

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

**GEOQUÍMICA E ALTERAÇÃO DOS BASALTOS DO ANDAR ALAGOAS, BACIA
DE CAMPOS.**

ANA PAULA DE OLIVEIRA DANI

Orientador – Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus.

Porto Alegre – 2016

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

**GEOQUÍMICA E ALTERAÇÃO DOS BASALTOS DO ANDAR ALAGOAS, BACIA
DE CAMPOS.**

ANA PAULA DE OLIVEIRA DANI

Orientador: Prof Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus.

BANCA EXAMINADORA:

Prof^a. Dr^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki.

Prof^a. Dr^a. Márcia Elisa Boscato Gomes.

Prof. Dr. André Weissheimer de Borba.

Dissertação de mestrado apresentado como
requisito parcial para obtenção do título de
mestre em geociências.

Porto Alegre – 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Dani, Ana Paula de Oliveira

Geoquímica e alteração dos basaltos do Andar Alagoas, Bacia de Campos. / Ana Paula de Oliveira Dani. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.

[84 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Marcus Vinícius Domeles Remus

1. Bacia de Campos 2. Andar Alagoas 3. Eo-Cretáceo 4. basalto I.
Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

Agradecimentos

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ao programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGeo/UFRGS) e a seus funcionários pelo empenho e suporte durante o desenvolvimento deste trabalho. À Agência Nacional de Petróleo (ANP) pelo apoio financeiro, através do Programa de Recursos Humanos (convênio ANP – UFRGS/PRH-12).

Ao meu orientador Prof. Dr. Marcus Vinícius Dornelles Remus pelo incentivo e apoio em todas as atividades realizadas neste trabalho e também ao Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima pela dedicação e pelo suporte técnico/científico imprescindível ao desenvolvimento do trabalho. Aos meus colegas de sala Gabriel, Henrique, Kelvyn e Aurélio pela amizade, parceria e apoio.

À minha querida família pelo amor, carinho, dedicação e compreensão. Em especial ao meu pai pela paciência, por compartilhar seus conhecimentos e por me dar apoio nos momentos de dificuldade. À Lucas por todo amor, carinho, solicitude e por sempre me fazer muito feliz. À minha querida amiga Greice que sempre me tratou de modo muito especial, estando sempre ao meu lado em todos os momentos.

RESUMO

Estudo realizado nas rochas vulcânicas associadas ao estágio pré-evaporítico da Bacia de Campos, a partir de testemunhos de 4 furos de sondagens. Estes litotipos são importantes no contexto da evolução tectônica e estratigráfica da bacia e o objetivo deste trabalho é a caracterização destas rochas a partir da petrografia, litoquímica, química mineral e composição isotópica Sr-Nd. A aplicação das metodologias de estudos convencionais foi dificultada devido ao grau de alteração das rochas marcado por modificações mineralógicas (substituição de minerais por argilominerais, palagonitização do vidro vulcânico, sericitização dos plagioclásios e presença de vesículas), elevado LOI e identificação de sedimentos arenosos englobados pela rocha vulcânica. Para minimizar os efeitos da alteração, empregaram-se metodologias que permitiram avaliar o grau de alteração das amostras e a mobilidade dos elementos químicos na rocha total. Os resultados obtidos estabelecem que as rochas vulcânicas são basaltos originados a partir de magmas com composição subalcalina, toleítica a transicional, baixo TiO_2 e alto magnésio. Os ETRs estão em conformidade com o padrão dos basaltos toleíticos baixo TiO_2 da Formação Serra Geral e são comparáveis aos E-MORB do Oceano Atlântico. O piroxênio dominante é a augita e quimicamente confirmam que os basaltos pertencem a série subalcalina e transicionais entre a série cálcio-alcalina e toleítica. Isotopicamente estão associados ao componente mantélico EMII e seguem o comportamento dos basaltos da Bacia de Campos com alto potássio. Os parâmetros levantados estabelecem uma correlação das rochas vulcânicas do Andar Alagoas da Bacia de Campos com os basaltos intracontinentais da Bacia do Paraná.

Palavras - chaves: Bacia de Campos; Andar Alagoas: Eo-Cretáceo; basalto; classificação petrogenética; alteração.

ABSTRACT

Study of the volcanic rocks associated with the pre-evaporitic stage of the Campos Basin, done from the boring cores of four boreholes. These lithotypes are important in the tectonic and stratigraphic evolution context of the basin and this study aims to characterize these rocks based on petrography, lithochemistry, mineral chemistry and Sr-Nd isotopic composition. The dating performed by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method in the feldspar minerals proved inadequate. The application of conventional study methodologies was difficult due to the degree of alteration of the rocks, evidenced by mineralogical changes (replacement of minerals by clay minerals, palagonitization of volcanic glass, sericitization of plagioclase and presence of vesicles), high LOI and identification of sandy sediments enclosed by the volcanic rock. In order to minimize the alteration effects, methodologies were used that allowed evaluating the degree of alteration of the samples and chemical element mobility in the whole rock. The results establish that the volcanic rocks are basalts derived from magmas with subalkaline composition, tholeiitic to transitional, low TiO_2 and high magnesium. The REE are in conformity with the standard tholeiitic basalts of low TiO_2 of the Serra Geral Formation and are comparable with the E-MORB from the Atlantic Ocean. The dominant pyroxene is augite which chemically confirms that the basalts belong to the subalkaline series and the transitional series between the calc-alkaline and tholeiitic series. They are isotopically associated with the mantle component EMII and follow the behavior of the Campos Basin basalts with high potassium. The collected parameters establish a correlation of the volcanic rocks of the Alagoas Stage in the Campos Basin with the intracontinental basalts of the Paraná Basin.

Keywords: Campos Basin; Alagoas Stage; Late Cretaceous; basalt; petrogenetic classification; alteration.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa da área de abrangência da Bacia de Campos e localização dos poços de amostragem das rochas vulcânicas utilizadas para o desenvolvimento deste trabalho. (Modificado de MEISLING et al., 2001). 2
- Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos. As linhas tracejadas destacam o período do posicionamento da unidade em que as rochas deste estudo estão associadas (extraído de WINTER et al., 2007). 7
- Figura 3 - Mapa de localização dos poços onde as oito amostras estudadas foram prospectadas..... 9
- Figura 4 – Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 03. (A) Rocha holocristalina com pórfiros e glomeropórfiros milimétricos. (B) Basalto holocristalino, inequigranular com fenocristais de plagioclásio marcando a textura glomeroporfirítica – nicóis cruzados (NX). (C) Fenocristal de clinopiroxênio subédrico com hábito prismático – NX. (D) Pseudomorfos de olivina substituídos por argilominerais (saponita+celadonita) bem desenvolvidos - NX. 16
- Figura 5 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 05. (A) Rocha holocristalina com textura afanítica. (B) Basalto holocristalino com granularidade fanerítica muito fina e fenocristais de plagioclásio marcando a textura do tipo glomeroporfirítica (NX). (C) Fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio (seta vermelha) e olivina (seta verde) afetados pelos processos secundários de alteração - NX. (D) Amígdala irregular preenchida por argilominerais. – NX..... 18
- Figura 6 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 06. (A) Rocha de coloração avermelhada, significativamente fraturada. (B) Fácies composta por fragmentos holocristalinos com plagioclásio predominantemente tabular evidenciando a presença da textura subofítica - NX. 19
- Figura 7 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 35. (A) Rocha de coloração cinza-esverdeada, maciça e com granulometria fanerítica fina. (B) Basalto holocristalino com fenocristal de plagioclásio marcado por inúmeras inclusões, evidenciando a textura em peneira - NX. (C) Detalhe dos fenocristais de olivina parcialmente ou totalmente substituídos por agregados policristalinos do tipo iddingsita (seta vermelha) - NX. (D) Detalhe do

preenchimento das fases argilominerálicas nas cavidades de textura diktytaxítica (seta vermelha) – NX. 21

Figura 8 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 36. (A) Rocha de coloração cinza-esverdeada, holocristalina, composta por cavidades esverdeadas milimétricas. (B) Basalto holocristalino, inequigranular, com granulometria fanerítica fina - NX. 22

Figura 9 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 36. (A) Rocha de coloração cinza-esverdeada, holocristalina, composta por cavidades milimétricas a centimétricas preenchidas por argilominerais. (B) Basalto holocristalino com textura subofítica marcada pelos minerais de plagioclásio e de clinopiroxênio - NX. 23

Figura 10 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 78-1. (A) Rocha afanítica marcada pela presença maciça de vesículas e de amígdalas preenchidas por carbonato e argilominerais. (B) Basalto hemicristalino composto por vidro parcialmente desvitrificado com porções de opacos de hábito dendrítico (seta em vermelho) - NX. (C) Fenocristais de olivina completamente substituídos por saponita+celadonita - NX. (D) Presença de vidro parcialmente desvitrificado no entorno do clasto de composição quartzo-feldspática. 25

Figura 11 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 78-2. (A) Rocha afanítica altamente vesiculada. (B) Pseudomorfos de olivina completamente substituídos por argilominerais (saponita+celadonita) bem desenvolvidos (seta vermelha) – NX. 26

Figura 12 - Diagramas da razão da proporção molecular (MPR) segundo a metodologia de Beswick (1982) com a indicação das amostras que melhor se ajustaram a linha de fracionamento. A amostra 35 sistematicamente se posicionou sobre a linha, sendo a rocha com menor grau de alteração dentro do conjunto estudado. (A) $\text{SiO}_2:\text{TiO}_2$ em relação a razão FM ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$) sobre TiO_2 . (B) $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ em relação a FM: Al_2O_3 . (C) $\text{SiO}_2:\text{Na}_2\text{O}$ em relação a FM: Na_2O . (D) $\text{SiO}_2:\text{K}_2\text{O}$ em relação a FM: K_2O 31

Figura 13 - Diagramas de correlação entre as concentrações de Zr, TiO_2 , Y, Nb e P_2O_5 . A metodologia de MacLean e Barrett (1993) estabelece que índices de correlação linear elevados em relação a reta que passa pela origem é indicativo de uma menor mobilidade do elemento. O valor de correlação mais elevado foi obtido a partir das concentrações de Zr x TiO_2 (A), seguido do Y (B). O Nb e o P_2O_5 (diagramas C e D) apresentaram índices de

correlação menores, sendo considerados como elementos de relativa imobilidade neste ambiente ($0,60 < R^2 < 0,85$)..... 32

Figura 14 - Classificação geoquímica das rochas vulcânicas do Andar Alagoas abrangidas por este estudo segundo os diagramas: (A) Zr/TiO₂ versus Nb/Y (WINCHESTER; FLOYD, 1977; PEARCE 1996); (B) Y versus Zr (MACLEAN; BARRETT, 1993); (C) Zr versus P₂O₅ (WINCHESTER; FLOYD, 1976); (D) Nb/Y versus Zr/P₂O₅ (FLOYD; WINCHESTER, 1975). FeO* = Ferro total como FeO..... 34

Figura 15 - Diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizadas para o condrito (SUN; MCDONOUGH, 1989) dos basaltos estudados na Bacia de Campos: (A) Padrão dos ETR em relação as rochas vulcânicas alto TiO₂ (HTIB) e baixo TiO₂ (LTIB) da Bacia do Paraná; (B) Comportamento dos ETR das amostras estudadas em relação aos padrões MORB de basaltos do Oceano Atlântico mostrando afinidade com o padrão E-MORB..... 35

Figura 16 - Diagrama ternário de classificação de plagioclásio proposto por Deer et al. (1993), exibindo a variação composicional dos plagioclásios das amostras 35, 37 e 78-2. 37

Figura 17 - Classificação composicional dos piroxênios das amostras 03, 05, 35 e 37 segundo o diagrama de classificação proposto por Morimoto (1988). Wo=wolastonita; En=enstatita; Fs=ferrossilita. 38

Figura 18 - Diagramas discriminativos entre as séries magmáticas alcalinas, subalcalinas, toleíticas e cálcio alcalinas a partir da composição química dos piroxênios. A) Diagrama SiO₂ (wt%) - Al₂O₃ (wt%) (LE BAS, 1962). B) Diagrama Ti (átomos por fórmula unitária - apfu)- Al (apfu) (LETERRIER et al., 1982). C) Diagrama Ti (apfu) - Ca+Na (apfu) (LETERRIER et al., 1982)..... 38

