas da bacia ocorrem predominantemente entre os pacotes da sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, litoestratigraficamente associadas ao Grupo Canindé.

Os derrames e soleiras pertencentes à Formação Mosquito, com idades variando entre 215-150Ma (Oliveira, 2009), são cronocorrelatos ao Magmatismo Penatecaua, encontrado nas bacias do Solimões e Amazonas (210-201Ma), tendo sua gênese ligada à ocorrência de CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) e a abertura do Atlântico Equatorial, no contexto de separação de Pangéia (Thomaz & Filho, 2000; Merle *et al.* 2010). Já as intrusões e derrames subordinados da Formação Sardinha relacionam-se temporalmente com o Magmatismo Serra Geral da Bacia do Paraná (magmatismo Paraná-Etendeka, 133-123Ma) e a abertura do Atlântico Sul, no contexto de separação de Gondwana (Bellienet *al.* 1990).

De acordo com a classificação proposta por Wilson (1989) para o magmatismo global, estas rochas são definidas como pertencentes às províncias basálticas continentais (CFB - *Continental Flood Basalts*), ou seja, extensas regiões em crosta continental marcadas pela presença de grande quantidade de rochas magmáticas (LIP - Large Igneous Province), principalmente de assinatura toleítica, sendo associadas a estágios iniciais de fragmentação (*riftemento*) de paleocontinentes. Estes eventos, segundo Baksi & Archibald (1997) e Merle *et al.* (2010), tem curto intervalo de duração, não ultrapassando 10Ma, embora outros autores (e.g. Hawkesworth *et al.* 1992) defendam com base em datações isotópicas, intervalos de tempo ainda mais restritos, com períodos em torno de 1Ma.

De um modo geral, diferentes autores expõem a proposição de que o magmatismo Mosquito e, possivelmente, o Sardinha, parecem estar associados à presença de anomalias térmicas sublitosféricas, que poderiam ter sido a causa do soerguimento decorrente do aquecimento do manto subjacente à bacia, o que precede, necessariamente, a produção de grandes volumes de magma basáltico (Silva, 2016).

Posteriormente, como observado por Vaz *et al.* (2007), com a extrusão do material basáltico e o consequente fim da anomalia térmica, deve ter havido subsidência na área em que a anomalia estava situada. Assim, o peso das rochas extravasadas e/ou intrudidas da bacia pode ter dado uma boa contribuição para a subsidência desta, sem, no entanto, ter sido a sua causa direta.

O enorme volume de material magmático presente na bacia, sem sombra de

dúvidas, auxiliou no regime deposicional da região ao longo do tempo geológico, ao passo que a subsidência gerada tenha promovido, possivelmente, a mudança de depocentros na bacia, auxiliando na abertura de espaço de acomodação para os pacotes sedimentares mais novos.

#### **4. BREVE DESCRIÇÃO DO POÇO 1UN-26**

O poço 1UN-26 possui uma profundidade perfurada de 108,65m, cortando ao longo de sua extensão uma série de sucessões arenosas, desde o topo até a parte mediana deste, levando-se em conta os testemunhos analisados. À profundidade de 65,83m observa-se o contato arenito/basalto, perfazendo a partir deste ponto o corpo magmático analisado neste trabalho, com espessura perfurada de 41,82m.

O corpo magmático é caracterizado por rochas básicas de coloração escura, sendo a sua porção mais superior, a partir do contato com o arenito (65,83m), composta por basaltos de granulação fina, textura afírica, e elevado estágio de alteração. Estes basaltos podem ser interpretados como uma possível margem de resfriamento deste corpo magmático ao alojar-se nas rochas encaixantes (possivelmente pertencentes à Formação Poti, como descrito por Silva (2016).

À profundidade de 68,50m observa-se o contato gradacional para diabásio, de textura micro-fanerítica e também elevado grau de alteração. A partir deste ponto, o aumento de granulação em função da profundidade passa a ser evidente. Amostras descritas à profundidade de 85,50m foram classificadas como gabros, já com textura fanerítica, e grau de alteração bem menor se comparado às porções superiores do poço.

As descrições detalhadas das rochas presentes nos testemunhos do poço 1UN-26, contidas nos relatórios realizados pelo projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (Leite *et al.* 1975), bem como as feitas por este trabalho, estão representadas na figura 4.1. Em função do propósito das pesquisas ligadas ao Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba estarem voltadas para a descoberta de possíveis reservas deste bem mineral na região, do modo que é sabido que este tem sua ocorrência estritamente relacionada às rochas sedimentares, ao observar-se a expressiva profundidade do corpo magmático presente neste poço ao perfurar-se o mesmo, decidiu-se por encerrar as pesquisas no local à profundidade de 108,65m, após mais de 40m de sucessão magmática atravessada.

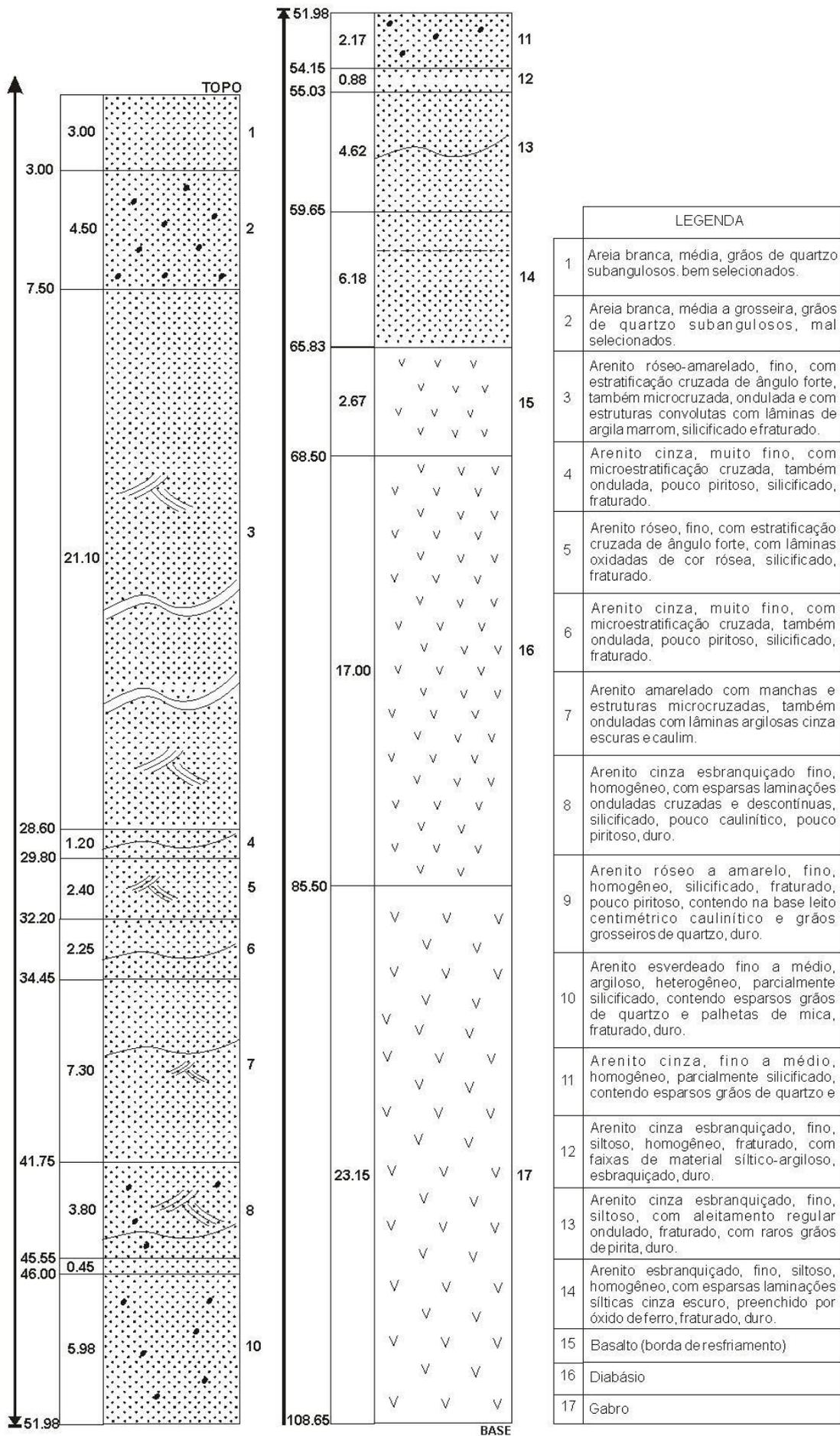


Figura 4.1. Perfil em detalhe do poço 1UN-26. Modificado de Leite *et al.* 1975.

Levando-se em conta a granulação elevada das rochas nas porções mais profundas do poço (as maiores em toda a sucessão analisada), e a partir da clara tendência observada de aumento desta com a profundidade, pode-se inferir, mesmo sem o prosseguimento das etapas de perfuração, que o corpo magmático aqui descrito possivelmente é representado por dimensões bem superiores às aquelas medidas nos testemunhos amostrados. Ao que tange à espessura desta possível soleira (Silva, 2016), caso fosse continuada a perfuração neste ponto, é possível que pelo menos mais 40m de rochas magmáticas estivessem presentes na composição deste corpo.

## **II. RESULTADOS**

Após a análise do material coletado, e de sua descrição megascópica, obteve-se os resultados propostos para este trabalho a partir da petrografia e da análise litogeoquímica do corpo magmático presente no poço 1UN-26. Estes itens serão discriminados com maior detalhe nos capítulos seguintes.

### **5. PETROGRAFIA**

Utilizando-se da metodologia apresentada no item 1.5.d deste trabalho, foram identificadas ao longo dos 108,65m de extensão do poço 1UN-26, mas especificamente, no que concerne à porção contendo rochas magmáticas (43.00m finais), três fácies petrográficas principais (basalto, diabásio e gabro), de acordo com a diferença aparente de granulação entre as rochas analisadas em lâmina delgada, os quais serão descritos em detalhe a seguir. Analisando as amostras laminadas a olho nu, bem como petrograficamente, observa-se o real aumento da granulação destas rochas, paralelamente ao aumento de profundidade, como exemplificado na figuras 5.1 e 5.2. Em apenas uma lâmina constatou-se a tendência contrária, ou seja, de diminuição da granulação em uma maior profundidade. Tal característica poderia supostamente indicar o início da porção mediana do corpo, caso este represente uma única intrusão, ou a presença de uma segunda margem de resfriamento, associada a uma segunda intrusão.

Cabe ressaltar que a distinção feita entre as fácies, aqui separadas em basalto, diabásio e gabro foi proposta única e exclusivamente como critério sistemático para a diferenciação das porções analisadas, de modo simplificado e didático, principalmente

em função da grande amplitude de granulação das amostras, e da relativa espessura do corpo estudado.

Utilizando-se fundamentalmente das normas contidas em Le Maitre (2002), onde é fixado na granulação o critério básico de distinção entre os termos “diabásio” e “gabro”, e ao identificar-se um grau de cristalinidade afanítico para a parte superior do corpo, distinta do restante da sucessão, foi proposta a separação desta (margem resfriada), caracterizada pela granulação fina, do restante, de granulação mais grossa. Esta segunda porção, por sua vez, foi subdividida entre a parte mediana do corpo, de granulação média, da porção inferior deste, de granulação grossa.

Formalmente, por se tratar de um corpo magmático sub-vulcânico, alojado em rochas encaixantes de baixa profundidade, onde a cristalização se deu também, em condições próximas à superfície, e em função da composição ser estritamente basáltica nestas amostras, ressalta-se mais uma vez, que tais rochas são classificadas segundo os critérios da IUGS, como diabásios, embora não haja uma homogeneidade no tamanho dos cristais ao longo de todo o corpo. Outras classificações como: gabro fino, gabro muito fino, bem como diabásio grosso são de modo informal, amplamente empregadas no meio acadêmico, e poderiam ser utilizadas como fins descritivos nestas amostras, Entretanto, tais classificações informais não foram utilizadas neste trabalho.

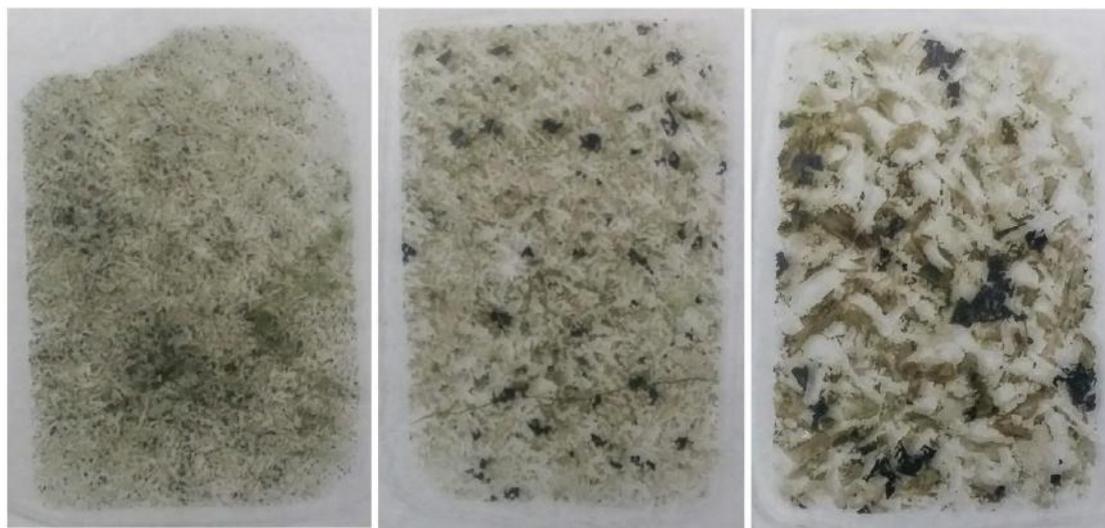


Figura 5.1. Fotografia exemplificando a olho nu, a evidente distinção na granulação das amostras analisadas, em função da profundidade. Lâmina de profundidade 66,60m, correspondente à fácies basalto (à esquerda). Granulação fina. Lâmina de profundidade 72,80m, correspondente à fácies diabásio (ao meio). Granulação média. Lâmina de profundidade 95-96m, correspondente à fácies gabro (à direita). Granulação grossa.

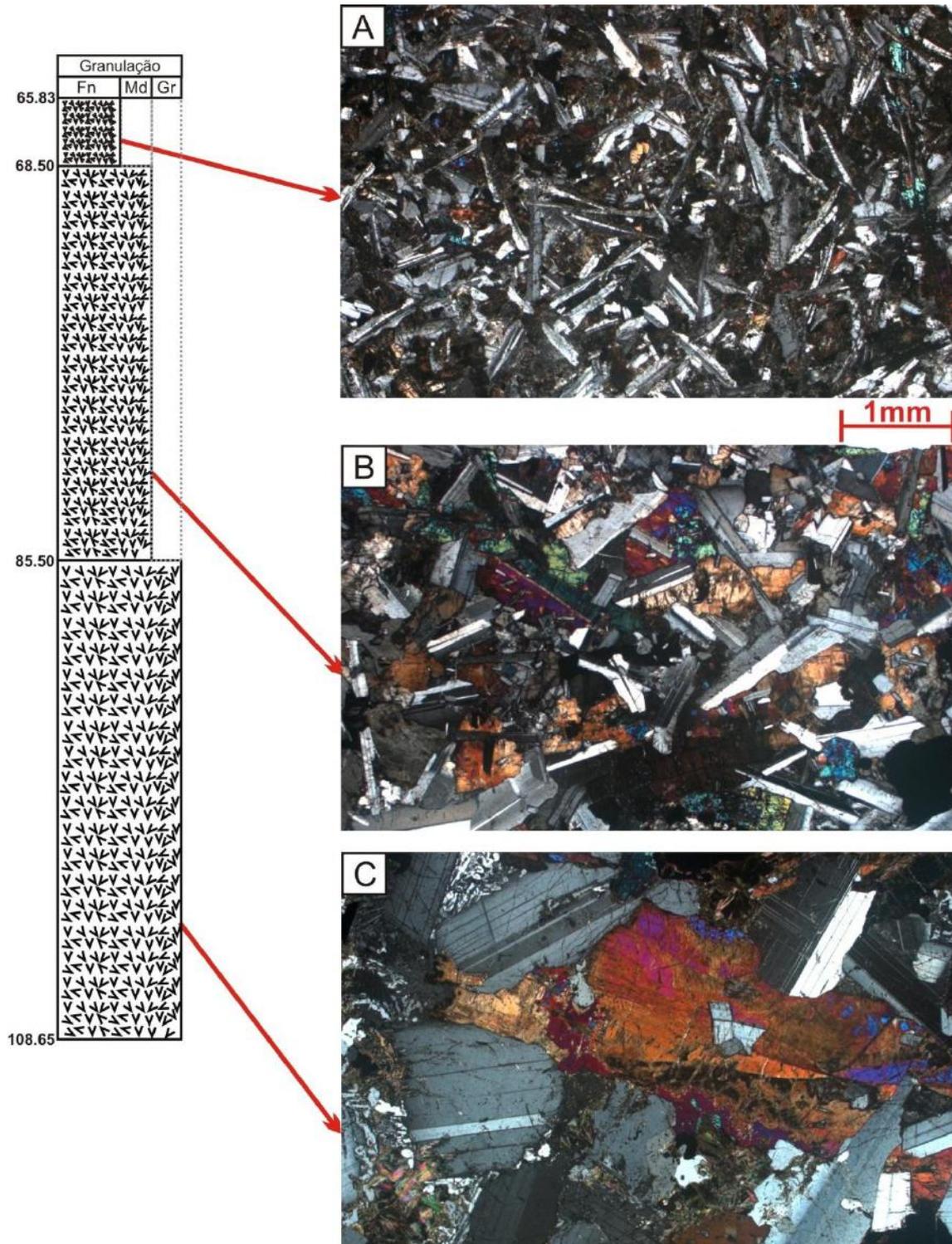


Figura 5.2. Fotografias em luz polarizada cruzada, com exemplos das três fácies descritas, evidenciando o aumento de granulação com a profundidade. A-Basalto de textura equigranular, intergranular. Granulação fina (66,47m/Aumento de 25x). B-Diabásio de textura equigranular, intergranular/sub-óptica. Granulação média (80,30m/Aumento de 25x). C-Gabro de textura equigranular, sub-óptica. Granulação grossa (101,35m/Aumento de 25x).

Na parte superior, encontram-se as rochas caracterizadas como pertencentes à fácies basalto, de granulação fina, fixadas a partir do contato com a sucessão arenosa, na profundidade de 65,83m, até aproximadamente 68,50m, perfazendo uma coluna de rocha de cerca de 2,70m. Cabe ressaltar, entretanto, que embora nesta fácies as rochas tenham sido identificadas e classificadas como espécimes vulcânicos (basaltos), trata-se apenas de uma pequena parte do corpo intrusivo, interpretada como uma borda de resfriamento rápido deste, ao alojar-se nas rochas encaixantes. Como observado e descrito posteriormente, este corpo magmático possui natureza estritamente subvulcânica, sendo a distinção em fácies um critério puramente sistemático, segundo as normas de Le Maitre (2002) para rochas gabróicas.

A segunda porção individualizada neste corpo compreende uma sucessão de rochas de granulação média, denominada de fácies diabásio, situando-se na parte média deste, entre as profundidades de 68,50m e 85,50m. Posteriormente, encontram-se as rochas de maior granulação de toda a sucessão, correspondendo também à maior parte da soleira estudada, com cerca de 23m de espessura, desde o contato transicional com a fácies anterior (fácies diabásio), até a profundidade final do poço, de 108,65m. A esta se denominou de fácies gabro. As descrições texturais e mineralógicas, bem como a classificação modal são individualizadas nos itens a seguir.

### **5.1. Fácies basalto**

A descrição petrográfica desta porção do poço evidenciou rochas caracterizadas por granulação fina, com predomínio de cristais medindo até 1mm de comprimento (no maior eixo), perfazendo a coluna de rocha relativa à margem de resfriamento do corpo em questão. É possível observar com o aumento de profundidade, comparando-se a primeira amostra descrita, mais ao topo (referente ao contato com a sucessão arenosa em 65,83m), com aquela presente na profundidade de 68,47m (onde aparentemente tem-se a transição para uma granulação média), um relativo aumento no tamanho dos cristais de plagioclásio (figura 5.3). No contato, identificam-se os menores cristais presentes em todo o corpo, não ultrapassando 0,8mm, ao passo que nas amostras descritas mais abaixo, registram-se cristais com até 1,7mm, alcançando 1,9mm na porção definida como o ponto de transição para a fácies diabásio. A relação das lâminas descritas é representada na tabela 5.1.

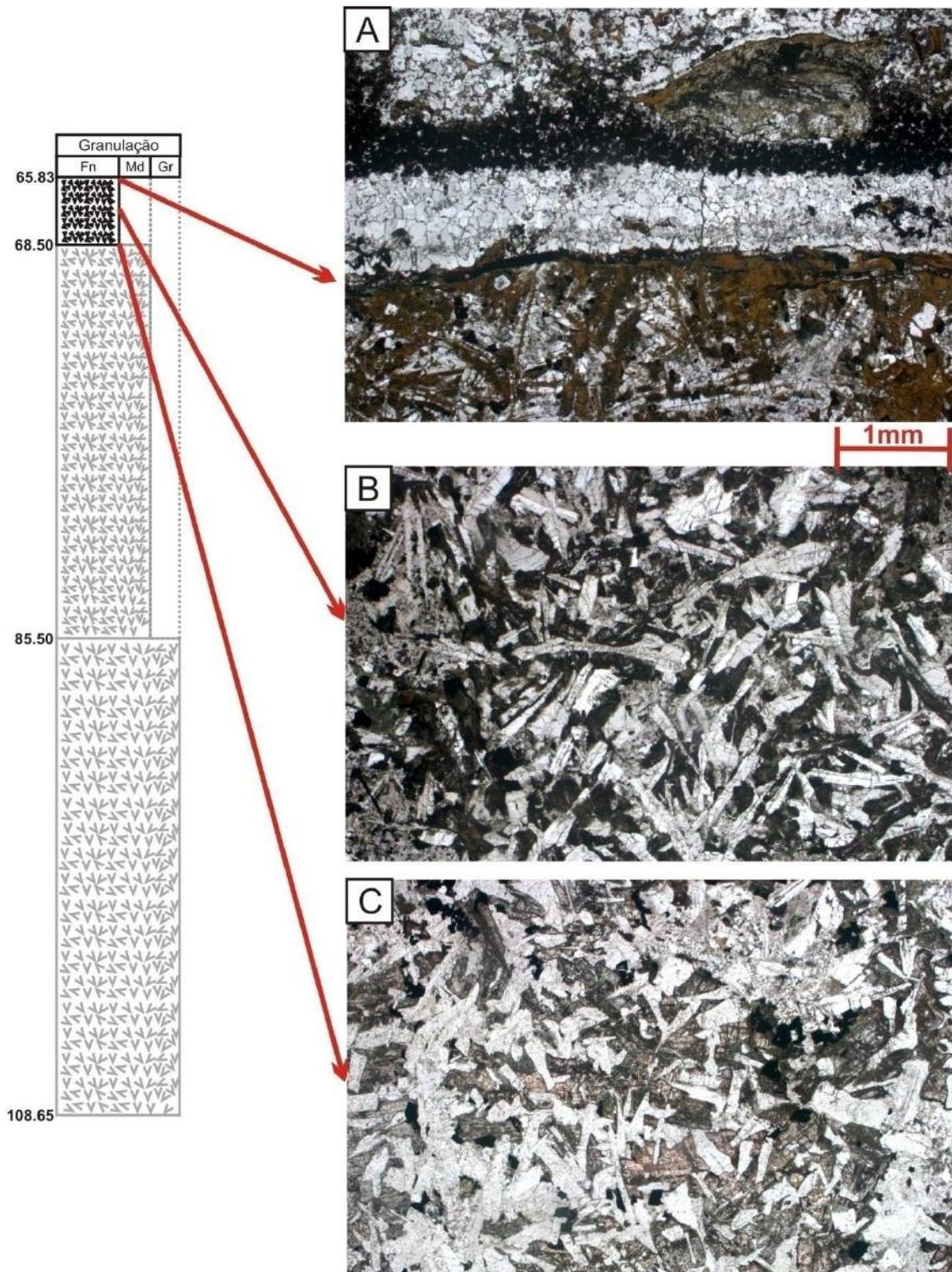


Figura 5.3. Fotografias em luz polarizada paralela, exemplificando as diferenças básicas observadas na fácies basalto. A-Contato superior do corpo magmático com elevado grau de alteração. Cristais com no máximo 0,8mm (65,83m/Aumento de 25x). B-Textura intergranular com cristais moderadamente alterados. Alguns cristais ultrapassam 1mm (66,47m/ Aumento de 25x). C-Cristais bem preservados. Transição para granulação média. Textura sub-ofítica (68,47m/Aumento de 25x).

Poço	Caixa	Profundidade (m)
1UN - 26	15	<b>65,83</b>
1UN - 26	15	<b>66,47*</b>
1UN - 26	15	<b>66,47*</b>
1UN - 26	15	<b>66,60</b>
1UN - 26	16	<b>68,47</b>

Tabela 5.1. Relação de lâminas descritas, inseridas na fácies basalto em função de sua baixa granulação. Amostras com (\*) possuem a mesma profundidade.

Uma margem resfriada forma-se quando o magma quente entra em contato com a rocha sólida fria, porque o fluxo de calor do magma não pode equilibrar o fluxo condutor inicial muito grande na rocha (Hupert & Sparks, 1989), ou seja, o fluxo de calor do magma não é capaz de aquecer efetivamente a rocha encaixante, e esta, permanece fria, promovendo assim um resfriamento muito rápido do magma que está em seu contato. Uma margem resfriada é geralmente considerada como um envelope de rocha de granulação mais fina, incluso, e gradando para porções relativamente mais grossas em uma intrusão (Cox *et al.* 1979).