Figura 19 - Difrátogramas de raios-X (DRX) das amostras 03 e 78-2, fração <04µm, modo natural, glicolado e calcinado, intervalo de 3° a 40°2θ. Sm (esmectita). (B) - Classificação da fase argilomineral segundo o diagrama M+4Si-R₂+ (VELDE, 1985), mostrando que o argilomineral dominante nas amostras analisadas são esmectitas do tipo saponita..... 39

Figura 20 - Diagramas elaborados em função dos valores isotópicos dos sistemas Sm-Nd e Sr-Sr. (A) Diagrama TDM versus εNd, ilustrando a posição das amostras estudadas sobre a curva modelo de evolução do manto depletado proposta por Nelson e DePaolo (1984). (B)

Diagrama de correlação isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ exibindo os altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e baixos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das amostras estudadas, condizente com os critérios isotópicos estabelecidos para o reservatório tipo Manto Enriquecido II (EMII)..... 41

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Síntese da quantificação em porcentagem modal dos constituintes primários e secundários das amostras estudadas. 26
- Tabela 2 - Composição química das amostras. Concentrações dos elementos maiores (wt%) e dos elementos traço (ppm). (-) = valores abaixo do limite de detecção. 28
- Tabela 3 - Síntese das análises dos principais constituintes minerais das rochas vulcânicas da Bacia de Campos deste estudo. A análise padrão representa uma análise típica do mineral na amostra. Nos plagioclásios são apresentados as porcentagens de anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or). Nos clinopiroxênios são apresentados as porcentagens de wolastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs). 36
- Tabela 4 - Razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para os exemplares de rochas vulcânicas estudadas. 40

SUMÁRIO

RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
SUMÁRIO	x
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos gerais	2
1.2 Objetivos específicos	3
2. EVOLUÇÃO TECTONO SEDIMENTAR DA BACIA DE CAMPOS	3
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E AMOSTRAGEM	8
4. METODOLOGIA	9
4.1 Levantamento Bibliográfico	10
4.2 Petrografia	10
4.3 Litogeoquímica	11
4.4 Análise por microsonda eletrônica	12
4.5 Geoquímica isotópica	12
4.6 Análise por Difratomia de Raios X	13
5. RESULTADOS	14
5.1 Petrografia	14
5.1.1 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 03 (Poço BC-C).	15
5.1.2 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 05 (Poço BC-C).	17
5.1.3 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 06 (Poço BC-B).	18
5.1.4 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 35 (Poço BC-A).	19
5.1.5 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 36 (Poço BC-A).	21
5.1.6 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 37 (Poço BC-A).	22

5.1.7 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 78-1 (Poço BC-D).....	23
5.1.8 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 78-2 (Poço BC-D).....	25
5.2 Composição Química dos Basaltos (litogeoquímica)	27
5.2.1 Classificação das rochas.....	29
5.3 Elementos Terras Raras (ETR)	34
5.4 Química Mineral	35
5.5 Geoquímica Isotópica (Sr-Sr e Sm-Nd).....	40
6. CONCLUSÕES	42
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	43
7. ARTIGO SUBMETIDO	50

1. INTRODUÇÃO

A Bacia de Campos (Figura 1) situa-se na margem atlântica brasileira, entre os paralelos 21° e 23° sul (parte do litoral do estado do Rio de Janeiro e do Espírito Santo). Somente uma pequena parte da bacia esta emersa (*onshore*), sendo que a sua maior parte ocorre dentro do mar territorial brasileiro (*offshore*). Atualmente, se constitui na maior província petrolífera do Brasil, sendo responsável por mais de 80% da produção nacional de petróleo (AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, 2015). Como as demais bacias da margem leste, a Bacia de Campos tem sua gênese relacionada ao processo de rifteamento do supercontinente Gondwana, durante o período Eo-Cretáceo (RABINOWITZ; LABRECQUE, 1979; MÜLLER *et al.*, 1997).

Na história evolutiva da Bacia de Campos, a deposição sedimentar foi acompanhada por importantes eventos magmáticos intrusivos e extrusivos como os que ocorreram no Neocomiano e no Andar Alagoas durante os processos geodinâmicos de fragmentação do Gondwana (CONCEIÇÃO *et al.*, 1988; CHANG *et al.*, 1992; THOMAZ-FILHO, *et al.* 2008). Estudos realizados sobre os eventos magmáticos ocorridos nas bacias sedimentares brasileiras, marginais ou intracontinentais (THOMAZ-FILHO, 1982; GU *et al.*, 2002; SIRCAR, 2004; ARAÚJO *et al.*, 2005), apontam a importância destes episódios para a formação dos sistemas petrolíferos, uma vez que estes podem contribuir favoravelmente nos processos de geração, acumulação e migração dos hidrocarbonetos. Neste aspecto o desenvolvimento dos campos de Badejo e Linguado na Bacia de Campos se constituem em exemplos da influência das rochas ígneas na constituição dos reservatórios não convencionais de hidrocarbonetos (GLEICE, 2013).

Algumas dessas manifestações magmáticas, ainda que fundamentais dentro do contexto de evolução estratigráfica da bacia, carecem da falta de dados petrológicos e geoquímicos. As informações obtidas neste estudo, de natureza petrográfica, litoquímica e isotópica, visam a obtenção de dados sobre as rochas vulcânicas do andar Alagoas da Bacia de Campos. Os resultados obtidos contribuem melhorar o entendimento dos aspectos genéticos e evolutivos dessas rochas e adicionalmente serão úteis para subsidiar os estudos prospectivos de qualidade dos reservatórios de hidrocarbonetos convencionais e não convencionais.

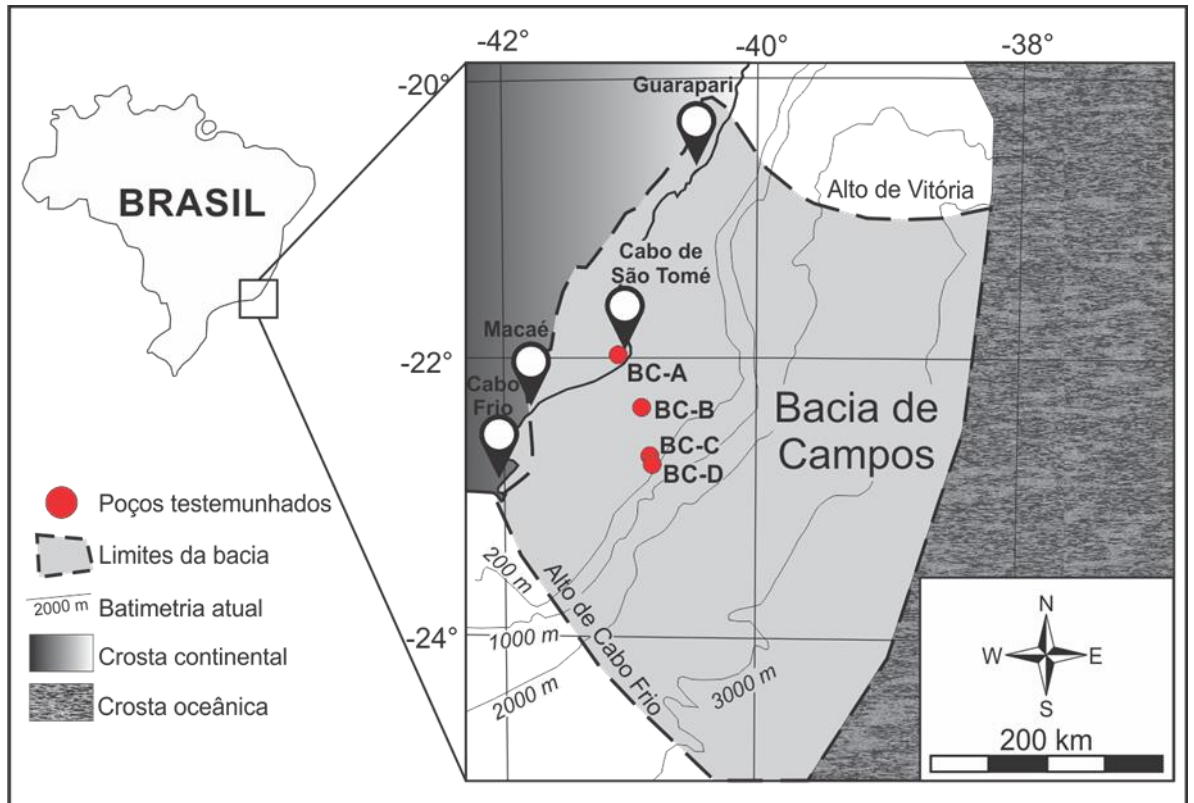


Figura 1 - Mapa da área de abrangência da Bacia de Campos e localização dos poços de amostragem das rochas vulcânicas utilizadas para o desenvolvimento deste trabalho. (Modificado de MEISLING et al., 2001).

1.1 Objetivos gerais

O projeto tem como objetivo datar as rochas vulcânicas do Andar Alagoas pelo método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ a partir de plaioclásios previamente separados das amostras. Outro objetivo é a obtenção de dados petrográficos, litoquímicos e isotópicos destes litotipos, visando a caracterização petrológica. O trabalho envolvendo a datação foi empreendido até a separação e concentração dos cristais de plagioclásios, porém a aplicação da metodologia não produziu os resultados esperados devido ao não preenchimento de uma condição essencial, os plagioclásios destas rochas não possuíam o teor mínimo exigido de potássio para a aplicação da metodologia de datação. Desta forma, este objetivo foi desconsiderado ao longo do processo de realização do projeto e dado ênfase apenas para a caracterização petrológica.

1.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos podem ser resumidos em:

- Definição da idade absoluta pelo método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (inviabilizado devido as baixas concentrações de potássio nos plagiocásios separados das amostras selecionadas).
- Determinação dos aspectos composicionais, estruturais e texturais.
- Classificação geoquímica.
- Determinação da química mineral das principais fases identificadas.
- Determinação e interpretação das razões isotópicas nos sistemas isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr.

2. EVOLUÇÃO TECTONO SEDIMENTAR DA BACIA DE CAMPOS

A Bacia de Campos situa-se ao longo do litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e estende-se até a porção sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° sul. Esta bacia abrange uma área de cerca de 120.000 Km², limitada pelo Alto de Vitória ao norte, pelo Alto de Cabo Frio ao sul (RANGEL *et al.*, 1994; CAINELLI; MOHRIAK, 1999) e por rochas Pré-Cambrianas da Serra do Mar a oeste.

A bacia tem sua origem associada ao processo de rifteamento do supercontinente Gondwana, iniciado durante o Jurássico, que culminou com a separação das placas Sul-Americana e Africana (ASMUS; PORTO, 1980; ASMUS; BAISCH, 1983; SZATMARI *et al.*, 1985; CHANG *et al.*, 1992). A quebra do supercontinente ocasionou a formação de uma série de bacias rifte que evoluíram para um mar restrito e por fim para uma margem passiva marinha, resultando no que é hoje o Oceano Atlântico Sul (CHANG *et al.*, 1992). O processo de rifteamento e abertura do Oceano Atlântico são eventos marcantes ao longo de toda a margem brasileira e, de acordo com Winter *et al.* (2007), a evolução tectônica e estratigráfica da Bacia de Campos pode ser dividida em três etapas: Supersequência Rifte, Supersequência Pós-Rifte e Supersequência Drifte (Figura 2).

A Supersequência Rifte teve início no Neocomiano e ocorreu sobreposta aos gnaisses pré-cambrianos do embasamento cristalino da Bacia de Campos. No

começo do processo de rifteamento, uma intensa atividade vulcânica deu origem a basaltos, tufos, brechas hidrovulcânicas e rochas vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas (PONTE; ASMUS, 1978), considerado o embasamento econômico da Bacia de Campos. Com a continuação dos esforços distensivos, formou-se durante o Barremiano e o Aptiano um sistema de *grabens* e *horsts*, alongados na direção SW-NE, possibilitando o processo de sedimentação lacustre das formações Atafona e Coqueiros que ocorrem associadas lateralmente aos sedimentos continentais da porção inferior do Grupo Lagoa Feia (Formação Itabapoana). A Formação Atafona é formada por arenitos, siltitos, folhelhos, e precipitados de estevensita e talco, típicos de processos de deposição química associados à atividade hidrotermal em lagos vulcânicos alcalinos (WINTER *et al.*, 2007). Já a Formação Coqueiros é constituída por depósitos de coquinas compostos, predominantemente, por moluscos bivalves intercalados com folhelhos e carbonatos lacustres (RANGEL *et al.*, 1994; PEREIRA *et al.*, 1984; DIAS *et al.* 1988; GUARDADO *et al.* 1989; ABRAHÃO; WARME, 1990; WINTER *et al.*, 2007). A Formação Itabapoana, por sua vez, é representada por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados de borda de bacia e de borda de falha (WINTER *et al.*, 2007).

A Supersequência Pós-rifte ocorreu durante o Aptiano e corresponde à porção superior do Grupo Lagoa Feia, compreendendo as formações Itabapoana, Gargaú, Macabu e Retiro. A Formação Gargaú é composta predominantemente por rochas pelíticas intercaladas por arenitos e calcilutitos, que gradam para os carbonatos da Formação Macabu em direção ao centro da bacia. As formações Itabapoana, Gargaú e Macabu marcam a passagem do ambiente continental lacustre para o ambiente marinho e são limitadas no topo pela sequência evaporítica da Formação Retiro (DIAS *et al.*, 1990; RANGEL *et al.*, 1994). Segundo Winter *et al.* (2007), os evaporitos da Formação Retiro são compostos por minerais de anidrita, halita, carnalita/silvinita que são típicos de ambientes marinho/lagunar de clima árido a semi-árido.

Após o término do evento de rifteamento e a abertura do Oceano Atlântico Sul, iniciou-se a Supersequência Drifte, que inclui rochas vulcânicas e sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a tectonismo gravitacional (WINTER *et al.*, 2007). O início da supersequência é representado pelas formações Quissamã, Outreiro, Goitacás, Namorado e Imbetiba do Grupo Macaé. A Formação Quissamã é constiuída por espessos depósitos de

calcarenitos e calcirruditos de plataforma rasa, depositados sob um regime de clima quente e seco durante o Albiano. Em virtude do processo de elevação eustática atuante no período, os depósitos da Formação Quissamã foram gradando para calcilutitos, margas e folhelhos de ambiente marinho cada vez mais profundo que compõem a Formação Outreiro. Nas regiões mais proximais, os depósitos formados são representados por conglomerados polimíticos, arenitos, calcilutitos e margas da Formação Goitacás. Nas regiões mais distais, encaixados em baixos deposicionais, estão os reservatórios arenosos arcoseanos turbidíticos da Formação Namorado (RANGEL *et al.*, 1994) que ocorrem, por vezes, intercalados aos pelitos e as margas da Formação Imbetiba. O limite superior do Grupo Macaé é marcado pela base de uma grande cunha clástica que cobre os sedimentos das formações Goitacás (proximal), Namorado e Imbetiba (distal) e cessa por definitivo a ocorrência dos carbonatos nesse grupo.

A porção superior da Supersequência Drifte (Turoniano ao recente) é representada pelo Grupo Campos que é constituído pelas formações Ubatuba, Carapebus, Emborê e Barreiras (WINTER *et al.*, 2007). A Formação Ubatuba é formada por folhelhos e leques submarinos arenosos depositados em sistemas de talude e em bacia profunda. A Formação Carapebus caracterizada por arenitos finos e conglomerados siliciclásticos, depositados por correntes de turbidez em ambiente marinho profundo ocorre intercalada aos pelitos da Formação Ubatuba. A Formação Emborê ocorre interdigitada lateralmente com a Formação Ubatuba sendo composta por folhelhos, margas, calcilutitos e diamictitos depositados em leques costeiros e em plataformas carbonáticas. A partir do final da Época Paleocênica, o padrão de empilhamento do Grupo Campos passa de retrogradacional para progradacional, evidenciando o processo de regressão marinha que predomina na bacia até os dias de hoje. Esta mudança se deu devido à queda eustática de primeira ordem do nível do mar, aumento do aporte sedimentar em virtude do soerguimento da Serra do Mar e a baixa taxa de subsidência térmica.

A bacia de Campos é composta por dois estilos estruturais predominantes. O primeiro, como citado anteriormente, se deu em função do contínuo esforço distensivo atuante durante a fase rifte da bacia, resultando no sistema de *grabens* e *horsts*, alongados na direção NE, concordantemente com os principais alinhamentos do embasamento pré-cambriano. O segundo teve início durante o Albiano e está relacionado ao processo de ascensão de corpos salinos que deram origem a falhas

de geometria lítrica, domos e diápiros de sal e estruturas geneticamente relacionadas (FIGUEIREDO; MARTINS, 1990; DEMERCIAN *et al.* 1993; COBBOLD *et al.* 1995).

Ao longo de toda a história evolutiva da Bacia de Campos, importantes eventos magmáticos ocorreram associados aos depósitos sedimentares que compõem as três Supersequências supracitadas (MOHRIAK; BARROS, 1990; MIZUSAKI; MOHRIAK, 1992). A Formação Cabiúnas, posicionada na base da sequência é formada pelo extravasamento do magma astenosférico durante a separação dos continentes Sul-Americano e Africano no Neocomiano. O intenso magmatismo ocorrido nesta época deu origem a derrames e diques de composição toleítica (THOMAZ-FILHO *et al.* 2008). No Período Eo-Cretáceo, outro importante pulso magmático foi originado devido à quebra definitiva dos continentes Sul-Americano e Africano, originando inúmeras intrusões de composição básica a intermediária. Os últimos dois eventos desenvolveram-se entre as Épocas Eocênicas e Oligocênicas, durante o processo de deslocamento da placa Sul-Americana para oeste, afastando-se do continente Africano (THOMAZ-FILHO *et al.*, 2000). Estes últimos eventos tiveram sua origem atribuída à ação de plumas mantélicas astenosféricas que, ao ascenderem em direção à superfície, assimilaram parte das rochas litosféricas atribuindo ao magma uma composição intermediária a alcalina (THOMAZ-FILHO *et al.*, 2008).

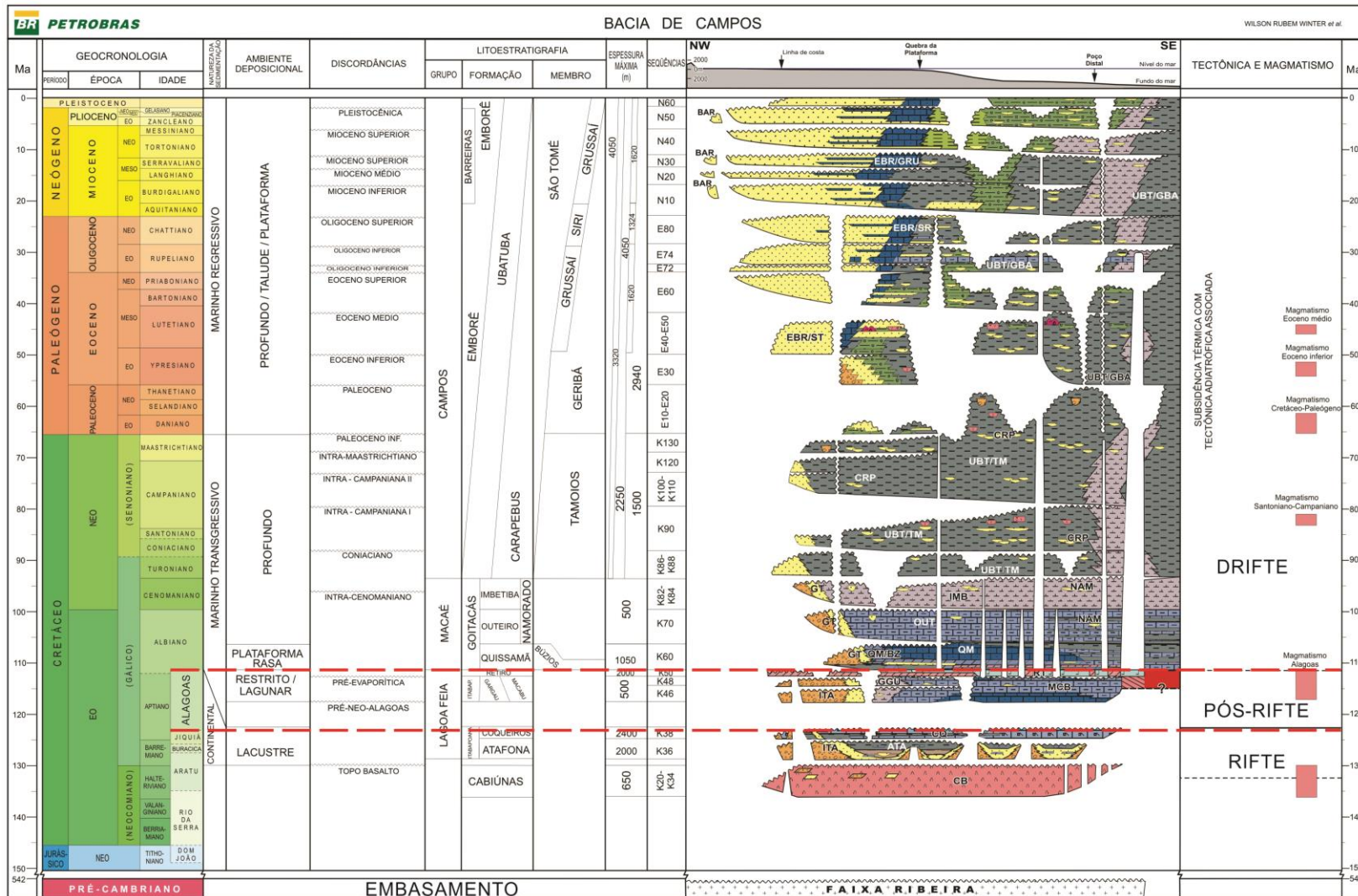


Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos. As linhas tracejadas destacam o período do posicionamento da unidade em que as rochas deste estudo estão associadas (extraído de WINTER et al., 2007).

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E AMOSTRAGEM.

A área de estudo abrange as porções de borda da Bacia de Campos, compreendendo tanto a região continental quanto as porções de plataforma e início do talude continental da bacia (Figura 3). No total, foram selecionadas 8 amostras para a realização do presente estudo e estas foram coletadas por meio de testemunhos de furos de sondagens realizados por trabalhos prospectivos da Petrobras S.A.. A coleta destas amostras foi realizada em quatro poços distintos (BC-A, BC-B, BC-C e BC-D), dispostos geograficamente como um perfil de direção NE-SW (Figura 3). Três amostras, identificadas pelos números 35, 36 e 37, pertencem ao poço BC-A, que fica localizado no Cabo de São Tomé (RJ), sendo este o único poço prospectado no continente. As demais amostras, de número 03, 05, 06, 78-1 e 78-2, pertencem aos poços perfurados em águas marinhas na porção sudeste da bacia. As amostras 03 e 05, pertencem ao poço BC-C; a amostra 06, pertence ao poço BC-B e as amostras 78-1 e 78-2, pertencem ao poço BC-D.

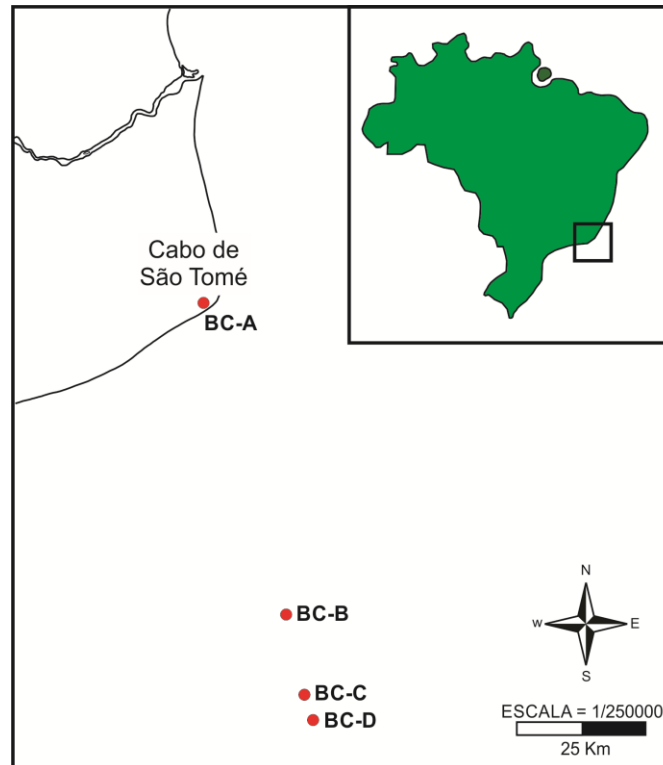


Figura 3 - Mapa de localização dos poços onde as oito amostras estudadas foram prospectadas.