Nas rochas, ora estudadas, a textura é predominantemente equigranular, hipocristalina a holocristalina, hipidiomórfica e intergranular (figura 5.3-B) (sub-ofítica apenas na profundidade de 68,47m, figura 5.4-B), havendo também, textura granofírica em poucas porções. A presença de vidro com indício dos processos de desvitrificação pode ser observado em algumas amostras. De modo geral, tem-se um amplo predomínio de cristais sobre vidro, estando estes dispostos aleatoriamente. Em determinadas porções, tem-se a organização de minerais como plagioclásio e clinopiroxênio na forma de aglomerados radiais, feição comum em rochas associadas a resfriamento rápido (figura 5.4-C).

Segundo Cox *et al.* (1979), as margens resfriadas podem ser vítreas, desvitrificadas, porfiríticas, ofíticas ou alotriomórficas-granulares, que nesse último caso, consiste de pequenos grãos equigranulares sem forma definida, desenvolvidos quando o pico de crescimento dos cristais é inibido pela grande quantidade de núcleos anteriormente formados. A diminuição da temperatura aumenta a viscosidade do magma impedindo a difusão dos componentes apropriados à nucleação de cristais.

A assembleia mineralógica é composta em sua ampla maioria por plagioclásio (aproximadamente entre 42 e 60% em volume modal) e clinopiroxênio (ao redor de 25%), os quais constituem os minerais essenciais desta fácies. Minerais opacos, quartzo, K-feldspato e apatita constituem a mineralogia acessória. Uralita (anfíbólios), clorita, carbonatos, argilominerais e minerais opacos constituem a assembleia de minerais secundários.

Plagioclásio apresenta-se como a fase mineral predominante nestas rochas, com dimensões variando entre 0,2 e 1,5mm, ocorrendo sob o hábito tabular alongado, sendo subédricos em sua maioria. Em algumas porções, por sua vez, é possível observar cristais deste mineral em formato esquelético (figura 5.5-A), ou em arranjo radial (figura 5.4-C), sugerindo novamente, condições de rápido resfriamento. Inclusões de diminutos cristais de apatita em formato acicular, e de minerais opacos em formato granular, também são frequentes nestas amostras.

De modo geral, os cristais de plagioclásio analisados apresentam moderado a elevado grau de alteração para fases secundárias (figura 5.4-A), como caolinita e carbonatos, principalmente nas bordas dos minerais, ou com preenchimento ao longo de clivagens, e fraturas (minerais com elevado grau de fraturamento) (figura 5.5-B), sendo estas feições mais observáveis nas porções mais rasas do corpo. Com o aumento da profundidade, cristais moderadamente alterados são predominantes, com reduzida quantidade de fraturas e cobertura por material de alteração.

Clinopiroxênio apresenta-se na forma de cristais com dimensões variando entre 0,3 e 1,2mm, ocorrendo sob o hábito prismático, ou granular, sendo subédricos (assim observados quando em bom estágio de preservação) ou predominantemente anédricos, em função do elevado estágio de alteração (amplamente dentre os demais cristais). Minerais como plagioclásio e opacos aparecem na forma de inclusões nos cristais de clinopiroxênio.

Cabe ressaltar que foram distintos dois tipos de clinopiroxênio (augita e clinohiperstênio) dentre as amostras analisadas, sendo estes, distinguidos pelos diferentes ângulos de extinção, com amplo predomínio de augita sobre a outra variação. A maioria destes cristais encontra-se mascarado pela elevada quantidade de material de alteração, ora de cor esverdeada, composto por uralita (anfíbólios de baixa temperatura), clorita e biotita (figuras 5.4-E e F), ora por intensa concentração de argilominerais de coloração amarronzada (figura 5.4-D).

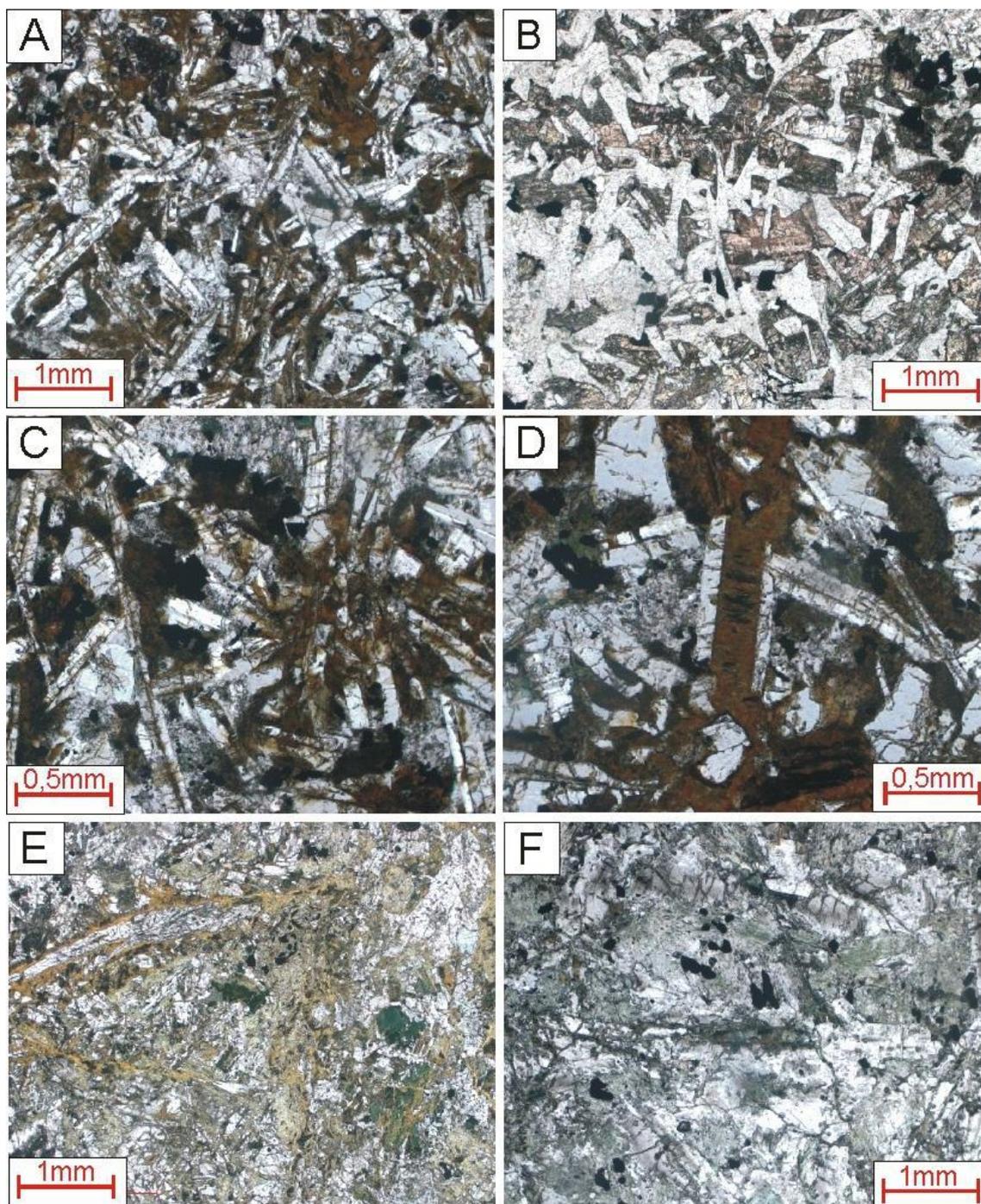


Figura 5.4. Fotografias em luz polarizada paralela mostrando aspectos texturais e mineralógicos. A-Cristais de plagioclásio moderadamente preservados, intercrescidos aos cristais de clinopiroxênio com elevado estágio de alteração, em textura intergranular (65,83m/Aumento de 25x). B-Textura sub-ofítica. Cristais de plagioclásio com baixo grau de alteração (68,47m/Aumento de 25x). C-Detalhe para cristais em crescimento radial (65,83m/Aumento de 50x). D-Detalhe para cristal de clinopiroxênio totalmente substituído por material de alteração. Cristais de plagioclásio moderadamente alterados. Feição característica nesta fácies (65,83m/Aumento de 50x). E-Amostra evidenciando elevado grau de uralitização. Presença de veios de carbonato tardios (à esq.) (66,47m/Aumento de 25x). F-Detalhe para os cristais de clinopiroxênio substituídos por material secundário de modo quase total (uralitização avançada), ao longo de fraturas e clivagens (66,60m/Aumento de 25x).

O aspecto de alteração é a feição mais proeminente dentre os cristais ferro-magnesianos contidos nesta fácies, sendo caracterizada por tonalidade marrom-avermelhada, predominante no topo da sucessão basáltica, e menos frequente nas rochas sotopostas. Contudo, em determinadas porções das lâminas analisadas é possível observar exemplares bem preservados desta fase máfica.

De modo similar aos cristais de plagioclásio, a tendência de variação no grau de alteração com a profundidade também é válida levando-se em conta o clinopiroxênio, pois os processos de cloritização e uralitização observados diminuem consideravelmente desde o contato com a sucessão arenosa (65,83m) até a profundidade de 68,47m (contato para a fácies diabásio).

Entre plagioclásio e clinopiroxênio é comum encontrar vidro intersticial em elevado processo de desvitrificação. Conforme se tem o aumento na profundidade e o maior grau de diferenciação do corpo magmático, principalmente nas porções de maior granulação, constata-se uma diminuição no conteúdo deste material, até a sua total ausência.

Em relação às fases minerais acessórias, os minerais opacos representam a ampla maioria dos cristais descritos, com dimensões variando entre 0,3 e 0,8mm (quando dispostos em interstícios entre os cristais de plagioclásio e clinopiroxênio) e menores que 0,3mm (quando na forma de inclusões), ocorrendo sob o hábito granular, sendo estes subédricos a anédricos em sua maioria.

Diferentemente das fases anteriormente descritas, estes minerais não apresentam inclusões. Quando de ocorrência primária, revelam, assim como os demais cristais, moderado a elevado grau de alteração, principalmente ao longo de bordas ou fraturas, gerando auréolas de coloração marrom-avermelhada.

Cristais de quartzo intersticiais também estão presentes, com dimensões variando entre 0,2 e 0,8mm, com hábito granular e predominantemente anédricos. Além destes, também são encontrados na forma de veios tardios apresentando zonação com cristais de carbonatos (figuras 5.5-C e D), e paralelamente ao longo do contato com o corpo arenoso.

Nestes veios, o quartzo ocorre em cristais euédricos medindo até 0,5mm, em uma trama poligonal, possivelmente como resultado de intensa recristalização. Este mineral ocorre constituindo a parte central dos veios, sendo bordejado por carbonatos também em trama poligonal, cujos cristais isolados medem aproximadamente 0,3mm. Entre tais cristais, observa-se o crescimento de minerais como biotita, e também

argilominerais, que são fases minerais hidratadas pouco comuns em rochas de natureza toleítica (por serem rochas parcialmente anidras), estando, diferentemente das demais porções das amostras, bem formados e preservados nestes veios próximos ao contato.

Quartzo também se apresenta em algumas porções perfazendo textura granofírica intersticial, em conjunto com cristais de K-feldspato. Estes, por sua vez, refletem dimensões variando entre 0,3 e 0,5mm, com hábito granular, em sua maioria, sendo subédricos a anédricos.

Por fim, dentre as fases minerais acessórias presentes, apatita representa a menor proporção, sendo caracterizada por diminutos cristais de hábito acicular a prismático, sub-édricos a euédricos, com até 0,3mm, na forma de inclusões em cristais de plagioclásio, apresentando bom estágio de preservação em todas as amostras analisadas.

Em relação aos minerais secundários, tem-se um predomínio de anfíbólio verde, caracterizada por coloração esverdeada, hábito granular, predominantemente anédrica, com variado tamanho, sendo observada principalmente sobre os cristais de clinopiroxênio (ao longo de bordas, fraturas e clivagens). Ocorrem cristais de clinopiroxênio com elevado estágio de uralitização. Tal feição se faz mais presente, como dito anteriormente, em porções mais rasas do poço (até 66,00m).

Minerais opacos também se apresentam como fases secundárias, sendo identificados principalmente pelo baixo grau de alteração (diferentemente dos demais minerais opacos de origem primária, e cristais de clinopiroxênio, que apresentam elevado estágio de substituição). Estes, de modo semelhante aos demais minerais opacos, são caracterizados por hábito granular, sendo anédricos, com tamanho variando entre 0,5 e 0,8mm.

De modo evidente, dentre todas as fases minerais secundárias, a que mais se destaca é representada por massas de cristais que se assemelham a argilominerais. Estes constituem densos mantos de alteração de coloração amarronzada cobrindo, como já descrito, a ampla maioria dos minerais ferro-magnesianos, bem como os interstícios entre estes, e os cristais de plagioclásio. No contato com o corpo arenoso, praticamente todos os minerais encontram-se cobertos por estes argilominerais, ao passo que na transição para a próxima fácies, à profundidade aproximada de 68,00m, somente um resquício desse material é observado.

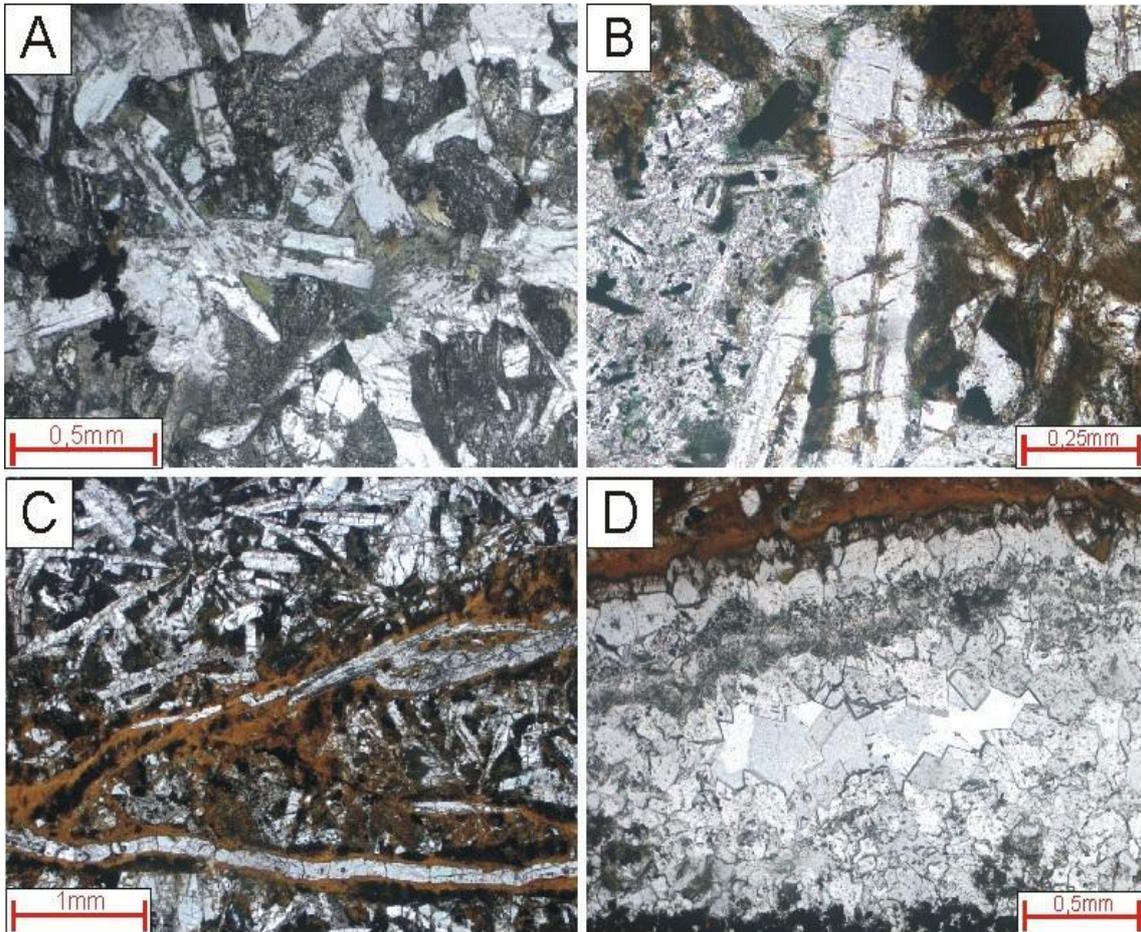


Figura 5.5. Fotografias em luz polarizada paralela apresentando alguns aspectos mineralógicos observados. A-Cristais esqueléticos de plagioclásio (68,47m/Aumento de 50x). B-Cristais de plagioclásio com moderado estágio de alteração deutérica, havendo o preenchimento de fraturas e clivagens por material de alteração amarronzado (65,83m/Aumento de 100x). C-Veios tardios de carbonato e quartzo, com material de alteração ao redor (65,83m/Aumento de 25x). D-Veio espesso próximo ao contato, havendo zonamento com quartzo poligonizado ao centro e carbonato nas bordas (65,83m/Aumento de 50x).

Tais feições de alteração, com elevada presença de minerais secundários, pode estar relacionada à processos de alteração deutérica/hidrotermal, associados a fluidos magmáticos tardios resultantes dos processos de cristalização e diferenciação magmática. Ao passo que a diferenciação tenha ocorrido no próprio local da intrusão, tais processos permitiriam o escape dos fluidos (voláteis) ali presentes para porções de menor pressão, sendo no caso, o topo do corpo em questão, o que possibilitaria a geração de tal quantidade de material de alteração, e de minerais secundários, como observado nesta margem de resfriamento. Estes processos serão melhor abordados posteriormente, no item discussões.

Quanto à classificação, a predominância de minerais máficos, tais como augita e

clinohiperstênio, associados ao amplo conteúdo de plagioclásio, sugerem que estas amostras podem ser classificadas como basaltos toleííticos. Entretanto, faz-se necessária a utilização de análises químicas para a classificação formal destas rochas.

## 5.2. Fácies Diabásio

A análise das amostras propostas como pertencentes à fácies diabásio, neste corpo, através da descrição petrográfica, evidenciou, como esperado, rochas caracterizadas por granulação média, com predomínio de cristais medindo entre 1mm e 3mm de comprimento (no maior eixo). Em algumas amostras é possível observar, entretanto, cristais bem maiores, com até 4,5mm de comprimento, e outros, de modo contrário, com menos de 1mm, diferindo em tamanho da maioria dos cristais analisados, ocorrendo de forma isolada e pouco frequente.

Comparando-se as amostras e levando-se em conta o aumento de profundidade das mesmas, reconhece-se de modo constante um incremento paralelo e gradual na granulação, ao passo que à profundidade de 72,80m ainda é possível observar feições e cristais de granulação fina (em pequenas proporções), enquanto na profundidade de 85,23m, cristais com mais de 2mm são majoritários (figura 5.6). A relação das amostras descritas, bem como de suas respectivas profundidades, é representada na tabela 5.2.

<b>Poço</b>	<b>Caixa</b>	<b>Profundidade (m)</b>
1UN - 26	17	<b>72,80</b>
1UN - 26	18	<b>76,72</b>
1UN - 26	19	<b>80,30</b>
1UN - 26	20	<b>85,23</b>

Tabela 5.2. Relação das amostras descritas, com as respectivas profundidades, inseridas na fácies diabásio em função de sua granulação média.

A textura é predominantemente equigranular, holocristalina, hipidiomórfica e intergranular. Algumas porções apresentam textura sub-ofítica, com parciais inclusões de cristais de plagioclásio em cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio (figuras 5.6-A e B). Em menor proporção, também é possível identificar estes minerais perfazendo textura ofítica (figura 5.7-A).

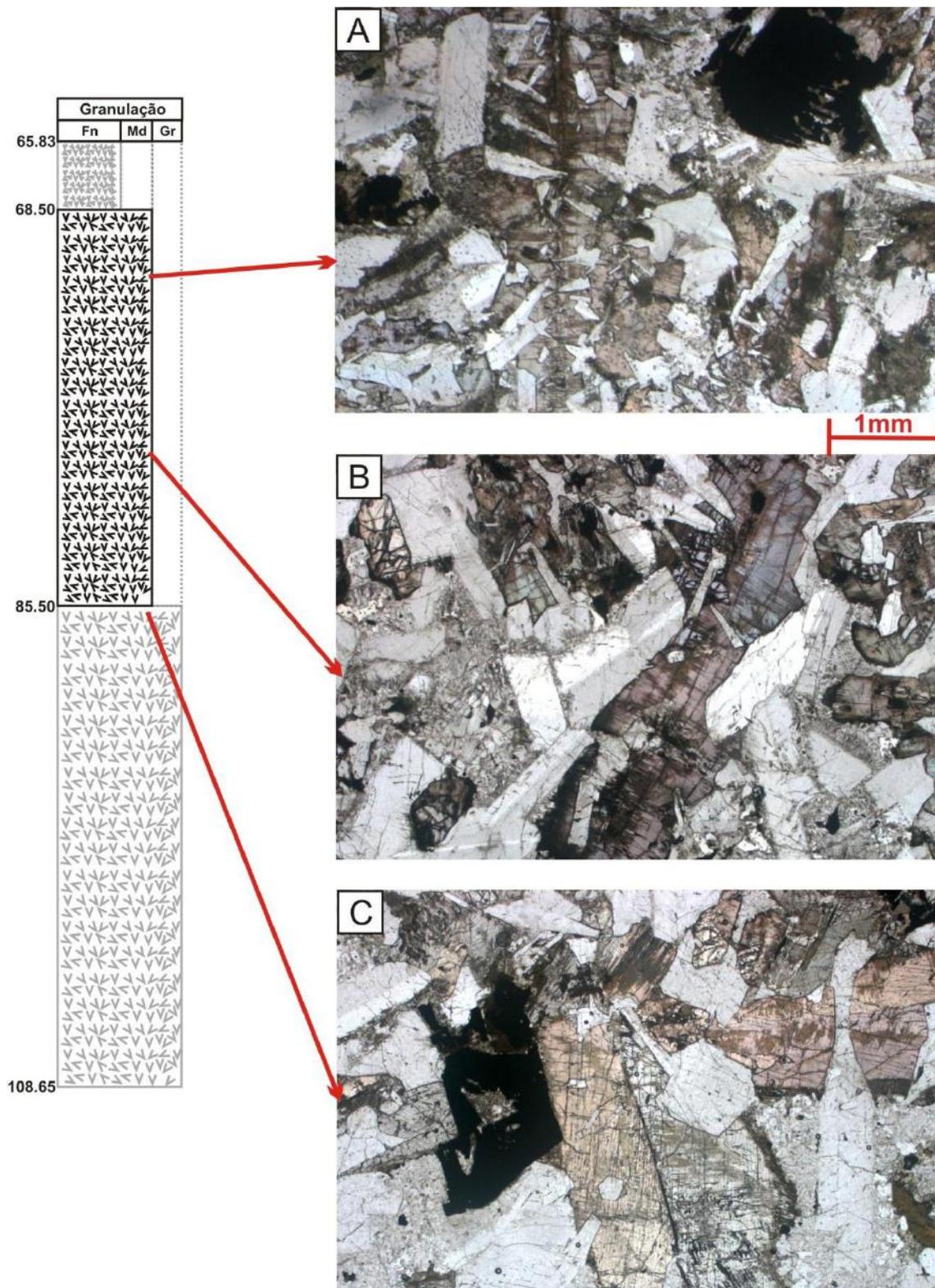


Figura 5.6. Fotografias em luz polarizada paralela, exemplificando o aumento de granulação observado na fácies diabásio, em função da profundidade, com detalhe para o bom grau de preservação dos cristais em geral. A-Pequenos cristais de plagioclásio em textura sub-óptica (72,80m/Aumento de 25x). B-Textura sub-óptica entre cristal de clinopiroxênio e cristais de plagioclásio (80,30m/Aumento de 25x). C-Cristal de clinopiroxênio geminado (centro), envolto por grandes ripas de plagioclásio. Cristais com cerca de 3mm, transicionando para a fácies gabro (85,23m/Aumento de 25x).

Outro aspecto relativo à textura refere-se ao substancial incremento de aglomerados com textura granofírica (figura 5.8-B), que diferentemente da fácies anterior onde esta era pouco presente, nesta fácies é frequente preenchendo interstícios entre os cristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Assim como o observado em relação ao aumento de granulação das amostras, as texturas ligadas ao intercrescimento de minerais félsicos são cada vez mais frequentes, gradualmente ao aumento de profundidade.

De modo contrário às rochas descritas na porção superior deste poço, não há indícios da presença de vidro nestas amostras, bem como deste alterado para minerais secundários, ou em processo de desvitrificação.

Quanto à mineralogia, a assembleia de minerais essenciais observada é composta em sua ampla maioria por plagioclásio (variando entre 43 e 50% em volume modal) e clinopiroxênio (variando entre 25% e 28%), havendo também relativa quantidade de minerais opacos (por volta de 8%), e pouca quantidade de cristais de ortopiroxênio (menos de 8%). As fases acessórias são representadas por cristais de quartzo e K-feldspato distribuídos de maneira dispersa, isoladamente, ou sob a forma de textura granofírica (figura 5.8-B), por minerais opacos também, bem como por pequenos cristais de olivina e apatita. "Uralita", de modo predominante, argilominerais, clorita e biotita perfazem a assembleia de minerais secundários.

Plagioclásio faz-se presente na forma de cristais de variados tamanhos, desde inclusões com até 1,5mm (figura 5.7-A), sub-édricas, em clinopiroxênios, ou na forma de aglomerados com cristais dispersos, bem como em longos e tabulares cristais, euédricos, com mais de 2,5mm de comprimento (figura 5.6-B), intercrescidos com os cristais de clinopiroxênio. Inclusões de diminutos cristais de apatita em formato acicular, e de minerais opacos em formato granular, também estão presentes. De modo geral, os cristais de plagioclásio analisados apresentam moderado a incipiente grau de alteração para fases secundárias, como caolinita e carbonatos. Estas, quando presentes, dispõem-se principalmente nas bordas dos minerais, ou com preenchimento ao longo de clivagens e fraturas. Assim como na fácies anterior, paralelamente ao aumento da profundidade, percebe-se o incremento de cristais inalterados, com reduzida quantidade de fraturas e cobertura por material de alteração.