4. METODOLOGIA

A seguir serão apresentadas as metodologias empregadas para a realização desta pesquisa. As etapas de trabalho podem ser individualizadas em:

1. Levantamento bibliográfico;
2. Petrografia;
3. Datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (sem resultados);
4. Litogeoquímica;
5. Análise por difratometria de raios-X;
6. Análise química mineral (microsonda eletrônica);
7. Geoquímica isotópica.

4.1 Levantamento Bibliográfico

Um dos objetivos para esta etapa foi realizar um levantamento bibliográfico referente à Bacia de Campos e aos eventos magmáticos que a compõem, especialmente quando relacionados ao vulcanismo ocorrido no Andar Alagoas desta bacia. Esta etapa de trabalho também foi fundamental para a consolidação do aporte técnico e teórico necessário para a efetivação do estudo proposto. Todo o processo de análise bibliográfica baseou-se em artigos científicos, resumos publicados em eventos, monografias, teses e livros com informações relacionadas aos assuntos de interesse.

4.2 Petrografia

A análise petrográfica foi realizada em amostra de mão e nas lâminas delgadas confeccionadas a partir das amostras. A descrição petrográfica em amostra de mão foi realizada com o auxílio de lupa binocular, visando a identificação dos principais aspectos composicionais, texturais e estruturais apresentados pelas amostras estudadas. A análise em escala macroscópica também contribuiu para a delimitação da seção de corte (local da amostra onde a lâmina petrográfica foi confeccionada), sendo esta escolha fundamentada no grau de representatividade da porção escolhida. A confecção das lâminas delgadas, foi realizada no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CPGq/IGEO/UFRGS) onde foram elaboradas oito seções delgadas, uma para cada amostra estudada. A descrição destas lâminas foi realizada sob o microscópio óptico de luz polarizada com câmera digital acoplada e visou identificar e quantificar a mineralogia modal, as texturas e as estruturas destas oito amostras. Para facilitar a gestão dos dados

levantados com o estudo petrográfico, utilizou-se como ferramenta de controle e organização o sistema **Hardledge® software**.

4.3 Litogeoquímica

A fim de obter a caracterização litogeoquímica em rocha total, todas as amostras foram encaminhadas aos laboratórios Acme Analytical Ltd, Vancouver, Canadá (amostras 03, 05, 35, 36 e 37) e ALS Ltd (amostras 78-1 e 78-2), Queensland, Austrália. Para viabilizar a caracterização, foi necessário primeiramente pulverizar aproximadamente 15 g de cada amostra a uma fração inferior a 200 *mesh*. O processo de cominuição foi realizado no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras (CPGq/IGEO/UFRGS) e se deu primeiramente pela desagregação das amostras em fragmentos grosseiros com o auxílio de uma marreta. Esses fragmentos foram então triturados em gral de ágata obtendo-se uma fração granulométrica menor, porém, para que o material processado atingisse o tamanho de grão adequado, fez-se também uso de um moinho planetário constituído por recipientes e esferas de ágata que pulveriza o material rochoso de forma homogênea e eficaz, e sem o perigo de contaminação.

Após esta etapa, as amostras foram encaminhadas aos respectivos laboratórios onde se procedeu a análise pelas técnicas de FUS-ICPES (*Fusion Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*), para a determinação da concentração dos elementos maiores, e de FUSICP-MS (*Fusion Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*), para a determinação da concentração dos elementos menores e traços.

Os resultados das análises foram devidamente avaliados e interpretados com o auxílio dos programas MinPet® Geological software Inc., PetroGraph software e Microsoft Excel que permitem o tratamento estatístico dos dados geoquímicos e a elaboração dos diagramas de classificação e discriminativos.

4.4 Análise por microsonda eletrônica

A fim de avaliar a composição química das principais fases minerais identificadas a partir do estudo petrográfico, fez-se uso da técnica de análise por microsonda eletrônica, onde foi possível determinar a concentração dos principais elementos que constituem o mineral de interesse diretamente sobre a lâmina petrográfica. A análise por microsonda eletrônica é realizada a partir de um feixe de elétrons, modelado por um conjunto de eletroímãs, que ao incidir na superfície da lâmina excita os átomos ali presentes e proporciona a liberação de raios-X primários que são decompostos e quantificados com o auxílio de cristais analisadores e contadores cintilométricos.

Para a realização da análise foi necessário, primeiramente, efetuar o polimento e a metalização por carbono das lâminas petrográficas. Após esta etapa, foi possível então proceder a análise que foi realizada pelo equipamento de microsonda eletrônica Cameca série SXFive do Laboratório de Microsonda Eletrônica (CPGq/IGEO/UFRGS) sob as seguintes condições analíticas: voltagem de aceleração de 15 keV; corrente de 15 nA; tamanho do feixe de elétrons de 10 μm (argilominerais), de 5 μm (plagioclásios) e de 1 μm (piroxênios). As lâminas escolhidas foram as de número 03, 05, 35, 37 e 78-já que estas apresentam um bom grau de conservação dos minerais e são constituídas por minerais com um tamanho de grão adequado.

4.5 Geoquímica isotópica

As análises isotópicas em rocha total nos sistemas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (CPGq/IGEO/UFRGS). As razões isotópicas das amostras de número 03, 05, 06, 36 e 37 foram medidas em

modelo estático, com um espectrômetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry) VG Sector 54 Multi-Collector. Previamente a realização da análise, as amostras já pulverizadas foram dissolvidas em frascos de PTFE (Fluoretileno politetraédrico) com adição de traçadores isotópicos ^{87}Rb – ^{84}Sr e ^{149}Sm , onde foram aquecidos em chapa quente utilizando-se misturas de HF e HNO_3 concentrados e soluções de HCl 6N até a total dissolução. Após a dissolução e secagem das amostras, adicionou-se 3 ml de HCl 2,5N, homogeneizou-se a mistura, obtendo-se a “solução de amostra”. Após adicionar traçadores (spikes) mistos nas soluções, foi realizada a separação do Rb, Sr, Sm e Nd em colunas preenchidas por resina catiônica AG-50W-X8 (200 – 400 mesh) e aniônicas LN-B50-A (100 – 200 mesh). As alíquotas dos elementos já separados foram então secas e depositadas sobre filamentos simples de Ta (Rb, Sr e Sm) e filamentos triplos de Ta-Re-Ta (Nd). A análise isotópica foi realizada com feixe de íons da ordem de 1,0 V, onde foram medidas em torno de 100 razões isotópicas em cada amostra. As razões de Nd foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ e as razões Sr para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Valores de branco de Sm, Nd e Rb-Sr inferiores a 150pg, 300pg e 100pg; respectivamente.

4.6 Análise por Difractometria de Raios X

A fim de complementar os estudos petrográficos, utilizou-se a técnica de difratometria de raios X (DRX) para a identificação das diferentes fases minerais de alteração presentes. As análises foram realizadas pelo difratômetro Siemens D5000 equipado com goniômetro θ - θ com radiação $\text{CuK}\alpha$, 40 kV e 25 mA instalado no Laboratório de Difractometria de Raios-X (CPGq/IGEO/UFRGS). Para a caracterização mineralógica da rocha total, as amostras foram desagregadas e pulverizadas a 200 *mesh* e então dispostas em solução (água bideionizada + amostra) sob a porta-amostra para que o material decantasse de forma orientada durante o processo natural de evaporação da fase líquida. O intervalo analisado

foi fixado entre 3° a 40°, a passo de 0.02° com tempo de amostragem de 2 s. Após a caracterização da rocha total, iniciou-se o processo de caracterização da fração argilosa (< 04 µm). Para proceder a análise, as amostras passaram inicialmente por um processo de fracionamento granulométrico em meio aquoso, conforme os princípios da lei de Stokes, onde a fração de interesse foi isolada das demais pelo processo de decantação das partículas maiores. Uma vez isolada, esta fração foi então disposta de forma orientada sob o porta-amostra onde se procedeu a análise sob três condições analíticas: natural, calcinada e glicolada. Na condição natural o material foi analisado sem sofrer tratamento prévio de natureza química ou física, já na condição calcinada o material primeiramente passou por um tratamento térmico onde foi exposto a uma temperatura de 550°C por um período de 2h e na condição glicolada o material foi saturado com etilenoglicol. Para as amostras naturais, o intervalo analisado foi fixado entre 3° a 40°, a passo de 0.02° com tempo de amostragem de 2 s. Para as amostras calcinadas e glicoladas as condições de passo e de tempo de amostragem foram equivalentes e fixados a 0.02° e a 3s, respectivamente, sendo estabelecidos intervalos de análise diferentes de 3° a 15°, para as amostras calcinadas, e de 3° a 24°, para as amostras glicoladas.

5. RESULTADOS

A seguir serão apresentados os resultados obtidos a partir das metodologias referidas no capítulo 4.

5.1 Petrografia

O resultado das descrições microscópicas das oito amostras estudadas está disposto abaixo. De acordo com estas descrições, em função da composição mineralógica apresentada, praticamente todas as amostras foram classificadas como basaltos, com exceção da amostra 06 que foi classificada como brecha peperítica. Ao final é apresentada uma tabela onde estão disponibilizados os valores quantificados dos constituintes primários e secundários identificados em lâmina petrográfica.

5.1.1 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 03 (Poço BC-C).

Macroscopicamente, a amostra apresenta uma coloração global cinza-esverdeada e é composta por uma matriz de granularidade afanítica onde ocorrem inseridos pórfiros e glomeropórfiros escuros com dimensões milimétricas (Figura 4A). Outros importantes constituintes que ocorrem de forma bastante expressiva na amostra 03 são os veios e as amígdalas. Os veios, de espessura milimétrica, cortam a rocha paralelamente entre si e são preenchidos por minerais carbonáticos. Já as amígdalas, de dimensões milimétricas a centimétricas, são preenchidas por carbonato (coloração clara) e/ou argilominerais (coloração escura) e variam entre formas ovaladas ou concêntricas.

A análise na escala microscópica permitiu identificar que a amostra holocristalina, inequigranular e de granularidade fanerítica fina é composta pelos minerais essenciais de plagioclásio, augita e olivina (menos frequente) (Figura 4B). Os minerais de plagioclásio constituem a matriz e a assembleia de fenocristais, ocorrem em sua maioria com hábito tabular (fenocristais) e aparecem significativamente afetados por processos secundários de argilização e sericitização. O clinopiroxênio também ocorre como fenocristal de hábito prismático e observa-se que a maioria destes fenocristais não foram significativamente afetados pelos processos de alteração (Figura 4C), estando

bem preservados. Já os minerais de olivina, ocorrem somente como fenocristais e apresentam-se parcialmente ou totalmente substituídos por argilominerais (saponita+celadonita) bem desenvolvidos (Figura 4D). Outras fases minerais presentes neste basalto são os minerais opacos de hábito granular, calcita com hábito blocoso (preenchendo veios e cavidades vesiculares) e argilominerais. Estes últimos, por sua vez, podem aparecer como substituintes dos fenocristais e dos minerais constituintes da matriz, assumindo nestes casos um hábito cristalográfico maciço, ou também podem aparecer preenchendo as cavidades vesiculares, exibindo um hábito tipo franja ou fibrorradiado.

As texturas observadas em lâmina foram as porfírica, glomeroporfírica e intersticial, sendo as texturas porfírica e glomeroporfírica formadas pelos microfenocristais de plagioclásio, de clinopiroxênio e de olivina.

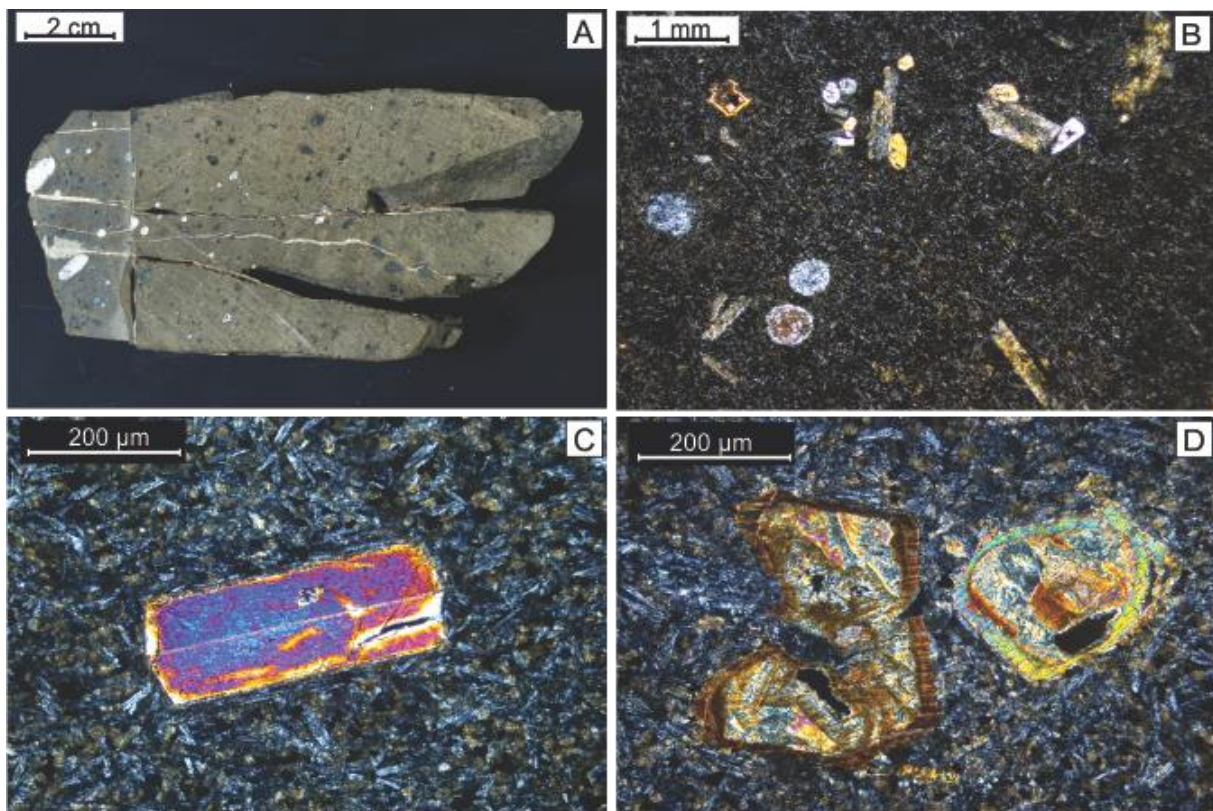


Figura 4 – Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 03. (A) Rocha holocristalina com pórfiros e glomeropórfiros milimétricos. (B) Basalto holocristalino, inequigranular com fenocristais de plagioclásio marcando a textura glomeroporfírica – nicóis cruzados (NX). (C) Fenocristal de clinopiroxênio subédrico com hábito prismático –

NX. (D) Pseudomorfos de olivina substituídos por argilominerais (saponita+celadonita) bem desenvolvidos - NX.

5.1.2 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 05 (Poço BC-C).

Macroscopicamente a amostra apresenta uma textura afanítica e uma coloração global cinza-esverdeada oscilando para cores mais avermelhadas nas porções mais alteradas (Figura 5A). Dispersos de forma não orientada pela matriz estão os pórfiros e os glomeropórfiros milimétricos, com coloração escura, e as amígdalas, milimétricas a centimétricas, preenchidas por carbonato.

Microscopicamente, a amostra 05, holocristalina e com granularidade fanerítica muito fina (Figura 5B), exhibe uma composição mineralógica muito parecida com a da amostra 03, representada pelos minerais essenciais de plagioclásio, augita e olivina. As texturas observadas em lâmina são as porfiríticas e as glomeroporfiríticas que são representadas pelos microfenocristais de plagioclásio, augita e olivina. Estes microfenocristais apresentam um padrão de alteração similar ao da amostra 03, contrastando apenas pelo fato de que na amostra 05 o processo de alteração também foi observado em alguns microfenocristais de augita (Figura 5C). Cabe ressaltar que tal como na amostra 03, as fases argilominerálicas não ocorrem restritas aos microfenocristais, estando também presentes em minerais da matriz e em cavidades vesiculares (Figura 5D). As outras fases minerais observadas foram os minerais opacos e calcita blocosa.

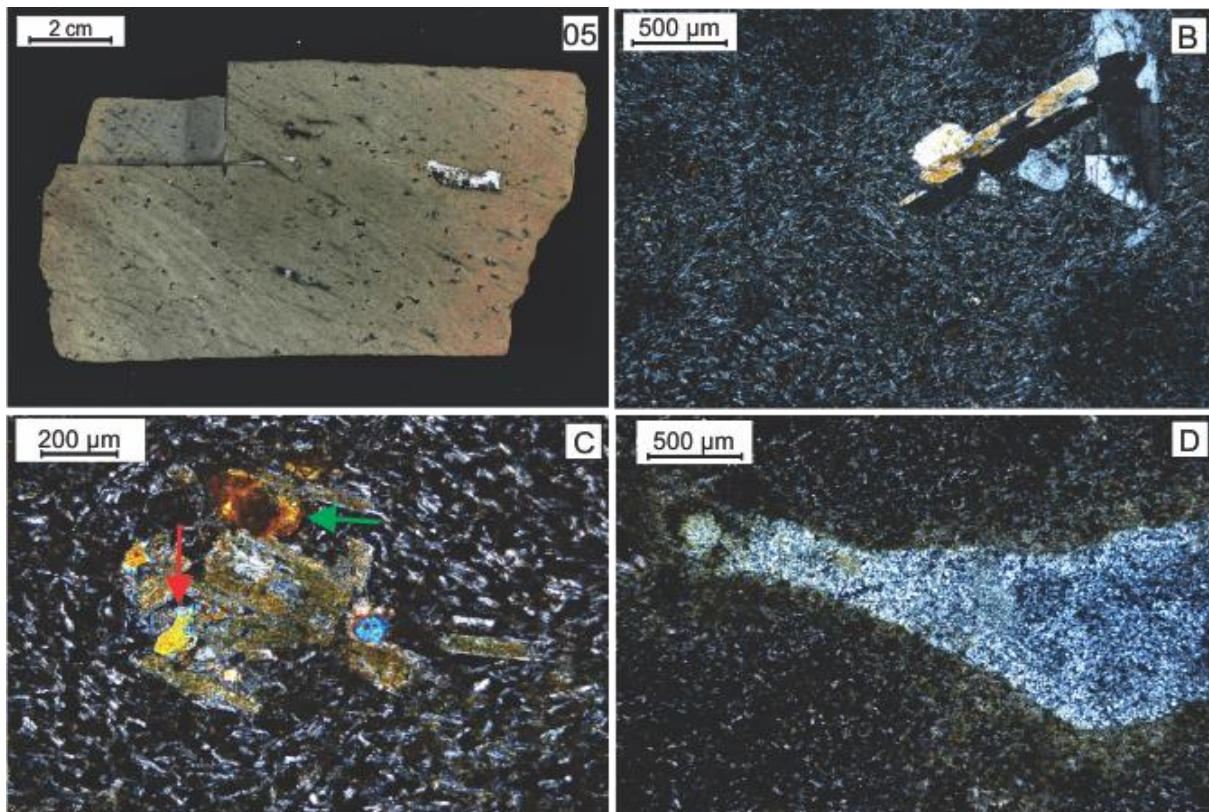


Figura 5 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 05. (A) Rocha holocristalina com textura afanítica. (B) Basalto holocristalino com granularidade fanerítica muito fina e fenocristais de plagioclásio marcando a textura do tipo glomeroporfírica (NX). (C) Fenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio (seta vermelha) e olivina (seta verde) afetados pelos processos secundários de alteração - NX. (D) Amígdala irregular preenchida por argilominerais. - NX.

5.1.3 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 06 (Poço BC-B).

A amostra de coloração avermelhada apresenta uma textura maciça, granularidade fanerítica muito fina e ocorre significativamente fraturada (Figura 6A). Observa-se que as fraturas e os veios formados, apresentam espessura milimétrica e são preenchidos por carbonato ou por sedimentos pelíticos homogêneos de tom alaranjado. Além de veios e fraturas também estão presentes cavidades vesiculares com dimensão centimétrica que ocorrem preenchidas por carbonato.

As feições observadas na lâmina delgada da amostra 06 permitem classificá-la como uma brecha peperítica, já que esta apresenta indícios claros da interação entre uma intrusão básica e sedimentos, exibindo um intenso processo de fragmentação ocasionado pelo rápido resfriamento do magma. Os fragmentos ígneos apresentam feições texturais distintas e, por isso, estes foram subdivididos em duas fácies. Uma das fácies é formada por fragmentos hipocristalinos, com plagioclásio tabular a acicular, envoltos em uma matriz originalmente vítrea, representando a porção mais externa do derrame. A outra fácies é composta por fragmentos holocristalinos de plagioclásio predominantemente tabular, com granularidade fanerítica fina a média e texturas diktytaxítica e subofítica (Figura 6B), constituindo a porção mais interna do derrame. A fração epiclástica desta amostra é constituída por grãos de quartzo e plagioclásio e por sedimentos pelíticos.

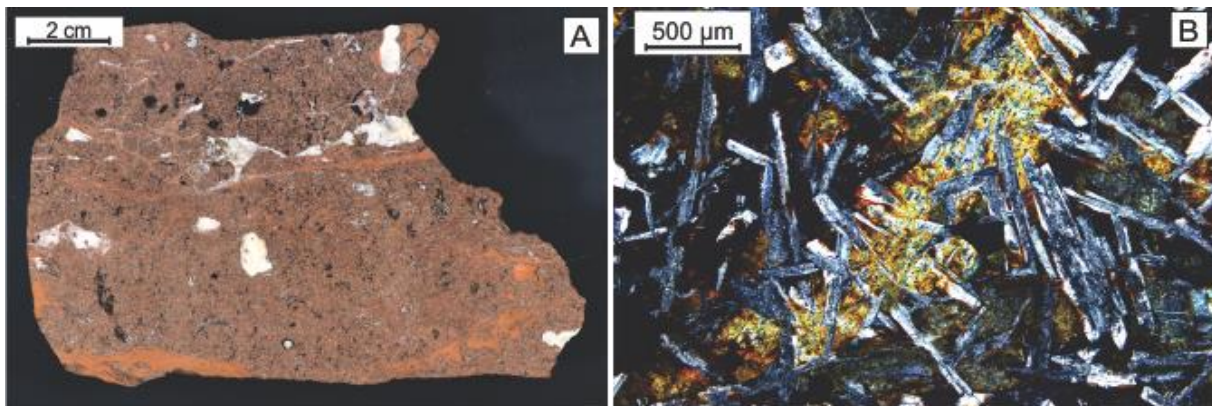


Figura 6 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 06. (A) Rocha de coloração avermelhada, significativamente fraturada. (B) Fácies composta por fragmentos holocristalinos com plagioclásio predominantemente tabular evidenciando a presença da textura subofítica - NX.

5.1.4 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 35 (Poço BC-A).

Macroscopicamente a amostra de coloração cinza-esverdeada e estrutura maciça, apresenta uma textura holocristalina e granulometria fanerítica fina (Figura 7A). Pontualmente é possível observar cavidades milimétricas, de coloração esverdeada e forma concêntrica, preenchidas por argilominerais.

Microscopicamente observou-se que a amostra de textura inequigranular e granulação fanerítica fina (Figura 7B) é composta pelos minerais essenciais de plagioclásio (hábito tabular), de clinopiroxênio (hábito prismático) e de olivina. As texturas observadas nesta amostra foram as do tipo porfirítica, glomeroporfirítica (plagioclásio e olivina), em peneira (Figura 7B), intersertal e diktytaxítica. Os minerais de olivina ocorrem apenas como fenocristais e estão parcialmente ou totalmente substituídos por agregados policristalinos do tipo iddingsita (Figura 7C); já os minerais de plagioclásio e de piroxênio ocorrem tanto como constituintes da matriz quanto como fenocristais.