Clinopiroxênio apresenta-se na forma de cristais com dimensões variando entre 0,6 e 4,0mm, ocorrendo sob o hábito prismático, subédricos, por vezes euédricos, apresentando geminações bem formadas. Foram distintos dois tipos de clinopiroxênio: augita (rica em Ca), em maior quantidade, perfazendo longos cristais com clivagens

bem definidas e extinção oblíqua (figura 5.6-C), e clinohiperstênio (pobre em Ca), em cristais de menor tamanho, com relevo mais alto, e extinção quase reta (figura 5.7-B), distintos pelos seus respectivos ângulos de extinção. Minerais como plagioclásio e opacos aparecem na forma de inclusões nos cristais de clinopiroxênio.

Augita perfaz a fase máfica predominante, na forma de cristais subédricos de hábito prismático, com moderado estágio de alteração para "uralita" e biotita, com tamanhos variando entre 1,0 e 4,0mm. Possuem coloração rosa a verde-claro característica, com elevado relevo, em longos cristais intercrescidos com plagioclásio. Já os minerais classificados como clinohiperstênio, em menor proporção, apresentam-se na forma de cristais subédricos a euédricos de hábito prismático, isoladamente, contendo, assim como nos cristais de augita, moderado estágio de alteração para uralita. Possuem comparativamente, reduzido tamanho, não ultrapassando os 2,5mm, sendo de fato reconhecidos por sua extinção característica.

Os minerais opacos descritos como primários, apresentam relativa concentração nesta fácies, com dimensões variando entre 0,4 e 2,5mm, ocorrendo sob o hábito granular, sendo subédricos a anédricos em sua maioria. Dispoem-se de modo aleatório entre os cristais de plagioclásio e augita, ocorrendo também na forma de fases secundárias, descritas posteriormente.

Por fim, encerra-se a assembleia de minerais essenciais com os cristais de ortopiroxênio, sendo estes diminutos, em sua maioria caracterizados por pequenos cristais subédricos, com até 1,5mm, envoltos por cristais de plagioclásio, sendo bem distintos nas amostras, em tamanho, dos demais cristais de piroxênio. Cristais geminados também são encontrados, por vezes, com zoneamento químico e intersectados por cristais de clinopiroxênio (figura 5.7-C).

De ocorrência acessória são observáveis principalmente, cristais de quartzo e K-feldspato intercrescidos em textura granofírica (figura 5.8-B), com tamanhos variando entre 0,3 e 0,5mm (aglomerados com até 3mm), bem como fases máficas, como olivina, presentes na forma de cristais granulares, sub-édricos, de ocorrência isolada, com até 1,2mm. Cristais de apatita em formato acicular, medindo até 0,3mm são inclusões principalmente em plagioclásio.

Além das fases minerais primárias já citadas, compõem, em sua ampla maioria, as fases minerais secundárias, minerais opacos e uralita. Opacos secundários ocorrem em cristais maiores que 2,5mm, com hábitos distintos, e feições de corrosão, gerando cristais subédricos a anédricos esqueléticos, que em alguns casos, englobam cristais já

formados, como plagioclásio e clinopiroxênio (figura 5.7-D). Tais cristais representam um aspecto marcante nestas amostras, sendo facilmente reconhecidos dentre os demais minerais, principalmente em função do elevado tamanho dos cristais e formas diferenciadas. Podem estar associados supostamente a processos de '*subsolidus*' (exsolução), com cristalização tardia, ligados à difusão iônica de cristais como clinopiroxênio e ortopiroxênio em elevadas temperaturas.

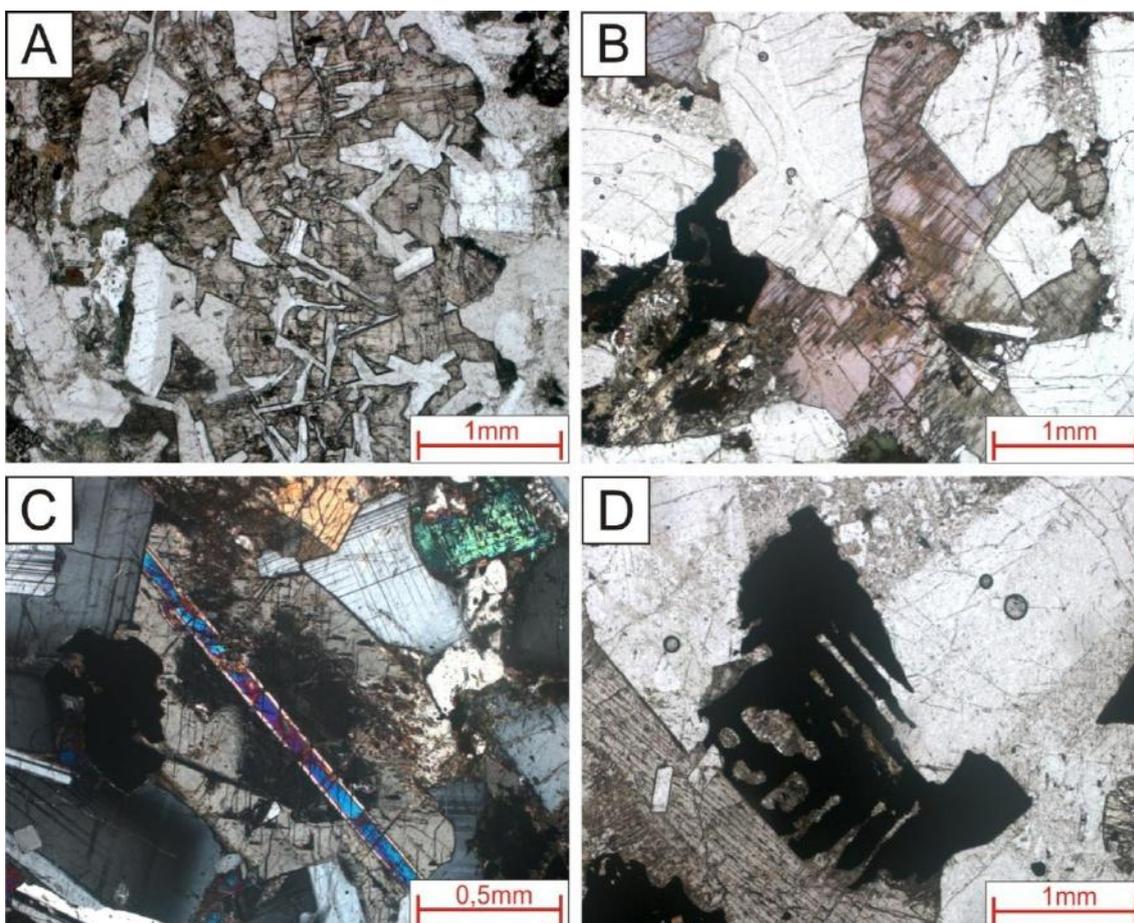


Figura 5.7. Fotografias em luz polarizada paralela (exceto C, em luz polarizada cruzada), exemplificando aspectos texturais e mineralógicos encontrados na fácies diabásio. A-Pequenos cristais de plagioclásio com até 1,0mm, inclusos em cristal de clinopiroxênio, em textura ofítica. (76,72m/Aumento de 25x). B-Cristal de clinopiroxênio geminado, com uralitização nas bordas, envolto por cristais de plagioclásio (85,23m/Aumento de 25x). C-Cristal de ortopiroxênio geminado, com zoneamento composicional gradual (ao centro), intersectado por cristal de clinopiroxênio (85,23m/Aumento de 50x). D-Cristal de mineral opaco, com hábito esquelético, ligado a processos de cristalização tardios (85,23m/Aumento de 25x).

Outras fases secundárias, com predomínio de "uralita", fazem-se presentes sobre os minerais máficos, caracterizadas por coloração esverdeada, hábito granular, sendo predominantemente anédricas, com variado tamanho, observadas principalmente sobre

os cristais de clinopiroxênio augita (ao longo de bordas, fraturas e clivagens). Comparativamente às amostras da fácies basalto, os clinopiroxênios descritos para afácies diabásio apresentam o processo de uralitização em um grau bem mais reduzido, com permanência de alguns cristais bastante alterados (figura 5.8-F), bem como de outros bem preservados (figura 5.7-A). Conjuntamente, é possível identificar e distinguir em amostras bem alteradas, outras fases máficas secundárias, como clorita e bitotia, porém em menor proporção relativa.

A feição de alteração proeminente, reconhecida na fácies basalto, não é nítida nas amostras da fácies diabásio, estando os cristais de plagioclásio e os minerais ferromagnesianos, de modo geral, com baixo grau de alteração, expondo superfícies cristalinas e clivagens com pouca substituição. A cobertura por material amarronzado, descrito anteriormente na fácies basalto, é incipiente, estando presente somente sobre alguns cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio. Portanto, de modo geral, mostra-se clara a diminuição no grau de alteração dos minerais observados, com o aumento de profundidade.

Nas amostras pertencentes à fácies basalto, até a profundidade de 68,50m, o elevado grau de alteração era a feição dominante sobre todos os minerais (com exceção dos cristais de plagioclásio em algumas porções), o que não se faz presente nesta fácies, até a profundidade de 85,23m, onde praticamente todos os cristais apresentam-se inalterados.

Ao observarem-se as fases minerais primárias, descritas com maior nível de detalhe, pôde-se constatar a presença de feições bastante distintas, relacionadas ao sobre crescimento de cristais, principalmente em relação aos minerais máficos primários, ocorrendo de modo amplo entre clinopiroxênio/clinopiroxênio (figuras 5.8-C, D e E). Tais feições são encontradas com bastante frequência principalmente entre as profundidades de 76,72m e 85,23m, o que não se observa de modo tão frequente em nenhuma outra porção do poço analisado.

Resumindo, ao analisarem-se as amostras contidas na fácies diabásio, e comparando-as com àquelas contidas na fácies anterior, observa-se para esta porção do poço a maior granulação dos cristais, a presença de maior quantidade de plagioclásio, além de um incremento nas proporções de quartzo e textura granofírica intersticial, bem como a ausência de vidro.

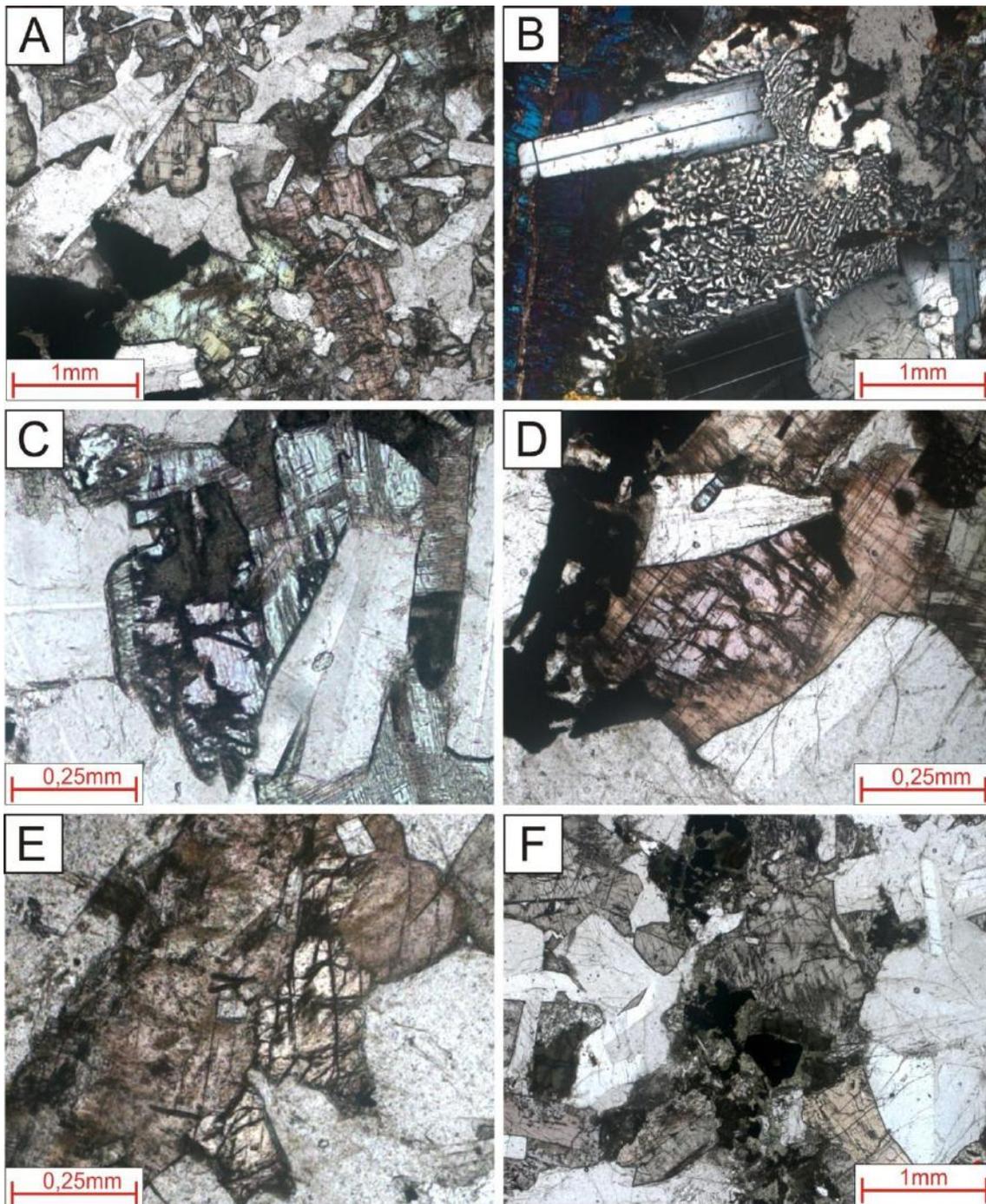


Figura 5.8. Fotografias em luz polarizada paralela (exceto B, em luz polarizada cruzada) exemplificando alguns aspectos mineralógicos encontrados na fácies diabásio. A-Textura sub-ofítica (76,72m/Aumento de 25x). B-Quartzo e K-feldspato em textura granofírica, preenchendo interstícios entre cristais de plagioclásio (85,23m/Aumento de 25x).C-Sobrecrescimento entre cristais de clinopiroxênio (76,72m/Aumento de 100x). D-Sobrecrescimento entre cristais de clinopiroxênio (80,30m/Aumento de 100x).E-Sobrecrescimento entre cristais de clinopiroxênio (80,30m/Aumento de 100x). F-Cristais de clinopiroxênio sendo substituídos por clorita (cloritização), uralita (uralitização), minerais opacos e biotita, em algumas porções (85,23m/Aumento de 25x).

Tais características podem sugerir, para esta porção da intrusão, espécimes mais evoluídos que os observados até a profundidade de 68,50m, denotando um resfriamento mais lento do magma, bem como a sua diferenciação, o que permitiu, possivelmente, uma evolução maior deste material (ver mais detalhes nos ítems litogeoquímica e discussões).

Quanto à classificação, segundo Le Maitre (2002), a distinção entre os termos diabásio e gabro é dada somente pela granulação, sendo as suas classificações, similares, levando-se em conta as proporções modais minerais majoritárias (plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina), como observado na figura 1.2, do ítem metodologia. Deste modo, aplicou-se o diagrama modificado por Le Maitre (2002), de classificação de rochas gabróicas, para caracterizar e distinguir os espécimes analisados nesta porção do poço ( fácies diabásio). Plotando os valores modais de ocorrência destes minerais (plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio), no referido diagrama, tem-se a classificação das quatro amostras analisadas como diabásio *stricto sensu* (plotados no campo "gabro") (figura 5.9).

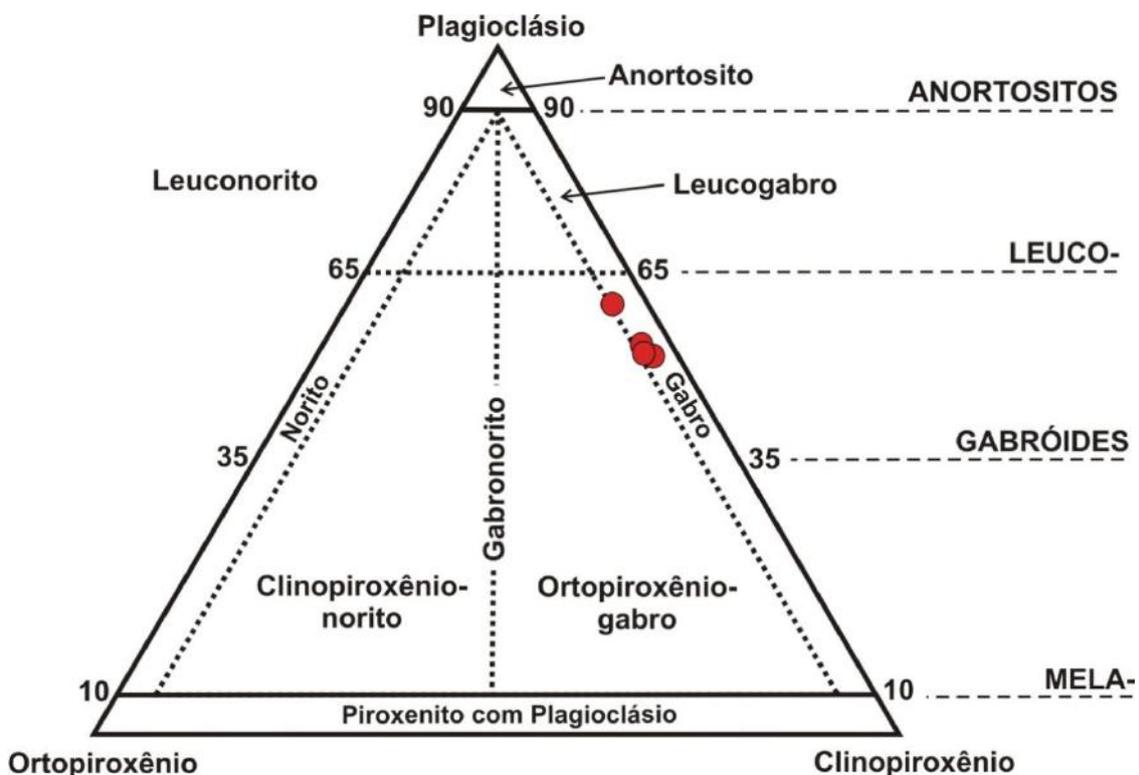


Figura 5.9. Diagrama de classificação modal de rochas gabróides baseada nas proporções de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio (Streickeisen, 1976). Modificado de Le Maitre (2002). Pontos em vermelho referentes à plotagem das amostras descritas durante a descrição petrográfica, a partir dos valores obtidos de composição modal dos minerais (plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio).

### 5.3.Fácies Gabro

Esta fácies foi assim caracterizada na porção mais profunda do poço analisado (entre 85,50 e 108,65m), sendo constituída pelas amostras de maior granulação dentre toda a sucessão magmática. Contudo, observa-se uma variação interna na granulação, verificando-se que entre os intervalos de 93,40 – 94,80m e 107,70 – 107,90m ocorre uma diminuição no tamanho dos grãos.

Nos intervalos onde ocorrem as rochas de maior granulação, estas apresentam granulação grossa, com predomínio de cristais entre 3,5mm e 5mm de comprimento (maior eixo), havendo contudo, cristais de plagioclásio e clinopiroxênio bem menores preenchendo interstícios entre os cristais maiores. Nesta fácies, principalmente a partir da profundidade de 89,50m, é possível observar amostras com grau de cristalinidade predominantemente fanerítico, característica não observada nas demais fácies. A relação das amostras, descritas e inclusas nesta fácies, bem como de suas respectivas profundidades, é representada na tabela 5.3.

Poço	Caixa	Profundidade (m)
1UN - 26	21	89,50
1UN - 26	22	93,50
1UN - 26	23	95-96
1UN - 26	24	101,35
1UN - 26	25	106,65
1UN - 26	25	107,95
1UN - 26	26	108,65

Tabela 5.3. Relação das amostras em lâmina descritas, com as respectivas profundidades, inseridas na fácies gabro em função de sua granulação grossa.

A textura permanece, assim como nas rochas das demais fácies, equigranular, holocristalina, hipidiomórfica, e predominantemente intergranular (figura 5.10-A e B), com porções em textura sub-ofítica (figura 5.10-C). Assim como observado nas rochas da fácies diabásio, e contrariamente àquelas contidas na fácies basalto, não há indícios da presença de vidro, bem como deste alterado para minerais secundários, ou em processo de desvitrificação.

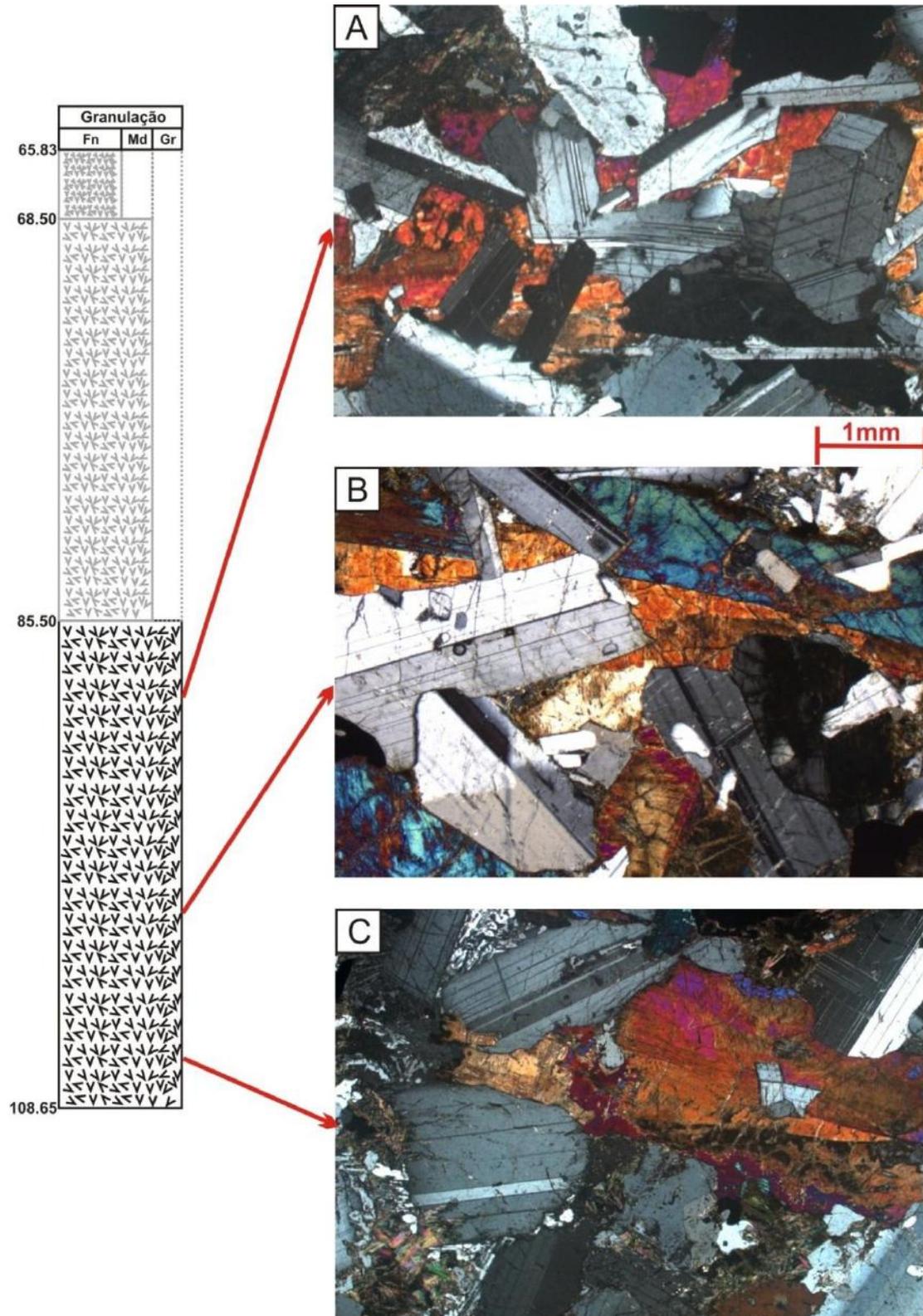


Figura 5.10. Fotografias em luz polarizada cruzada, exemplificando a elevada granulação na fácies gabro. A e B - Cristais pouco alterados, em textura sub-ofítica/intergranular (89,50m (A) e 96,00m (B)/Aumento de 25x). C-Cristais com moderado estágio de alteração, com textura sub-ofítica (106,65m/Aumento de 25x).

A mudança de texturas intergranulares para sub-ofíticas e para texturas ofíticas em rochas basálticas resulta de um resfriamento mais lento e taxas de nucleação mais lentas. Esta sequência textural é tipicamente encontrada nas margens em direção ao centro em rochas diabásicas ou doleríticas (diques basálticos) ou da margem resfriada até regiões mais profundas dos fluxos basálticos (NUML-EUA, disponível em: <https://nau.edu/cefns/labs/meteorite/about/textures-of-basalts-and-gabbros/>).

Um aspecto interessante e que difere esta porção do poço é o elevado conteúdo de textura granofírica e de quartzo intersticial, superando em algumas lâminas mais de 15% em proporção modal, em relação aos demais constituintes minerais. Diferentemente das fácies basalto e diabásio, onde tais feições não são frequentes, nas amostras descritas na fácies gabro é possível constatar um substancial incremento destas texturas, possivelmente indicando um líquido mais evoluído nas porções mais internas do corpo magmático.

A assembleia mineralógica essencial é composta em sua ampla maioria, assim como nas demais fácies, por plagioclásio (variando entre 45 e 55% em volume modal, em maior proporção que em outras porções do poço) e clinopiroxênio (variando entre 20% e 25%), havendo também nesta, contudo, elevada quantidade de minerais opacos (por volta de 12%). Diferentemente das amostras das fácies basalto e diabásio, observam-se nestes gabros, elevada quantidade de cristais de quartzo e K-feldspato distribuídos de maneira dispersa, isoladamente, preenchendo interstícios na forma de aglomerados de cristais granulares (figura 5.11-A), ou sob a forma de textura granofírica (figura 5.11-B). Junto a pouquíssima quantidade de cristais apatita, perfazem a mineralogia acessória desta fácies. Uralita, argilominerais, bem como outros minerais opacos constituem a mineralogia secundária.