Os minerais de ilmenita representam a porção mineral acessória desta rocha. Já os minerais secundários são representados pelos minerais do grupo das zeólitas, ocorrendo com hábito prismático nas porções de fratura; pelos óxidos de ferro, opacos ou avermelhados, preenchendo vesículas e cavidades intracristalinas; e pelos argilominerais do grupo das esmectitas, com hábito maciço, substituindo constituintes da matriz e fenocristais, ou em franja, preenchendo vesículas e cavidades de textura diktytaxítica (Figura 7D).

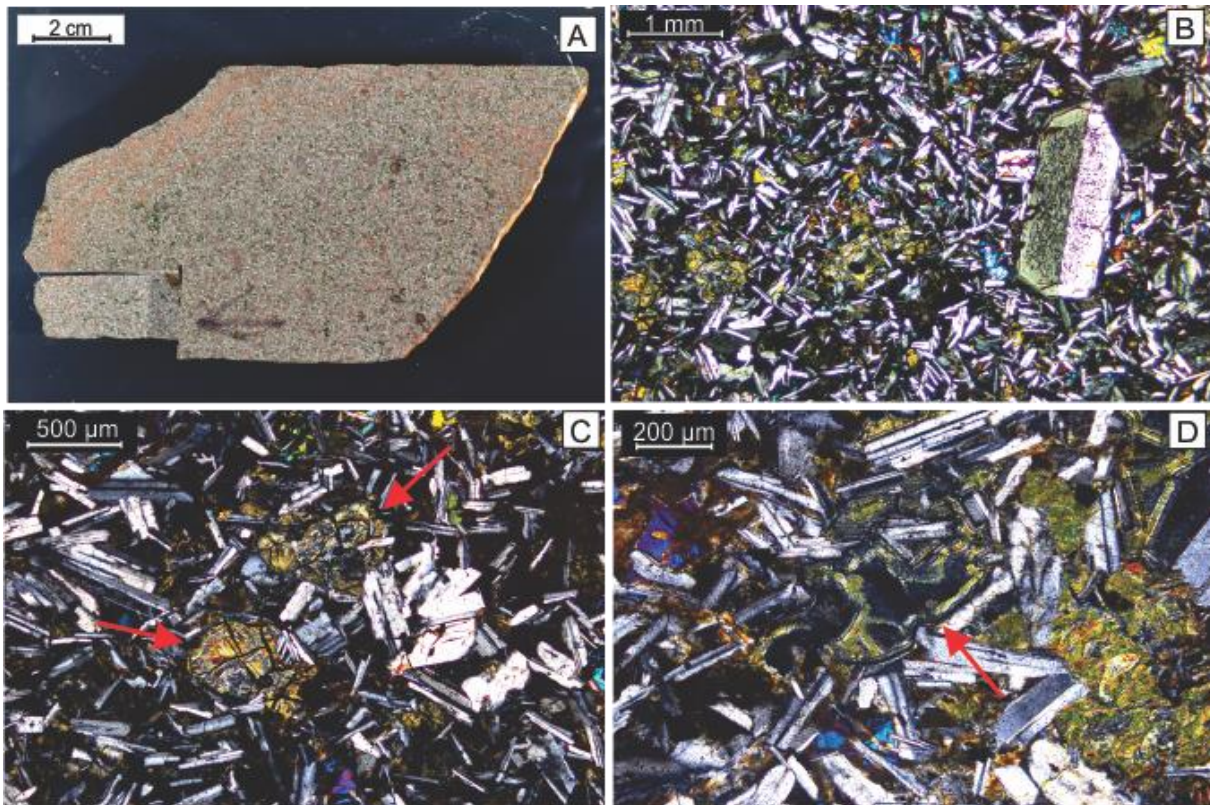


Figura 7 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 35. (A) Rocha de coloração cinza-esverdeada, maciça e com granulometria fanerítica fina. (B) Basalto holocristalino com fenocristal de plagioclásio marcado por inúmeras inclusões, evidenciando a textura em peneira - NX. (C) Detalhe dos fenocristais de olivina parcialmente ou totalmente substituídos por agregados policristalinos do tipo iddingsita (seta vermelha) - NX. (D) Detalhe do preenchimento das fases argilominerâlicas nas cavidades de textura diktytaxítica (seta vermelha) - NX.

5.1.5 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 36 (Poço BC-A).

Macroscopicamente a amostra é texturalmente e estruturalmente muito parecida com a amostra 35, contrastando apenas pela granulação que nesta amostra é fanerítica muito fina e pela dimensão ainda mais diminuta das cavidades esverdeadas preenchidas por argilominerais (Figura 8A).

Pela análise microscópica observou-se que a amostra holocristalina, com textura inequigranular apresenta uma granularidade fanerítica fina (Figura 8B) e

uma composição tipicamente basáltica constituída pelos minerais essenciais de plagioclásio (hábito tabular), de clinopiroxênio (hábito prismático) e de olivina (substituídos por argilominerais do grupo das esmectitas). Os minerais de plagioclásio e de clinopiroxênio ocorrem tanto como constituintes da matriz quanto como fenocristais, já os minerais de olivina ocorrem somente como fenocristais. As texturas observadas foram similares as da amostra 35, já com relação à assembleia mineral secundária a única diferença apresentada se refere ao mineral de celadonita que ocorre preenchendo as cavidades de textura diktytaxítica.

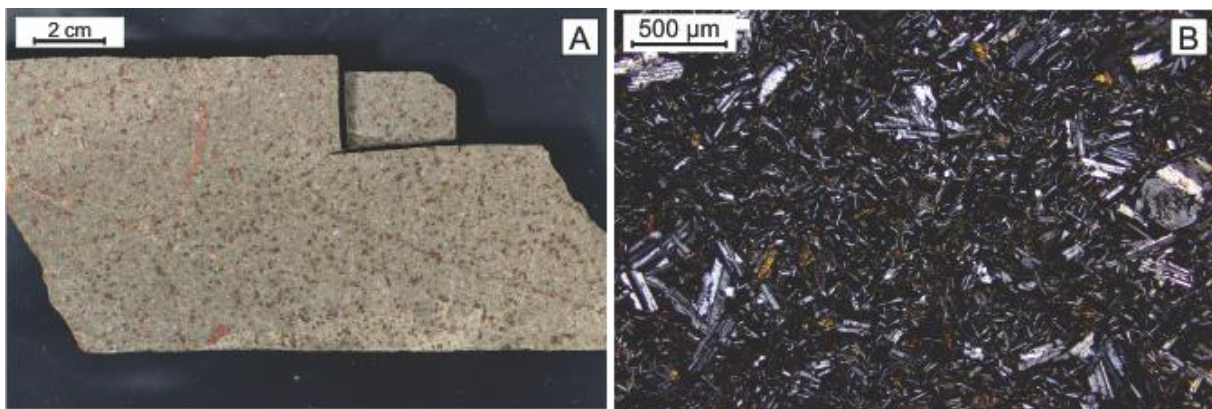


Figura 8 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 36. (A) Rocha de coloração cinza-esverdeada, holocrystalina, composta por cavidades esverdeadas milimétricas. (B) Basalto holocrystalino, inequigranular, com granulometria fanerítica fina - NX.

5.1.6 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 37 (Poço BC-A).

Macroscopicamente a amostra é muito semelhante texturalmente e estruturalmente a amostra 35, porém destaca-se na 37 o aumento considerável na quantidade e no tamanho das cavidades vesiculares preenchidas por argilominerais e o acréscimo apresentado pela fase oxidativa, representada pelas porções avermelhadas na amostra estudada (Figura 9A).

Pela análise microscópica observou-se que a amostra 37 é composta pelos minerais essenciais de plagioclásio (como fenocristal ou constituinte da matriz, hábito tabular), de clinopiroxênio (como fenocristal ou constituinte da matriz, hábito prismático) e de olivina (como fenocristal, parcialmente ou totalmente substituído por esmectita), apresentando granularidade fanerítica fina e texturas do tipo porfírica, glomeroporfírica, subofítica (Figura 9B), intergranular, em peneira e dyktitaxítica. Como nas amostras 35 e 36, identifica-se como mineral acessório a ilmenita e como mineral secundário os minerais opacos e os argilominerais. A principal diferença da amostra 37 com relação às demais se deve pela presença de vidro vulcânico indiferenciado que ocorrem palagonitizados.

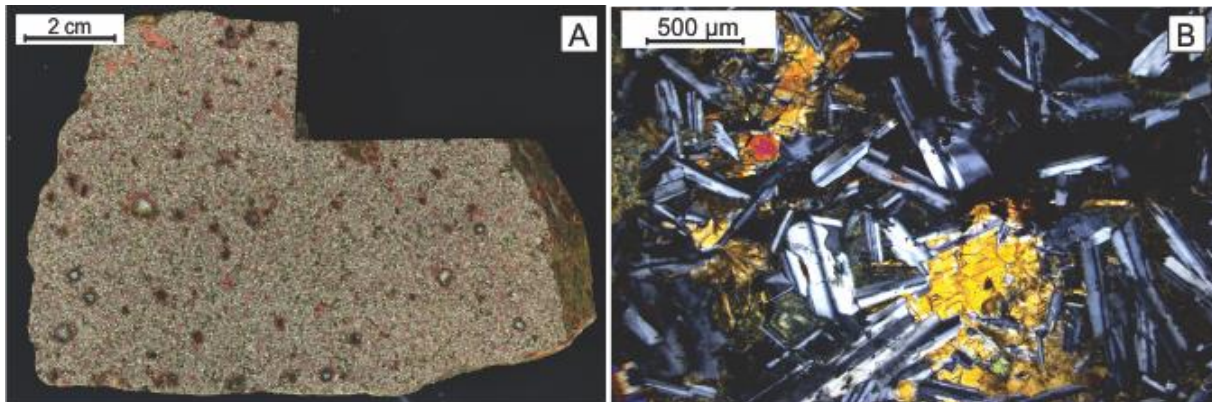


Figura 9 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 36. (A) Rocha de coloração cinza-esverdeada, holocristalina, composta por cavidades milimétricas a centimétricas preenchidas por argilominerais. (B) Basalto holocristalino com textura subofítica marcada pelos minerais de plagioclásio e de clinopiroxênio - NX.

5.1.7 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 78-1 (Poço BC-D).

Macroscopicamente, a amostra de coloração global cinza apresenta estrutura maciça, textura afanítica e um grau de vesiculação significativo. As vesículas e amígdalas ocorrem dispersas por toda a amostra com formas irregulares e dimensões milimétricas a centimétricas (Figura 10A). O

preenchimento destas amígdalas se dá por carbonato (predominante) e por argilominerais. Outro importante aspecto desta amostra é a presença de sedimentos siliciclástico de coloração esverdeada ou avermelhada, com dimensões milimétricas a centimétricas, que ocorrem envoltos pela matriz da rocha ou como parte das cavidades vesiculares.

Microscopicamente a amostra 78-1 possui matriz hemicristalina, composta por vidro parcialmente desvitrificado com porções de opacos de hábito dendrítico (Figura 10B) e cristais de plagioclásio submilimétricos e muito alterados a argilominerais. A amostra apresenta texturas do tipo glomeroporfirítica, intersertal, diktitaxítica e em peneira, sendo a textura glomeroporfirítica marcada pelos fenocristais de plagioclásio e de olivina. O processo de alteração atuante nesta rocha foi acentuado nos fenocristais de olivina que ocorrem completamente transformados para saponita+celadonita (Figura 10C), sendo importante ressaltar que a identificação destes fenocristais como olivina só foi possível graças ao hábito preservado que alguns destes apresentam.

As vesículas estão preenchidas total ou parcialmente por carbonato e argilominerais. Também foi observada a presença de clastos, constituídos por sedimentos quartzo-feldspático, que exibem no seu entorno um aspecto vítreo semelhante ao encontrado na matriz, sugerindo um processo de resfriamento muito rápido (Figura 10D).