Plagioclásio mantém-se como fase majoritária nestas amostras, agora com maior proporção que na fácies anterior, ocorrendo principalmente na forma de longos cristais tabulares subédricos a euédricos, com mais de 4mm de comprimento (figura 5.10-B). Inclusões de diminutos cristais de apatita em formato acicular, de minerais opacos em formato granular, bem como de pequenos cristais da própria fase são observados nestes minerais. De modo geral, os cristais de plagioclásio analisados apresentam baixo a moderado grau de fraturamento e de alteração para fases secundárias, como caolinita, entre as profundidades de 85,50m e 107,00m. Tal aspecto, entretanto, modifica-se intensamente a partir da profundidade de 107,95m, com aparecimento de grande quantidade de minerais secundários, principalmente argilominerais, na forma de

material de alteração amarronzado, preenchendo fraturas e clivagens dos cristais de plagioclásio e das demais fases presentes (figura 5.12-D). Nota-se para o intervalo citado, entre 107,95 e 108,65m, que este apresenta graus de fraturamento e alteração semelhantes aos contidos nas amostras do início da fácies basalto, até cerca de 68,50m.

Clinopiroxênio apresenta-se na forma de cristais com dimensões variando entre 1 e 5,1mm, ocorrendo sob o hábito prismático, subédricos, por vezes euédricos, apresentando geminações bem formadas em alguns cristais. Novamente, foram distintos dois tipos de clinopiroxênio: augita (rica em Ca), em maior quantidade, perfazendo cristais prismáticos com clivagens bem definidas e extinção oblíqua (figura 5.10-C), e clinohiperstênio (pobre em Ca), em cristais de menor tamanho, com relevo mais alto, e extinção quase reta, distintos pelos seus respectivos ângulos de extinção. Minerais como plagioclásio e opacos aparecem na forma de inclusões nos cristais de clinopiroxênio.

Augita perfaz a fase máfica amplamente predominante, na forma de cristais subédricos de hábito prismático, com tamanhos variando entre 2,0 e 5,1mm. Apresentam moderado estágio de alteração para "uralita" e clorita (figura 5.12-A) até a profundidade de 106,65m, onde de modo semelhante ao observado com plagioclásio, os graus de alteração e fraturamento se intensificam fortemente a partir deste ponto (figuras 5.12-B e C). Possuem coloração rosa a verde-claro característica, com elevado relevo, em longos cristais intercrescidos com plagioclásio. Já os minerais classificados como clinohiperstênio, em volume bem menor, apresentam-se na forma de cristais subédricos a euédricos de hábito prismático curto e baixo ângulo de extinção, ocorrendo isoladamente, com até 3mm de comprimento. De modo semelhante à augita, refletem os mesmos padrões de incremento no conteúdo de alteração com o aumento de profundidade.

Feições de zonamento composicional e sobrecrescimento mineral (figura 5.11-C), antes muito frequentes, são menos observáveis nestas amostras se comparadas àquelas descritas na fácies diabásio.

De ocorrência acessória, são observáveis principalmente cristais de quartzo e K-feldspato, ora na forma de cristais isolados (figura 5.11-A), em formato granular, anédricos, não ultrapassando 1,5mm de comprimento (aglomerados com até 3mm), ora intercrescidos, em textura granofírica (figura 5.11-B), com tamanhos variando entre 0,3 e 0,5mm (aglomerados com até 4mm). Tais fases félsicas apresentam sua maior concentração dentre todo o corpo analisado, nesta fácies, onde nota-se de modo claro a abundância de feições classificadas como textura granofírica em todas as amostras

descritas. Na fácies diabásio, como descrito anteriormente, a presença desses cristais ocorre de modo bem menos frequente, em porções isoladas. Por fim, cristais de apatita em formato acicular ou prismático, medindo até 0,5mm continuam presentes como inclusão, principalmente em plagioclásio, compondo assim, a mineralogia acessória.

Além das fases minerais primárias já citadas, compõem em sua ampla maioria as fases minerais secundárias, minerais opacos e "uralita". Opacos secundários ocorrem em cristais de relativo comprimento (maiores que 5mm, sendo os maiores dentre todas as amostras), com hábitos distintos, e feições de corrosão, gerando cristais subédricos a anédricos, que em alguns casos, englobam cristais já formados, como plagioclásio e clinopiroxênio (figura 5.11-D). Assim como descrito na fácies anterior, tais cristais podem estar associados supostamente a processos de '*subsólido*' (exsolução), com cristalização tardia, ligados à difusão iônica de cristais como clinopiroxênio e ortopiroxênio em elevadas temperaturas.

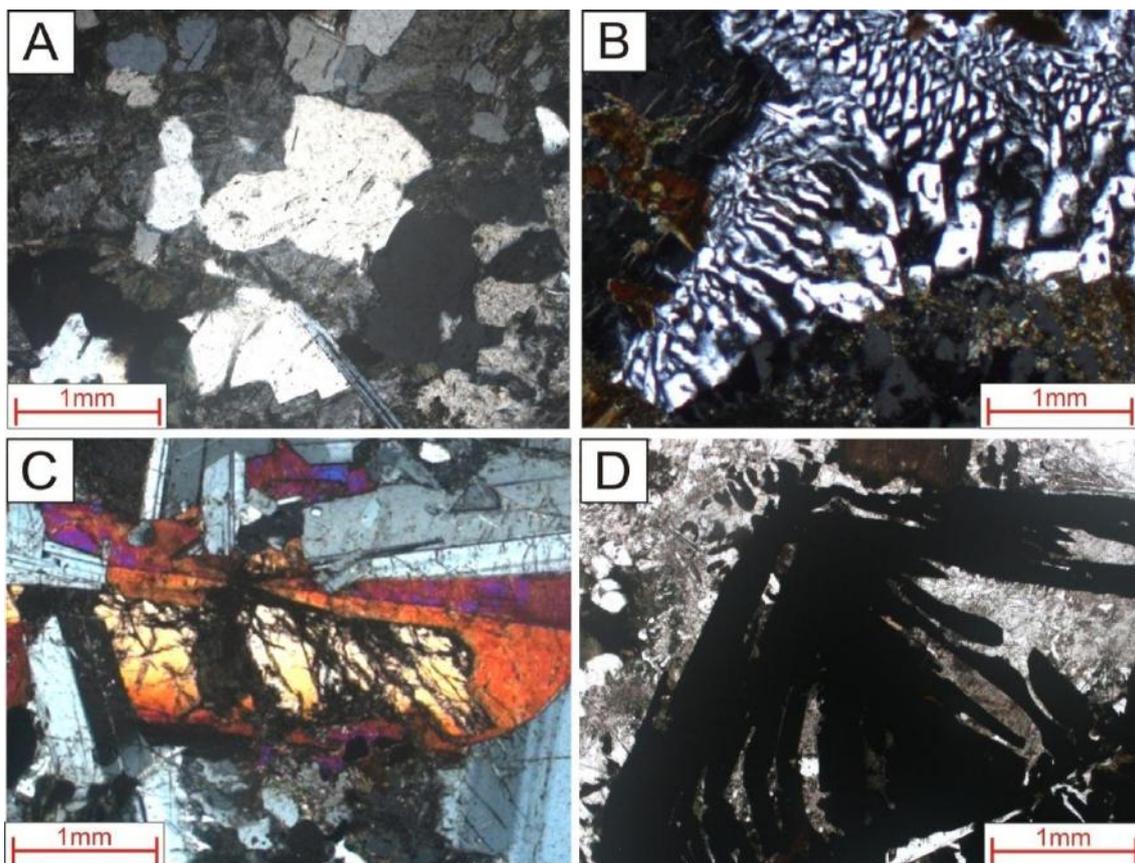


Figura 5.11. Fotografias em luz polarizada paralela (A e D), e em luz polarizada cruzada (B e D), exemplificando aspectos texturais e mineralógicos encontrados na fácies gabro. A-Cristais isolados de quartzo e k-feldspato (101,35m/Aumento de 25x). B-Quartzo e k-feldspato em textura granofírica (107,95m/Aumento de 25x). C-Sobrecrescimento entre cristais de clinopiroxênio (93,50m/Aumento de 25x). D-Cristal de mineral opaco, com hábito esquelético, ligado a processos de cristalização tardios (107,95m/Aumento de 25x).

"Uralita" e clorita fazem-se presentes sobre os minerais máficos, caracterizadas por coloração esverdeada, hábito granular, predominantemente anédricas, com variado tamanho, sendo observadas principalmente sobre os cristais de clinopiroxênio augita (ao longo de bordas, fraturas e clivagens) (figuras 5.12 A e B). Como já descrito, tem sua presença intensificada de modo amplo sobre todos os cristais a partir da profundidade de 107,95m, onde também, um material de alteração marrom-avermelhado, provavelmente composto por argilominerais e leucóxênio faz-se presente, seja sobrecrecendo cristais de clinopiroxênio, seja preenchendo fraturas e interstícios entre os cristais (figuras 5.12 C e D).

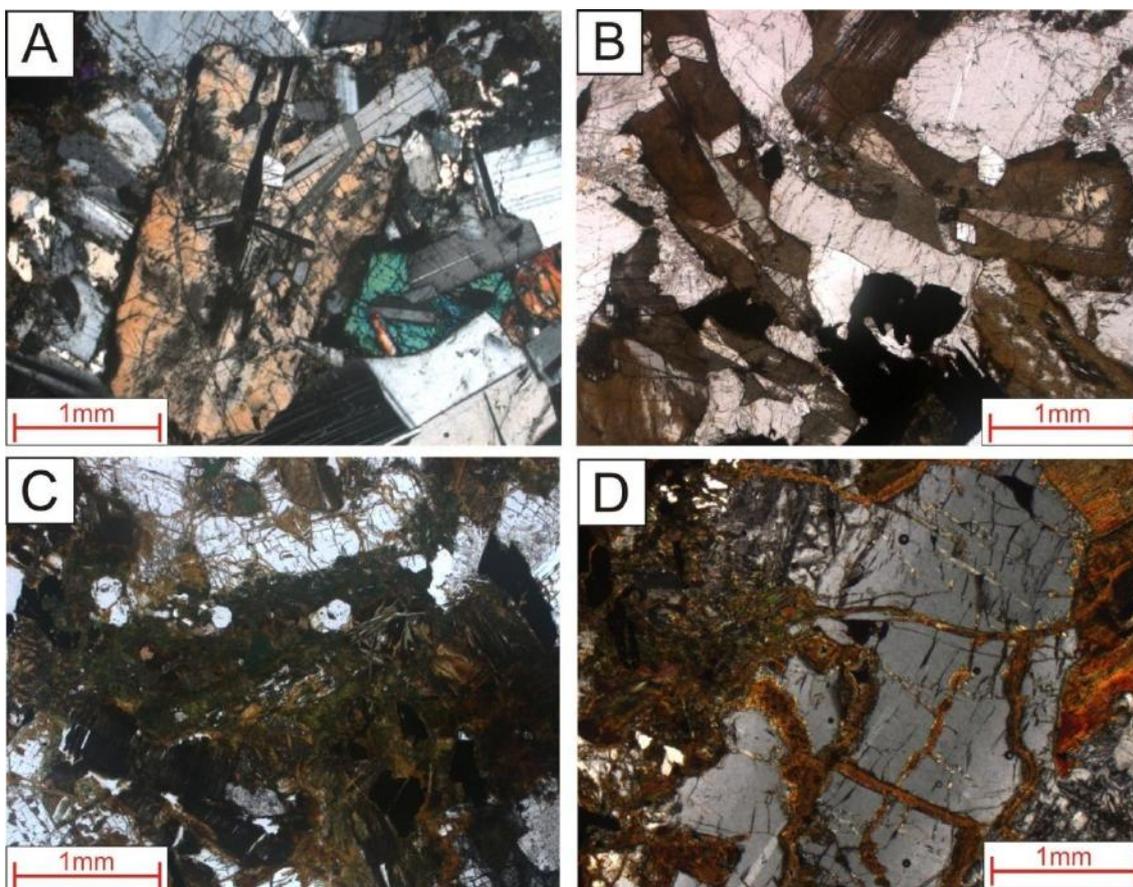


Figura 5.12. Fotografias em luz polarizada paralela (B e C), e em luz polarizada cruzada (A e D), exemplificando aspectos mineralógicos de alteração encontrados na fácies gabro. A-Cristais bem preservados. Alteração incipiente (95,96m/Aumento de 25x). B-Cristais de piroxênio com elevado conteúdo de minerais secundários (107,95m/Aumento de 25x). C-Cristais de clinopiroxênio totalmente substituídos por uralita (bordas e fraturas), e por material de alteração amarronzado (108,65m/Aumento de 25x). D-Cristal de plagioclásio fraturado, com preenchimento por material de alteração contendo leucóxênio (108,65m/Aumento de 25x).

Neste intervalo, entre 107,95 e 108,65m, observa-se uma leve diminuição no tamanho dos cristais, principalmente para plagioclásio e clinopiroxênio. Não foram

descritas seções delgadas dos intervalos 93,4 – 93,80m e 107,70 – 107,90m, que em amostra de mão revelam uma maior diminuição na granulação. Paralelamente, como já exposto, neste último intervalo, tem-se um incremento substancial no conteúdo de material de alteração, bem como do grau de fraturamento da rocha (figura 5.12-D). Deste modo, tal porção da intrusão difere-se bastante do restante da sucessão, onde, em função do elevado grau de alteração, a descrição dos minerais mostra-se bastante difícil, principalmente em função da escura e densa cobertura composta por material secundário. Indicadores relacionados ao grau de fraturamento presente, associados aos materiais de alteração ali contidos, podem inferir processos de alteração hidrotermal/deutérica para esses minerais. Essas feições levantam a possibilidade deste corpo ígneo tratar-se de intrusões múltiplas, cuja abordagem será retomada no item “discussões”.

Quanto à classificação, por meio das proporções modais encontradas entre plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, e a baixa concentração de álcali-feldspato e quartzo (<10%), aplicou-se o diagrama para rochas gabroicas de Streickeisen (1976), modificado por Le Maitre (2002). Plotando os valores modais de ocorrência destes minerais, tem-se a classificação das sete amostras analisadas como gabro *stricto sensu* (figura 5.13), semelhante ao observado na fácies anterior (figura 5.9).

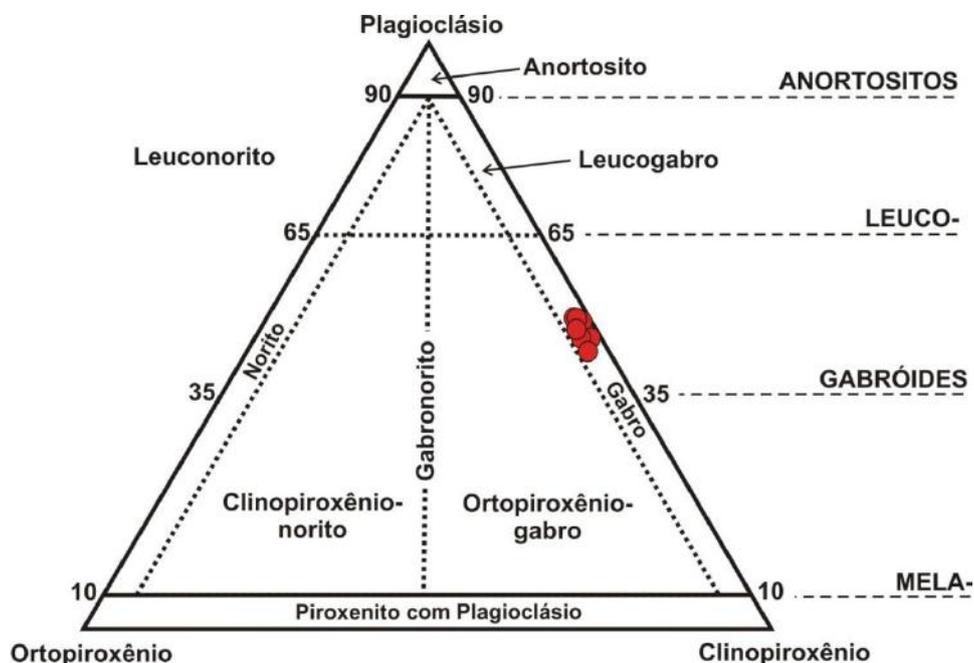


Figura 5.13. Diagrama de classificação modal de rochas gabroides baseada nas proporções de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio (Streickeisen, 1976). Modificado de Le Maitre (2002). Pontos em vermelho referentes à plotagem das amostras descritas durante a descrição petrográfica, a partir dos valores obtidos de composição modal dos minerais (plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio).

## 6. LITOGEOQUÍMICA

A análise litogeoquímica proposta para as rochas contidas no poço 1UN-26 foi baseada nos dados produzidos a partir de sete amostras de profundidades diferentes (tabela 6.1), selecionadas ao longo da sucessão magmática em questão. Tais dados foram utilizados anteriormente como base para a análise litogeoquímica contida na dissertação de mestrado de Silva (2016), também associada ao projeto Basaltos da Bacia do Parnaíba, e a este poço, bem como outros poços correlatos.

Para tal, foram utilizadas as análises de rocha total (tabela 6.2) com dados gerados para elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , em %), através do método ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*, bem como de elementos-traço compatíveis (V, Cr, Co, Ni) e incompatíveis LILE (Rb, Sr, Ba), HFSE (Sc, Y, Zr, Nb, Hf, Th, U) e elementos terras raras (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*), como descrito no item 1.5.f (material e método).

Neste capítulo são propostos, a partir dos dados gerados, a descrição e a classificação litogeoquímica das rochas contidas no poço 1UN-26, levando-se em consideração os aspectos ligados à distinção de séries e suítes magmáticas, ambiência geotectônica, e aspectos petrogenéticos, como forma de adequação, inserção e sistematização destas amostras junto a nomenclatura formal das unidades utilizadas para rochas magmáticas na Bacia do Parnaíba (Formação Mosquito e Formação Sardinha).

Poço	Caixa	Profundidade (m)
1UN - 26	16	68,40
1UN - 26	18	76,30
1UN - 26	20	85,50
1UN - 26	24	100,41
1UN - 26	25	103,78
1UN - 26	25	104,78
1UN - 26	26	108,65

Tabela 6.1. Relação das amostras utilizadas para a análise litogeoquímica do poço 1UN-26, com as respectivas profundidades.

<b>Amostra</b>	<b>68.40</b>	<b>76.30</b>	<b>85.50</b>	<b>100.41</b>	<b>103.78</b>	<b>104.78</b>	<b>108.65</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52,22	51,72	52,58	53,45	51,38	53,43	46,47
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,3	13,25	13,55	13	11,97	11,93	12,42
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>*</b>	12,47	13,54	13,24	14,56	17,85	17,06	18,61
<b>MnO</b>	0,18	0,21	0,19	0,22	0,24	0,25	0,18
<b>MgO</b>	5,61	5,49	5,43	3,99	3,87	3,39	5,54
<b>CaO</b>	9,15	9,76	9,47	8,25	8,17	7,18	5,82
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,59	2,35	2,7	2,7	2,64	2,77	2,57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,7	0,72	0,74	0,96	0,94	1,14	0,55
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,55	1,69	1,72	1,93	2,87	2,59	2,91
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,17	0,16	0,18	0,25	0,23	0,3	0,16
<b>LOI**</b>	0,94	0,55	0,85	1	0,37	0,68	4,9
<b>Total</b>	98,89	99,43	100,65	100,3	100,53	100,72	100,14
<b>Sc</b>	38	40	39	37	41	36	44
<b>V</b>	398	392	434	434	647	596	815
<b>Cr</b>	20	-	-	-	-	-	-
<b>Co</b>	53	56	60	78	60	59	76
<b>Ni</b>	70	60	60	40	30	40	50
<b>Rb</b>	23	21	22	30	29	36	16
<b>Sr</b>	181	187	192	197	181	185	200
<b>Y</b>	29	29	29	40	37	43	31
<b>Zr</b>	125	133	120	170	199	211	149
<b>Nb</b>	8	8	8	11	12	12	11
<b>Ba</b>	156	209	176	276	263	343	220
<b>La</b>	14,7	12,6	13	18,9	17,8	22,5	14,1
<b>Ce</b>	31,9	29,4	30,6	44,1	40,3	50,4	32,6
<b>Pr</b>	4,07	3,99	4,09	5,86	5,43	6,61	4,4
<b>Nd</b>	17,4	17,7	18,3	25	23,1	29,1	19,3
<b>Sm</b>	4,75	4,7	4,77	6,65	6,06	7,26	5,32
<b>Eu</b>	1,6	1,62	1,57	2,15	1,92	2,2	1,85
<b>Gd</b>	5,21	5,25	5,51	7,27	6,86	7,81	5,47
<b>Tb</b>	0,9	0,86	0,9	1,23	1,13	1,35	1
<b>Dy</b>	5,41	5,52	5,49	7,65	6,83	8,24	6,16
<b>Ho</b>	1,09	1,11	1,1	1,55	1,39	1,65	1,23
<b>Er</b>	3,19	3,19	3,07	4,42	3,9	4,72	3,41
<b>Tm</b>	0,455	0,464	0,453	0,636	0,56	0,682	0,498
<b>Yb</b>	2,91	2,95	2,97	4,06	3,56	4,45	3,27
<b>Lu</b>	0,442	0,446	0,447	0,623	0,552	0,678	0,515
<b>Hf</b>	3,4	3,5	3,2	4,9	4,8	5,7	3,5
<b>Th</b>	2,46	2,28	2,36	3,63	3,21	4,38	2,4
<b>U</b>	0,62	0,58	0,57	0,87	0,8	0,99	0,58

Tabela 6.2. Dados litogeoquímicos para elementos maiores (em %) e traços (em ppm).

Para tal, são utilizados diagramas de variação para os elementos maiores e elementos traço, bem como de *spidergrams* normalizados para condrito e manto primitivo e demais diagramas de classificação já consagrados na literatura afim.

Por fim, propõe-se duas comparações dos dados compilados neste trabalho com aqueles já divulgados em publicações anteriores, de referência, sendo a primeira com relação aos dados associados ao magmatismo na Bacia do Parnaíba (e.g. Bellieni *et al.* 1990; Baksi & Archibald, 1997; Ernesto *et al.* 2003; Merle *et al.* 2011), como forma de adequação das amostras analisadas em unidades formais, segundo os critérios adotados por estes autores; e a segunda, com dados associados ao magmatismo Paraná-Etendeka, da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (e.g. Peate *et al.* 1992; Peate, 1997), de modo a observar a semelhança ou distinção química entre estas suítes, e possivelmente adequar ou contrapor dois magmatismos cronocorrelatos.

## 6.1. Elementos Maiores

Utilizando-se dos dados litogeoquímicos gerados para os elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}^*$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), pôde-se classificar as amostras analisadas e adequá-las quanto aos critérios de diferenciação em séries e suítes magmáticas (\* $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$  – Ferro total na forma de  $\text{Fe}^{+3}$ ).

Em relação à classificação, utilizando-se das normas contidas em Le Maitre (2002), segundo o diagrama TAS (Total de Álcalis *versus* Sílica) (figura 6.1), de Le Bas *et al.* (1986) e Irvine & Baragar (1971), modificado por Le Maitre (1989), pôde-se constatar que as rochas da fácies diabásio são classificadas como andesitos basálticos, enquanto as rochas da fácies gabro variam de basalto a andesito basáltico. Já a única amostra analisada para a fácies basalto, referente à margem de resfriamento, é classificada como andesito basáltico.

A partir deste diagrama ainda, é possível identificar, utilizando-se da linha de distinção entre as séries alcalina e subalcalina (presente em Middlemost (1994)), que tais rochas, pertencentes às três fácies analisadas, enquanto classificadas como basaltos e andesitos basálticos, projetam-se nos campos associados à série subalcalina.

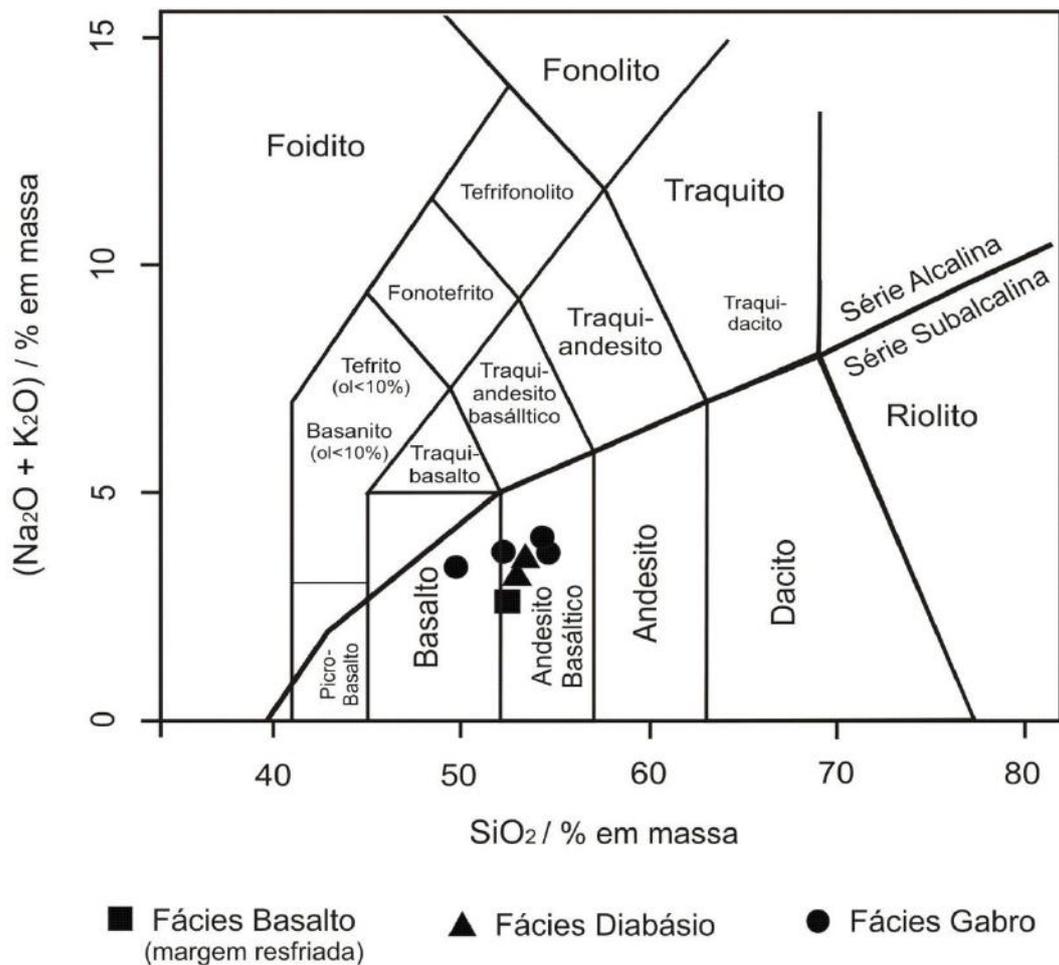


Figura 6.1. Diagrama TAS (Total de Álcalis x Sílica), modificado por Le Maitre (1989) a partir de Le Bas *et al.* (1986). Linha de distinção entre as séries alcalina e subalcalina contida em Middlemost (1994). Amostras plotadas apresentando simbologia diferenciada, em função da referida porção de localização destas no poço, levando-se em conta os critérios de granulação adotados.

No diagrama AFM (Álcalis x FeO<sub>t</sub> x MgO) com curva de Irvine & Baragar (1971) (figura 6.2) todas as rochas estudadas apresentam uma assinatura toleítica, formando um *trend* de enriquecimento em Fe, com elevado conteúdo deste elemento em comparação ao teor de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) e MgO. Ainda utilizando-se deste diagrama, é possível observar que as amostras de maior profundidade e granulação (fácies gabro) são àquelas de maior conteúdo de Fe, e empobrecimento relativo em MgO, ao passo que a única amostra referente à porção mais rasa do poço, relativa à borda de resfriamento (fácies basalto), evidencia exatamente o comportamento oposto, com maior presença de MgO em detrimento de Fe.

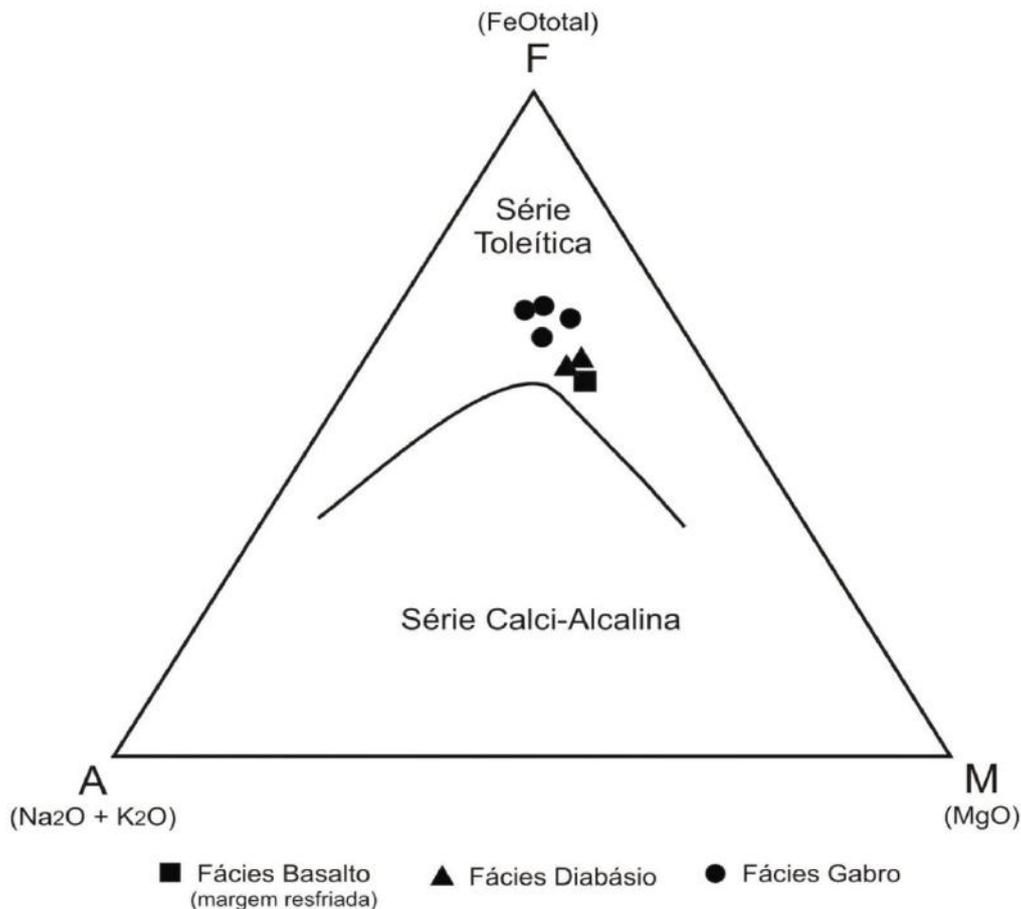


Figura 6.2. Diagrama AFM ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  x  $\text{FeOt}$  x  $\text{MgO}$ ), apresentando a curva de diferenciação entre a Série Subalcalina (Série Toleítica e Calci-alcalina), por Irvine & Baragar (1971). Amostras plotadas apresentando simbologia diferenciada, em função da referida porção de localização no poço, levando-se em conta os critérios de granulação adotados.

Analisando os diagramas de variação para os elementos maiores (figura 6.3), verifica-se que o conjunto de rochas estudadas constitui dois grupos distintos:

- a) Grupo 1: caracterizado por teores mais baixos em  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{CaO}$ , e teores mais elevados em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeOt}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ . De um modo geral, as amostras pertencentes à fácies gabro inserem-se nesse grupo e mostram *trends* positivos para  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , bem como *trends* negativos para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeOt}$  e  $\text{TiO}_2$ , em relação à diminuição no conteúdo de  $\text{MgO}$  (índice de diferenciação);
- b) Grupo 2: caracterizado por teores mais elevados em  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  e teores mais baixos em  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeOt}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ . As amostras das fácies basalto e diabásio inserem-se nesse grupo e também mostram *trends* positivos para  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , bem como *trend* negativo para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Diferentemente do

grupo 1, as rochas desse grupo apresentam *trend* negativo para CaO e positivo para FeO, em relação à diminuição no conteúdo de MgO (índice de diferenciação).

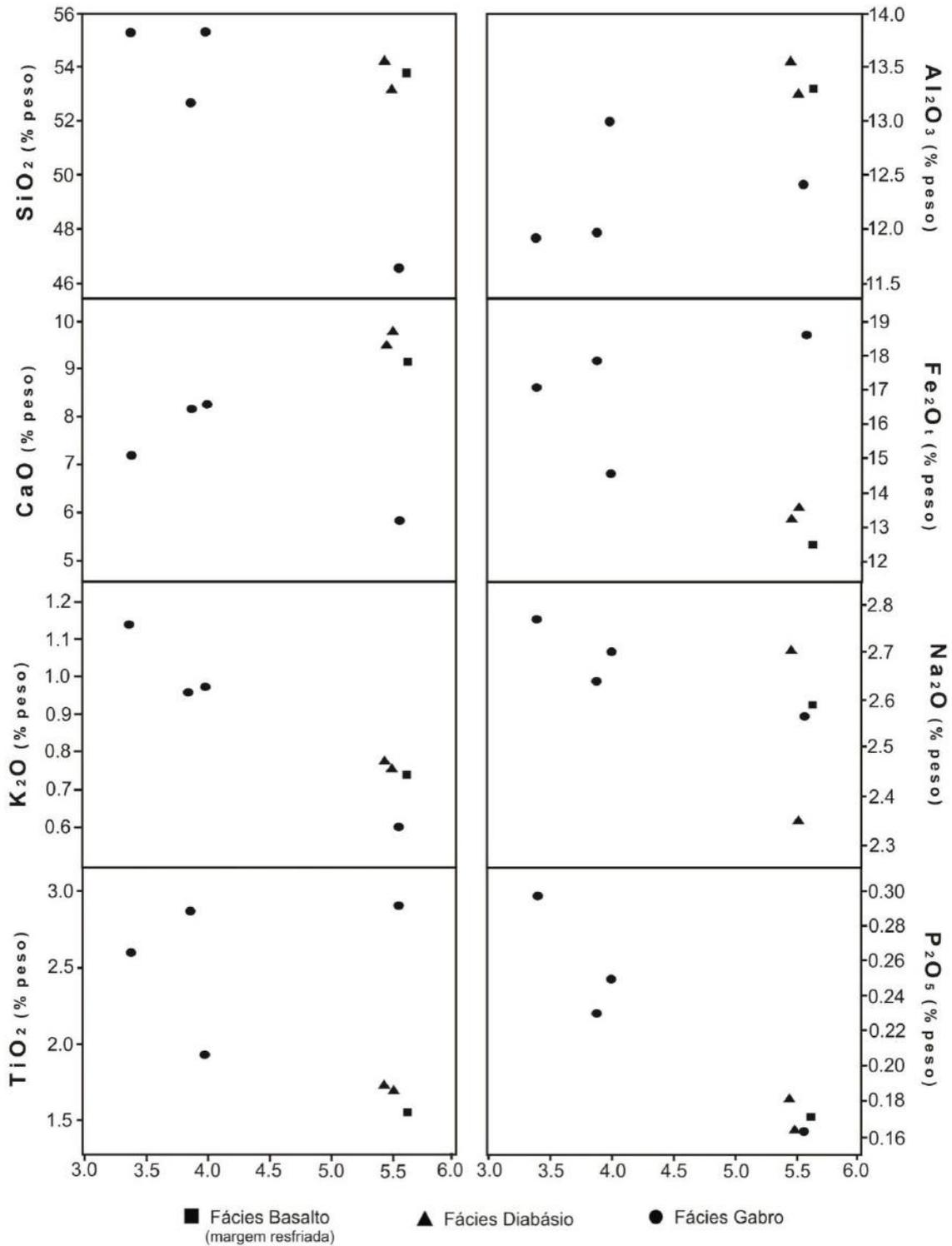


Figura 6.3. Diagramas de variação para SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> em função do conteúdo de MgO, como índice de diferenciação.

Segundo Bellieni *et al.* (1984) e Mantovani *et al.* (1985), a partir de estudos sobre os basaltos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, e posteriormente por Bellieni *et al.* (1990) nas formações Mosquito e Sardinha da Bacia do Parnaíba, os basaltos intra-placa continentais podem ser sub-divididos em distintos grupos, sendo proposta por estes autores uma subdivisão primária a partir da proporção de  $TiO_2$  nestas rochas. Como tal, foram definidos os conceitos de suítes HTi (Alto Ti -  $TiO_2 > 2\%$ ) e LTi (Baixo Ti -  $TiO_2 < 2\%$ ), ao passo que ao observar-se os diagramas de variação para este elemento, tem-se de modo claro a distinção de dois sub-grupos de rochas (figura 6.4) com diferentes *trends*.

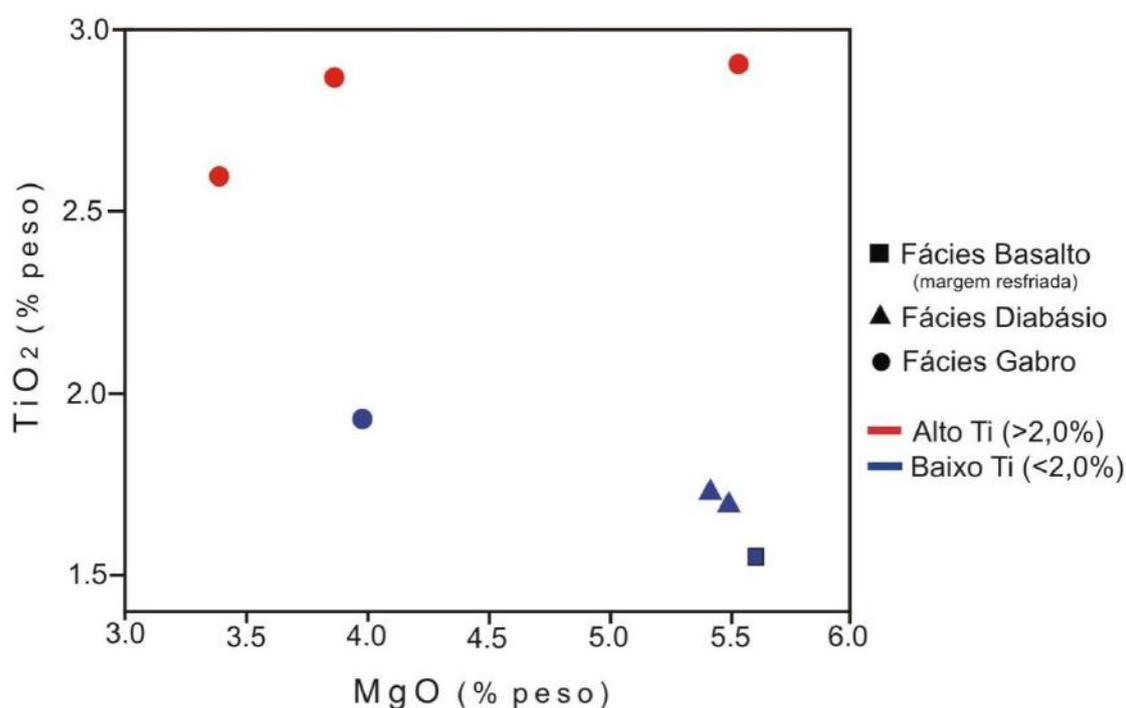


Figura 6.4. Diagrama de variação para  $TiO_2$ , em função do conteúdo de  $MgO$ , indicando suítes de baixo e alto Ti dentre as rochas analisadas. Amostras plotadas apresentando simbologia diferenciada, em função da referida porção de localização no poço, levando-se em conta os critérios de granulação adotados.

Devido ao acima exposto, a partir deste ponto utilizaremos a terminologia Baixo  $TiO_2$  e Alto  $TiO_2$  para a distinção dos grupos 1 e 2, respectivamente, anteriormente assinalados.

Levando-se em consideração somente a análise dos elementos maiores aqui descritos, observa-se para o poço 1UN-26 a conformação de uma única intrusão compartimentada de modo amplo, em duas partes, onde se tem a parte superior

compreendendo as rochas pertencentes ao grupo 2, da margem de resfriamento (fácies basalto), juntamente com a porção mediana (fácies diabásio), representadas por amostras de Baixo  $\text{TiO}_2$  (entre as profundidades de 68,40m e 100,41m), com maior conteúdo de  $\text{MgO}$  (5,61 a 3,99%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{CaO}$ , ao passo que na porção mais interna do corpo, de maior profundidade, tem-se as rochas do grupo 1, representada pela fácies gabro, referente às amostras de Alto  $\text{TiO}_2$ , apresentando menor conteúdo de  $\text{MgO}$  e incremento no teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$  e álcalis. Essa configuração associada ao aumento modal de K-feldspato e quartzo no gabro sugere uma diversificação magmática do topo para a base da intrusão.

Entretanto, como levantado no item anterior, a respeito da petrografia no intervalo final do poço (entre 107,95 e 108,65m), onde observa-se uma diferença textural e mineralógica com relação ao restante da sucessão, tem-se também na análise química para elementos maiores, valores diferenciados para a amostra 108,65m. Como sugerido pelo incremento no grau de alteração dos minerais para esta profundidade, descrito anteriormente, faz-se presente um valor extremamente elevado de LOI (perda ao fogo) (4,9%) para estas rochas, bem como o empobrecimento em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , e o incremento de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{MgO}$ , comparativamente às demais amostras.

Assim, corroborando a hipótese sugerida junto à análise petrográfica, ao observar-se diferentes teores para os elementos maiores na profundidade de 108,65m, não havendo para esta porção a contínua tendência de diferenciação para a base do corpo, como observado no restante da sucessão, poderia-se então, sugerir, uma segunda intrusão para o corpo estudado, sendo esta parte possivelmente referente a uma segunda margem resfriada.

## **6.2. Elementos-traço**

Utilizando-se dos dados litogeoquímicos gerados para os elementos-traço compatíveis (V, Cr, Co, Ni) e incompatíveis LILE (elevado raio iônico) (Rb, Sr, Ba), HFSE (elevado potencial iônico) (Sc, Y, Zr, Nb, Hf, Th, U) e ETR (terras-raras) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) é possível observar diferentes tendências de enriquecimento e empobrecimento nesses elementos, ao aplicar-se alguns

destes valores gerados, aos diagramas de variação com MgO como índice de diferenciação (figura 6.5).

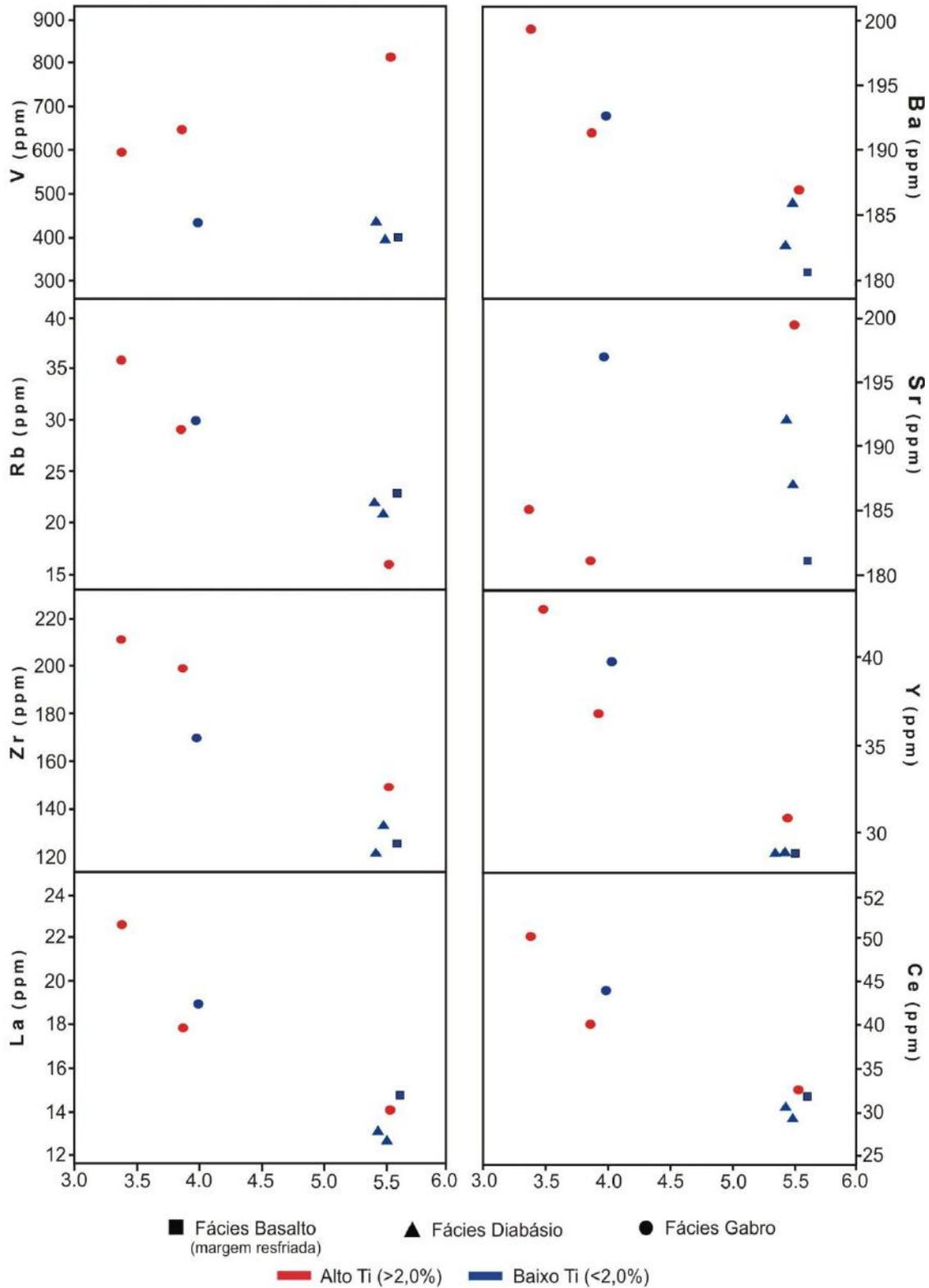


Figura 6.5. Diagramas de variação para elementos-traço: V, Ba, Rb, Sr,Zr, Y, La e Ce em função do conteúdo de MgO, como índice de diferenciação. Elementos-traço em ppm e MgO em % peso. Amostras do grupo I em vermelho (Alto Ti) e do grupo 2 em azul (Baixo Ti).

Observando-se tais diagramas, nota-se que em relação aos elementos incompatíveis, as rochas pertencentes ao grupo I (Alto Ti), apresentam teores mais elevados em ETR leves e em HFSE, teores similares de Sr, e teores mais baixos em Rb quando comparadas àquelas do grupo 2 (Baixo Ti). As amostras da fácies gabro são comparativamente mais ricas em elementos LILE, HFSE e ETR que as demais fácies, onde notam-se também tendências gerais com *trends* de enriquecimento nesses elementos paralelamente à diminuição no conteúdo de MgO nas rochas.

Estes diagramas não mostram claramente as tendências de empobrecimento/enriquecimento entre as diversas amostras estudadas, contudo, de uma forma geral, as rochas básicas aqui descritas apresentam teores mais elevados nos LILE, ETR-L, V e Co; teores similares de HFSE e ETR-P; teores mais baixos de Ni e Cr quando comparadas aos MORB-N e MORB-T (os valores para comparação de Wilson, 1989; Germ Reservoir Database – disponível em [www.earthref.org/GERMIND/679](http://www.earthref.org/GERMIND/679)).

A partir dos diagramas do tipo *spider* (figura 6.6), verifica-se que todas as rochas estudadas são enriquecidas no amplo espectro dos elementos-traço em relação ao manto primitivo. Fica também melhor evidenciado do que nos diagramas de variação, que as amostras contidas no grupo I são mais enriquecidas em todos os elementos-traço (incluído os ETR) analisados, se comparadas àquelas pertencentes ao grupo 2. Exceção feita para a amostra de gabro pertencente ao grupo II (100,41m) que apresenta padrão similar aos gabros do grupo I.

No diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) (figura 6.6-B), que apresenta aumento do grau de incompatibilidade dos elementos para a esquerda, observa-se que as amostras dos Grupos I e II apresentam um padrão bastante fracionado com razões médias LILE/HFSE igual a 6,0 e depressões em Nb, Sr e P, sendo estas, feições características de basaltos continentais (Thompson *et al.* 1983; Peate & Hawkesworth, 1996; Belacuva *et al.* 2009). De acordo com Thompson *et al.* (1983), a depressão Ta-Nb está relacionada à retenção de minerais refratários na fonte, enquanto que a depressão de Sr pode ter sido causada pelo fracionamento sob baixa pressão, de plagioclásio.

Nos padrões normalizados para o manto primitivo de Peate & Hawkesworth (1996) e de Belacuva *et al.* (2009), as abundâncias dos elementos traço, tanto para rochas dos tipos Alto-Ti, quanto para as de Baixo-Ti estão dentro do intervalo 10-100x o encontrado para o manto primitivo, característica também presente nas rochas

estudadas neste corpo. Nestes padrões as rochas classificadas como Alto-Ti também se apresentam mais enriquecidas nos elementos analisados.

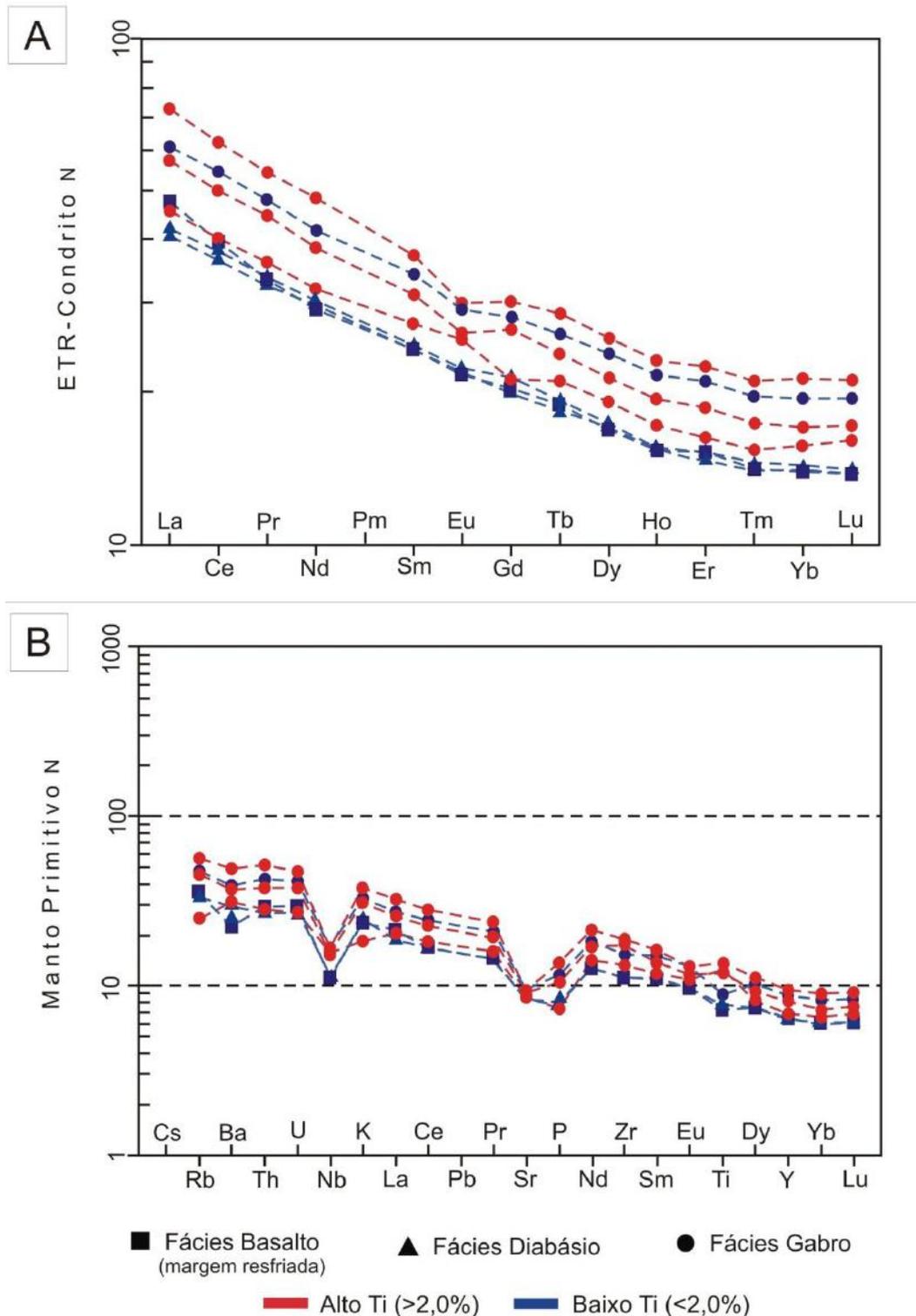


Figura 6.6. Diagramas do tipo *spidergrams*, com diminuição do grau de incompatibilidade dos elementos da esquerda para a direita. A- Normalizado para o padrão de elementos terras-raras (ETR) do Condrito, modificado de Boynton (1984). B- Normalizado para o padrão de elementos incompatíveis do Mantlo Primitivo, modificado de McDonough & Sun (1995). Amostras do grupo I em vermelho (Alto Ti) e do grupo II em azul (Baixo Ti).