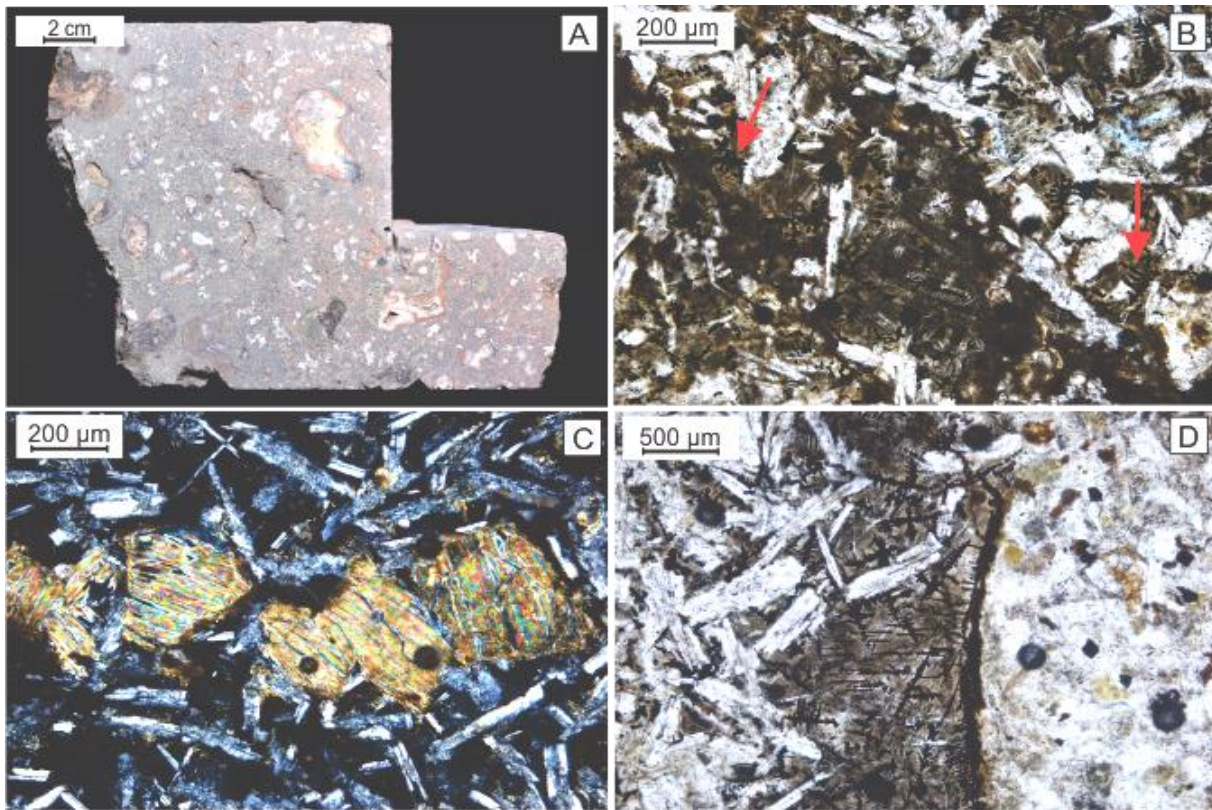


Figura 10 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 78-1. (A) Rocha afanítica marcada pela presença maciça de vesículas e de amígdalas preenchidas por carbonato e argilominerais. (B) Basalto hemicristalino composto por vidro parcialmente desvitrificado com porções de opacos de hábito dendrítico (seta em vermelho) - NX. (C) Fenocristais de olivina completamente substituídos por saponita+celadonita - NX. (D) Presença de vidro parcialmente desvitrificado no entorno do clasto de composição quartzo-feldspática.

5.1.8 Descrição petrográfica macroscópica e microscópica da amostra 78-2 (Poço BC-D).

A amostra 78-2, macroscopicamente, apresenta uma coloração acinzentada, sendo composta por uma estrutura maciça e uma textura afanítica. O processo de vesiculação, assim como na amostra 78-1, é bastante significativo, porém o tamanho apresentado por estas amígdalas é relativamente menor que os da amostra 78-1 (Figura 11A).

Microscopicamente a amostra apresenta matriz holocristalina composta por micrólitos de plagioclásio, minerais opacos, saponita+celadonita (como produto de

alteração de fenocristais de olivina) (Figura 11B), e argilominerais indiferenciados. Os minerais de plagioclásio também podem ocorrer como fenocristais com dimensões que variam de 0,4 a 1,6mm. As texturas predominantes são as do tipo glomeroporfírica, amigdalóide, porfírica e em peneira, sendo a primeira textura formada por agrupamentos de plagioclásios e a do tipo amigdalóide por vesículas preenchidas por carbonato, zeólitas e esmectitas. Além disso, há uma relação de inclusão de cristais de plagioclásio em porções de argilominerais, cujo habito sugere uma textura ofítica, na qual piroxênios primários, agora alterados a argilominerais, englobavam total ou parcialmente os plagioclásios.

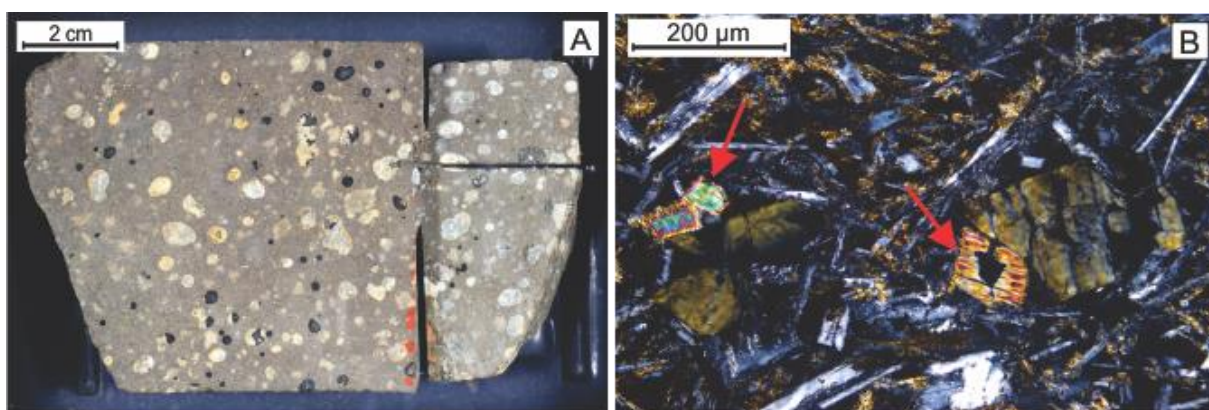


Figura 11 - Feições macroscópicas e microscópicas da amostra 78-2. (A) Rocha afanítica altamente vesiculada. (B) Pseudomorfos de olivina completamente substituídos por argilominerais (saponita+celadonita) bem desenvolvidos (seta vermelha) – NX.

Tabela 1 - Síntese da quantificação em porcentagem modal dos constituintes primários e secundários das amostras estudadas.

Amostra	Plagioclásio	Clinopiroxênio	Olivina	Fragmentos de rocha vulcânica	Óxidos	Carbonato	Argilominerais	Saponita	Ilmenita	Opacos	Zeólita	Celadonita	Vidro vulcânico
	(%)												
03	52.4	0.3	0.1	-	-	2.6	30.6	0.1	-	13.67	-	-	-
05	55	0.7	-	-	-	0.2	36	0.1	-	7.57	-	-	-
06	-	-	-	58.7	12	13.7	8.3	-	-	-	-	2.33	-
35	51	16	4	-	1	-	21.0	-	6.7	-	0.3	-	-
36	53	17	3	-	5	-	17.7	-	4	-	-	0.3	-
37	55	14.0	3.0	-	2.7	-	23	-	4	-	-	-	0.3
78-1	44.3	-	-	-	2.3	4	11	4	-	4.7	-	-	23.6
78-2	45.7	-	-	-	-	17	21.7	3.3	-	7.33	1.3	-	-

5.2 Composição Química dos Basaltos (litogeoquímica)

Os resultados das análises químicas para elementos maiores e traço em rocha total estão dispostos na tabela 2. Um importante aspecto composicional das rochas é o elevado valor de perda ao fogo (LOI) registrado em todos os basaltos estudados (3 - 11 wt%). Este comportamento juntamente com as observações petrográficas indica a atuação de processos secundários de alteração.

Tabela 2 - Composição química das amostras. Concentrações dos elementos maiores (wt%) e dos elementos traço (ppm). (-) = valores abaixo do limite de detecção.

Amostra	03	05	06	35	36	37	78-1	78-2
(wt%)								
SiO ₂	48,27	50,80	45,92	48,87	48,44	48,15	47,40	46,20
TiO ₂	1,13	1,15	1,40	1,04	1,02	1,01	1,90	1,30
Al ₂ O ₃	14,45	14,74	13,77	16,46	16,71	16,19	17,95	17,20
Fe ₂ O ₃	10,35	10,45	12,49	9,62	8,42	9,66	7,28	7,34
MgO	6,92	5,85	8,63	6,63	7,15	7,05	2,53	4,09
CaO	7,74	7,67	5,22	9,14	9,30	9,14	6,00	8,90
Na ₂ O	3,22	3,16	2,98	2,73	2,74	2,65	2,99	2,33
K ₂ O	1,83	2,48	1,84	0,96	0,58	0,60	2,14	3,08
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,17	0,17	0,15	0,17	0,32	0,17
MnO	0,18	0,18	0,08	0,16	0,13	0,14	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
LOI	5,40	3,00	7,10	3,90	5,00	4,90	11,00	9,74
Sum	99,70	99,70	99,67	99,71	99,71	99,72	99,65	100,49
M'	63,73	59,63	63,81	64,78	70,32	65,90	55,30	63,39
(ppm)								
Ba	546,00	614,00	467,00	460,00	417,00	398,00	436,00	403,00
Co	32,90	31,50	39,00	36,80	37,20	34,70	17,00	21,00
Cs	0,10	0,10	-	0,70	0,50	0,70	0,69	0,51
Cu	88,00	52,80	58,30	12,60	11,90	11,40	37,00	105,00
Ga	19,60	19,20	16,10	18,20	18,20	16,50	22,70	20,10
Hf	3,60	3,70	2,60	3,40	3,00	2,90	5,60	4,20
Mo	0,10	0,10	-	0,30	0,20	0,20	-	-
Nb	5,70	6,00	7,70	4,60	4,30	4,00	16,00	10,90
Ni	35,50	31,40	81,60	72,60	107,60	68,60	33,00	51,00
Pb	3,20	1,90	1,00	2,20	5,50	2,50	5,00	10,00
Rb	21,10	39,40	29,60	22,80	11,20	12,70	28,10	33,00
Sc	41,00	42,00	42,00	32,00	32,00	32,00	40,00	28,00
Sr	254,20	256,10	137,10	373,80	369,00	359,60	370,00	273,00
Ta	0,20	0,20	0,50	0,20	0,20	0,20	0,90	0,60
Th	3,10	3,70	0,90	2,40	2,50	2,30	7,90	6,71
U	0,20	0,30	0,50	0,20	0,20	0,20	0,83	0,52
V	295,00	318,00	470,00	263,00	253,00	253,00	396,00	223,00
Y	24,80	23,20	24,10	21,60	24,30	21,60	46,20	32,50
Zn	90,00	89,00	37,00	49,00	46,00	47,00	25,00	26,00
Zr	129,00	135,60	90,80	121,70	118,00	114,90	206,00	160,00

M' = 100*[MgO/(MgO+Fe₂O₃)]. Continua na próxima página.

Tabela 2 – Continuação.

Amostra	03	05	06	35	36	37	78-1	78-2
(wt%)								
La	22,00	22,80	9,60	19,00	16,90	18,50	33,80	29,80
Ce	43,50	45,80	20,10	41,00	32,80	39,90	64,30	54,60
Pr	5,73	5,87	2,94	5,47	4,99	5,39	8,98	7,16
Nd	24,30	24,20	13,60	21,20	21,30	21,10	36,20	28,50
Sm	4,69	4,45	3,29	4,46	4,48	4,44	7,84	5,61
Eu	1,46	1,45	1,06	1,43	1,43	1,33	2,30	1,72
Gd	4,81	4,62	3,88	4,60	4,35	4,19	7,91	5,97
Tb	0,71	0,72	0,72	0,71	0,71	0,69	1,25	1,03
Dy	4,14	4,07	4,32	3,88	4,17	4,05	9,27	6,51
Ho	0,88	0,92	0,95	0,85	0,90	0,81	1,97	1,29
Er	2,45	2,59	2,68	2,29	2,59	2,24	6,30	4,16
Tm	0,39	0,39	0,40	0,35	0,37	0,31	1,08	0,65
Yb	2,54	2,40	2,55	2,19	2,29	2,00	7,21	4,23
Lu	0,38	0,42	0,40	0,35	0,35	0,31	1,03	0,59

Análises realizadas por ICP-MS e ICP-ES nos laboratórios *Acme Analytical Ltd*, **Canadá**, e *ALS Ltd*, **Austrália** (samples 78-1 e 78-2).