No que se referem aos menores teores dos elementos compatíveis, tais como Ni, em relação ao MORB, alguns autores sugerem que tal feição é uma evidência de que os magmas relacionados a derrames de basaltos continentais não são primários e sofreram fracionamento de olivina durante a sua ascensão (Thompson *et al.* 1983, 1984; Wilson, 1989).

As amostras do grupo I apresentam teores de enriquecimento da ordem de 45 a 60 vezes a composição do manto primitivo para LILE e HFSE, cerca de 30 a 40 vezes para ETR-L e de 7 a 10 vezes para ETR-P. Já as amostras contidas no grupo II, em sua maioria, revelam menores enriquecimentos, da ordem de 30 a 50 vezes a composição do manto primitivo para para LILE e HFSE, cerca de 20 a 30 vezes para ETR-L e de 6 a 9 vezes para ETR-P.

No caso das rochas do grupo Baixo-Ti, ora estudadas, observa-se um sistemático aumento nos elementos incompatíveis da fácies basalto para a fácies gabro. Essa característica, associada ao fato de que os diabásios apresentam teores mais elevados em SiO<sub>2</sub>, FeO<sub>t</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e teores levemente maiores de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O e uma mineralogia mais rica em quartzo e K-feldspato, sugerem que essas rochas poderiam estar relacionadas por processos de fracionamento.

No caso dos gabros que perfazem o grupo Alto-Ti, , observa-se que a amostra menos evoluída de toda a sequência estudada está na profundidade de 108,65m, ao passo que as demais, mais evoluídas, encontram-se em menores profundidades. Essa amostra é a que também apresenta os valores mais elevados nos elementos compatíveis e os teores mais baixos nos elementos incompatíveis, dentre o referido grupo. Essa configuração sugere que a existência de um *trend* evolutivo com a profundidade, pode ser interrompida.

Analisando o padrão normalizado de ETR para o condrito (figura 6.6-A), que apresenta aumento do grau de incompatibilidade dos elementos para a esquerda, tem-se, para ambos os grupos, padrões fracionados com maiores teores em ETR-L comparativamente aos ETR-P, sendo observadas também pequenas anomalias negativas de Eu para algumas amostras.

As amostras do grupo I apresentam teores de enriquecimento da ordem de 45 a 75 vezes a composição do condrito para ETR-L, e cerca de 17 a 25 vezes para ETR-P. Já as amostras contidas no grupo II, em sua maioria, revelam menores enriquecimentos, da ordem de 40 a 50 vezes a composição do condrito para ETR-L, e cerca de 15 a 17 vezes para ETR-P. Há também um aumento sistemático em todos os ETR da fácies

basalto para a fácies gabro, sugerindo que essas amostras possam estar relacionadas por processos de fracionamento.

Os padrões normalizados para as rochas estudadas são similares aos padrões dos toleítos de Baixo-Ti do Norte da Etiópia apresentados por Belacuva *et al.* (2009) e com os toleítos da Província Columbia River (Basaltic Volcanism Study Project, 1981; presente em Wilson, 1989), ambos associados a derrames continentais.

Desse modo, com base nos diagramas observados, e em função das análises apresentadas para os teores de elementos-traço, de acordo com as descrições de Thompson *et al.* (1984), tem-se a caracterização de rochas com moderado enriquecimento na maioria dos elementos LILE, HFSE e ETR, apresentando padrões comparativamente ao condrito e ao manto primitivo normalizados, bem superiores aos encontrados em basaltos do tipo N-MORB, sendo similares em sua maioria aos basaltos do tipo E-MORB, basaltos de ilhas oceânicas (OIB), bem como basaltos de províncias continentais (CFB). Tais distinções serão feitas a partir do enquadramento litogeoquímico para a ambiência tectônica destas rochas, discutidos no próximo item.

### **6.3. Ambiência tectônica**

As rochas analisadas neste trabalho, embora estejam situadas geograficamente na região nordeste, associadas com o contexto geológico da Província Parnaíba, no interior de uma bacia intracratônica, e conseqüentemente, sejam caracterizadas como basaltos de províncias continentais, torna-se interessante ressaltar que além dos critérios de posição estratigráfica e localização geográfica dos corpos, a análise da composição litogeoquímica também permite o enquadramento formal destas amostras segundo sua ambiência tectônica, utilizando-se para isso, de diagramas, como os descritos a seguir (figura 6.7-A e B).

A partir do conteúdo e a razão entre alguns elementos-traço específicos, torna-se possível através de diagramas de classificação para ambiência tectônica, como:  $La/10 \times Nb/8 \times Y/15$  (Cabanis & Lecolle, 1989) (figura 6.7-A) e  $Zr \times (Zr/Y)$  (Pearce & Norry, 1979) (figura 6.7-B), enquadrar quaisquer rochas de composição basáltica analisadas, em seus respectivos ambientes de ocorrência.

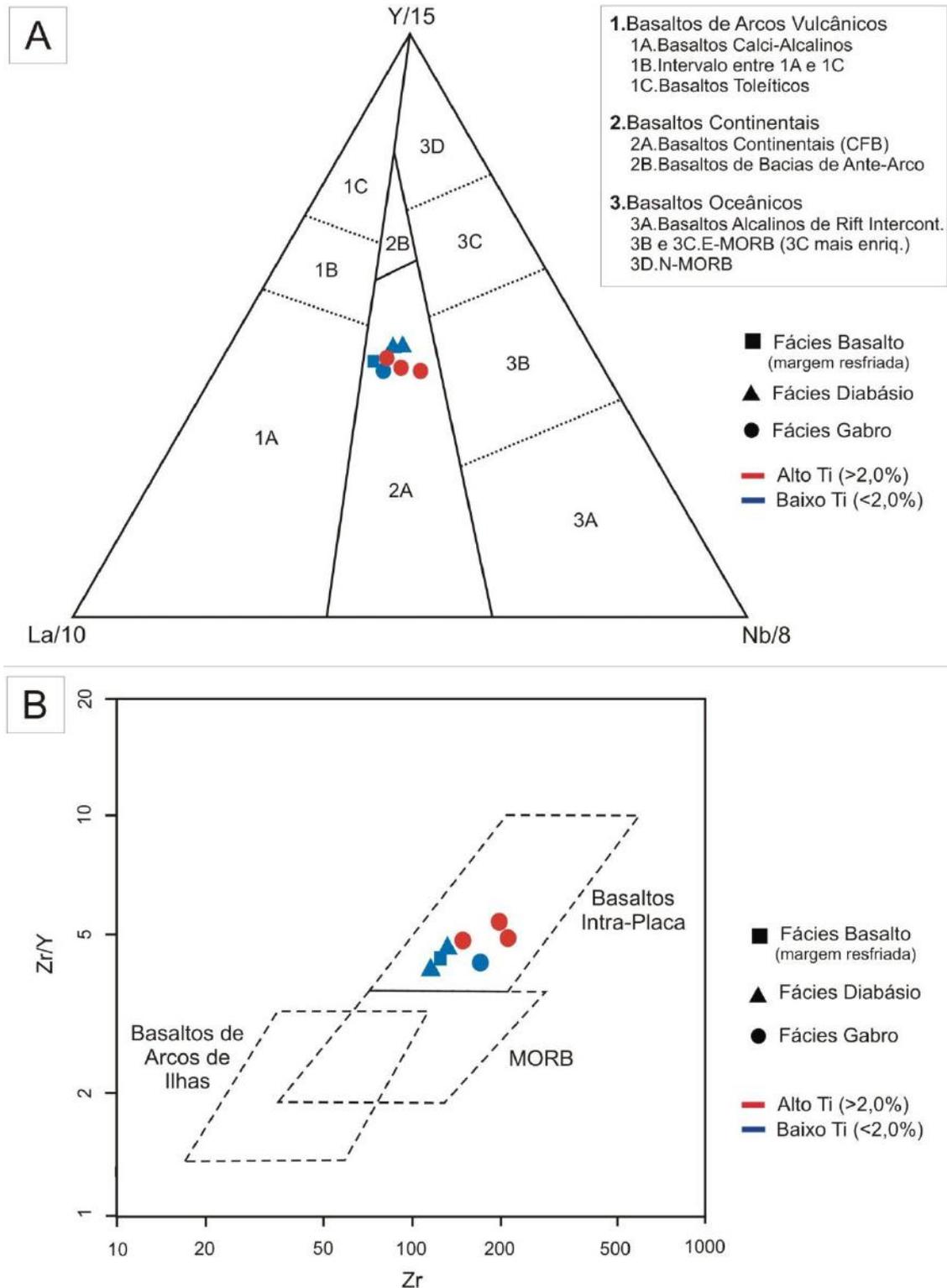


Figura 6.7. Diagramas de classificação para ambiência tectônica. A-(La/10 x Nb/8 x Y/15), modificado de Cabanis & Lecolle (1989). B-Zr x (Zr/Y), modificado de Pearce & Norry (1979), para as amostras do poço 1UN-26. Zr em % peso. Amostras do grupo I em vermelho (Alto Ti) e do grupo II em azul (Baixo Ti).

Para as rochas descritas no poço 1UN-26, em ambos os diagramas, observa-se a inserção de todas as amostras sobre o campo referente aos basaltos de províncias continentais (basaltos intraplaca continentais), sistematizando deste modo, em função da composição química dos toleítos analisados, sua caracterização quanto CFB.

#### 6.4. Comparações regionais

Litoestratigraficamente, as rochas magmáticas identificadas na Bacia do Parnaíba são incluídas nas formações Mosquito e Sardinha, definidas primeiramente nos trabalhos de Aguiar (1969), e posteriormente discutidas e melhor caracterizadas por outros pesquisadores quanto aos critérios petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos, tais como nas publicações de Bellieni *et al.* (1990), Baksi & Archibald (1997), Ernesto *et al.* (2003) e Merle *et al.* (2011).

Assim, como forma de comparação, foram compilados os dados litogeoquímicos presentes nos referidos trabalhos, associados às formações Mosquito e Sardinha, junto aos dados gerados para as rochas analisadas no poço 1UN-26, a fim de inserir estas últimas dentro de uma possível classificação formalizada.

A partir do diagrama do tipo *spider*, normalizado para o padrão de elementos incompatíveis do Manto Primitivo, modificado de McDonough & Sun (1995), foram projetados todos os dados analisados, bem como os demais, presentes nos trabalhos de referência, discriminando em diferentes campos, as rochas pertencentes às diferentes formações (figura 6.8). Dessa forma, torna-se possível a comparação de modo claro entre os níveis de enriquecimento em elementos-traço das amostras analisadas, bem como daqueles presentes nas rochas descritas na literatura, podendo-se inferir comparações e possíveis inserções a partir de critérios litogeoquímicos, do corpo analisado no poço 1UN-26.

Neste diagrama, observam-se três campos distintos em cores, diferenciando as amostras analisadas nos artigos de referência com alto conteúdo de  $\text{TiO}_2$  (em vermelho,  $\text{TiO}_2 > 2\%$  peso), daquelas com baixo conteúdo de  $\text{TiO}_2$  (em azul,  $\text{TiO}_2 < 2\%$  peso). Dentre as amostras com alto Ti, tem-se discriminado dois campos: um mais enriquecido em todo o espectro de elementos-traço, referente aos dados de Bellieni *et al.* (1990) e Ernesto *et al.* (2003) para a porção leste da Bacia, classificado por estes como Formação Sardinha; e outro um pouco menos enriquecido, referente aos dados de Merle *et al.* (2011), da porção oeste da Bacia, classificado por estes como Formação Mosquito.

Dentre as amostras com baixo Ti, tem-se um espesso campo na porção inferior do diagrama, representando àquelas com o menor espectro de enriquecimento em elementos-traço. Tais amostras são referentes aos dados presentes nos trabalhos de Bellieni *et al.* (1990) e Ernesto *et al.* (2003) para a porção leste da Bacia, e Merle *et al.* (2011), para a porção oeste, sendo tal campo classificado por estes autores como Formação Mosquito. Cabe ressaltar, entretanto, que tais trabalhos basearam seus resultados, além da análise litogeoquímica, em dados geocronológicos, e geologia isotópica. As diferenciações e adequações nas respectivas formações são fundamentadas por tais aspectos.

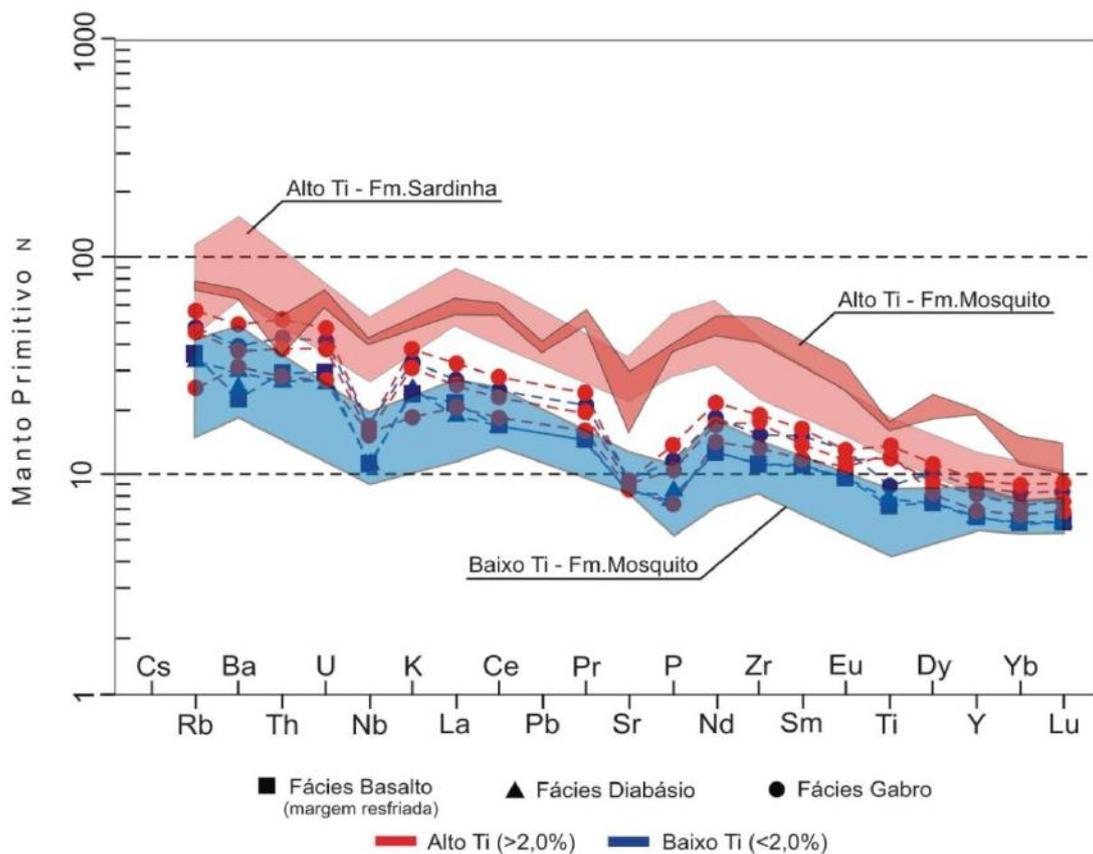


Figura 6.8. Diagrama do tipo *spider* normalizado para o padrão de elementos incompatíveis do Manto Primitivo, modificado de McDonough & Sun (1995), para as amostras do poço 1UN-26 (linhas tracejadas). Campos em cor representando os padrões amostrais para os toleítos da Bacia do Parnaíba analisados nos trabalhos de Bellieni *et al.* (1990) e Ernesto *et al.* (2003) para a porção leste da Bacia (Alto Ti - Fm.Sardinha, e Baixo Ti - Fm. Mosquito) e Merle *et al.* (2011) para a porção oeste da bacia (Alto Ti - Fm. Mosquito e Baixo Ti - Fm.Mosquito).

Conjuntamente aos campos discriminados, foram projetadas as amostras descritas neste trabalho, representadas pelos pontos e linhas tracejadas, como exposto

anteriormente na figura 6.6-B. Observa-se em relação às amostras inseridas no grupo 1 (Alto Ti) pouca sobreposição com os campos descritos, sendo constatada tal tendência, se somente considerarmos as concentrações dos LILE e ETR-P. Tais grupos de elementos se sobrepõem em pequenas porções com os três campos descritos. Entretanto, as rochas mais enriquecidas presentes no poço 1UN-26 apresentam-se dispostas no diagrama principalmente entre os campos de "Alto Ti - Formação Sardinha", e "Baixo Ti - Formação Mosquito", com pouca sobreposição nestes.

Em contrapartida, o mesmo não se constata para o grupo 2 (Baixo Ti), onde observa-se uma sobreposição bem clara entre tais amostras, e àquelas contidas no campo "Baixo Ti - Formação Mosquito". De um modo geral, todos os elementos-traço inserem-se dentro do referido campo, havendo, portanto uma semelhança química entre as rochas menos evoluídas deste corpo de estudo, e as amostras classificadas como Formação Mosquito pelos trabalhos citados.

A partir deste diagrama ainda é possível notar outras semelhanças entre as amostras descritas e os campos representativos. Assim como já exemplificado no ítem 6.2 deste trabalho, observa-se uma tendência geral de maior enriquecimento em elementos dos tipos LILE e ETR-L em relação aos HFSE e ETR-P. Depressões fortemente marcadas em Ta-Nb, Sr, P e Ti, bem como picos em LILE, como Ba, e elementos como Ti, estão presentes em todos os campos, assemelhando-se com algumas características descritas para o poço 1UN-26.

Aparentemente, de maneira objetiva, pode-se constatar uma disposição intermediária das rochas deste trabalho entre dois campos principais presentes no diagrama, havendo contudo, uma semelhança maior com as rochas caracterizadas pelo campo Baixo Ti da Formação Mosquito.

Por outro lado, utilizando-se como critério de comparação somente os dados contidos em Bellieni *et al.* (1990), onde é observada uma divisão clara no conteúdo de alguns elementos-traço entre as rochas caracterizadas como pertencentes às formações Mosquito e Sardinha, propôs-se uma nova base de comparação. Para tal, através da modificação do Diagrama  $(La/Ce)_N$ , x  $La_N$  (figura 6.9) normalizado para o padrão de La e Ce do Condrito, presente no referido trabalho, fez-se a inserção das amostras aqui descritas como forma de comparação com os campos definidos por estes autores.

Neste diagrama, tem-se a geração de dois campos bastante distintos: o primeiro, altamente enriquecido em La (teores de mais de 100x), com razões La/Ce entre 1 e 1,6, perfazendo em conformação com os dados geocronológicos analisados por Bellieni *et*

*al.* (1990), a Formação Sardinha; e o segundo, visivelmente menos enriquecido em La (teores entre 10 e 60x), com razões La/Ce entre 0,2 e 2,8, em consonância com os dados geocronológicos analisados por Bellieni *et al.* (1990), a Formação Mosquito.

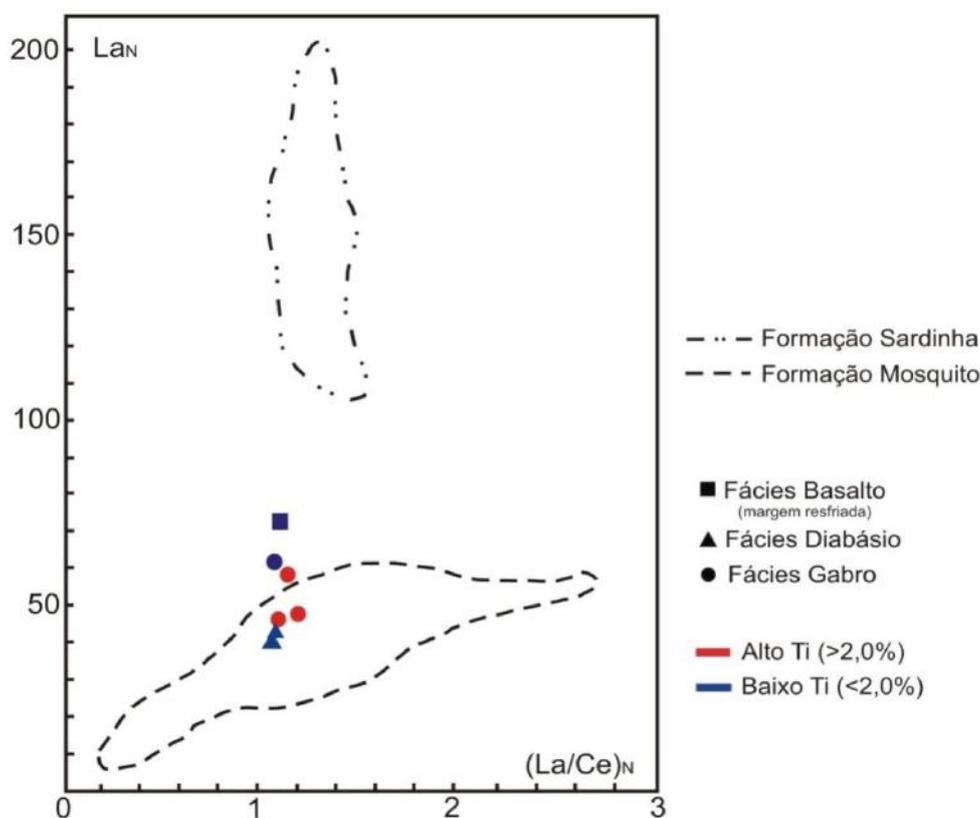


Figura 6.9. Diagrama  $(La/Ce)_N$ , x  $La_N$ , normalizado para o padrão de La e Ce do Condrito, apresentando a relação das amostras descritas neste trabalho (símbolos em cores) aos campos amostrais definidos por Bellieni *et al.* (1990) para as Formações Mosquito e Sardinha da Bacia do Parnaíba (linhas tracejadas).

Ao serem inseridas neste diagrama as amostras descritas neste trabalho, observa-se a sobreposição parcial das mesmas ao campo de menor enriquecimento em La, referente à Formação Mosquito. Como observado, nenhuma amostra projetou-se ao outro campo, associado à Formação Sardinha. Mesmo as amostras pertencentes ao grupo 1, amplamente enriquecidas comparativamente ao grupo 2, não se aproximaram do outro campo neste diagrama. Supostamente, quanto aos critérios litogeoquímicos adotados para a formulação deste diagrama, a maioria das amostras do poço 1UN-26 assemelham-se às rochas da porção leste da bacia, descritas como Formação Mosquito pelos referidos autores. Cabe ressaltar novamente, contudo, que tais campos e divisões foram formulados a partir de análises litogeoquímicas, conjuntamente com dados

isotópicos e geocronológicos, sendo somente desta forma, possível afirmar de fato, a qual formação cada amostra pertence.

De um modo geral, o magmatismo na Bacia do Parnaíba é bimodal em idade (Bellieni *et al.* 1990), apresentando uma predominância de rochas aflorantes na porção oeste da Bacia, que variam em idade desde o Triássico até o Jurássico, denominadas inicialmente por Aguiar (1969) de Formação Mosquito. Tem sua gênese associada a processos ligados à CAMP (Central Atlantic Magmatic Province), e à abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Por outro lado, predominantemente de ocorrência aflorante na porção leste da Bacia, são descritas as rochas de idade Eocretácea pertencentes à Formação Sardinha, também presentes inicialmente nos trabalhos de Aguiar (1969), e posteriormente associadas à abertura do Oceano Atlântico Sul, sendo cornocorrelatas ao magmatismo Serra Geral da Bacia do Paraná.

O magmatismo presente na Bacia do Paraná, de idade Cretácea, diferentemente do presente na Bacia do Parnaíba, é amplamente difundido e estudado, apresentando uma série de trabalhos de caracterização e classificação, como os contidos em Mantovani *et al.* (1984; 1985), Bellieni *et al.* (1984), Peate *et al.* (1992), Peate (1997) e outros. Como identificado por Bellieni *et al.* (1990) posteriormente na Bacia do Parnaíba, o magmatismo Sardinha apresentou-se cronocorrelato ao magmatismo Paraná-Etendeka anteriormente descrito por estes autores, revelando também elevada concentração de elementos-traço incompatíveis. Ainda segundo estes tais formações, em função da similaridade em idade e composição, poderiam ser petrogeneticamente relacionados.

A fim de comparar o Magmatismo Serra Geral, com as rochas descritas neste trabalho, caso estas sejam relacionadas ao Magmatismo Sardinha, utilizou-se de diagramas contidos nos trabalhos de Peate *et al.* (1992) e Peate (1997). Nos referidos trabalhos, para os derrames de basaltos e intrusões de diabásio da Província Basáltica Paraná-Etendeka foram diferenciadas seis suítes distintas, sendo três de alto TiO<sub>2</sub> (Urubici, Paranapanema, Pitanga) e três de baixo TiO<sub>2</sub> (Ribeira, Gramado e Esmeralda). Como tal, foram projetadas as amostras analisadas, bem como outras antes descritas por Bellieni *et al.* (1990), Ernesto *et al.* (2003) e Merle *et al.* (2011), associadas às formações Mosquito e Sardinha da Bacia do Parnaíba, conjuntamente aos campos amostrais definidos por Peate *et al.* (1992) & Peate (1997) para as suítes de Alto Ti (figura 6.10) e Baixo Ti (figura 6.11).

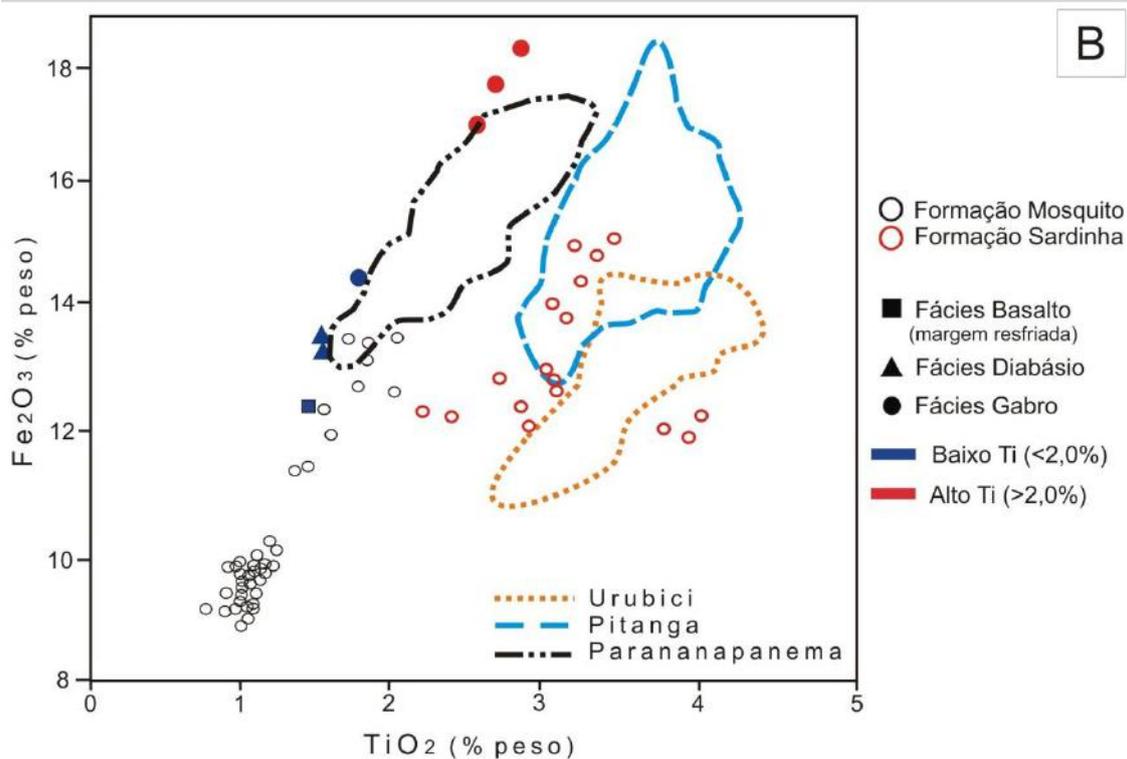
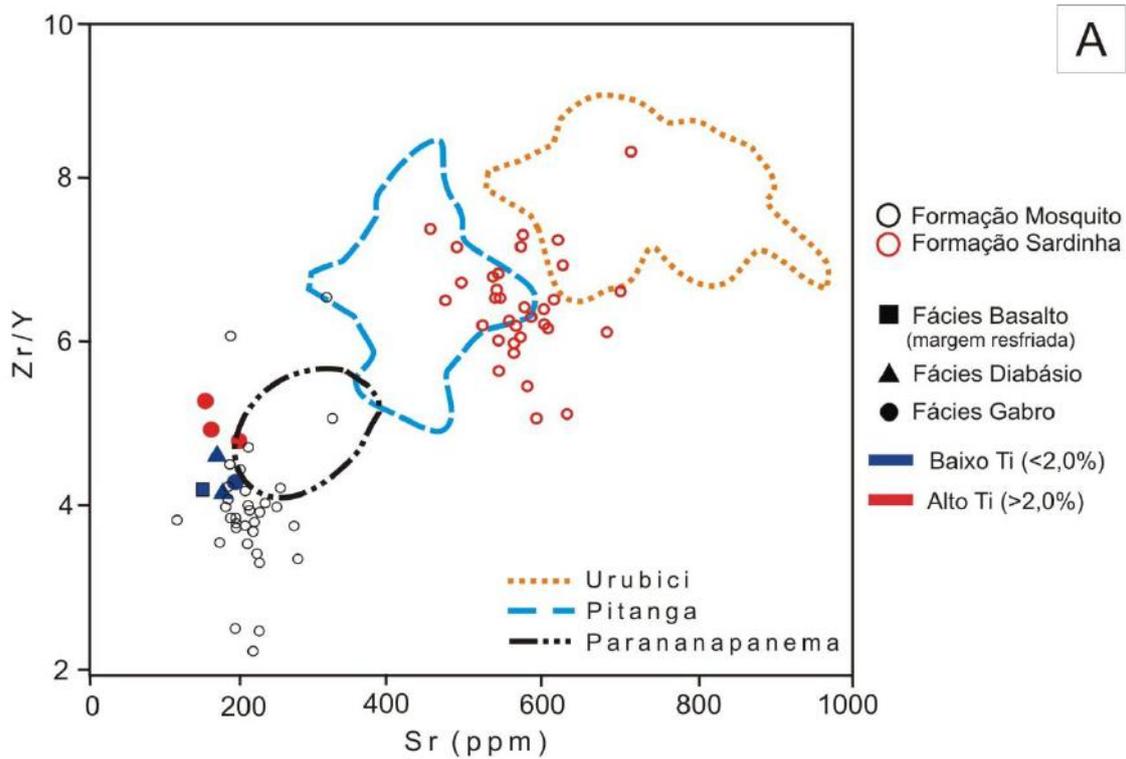


Figura 6.10. Diagramas: A-Sr x (Zr/Y) e B-TiO<sub>2</sub> x Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, apresentando para as amostras analisadas neste trabalho (poço 1UN-26), e para outras antes descritas por Bellieni *et al.* (1990), Ernesto *et al.* (2003) e Merle *et al.* (2011), associadas às formações Mosquito (círculos pretos) e Sardinha (círculos em vermelho) da Bacia do Parnaíba, uma comparação com os campos amostrais definidos por Peate *et al.* (1992) & Peate (1997) para as suítes de Alto Ti da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

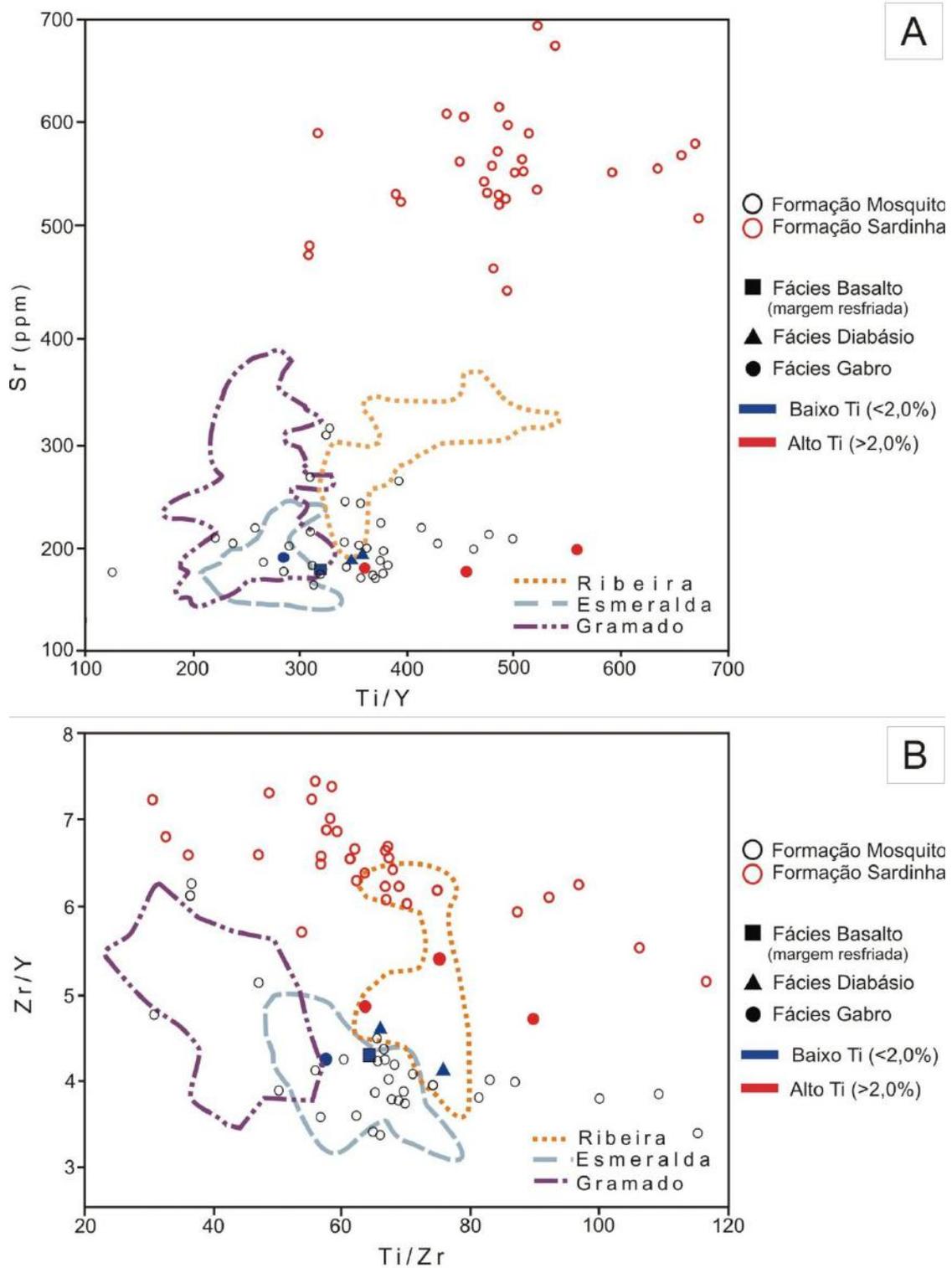


Figura 6.11. Diagramas: A- (Ti/Y) x Sr e B- (Ti/Zr) x (Zr/Y), apresentando para as amostras analisadas neste trabalho (poço 1UN-26), e para outras antes descritas por Bellieni *et al.* (1990), Ernesto *et al.* (2003) e Merle *et al.* (2011), associadas às formações Mosquito (círculos pretos) e Sardinha (círculos em vermelho) da Bacia do Parnaíba, uma comparação com os campos amostrais definidos por Peate *et al.* (1992) para as suítes de Baixo Ti da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

Quando comparadas às suítes de alto Ti da Bacia do Paraná (Urubici, Pitanga e Paranapanema), verifica-se que todas as rochas estudadas, tanto no diagrama Sr x (Zr/Y) (figura 6.10-A), quanto no diagrama  $TiO_2$  x  $Fe_2O_3$  (figura 6.10-B) projetam-se próximas ao limite inferior do campo Paranapanema, que apresenta os menores tores de  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  e Sr e razões mais baixas de Zr/Y. Assim como já observado no diagrama  $(La/Ce)_N$  x  $La_N$ , tais amostras distanciam-se totalmente dos campos relativos à Formação Sardinha.

Ao projetar-se os dados relativos às formações Mosquito e Sardinha, presentes na literatura, observa-se que as rochas consideradas como pertencentes à Formação Sardinha projetam-se, em sua maioria, nos campos das suítes Urubici e Pitanga, enquanto que, as rochas consideradas como pertencentes à Formação Mosquito caem fora dos três campos de Alto-Ti da Bacia do Paraná.

Quando comparadas às suítes de baixo Ti da Bacia do Paraná (Ribeira, Gramado e Esmeralda), verifica-se que as rochas classificadas como de Baixo-Ti, neste trabalho, projetam-se nos campos das três suítes representadas no diagrama (Ti/Y) x Sr (figura 6.11-A), enquanto que aquelas classificadas como de Alto-Ti, que apresentam razões Ti/Y maiores que 350, projetam-se fora dos três campos representativos dessas suítes. Considerando as amostras da Bacia do Parnaíba, descritas na literatura, verifica-se que àquelas classificadas como pertencentes à Formação Mosquito tendem a uma maior sobreposição nos campos representativos das suítes de Baixo-Ti da Bacia do Paraná. Semelhantemente às rochas do poço 1-UN-26, estas rochas também possuem razões Ti/Y mais elevadas do que as rochas da Bacia do Paraná.

Já no diagrama (Ti/Zr) x (Zr/Y) (figura 6.11-B), nota-se a maior tendência de sobreposição dentre os quatro diagramas, estando as amostras do grupo 1 (alto Ti) sobrepostas ao campo Ribeira, e àquelas referentes ao grupo 2 (Baixo Ti), sobrepostas aos campos Esmeralda e Ribeira. A partir da plotagem dos dados relativos às formações Mosquito e Sardinha, presentes na literatura, observa-se que as rochas classificadas como pertencentes à Formação Mosquito projetam-se, em sua maioria, nos campos das suítes de Baixo-Ti (Ribeira e Esmeralda), enquanto que as amostras da Formação Sardinha caem totalmente fora desses campos, observando-se novamente, uma maior proximidade das amostras referentes ao poço 1UN-26, com o espaço amostral gerado pela Formação Mosquito.

Com base nestes dados, podemos considerar que apesar do magmatismo das bacias do Parnaíba e do Paraná apresentarem assinatura de toleítos de derrames

continentais, registram-se diferenças marcantes entre os seus "quimismos", e que, as rochas de sub-superfície, ora estudadas, ocorrendo na borda leste da Bacia do Parnaíba, apresentam maior afinidade com as rochas de superfície pertencentes à Formação Mosquito, que segundo a literatura vigente, ocorrem predominantemente na borda oeste da Bacia do Parnaíba.

## 7. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As rochas analisadas neste trabalho, referentes ao poço 1UN-26, apresentaram resultados petrográficos e assinatura química típicos de basaltos intra-placa continental, estando de acordo com o enquadramento estratigráfico, estrutural e geotectônico estabelecidos anteriormente, por outros autores (Bellieni *et al.* 1990; Baksi & Archibald (1997); Merle *et al.* 2011; Silva *et al.* 2017; Valente *et al.* submetido em 2017).

Assim como observado por Silva (2016), o referido corpo magmático é uma expressiva intrusão constituída por rochas básicas com mais de 40m de espessura, cortando estratigraficamente, de modo subparalelo, os arenitos encaixantes de idades Mississipiana ou Permiana, associados à Formação Poti ou à Formação Pedra de Fogo, respectivamente, na porção nordeste da Bacia do Parnaíba. Os dados do Projeto Carvão do Parnaíba (Leite *et al.* 1975), em contrapartida, não deixam clara a sua posição estratigráfica.

As ocorrências de rochas magmáticas na bacia relacionam-se aos principais eventos de distensão e separação de grandes massas continentais ocorridos após o Ciclo Brasileiro, principalmente durante a era Mesozóica. O Magmatismo Mosquito (Aguiar, 1969) apresenta idade jurássica ( $199 \pm 2,4$  Ma;  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  para plagioclásio; Merle *et al.* 2011), estando associado à CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) e, conseqüentemente, à ruptura de Pangeia e abertura do Oceano Atlântico Equatorial. Tais rochas afloram predominantemente na forma de derrames, com corpos intrusivos subordinados, possuindo local de ocorrência principal na porção oeste da Bacia (Bellieni *et al.* 1990). Já o magmatismo Sardinha (Aguiar, 1969), de idade cretácea (129-124 Ma; K-Ar e  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  para rocha total; Bellieni *et al.* 1990; Fodor *et al.* 1990), sendo associado à ruptura de Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Tais rochas, de modo oposto, são predominantes na porção leste, na forma de corpos intrusivos predominantemente, com derrames subordinados.

Assim, comparando aos dados descritos na literatura, referente única e exclusivamente aos critérios de localização geográfica e forma de ocorrência, o presente corpo, de natureza intrusiva, e presente na porção extremo leste da bacia, possivelmente, poderia ser enquadrado como pertencente à Formação Sardinha. Silva (2016), que promoveu descrições petrográficas e litogeoquímicas do referido corpo, primariamente, de modo similar ao apresentado neste trabalho, não define com exatidão a qual Formação, de fato, inclui-se o corpo magmático presente no poço 1UN-26, principalmente em função da ausência de dados geocronológicos disponíveis. Segundo este autor, a partir da localização e da proximidade destas rochas com algumas amostras de superfície anteriormente mapeadas, e classificadas como pertencentes à Formação Sardinha, esta sucessão magmática poderia ser associada a esta formação.

Desta forma, como dito anteriormente, e reforçado pelos trabalhos aqui citados, recomenda-se utilizar os critérios petrográficos, de composição litogeoquímica, bem como os dados de análise isotópica e geocronológicos, como forma definitiva para enquadrar e caracterizar os corpos magmáticos identificados na Bacia, de modo à classificá-los especificamente em Formação Mosquito, ou Formação Sardinha. Ainda, segundo Merle *et al.* (2011), em muitos casos, tem-se na idade absoluta dessas rochas, o único e definitivo critério para distinção entre os grupos.

Os resultados petrográficos apresentados demonstram espécimes predominantemente equigranulares, holocristalinos, hipidiomórficos e intergranulares, com trama formada por minerais como plagioclásio, augita e opacos, bem como por fases secundárias, compostas por uralita, clorita, biotita e carbonatos. Estas características vão ao encontro daquelas amplamente identificadas e descritas nos trabalhos de Bellieni *et al.* (1990) e Ernesto *et al.* (2003). De um modo geral, observam-se tendências de variações texturais e mineralógicas com o aumento de profundidade, permitindo, desta forma, a diferenciação da sucessão analisada em diferentes fácies granulométricas, cada qual com suas próprias características.

Na parte superior, definiu-se a fácies basalto, perfazendo uma delgada porção do corpo, interpretada como a margem de resfriamento da intrusão, feição típica de corpos intrusivos, como definido por Hoover (1989) e Hupert & Sparks (1989). Observam-se nesta porção, finos cristais subédricos, com feições de crescimento radial e minerais com hábito esquelético, demonstrando um rápido resfriamento do magma inicialmente, quando este se alojou nos arenitos encaixantes. Supostamente, as rochas desta fácies poderiam representar a composição do magma inicial anterior à diferenciação, ao passo

que, segundo os referidos autores, as margens de resfriamento, quando inalteradas, permitem tal inferência.

Contudo, a ampla concentração de minerais secundários como carbonatos e argilominerais sobre as fases primárias nesta porção, evidenciam processos de alteração por fluidos, onde a partir da evolução dos processos de cristalização fracionada e diferenciação do magma na câmara, promoveu-se a liberação de fases voláteis inicialmente para as porções de menor pressão, sendo interpretado nesta intrusão como o intervalo entre o contato (65,83m) e a interface com a fácies diabásio (68,50m). Conjuntamente, observa-se um grau de fraturamento bem marcado, com preenchimento por quartzo e carbonatos, reforçando ainda mais a hipótese da circulação de fluidos. Estes podem apresentar como descrito, uma relação de gênese com o próprio magma, ou possuírem influência de líquidos provenientes da rocha encaixante, o que impossibilitaria, neste caso, a utilização dos dados químicos referente à margem de resfriamento como base de caracterização da composição do magma antes da diferenciação. Possivelmente, processos de lixiviação, bem como de carreamento de material externo, ou de contaminação podem ter modificado as razões e concentrações de elementos contidos inicialmente.

Os primeiros autores a considerarem as margens resfriadas finamente granuladas de uma intrusão como representativas do magma inicial antes de qualquer diferenciação *in situ* foram: Wager, 1960; Wager & Brown, 1968. Entretanto, estudos posteriores apontam que nem sempre zonas de contato finamente granuladas em intrusões básicas representam o magma original, ao passo que estas apresentam texturas de material diferenciado, como textura tipo cumulado, e por se apresentarem intensamente alteradas por hidrotermalismo, alteração deutérica ou sofrerem contaminação da rocha encaixante (McBirney, 1975; Hoover, 1982; Hoover, 1989; Mcbirney & Sonnenthal, 1990). As últimas são observadas na fácies basalto da intrusão estudada.

Comparativamente à fácies diabásio, onde não há o indício de percolação de fluidos tardios, as amostras descritas para a margem de resfriamento, além das diferentes características petrográficas, devem apresentar distinções também quanto aos aspectos químicos. Embora não haja amostragem voltada para a análise litogeoquímica no intervalo entre 65,83 e 68,00m, foi realizada a análise da amostra 68,40m (próximo ao com a fácies diabásio), onde tem-se uma relativa diferença no conteúdo de elementos maiores, e pouca diferença na presença de elementos-traço. Assim, em função do elevado estágio de alteração presente na margem descrita, bem como da grande

quantidade de fraturas nos minerais identificados, estando estas preenchidas por ampla quantidade de material secundário, tais amostras, anteriores à profundidade de 68,40m caso sejam analisadas posteriormente, devem indicar valores discrepantes em relação à concentração de uma série de elementos descritos, sendo reflexo direto dos processos atuantes ali, após a intrusão.

Hoover (1989) apresenta as principais características distintivas para margens resfriadas representativas e não representativas do magma inicial não diferenciado, para a Intrusão de Skaergaard (tabela 7.1), demonstrando os efeitos e modificações na composição das rochas básicas presentes, em função da percolação de fluidos, bem como da contaminação associada. Com base nestes dados, observa-se uma semelhança textural e mineralógica (minerais primários) entre as rochas da fácies basalto, e aquelas descritas pelo autor como representativas do magma inicial, onde ambas apresentam-se majoritariamente com granulação fina, em textura intergranular, com ausência de cumulos, havendo o predomínio de plagioclásio, augita, e óxidos de Fe-Ti. Contudo, ao levar-se em conta os critérios de mineralogia secundária e composição para os elementos-maiores, os campos descritos como de alteração hidrotermal pelo autor passam a ter maior compatibilidade com as amostras analisadas neste corpo para a porção superior da intrusão.

A presença de alteração distinta do restante da intrusão, distando até cerca 3m da parede da rocha encaixante, estando o conteúdo de alteração cada vez mais insipiente conforme aproxima-se do interior da intrusão, bem como evidências de cloritização, sericitização, uralitização, com alteração predominante sobre as fases máficas (de modo quase total em tais cristais), evidenciam semelhanças entre as características observadas nas margens de resfriamento alteradas por hidrotermalismo, em Skaergaard, e a porção referente à fácies basalto, no poço 1UN-26. O empobrecimento relativo em alguns elementos maiores, como observado para  $Fe_2O_3$ , CaO e  $TiO_2$ , também, como descrito na tabela, podem indicar presença de fluidos com carreamento de material, ligado a processos de lixiviação. Já os elementos-traço, em contrapartida, não demonstram diferenças significativas em seus teores comparativamente à fácies diabásio (pós 68,50m).

Critério	Chilled Margin (margem resfriada, CM)	Minerais Acumulados		Contaminada	Alterada	
		Primocristais	Xenocristais		Hidrotermalmente	Outras
<b>Textural</b>	Holocristalina; Sub-ofítica a intergranular; Granulação fina a média; Ausência de minerais acumulados; Não alterada.	Plagioclásio ( $\pm$ olivina); Granulação aumenta com a distância do contato intrusivo; Feições texturais similares à zona LZ.	Olivina modal; Duas populações de olivina; Cristais grandes e aglomerados.	Abundâncias de granófiros intersticiais; Texturas similares a <i>skarns</i> envolvendo os xenólitos de gnaisses; Olivina corroída, bordejada por ortopiroxênio.	Evidências de dissolução, alteração e substituição; Intensa sericitização; Os minerais máficos são os mais fortemente atingidos; A intensidade da alteração decrece marcadamente para dentro do contato intrusivo.	Hornfels/textura granoblástica.
<b>Mineralógico</b>	Composta primariamente por plagioclásio (zonado), augita sub- cálcica, pigeonita, e magnetita; Olivina rara ou ausente; Composições intermediárias de plagioclásio, piroxênio, óxidos de Fe-Ti; Ausência de extensiva recristalização ou alteração;	Mineralogia similar à zonaLZ. Plagioclásio euédrico a subédrico, sem zonamento e composição básica (An <sub>70-72</sub> ); Olivina (até Fo <sub>74</sub> ).	Olivina (Fo <sub>82</sub> ); Augita com zoneamento.	Abundância de grandes cristais de quartzo, K- feldspato, albita, óxidos de Fe-Ti e sulfetos. Presença de anfibólio e biotita; Cordierita, sillimanita $\pm$ filissilicatos; (contaminação por sedimentos);	Alteração progressiva do interior para o contato; Serpentinização de olivina e clinopiroxênio; Oxidação de silicatos máficos; Alteração total dos minerais máficos originais; Ocorrência de Na-plagioclásio, biotita, clorita, quartzo, e sericita.	Agregados recristalizados de piroxênio, óxidos de Fe-Ti, plagioclásio sericitizado $\pm$ olivina.
<b>Elementos Maiores</b>	Enriquecida em FeO <sub>1</sub> (12-14%) em relação aos <i>cumulatos</i> da LZ; Teores mais elevados de Ti, K e P que a borda marginal (adjacente à CM); Composição Fe-basalto; A composição é procedente com o líquido parental antes da cristalização.	A composição estende-se sobre amplo intervalo da LZ.	Teores de MgO elevados (cerca de 24%); Baixos teores de Si, Al, Ca e álcalis; Razões FeO/MgO muito baixas.	SiO <sub>2</sub> e álcalis abundantes (70% SiO <sub>2</sub> ); Baixas razões Ca/(Ca+NaO); Índice elevado de Qz+Or+Ab.	Empobrecimento em TiO <sub>2</sub> , FeO, MgO e CaO por lixiviação; Relativo enriquecimento em SiO <sub>2</sub> e Na <sub>2</sub> O (SiO <sub>2</sub> acima de 73% e Na <sub>2</sub> O > 6%); Baixas razões Ca/(Ca+Na).	Atípicos teores elevados de TiO <sub>2</sub> , FeO e MgO com baixos teores de Al e Na; Elevadas razões Ca/(Ca+Na); Baixo a intermediário #mg.
<b>Elementos Traço</b>	Os teores de Rb, Sr e Ba são 3-6x LZ; Os teores de Co, Cu e V são < LZ; La ~30-50x condrito; Os padrões de ETR levemente horizontalizados; Pequena a negativa anomalia de Eu Ni/Cr < 0,7.	Teores de Co, Cr, Cu, Ni, V~LZ; Teores de Sr, Rb e Ba < CM; Teores de Cr e Ni > CM (acúmulo de olivina) Teores de Sr > CM (acúmulo de plagioclásio); La ~20x condrito; Anomalia + Eu; Ni/Cr < 10.	Enriquecida em Cr (>1700ppm); Teores de Ni e Cr > CM e LZ; Sr < CM e LZ.	Razão La/Lu < 50; Padrões de ETR levemente horizontalizados.	LILE até 6x CM; Sr e Ni de 2-10x < CM.	Cr mais que 7x CM; Empobrecimento nos elementos incompatíveis.

Tabela 7.1. Critérios de distinção texturais, mineralógicos e composicionais entre margens resfriadas representativas e não representativas do magma inicial não diferenciado, para a intrusão de Skaergaard. Modificado de Hoover (1989). \*\* Termos:CM (Margem Resfriada) & LZ (Zona Inferior).

Entretanto, deve-se ressaltar que tais dados composicionais referem-se à amostra de profundidade 68,40m, já próxima à interface final da zona interpretada como a margem de resfriamento. Em tal profundidade, embora ainda observem-se algumas características distintas desta porção do corpo, possivelmente o intervalo acima, mais próximo do contato com a encaixante permitiria a interpretação de resultados mais satisfatórios, uma vez que as rochas analisadas na profundidade de 65,83m mostram indícios petrográficos bem expressivos de alteração por fluidos, como a elevada concentração de carbonatos e argilominerais, enquanto a encontrada em 68,40m, cuja análise química serve de referência para tal comparação, apresenta alteração bem menos evidente.

Segundo os dados presentes em Valente *et al.* (submetido em 2017), valores para LOI de cerca 29% são encontrados para as rochas próximas ao contato (1UN-26 65,83m), bem como elevado conteúdo de ETR e anomalia negativa para Eu, o que não poderia ser explicado, ao comparar-se com as demais amostras, única e exclusivamente por processos de diferenciação magmática. Para este autor, também, a elevada presença de veios de carbonatos de modo subparalelo ao contato com o arenito encaixante deve-se a processos tardios de percolação de fluidos ricos em Ca e CO<sub>2</sub>, com origem magmática, e não meteórica, embora as descrições dos arenitos da região demonstrem a presença de cimento carbonático.

O restante da sucessão, abaixo das rochas descritas para a margem de resfriamento, apresentam de modo geral, baixo conteúdo de alteração, havendo, como inicialmente proposto, tendências de diminuição da ocorrência de minerais secundários com a profundidade, bem como o aumento na granulação das rochas, e evolução composicional dos líquidos envolvidos. Aparentemente, excetuando-se os intervalos entre 93,40–94,80m e 107,70–108,50m, observa-se um incremento na granulação, desde diabásios na porção mediana do corpo, apresentando granulação média, até gabros, na porção final, de granulação grossa. Nos intervalos citados, observa-se uma inversão nesta tendência, ao passo que é possível observar para estas profundidades uma diminuição na granulação das amostras em relação às rochas sobre e sotopostas. Tais intervalos acabam contestando a tendência antes definida, de diferenciação por processos magmáticos *in situ*, a partir de uma única intrusão, pois caso esta de fato tivesse ocorrido exclusivamente, não seriam observadas variações com progressiva diminuição, e posterior aumento de granulação no interior do corpo.

Especialmente no intervalo final, entre 107,70-108,50m, a distinção com as

demais rochas da fácies gabro é notória, apresentando feições anteriormente descritas somente nas rochas da margem de resfriamento. O elevado conteúdo de alteração reaparece, com as mesmas características apontadas para a fácies basalto, bem como o grau de fraturamento e diminuição da granulação. Para esta porção nota-se também uma discrepância nos valores para os elementos maiores e elementos-traço em relação ao restante da fácies gabro. Valores mais elevados de MgO e TiO<sub>2</sub> (os mais elevados de todo o poço), bem como de diminuição no conteúdo de elementos-traço, demonstram rochas com tendências diferentes das anteriormente descritas para esta porção do corpo. A elevada presença de minerais secundários, associada ao anômalo valor para LOI (4,9%) demonstra a elevada percolação de fluidos ocorrida no intervalo, o que também não era visto em pelo menos 40m de sucessão.

Deste modo, de acordo com os dados presentes na tabela 7.1, e proposições sobre intrusões múltiplas descritas por Hoover (1989), pode-se supor como explicação às mudanças observadas a presença de uma segunda intrusão, com maior conteúdo de MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> e TiO<sub>2</sub> nesta porção do corpo, em meio a um magma, ainda em diferenciação (correspondente ao intervalo entre a fácies basalto e fácies gabro à profundidade de 107m), sendo o intervalo entre 107,70-108,50m uma segunda margem de resfriamento com percolação de fluidos tardios, agora referente à segunda intrusão.

Como a perfuração do referido poço só foi realizada até meados desta profundidade, torna-se impossível a descrição do restante da sucessão, que possivelmente, demonstraria um novo incremento na granulação, com uma nova diferenciação em relação à profundidade, caso, de fato, tenha ocorrido uma nova intrusão. Segundo Valente *et al.* (*submetido em 2017*), os valores encontrados para o intervalo próximo à amostra 1UN26-108,91m, que demonstram, como citado, tendências contrárias às amostras descritas para as demais porções da fácies gabro, principalmente no que tange à reduzida concentração de ETR, não seriam consistentes com processos de diferenciação magmática, o que poderia denotar a influência de processos pós-magmáticos nestas rochas.

Excetuando-se as heterogeneidades das porções anteriormente citadas, o corpo magmático do poço 1UN-26 apresenta duas suítes bem definidas (Alto Ti e Baixo Ti), além da assinatura química típica de basaltos de províncias continentais, como descrito nos trabalhos pioneiros de Silva (2016) e Silva *et al.* (2017) para as amostras de rochas magmáticas em sub-superfície na Bacia do Parnaíba. Do mesmo modo, como observado nos trabalhos de referência, presentes na literatura, tais suítes já haviam sido descritas

por Bellieni *et al.* (1990), Baksi & Archibald (1997), Ernesto *et al.* (2003) e Merle *et al.* (2011). Entretanto, tais autores basearam seus estudos predominantemente em amostras mapeadas e coletadas em superfície, sendo os corpos sub-vulcânicos ao longo da bacia pouquíssimo estudados.

Neste trabalho, a partir da descrição petrográfica em detalhe das amostras do poço 1UN-26, e a relação com as análises químicas presentes no trabalho de Silva (2016), pôde-se identificar diferentes assinaturas químicas, sendo proposta a seguinte correlação: as amostras das fácies basalto e diabásio, além de uma amostra de gabro são inclusas na suíte de Baixo Ti (aqui referido como Grupo 2), e aquelas da porção final do poço, pertencentes à fácies gabro, são inclusas na suíte Alto Ti (Grupo 1). Além do diferente conteúdo de  $TiO_2$ , observa-se que as amostras relacionadas ao Grupo 1 são predominantemente mais evoluídas, diferenciadas e enriquecidas no amplo espectro de elementos-traço, além de possuírem maior granulação, comparativamente às amostras do Grupo 2.

A provincialidade espacial caracteriza várias associações de basaltos de derrames continentais (Gibson *et al.* 1995). Na Bacia do Paraná os tipos de Alto Ti são dominantes na porção norte, enquanto que os tipos de Baixo Ti são dominantes na porção sudeste (Mantovani *et al.* 1985), embora a sobreposição geográfica dos dois tipos tenham sido relatadas (Peate & Hawkesworth, 1996). Na Província Karroo (África) os tipos Alto Ti concentram-se a norte, enquanto, os tipos de Baixo Ti a sudeste (Cox *et al.* 1967). Tipos similares de provincialidade são também observados nas províncias de Etendeka e Kirkpatrick (Wilson, 1989).

Esta provincialidade estaria relacionada ao fato de que os dois tipos de magma não estariam relacionados apenas por processos de cristalização fracionada e contaminação crustal. Os magmas parentais para as duas associações seriam distintos e relacionados às heterogeneidades regionais do manto subjacente.

Os magmas do tipo Alto-Ti podem ter sido gerados por baixo grau de fusão de um manto granada-lherzolito, deixando granada no restito, enquanto os magmas de Baixo Ti refletem um alto grau de fusão de uma fonte mantélica diferente, onde minerais como granada não saíram do restito (Condie, 2001). Ainda segundo este autor, embora a fonte de Alto Ti esteja associada a uma pluma mantélica, a fonte de Baixo Ti pode ser oriunda de um nível mais raso de uma pluma mantélica composicionalmente diferente ou de um componente da litosfera subcontinental.

Segundo Hawkesworth & Peate (1995) os magmas do tipo Baixo Ti foram gerados em resposta a uma extensão litosférica associada à abertura do Oceano Atlântico Sul, promovendo inicialmente a fusão do manto litosférico acima da influência térmica da pluma de Tristão da Cunha. Posteriormente, maiores graus de extensão poderiam promover a fusão do manto astenosférico gerando magmas mais enriquecidos e também influenciados pela presença da pluma. Belacuva *et al.* (2009) sugerem que os magmas de Baixo e Alto Ti sofreram influência da borda e núcleo de plumas mantélicas, respectivamente. Outros autores propõem que o manto subjacente à fragmentação continental também pode ser modificado por litosfera oceânica subductante (Gibson, 2002; Heinonen *et al.* 2014).

Os baixos valores de elementos incompatíveis nas rochas estudadas quando comparadas ao Magmatismo da Bacia do Paraná, sugerem que a possibilidade do manto subjacente à Bacia do Parnaíba ter sofrido modificações por processos de subdução é uma hipótese que merece ser investigada.

Por fim, em relação às comparações regionais propostas entre as rochas analisadas, o magmatismo da Bacia do Parnaíba, e o magmatismo da Bacia do Paraná, observam-se diferentes assinaturas químicas entre os diferentes grupos de amostras. Propôs-se a comparação entre os dados deste trabalho, com os presentes em publicações anteriores, para a Bacia do Parnaíba, a fim de possivelmente, indicar alguma similaridade química com grupos de rochas anteriormente analisados, estando estas, classificadas formalmente em unidades por possuírem dados geocronológicos absolutos.

A inserção das amostras estudadas em uma unidade formalizada, como feito por Bellieni *et al.* (1990) e outros autores, deve ser de fato realizada quando houver a disposição de dados geocronológicos para tais amostras. Segundo estes autores, e como anteriormente citado por Silva *et al.* (2017), a partir da evolução nas análises dos basaltos da Bacia do Parnaíba, e conforme obteve-se um número maior de amostras, de diferentes porções da bacia, observou-se a inconsistência de se utilizar, única e exclusivamente, dados petrográficos e litogeoquímicos como critérios de diferenciação entre as formações Sardinha e Mosquito, pois diferentemente do observado por trabalhos precursores (Aguiar, 1969; Bellieni *et al.* 1990), posteriores pesquisadores acabaram por encontrar suítes de Alto e Baixo Ti em ambas as formações descritas, ora com assinaturas químicas diferenciadas, ora com estas muito similares. Em contrapartida, como reflexo da presença de um magmatismo bimodal na bacia, com intervalo bastante elevado de tempo entre tais eventos (cerca de 70Ma), tal característica

permite um auxílio bastante significativo para a classificação e diferenciação entre as formações.

Como o enfoque deste trabalho é voltado para as análises petrográfica e litogeoquímica, não foram utilizados dados isotópicos, e nem geocronológicos. Dessa forma, promoveu-se a plotagem das amostras analisadas conjuntamente com aquelas disponíveis nos trabalhos de Bellieni *et al.* (1990), Ernesto *et al.* (2003) e Merle *et al.* (2011) no diagrama do tipo *spider* normalizado para o Manto Primitivo, como forma de comparação química entre tais grupos. A partir da geração de campos associados às diferentes suítes presentes neste trabalho e na literatura, pôde-se comparar as semelhanças, bem como as diferenças nas assinaturas químicas entre tais amostras. A partir deste critério, nota-se uma maior adequação das rochas descritas à Formação Mosquito, sendo o mesmo observado em diagramas posteriores, descritos no ítem litogeoquímica. Como de fato não existem, até o momento, diagramas discriminantes de suítes alto e baixo Ti para as unidades da Bacia do Parnaíba, diferentemente do que ocorre para as suítes identificadas na Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, Silva (2016), de modo distinto ao realizado neste trabalho, atribui às amostras do poço 1UN-26, a inclusão na Formação Sardinha, exclusivamente pela maior proximidade do presente corpo aos afloramentos classificados como pertencentes a esta formação.

Por fim, definiu-se a comparação entre os magmatismos em ambas as bacias, utilizando-se dos diagramas gerados por Peate *et al.* (1992) e Peate (1997), pois, como sabido, os magmatismos Sardinha e Serra Geral, embora muito distantes geograficamente, apresentam idades similares, podendo estes estarem também relacionados genética e composicionalmente. Como resultado, observou-se clara heterogeneidade entre as assinaturas de tais rochas, havendo pequena sobreposição das amostras analisadas com os campos associados às suítes da Bacia do Paraná. Mesmo entre os dados presentes na literatura para a Formação Sardinha, tem-se um baixo grau de sobreposição, demonstrando assim diferentes fontes ou processos de diferenciação entre tais magmatismos. De modo similar, com os dados da Formação Mosquito, também observa-se baixa adequação.

Outra tendência interessante a ser notada com o auxílio destes diagramas, é, mais uma vez, a demonstração da distinção entre as rochas presentes no poço 1UN-26 e os dados gerados até hoje para a Formação Sardinha, onde nos quatro diagramas observa-se um total distanciamento entre as amostras.

Assim, em função dos diferentes quimismos revelados, e das relações contidas

nos referidos diagramas de diferenciação apresentados, propõe-se duas possibilidades de inserção de tais amostras às formações de rochas magmáticas da Bacia do Parnaíba. Em uma primeira hipótese, caso comprove-se posteriormente com dados geocronológicos, idades jurássicas (próximas à 200Ma), teria-se um corpo intrusivo de relativa espessura, presente na porção extremo leste da bacia, que seria inserido na Formação Mosquito, o que estaria de acordo com a assinatura química de amostras desta Formação descritas anteriormente (vide diagramas no item "comparações regionais"). Por outro lado, caso fosse constatada a presença de dados geocronológicos com idades cretáceas (próximas a 140Ma) para estas rochas, teria-se a inserção na Formação Sardinha de amostras quimicamente distintas das descritas até então.

Em nenhum diagrama gerado neste trabalho (com exceção aos diagramas do tipo *spider*, onde há uma disposição intermediária entre as amostras descritas e os três campos representativos), observou-se uma sobreposição evidente, ou sequer uma disposição conformativa entre as amostras descritas e as analisadas por outras publicações, para a Formação Sardinha. Neste caso, caso fosse confirmada a inserção dos presentes dados à referida unidade, o corpo magmático identificado, e descrito no poço 1UN-26, apresentaria amostras com características químicas que ainda não haviam sido descritas na literatura para tal formação, reforçando ainda mais a complexidade existente na caracterização e diferenciação entre tais grupos. A característica provincialidade espacial dos Basaltos de Derrames Continentais aponta para a segunda hipótese, onde se tem para a porção leste um amplo predomínio de basaltos "Sardinha". Entretanto, dados complementares são necessários para investigar as causas da diversidade deste magmatismo.

## 8. 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.

Aguiar, R. B. 2004. Projeto cadastrado de abastecimento por água subterrânea Estado do Piauí. Diagnóstico do município de Picos. Fortaleza-CE. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

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

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.

Bellacuva, L.; Bianchini, G.; Natali, C.; Siena, F. 2009. Continental flood basalts and mantle plumes: a case study of the Northern Ethiopian Plateau. *Journal of Petrology*, 50 (7): 1377-1403.

Bellieni, G.; Protzu, P.; Comin-Chiaramonti, P.; Ernesto, M.; Melfi, A. J.; Pacca, I. G.; Piccirillo, E. M.; Stolfa, D. 1983. Petrological and paleomagnetic data on the Plateau basalt to rhyolite sequences of the Southern Paraná basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 55: 355-383.

Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Marques, L. S.; Roisenberg, A. 1984. High- and low-TiO<sub>2</sub> flood basalts from Paraná Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhandlungen*, 150: 273-306.

Bellieni, G.; Piccirillo, E. M.; Cavazzini, R.; Petrini, R.; Comin-Chiaramonti, P.; Nardy, A. J. R.; Civetta, L.; Melfi, A. J.; Zantedeschi, P. 1990. Low- and high TiO<sub>2</sub>, Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-brazil) - K–Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high TiO<sub>2</sub> flood basalts of the Paraná Basin (SE-Brazil). *Neues Jahrbuch Mineralogischer Abhandlungen*, 162: 1-33.

Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. 2003. *Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana: Texto, mapas & SIG*. Brasília. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 692p.

Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.; Gonçalves, J. H. 2003 *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Brasília, 674p.

Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies, in *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam. Elsevier, 63-114.

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.

Cabanis B. & Lecolle M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15- Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 2(309):2023-2029.

Caputo, M. V. 1984. *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basin of Brazil*. University of California, tese (doutorado), 586 p.

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.

Condie, K. C. 2001. *Mantle plumes and their record in Earth History*. Cambridge University Press, United Kingdom, 326p.

Cox, K.G.; Bell, J.D.; Pankhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, Allen & Unwin. 450p.

- Cox, K. G. 1980. A model for the flood basalt volcanism. London. *Journal of Petrology*, 21, 629-650.
- Deckart, K.; Féraud, G.; Bertrand, H. 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4): 205-220.
- Deer, W. A.; Howie, R. A. & Zussman, J. 1971. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Harlow: Longman.
- Della Fávera, J.C. 1990. *Tempestitos na Bacia do Parnaíba*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese (Doutorado), 560p.
- Ernesto, M.; Bellieni, G.; Piccirillo, E. M.; Marques, L. S.; Min, A. de.; Pacca, I. G., Martins, G.; Macedo, J. W. P. 2003. Paleomagnetic and geochemical constraints on the timing and duration of the CAMP activity in Northeastern Brazil.
- Ernesto, M.; Marques, L. S.; Bellieni, G.; Piccirillo, E. M.; Min, A. de.; Pacca, A.; Gil, I. I.; Martins, G.; Macedo, J. W. P. 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.
- Fodor, R.; Sial, A. N.; Mukasa, S. B.; McKee, E. H. 1990. Petrology, isotope characteristics, and K–Ar ages of the Maranhao, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 555–567.
- Gibson S. A.; Thompson, R. N.; Dickin, A. P.; Leonardos, O. H. 1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume–lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 149–165.
- Gibson, S.A. 2002. Major element heterogeneity in Archean to recent mantle plume starting heads. *Earth and Planetary Science Letters*, 195: 59–74.
- Gill, R. 1996. *Chemical Fundamentals of Geology*, 2 ed. London. Chapman and Hall, 296p.
- 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.
- Hall, A. 1987. *Igneous Petrology*. New York. Wiley, 573p.
- Hawkesworth, C.J.; Gallagher, K.; Kelley, S.; Mantovani, M.; Peate, D. W.; Regelous, M.; Rogers, N. W. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. *In: Magmatism and the causes of continental break-up*. Special Publication of the Geological Society of London, 68: 221-240.
- Hasui, Y.; Carneiro, C, D, R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. 2012. *Geologia do Brasil*, 1 ed. São Paulo, Beca Editora. 900p.
- Heinonen J. S.; Carlson, R. W.; Rille, T. R.; Luttinen, A. V.; Horan, M. F. 2014. Subduction-modified oceanic crust mixed with a depleted mantle reservoir in the sources of the Karoo continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 394: 229-241.
- Hoover, J. D. 1982. *Petrology of the Marginal Border Group of the Skaergaard intrusion, East Greenland*. Unpublished Ph.D. dissertation. University of Oregon
- Hoover, J. D. 1989. The chilled marginal gabbro and other contact rocks of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology*, 30 (2): 441-476.
- Hoover, J. D. 1989. Petrology of the marginal border series of the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology*, 30 (2): 399-439.
- Hupert, H. E. & Sparks, R. S. J. 1989. Chilled margins in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 92 (3-4): 397-405.
- 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.
- Klein, G.V. 1995. Intracratonic Basins. *In: Busby, C.J.; Ingersoll, R.V.(eds.). Tectonics of Sedimentary Basins*. Cambridge: Blackwell Science, p. 459-478.
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. London. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- 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.
- Mackenzie W. S.; Donaldson C. H.; Guilford C. 1982. Atlas of Igneous Rocks and their Textures. London: Longford. 148 p.
- Mantovani, M. S. M.; Hawkesworth, C. J.; Civetta, L. 1984. Isótopos do Nd e Sr em rochas vulcânicas da Bacia do Paraná. Implicações na natureza de suas áreas fontes. In. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Resumos. Rio de Janeiro, SBG. p. 236-237.
- Mantovani, M. S. M.; Marques, L. S.; De Sousa, M. A.; Civetta, L.; Atalla, L.; Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26: 187-209.
- McBirney, A. R. 1975. Differentiation of the Skaergaard intrusion. *Nature*, 253: 691-4.
- McBirney, A. R.; Sonnenthal, E. L. 1990. Metassomatic replacement in the Skaergaard Intrusion, East Greenland: preliminary observations. *Chemical Geology*, 88 (3-4): 245-260.
- McBirney, A.R. 1975. Differentiation of the Skaergaard intrusion. *Nature*, 253: 691-694.
- McDonough, W. F. & Sun S. S. 1995. The composition of the Earth, *Chem. Geol.*, 120: 223-253.
- Merle, R.; Marzoli, A.; Bertrand, H.; Reisberg, L.; Verati, C.; Zimmermann, C.; Chiaradia, M.; Bellieni, G.; Ernesto, M. 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.

Mizusaki A.M.P.; Thomaz-Filho A.; Cesero P. de. 1998. Ages of the Magmatism and the Opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas*, 25(2):47-57.

Mizusaki A. M. P.; Thomaz-Filho, A.; Milani, E. J.; de Césero, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic Igneous Activity and its Tectonic Control in Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:183-198.

Mizusaki A. M. P. & Thomaz-Filho A. 2004. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1 ed. capítulo 17, São Paulo, Beca, 2004.

Northern Arizona Meteorite Laboratory. 2011. Textures of Basalts and Gabbros. Disponível em: <https://nau.edu/cefns/labs/meteorite/about/textures-of-basalts-and-gabbros/>

Oliveira, D.C. & Mohriak, W. U. 2003. Jaibaras 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

Pearce, J.A. & Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. And Petrol.*, 69(1): 33-47.

Peate D.W.; Hawkesworth C.J. & Mantovani M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55:119-139.

Peate D.W.; Hawkesworth C.J. 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil. *Chemical Geology*, 127 (1-3). 24p.

Peate, D.W. 1997. The Parana-Etendeka province. Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series*, 100: 217-245.

Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Edinburgo: Longman, 1993. 352 p.

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. 160p.

Silva, A. G.; de Almeida, C. N.; Valente, S. C.; de Almeida, L. F. B. 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*. 12:1-33.

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. 1983. Continental flood basalts. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 158-185.

Thompson, R.N. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. A310, 549-590.

Trosdorf Jr, I.; Morais Neto, J. M.; Santos, S. F.; Portela Filho, C. V.; Dall'oglio, T. A.; Silva, A. M. da.; Galves, A. C. M. 2016. Diques e soleiras na Bacia do Parnaíba: geometria e mecanismo de alojamento. *Congresso Brasileiro de Geociências*, Porto Alegre. Rio Grande do Sul. Petrobrás, Rio de Janeiro.

Valente, S. C.; Silva, A. G.; Almeida, C. N.; Almeida, L. F. B. 2017?. Assessment of interactions between the Early Cretaceous tholeiitic dolerites and sandstones within the Parnaíba basin, NE Brazil: a petrographic and geochemical approach. *Submetido ao GSL em 2017*.

Vaz, P. K.; Rezende, N. G. A. M.; Wanderley Filho, J. R.; Travassos, W. A. S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 15:253-263.

Wager, L. R. 1960. The major element variation of the Layered Series of the Skaergaard Intrusion and a Re-estimation of the Average Composition of the Hidden Layered Series and of The Successive Residual Magmas. *Journal of Petrology*, 1: 364-398.

Wager, L. R.; Brown, G. M.; Wadsworth, W. J. 1960. Types of Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 1: 73-85.

Wager, L. R.; Brown, G. M. 1968. *Layered Igneous Rocks*. Oliver & Boyd. Edinburgh and London. p. 588.

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Harper Collins 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.