5.2.1 Classificação das rochas

Observa-se que as rochas deste estudo apresentam evidências de processos de alteração que certamente influenciaram no comportamento mineralógico e geoquímico. No nível petrográfico o vidro vulcânico encontra-se transformado em palagonita e fenocristais e minerais da matriz ocorrem substituídos por argilominerais, inclusive formando pseudomorfose como a transformação da olivina em argilominerais. Outra evidência da influência de processos de alteração nas rochas é verificada através dos elevados valores da perda ao fogo (LOI), em geral acima de 3%. Este aspecto dificulta o uso de classificações químicas convencionais para as rochas. Assim visando a minimizar possíveis problemas de interpretação utilizou-se uma metodologia adicional para avaliar o grau de alteração das rochas e a mobilidade dos elementos químicos. Numa situação similar, Beswick (1982) estudando o processo de alteração e serpentinização de rochas básico-ultrabásicas estabeleceu uma rotina que

permitiu inferir em rochas cogenéticas o grau de alteração, sendo que esta técnica foi adaptada para a caracterização das rochas básicas da Bacia de Campos.

A técnica de Beswick (1982) consiste em estabelecer a razão da proporção molecular (MPR) entre elementos químicos envolvidos diretamente no fracionamento da rocha (no basalto são os elementos formadores do piroxênio) e outro elemento não relacionado com este processo. As razões de proporção molecular estabelecem uma linha de fracionamento, sendo que a coincidência ou proximidade dos MPR de cada amostra com a linha estabelecida mostram a maior ou menor alteração da rocha e o quanto os elementos químicos envolvidos mantêm as proporções moleculares originais. A dispersão em relação à linha de fracionamento é indicativo da modificação do quimismo da rocha devido aos processos de alteração. Os resultados aplicados para o comportamento dos principais elementos formadores das rochas (Figura 12) reforçam os aspectos petrográficos da alteração, com todas as amostras apresentando dificuldade em se ajustar a curva. Como resultado desta metodologia, destaca-se a amostra 35 que sistematicamente apresentou a melhor coincidência com a linha de fracionamento, sendo uma das amostras dentro do conjunto estudado, menos afetada pela alteração e indicada para servir como uma amostra representativa das condições magmáticas originais.

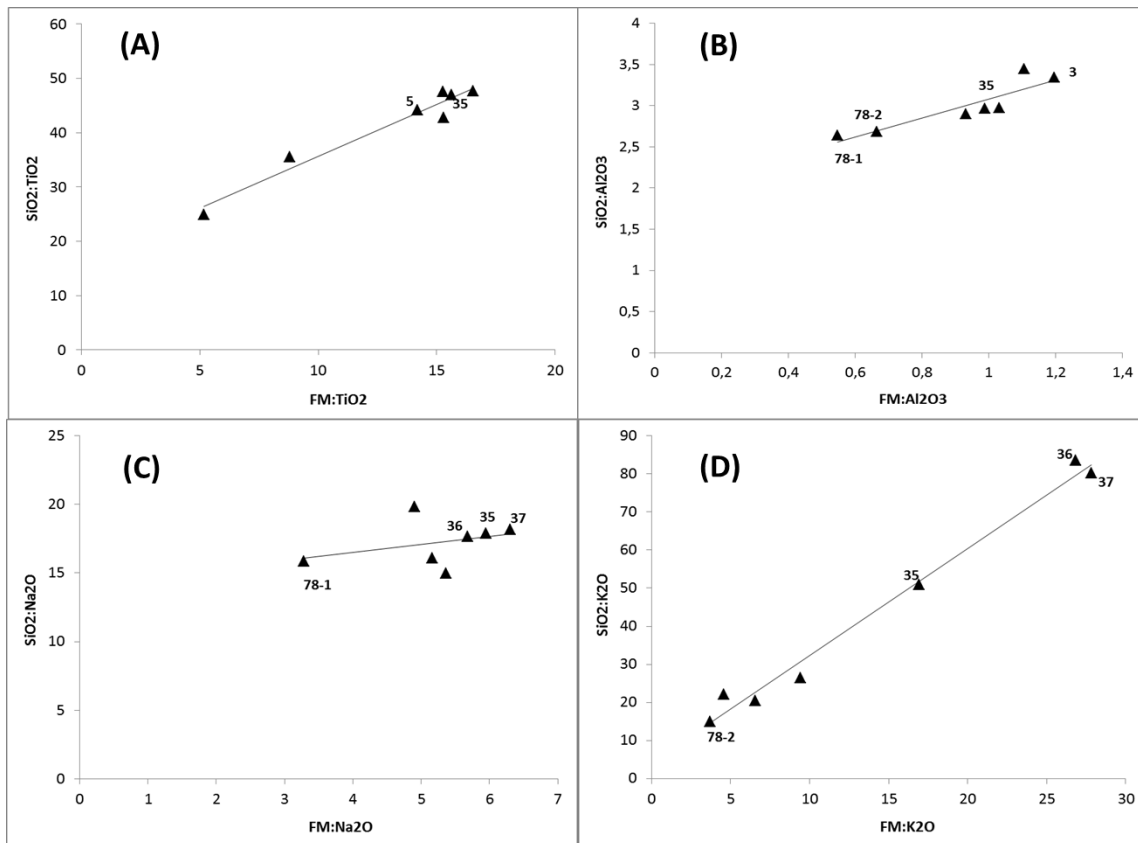


Figura 12 - Diagramas da razão da proporção molecular (MPR) segundo a metodologia de Beswick (1982) com a indicação das amostras que melhor se ajustaram a linha de fracionamento. A amostra 35 sistematicamente se posicionou sobre a linha, sendo a rocha com menor grau de alteração dentro do conjunto estudado. (A) $SiO_2:TiO_2$ em relação a razão FM (Fe_2O_3+MgO) sobre TiO_2 . (B) $SiO_2:Al_2O_3$ em relação a $FM:Al_2O_3$. (C) $SiO_2:Na_2O$ em relação a $FM:Na_2O$. (D) $SiO_2:K_2O$ em relação a $FM:K_2O$.

As técnicas geoquímicas tradicionalmente empregadas para classificar as rochas vulcânicas baseiam-se no uso das concentrações de alguns elementos, considerados pouco afetados por processos tardios de alteração das rochas, destacando-se o Zr, Ti, Y, Nb e P (WINCHESTER; FLOYD, 1977; PEARCE, 1996; FLOYD; WINCHESTER, 1975; WINCHESTER; FLOYD, 1976; MACLEAN; BARRETT, 1993). Para avaliar a mobilidade destes elementos e a real possibilidade de uso nos modelos de classificação nas rochas em estudo, complementou-se a abordagem de Beswick (1982) com a metodologia proposta por MacLean e Barrett (1993). No método a escolha dos elementos de menor mobilidade é feita através da observação do índice de correlação linear (R^2) entre os pontos plotados e a sua origem para cada elemento. Índices de correlação

elevados ($R^2 > 0,85$) demonstram o caráter de maior imobilidade do elemento dentro do sistema em que se encontra a rocha em estudo (Figura 13).

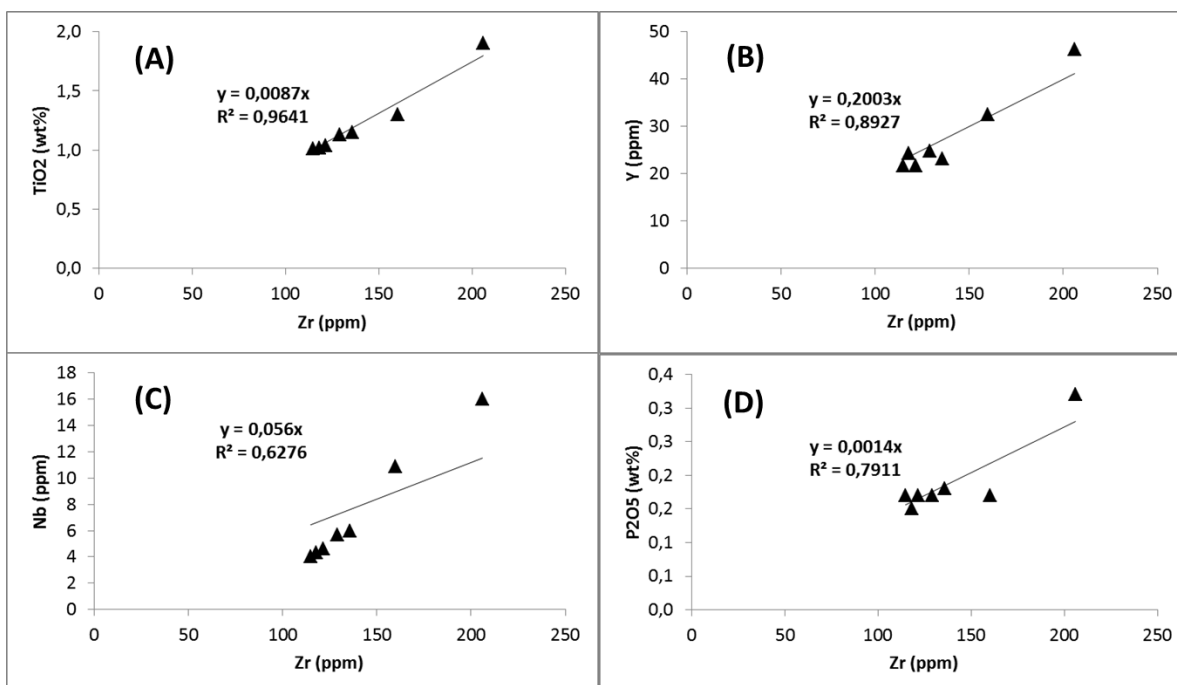


Figura 13 - Diagramas de correlação entre as concentrações de Zr, TiO₂, Y, Nb e P₂O₅. A metodologia de MacLean e Barrett (1993) estabelece que índices de correlação linear elevados em relação a reta que passa pela origem é indicativo de uma menor mobilidade do elemento. O valor de correlação mais elevado foi obtido a partir das concentrações de Zr x TiO₂ (A), seguido do Y (B). O Nb e o P₂O₅ (diagramas C e D) apresentaram índices de correlação menores, sendo considerados como elementos de relativa imobilidade neste ambiente ($0,60 < R^2 < 0,85$).

O comportamento linear (índice de correlação elevado) evidencia o caráter imóvel do elemento, mostrando que a sua concentração manteve-se proporcionalmente constante durante a atuação dos processos de alteração. Dentre os elementos avaliados na metodologia, o Zr, Ti e Y apresentaram os maiores valores de correlação ($R^2 > 0,85$), mostrando-se, dessa forma, mais favoráveis para a utilização como elementos menos afetados pelos processos de alteração das rochas em estudo. Este resultado está de acordo com observações teóricas que normalmente elegem estes elementos como pouco móveis em diversos tipos de ambientes (ROLLINSON, 1993). O Nb e o P₂O₅ apresentaram índices de correlação menores indicando uma maior mobilidade e, embora com

esta restrição, foram utilizados nas rochas em estudo como auxiliares na classificação.

As avaliações e interpretações petrogenéticas seguiram esquemas de classificação baseados preferencialmente nos elementos que neste estudo foram enquadrados como tendo baixa mobilidade. Neste caso os esquemas de classificação geoquímica das rochas adotados foram o Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (WINCHESTER; FLOYD, 1977, modificado por PEARCE, 1996) (Figura 14A); Y *versus* Zr (MACLEAN; BARRETT, 1993) (Figura 14B); P₂O₅ *versus* Zr (WINCHESTER; FLOYD, 1976) (Figura 14C) e Zr/P₂O₅ *versus* Nb/Y (FLOYD; WINCHESTER, 1975) (Figura 14D). Com base na metodologia adotada e especialmente no comportamento da amostra estimada menos alterada (amostra 35) e considerando que as rochas em questão são cogenéticas, a classificação das rochas utilizando os dados geoquímicos torna-se mais robusta, permitindo concluir que as rochas vulcânicas deste estudo são basaltos originados de magmas com composição subalcalina toleítica a transicional. As características geoquímicas da amostra 35 estabelecem que são rochas com baixo TiO₂ e alto magnésio (MgO entre 6 e 8%) correlacionável com os basaltos intracontinentais formados no período Eo-Cretácico da Bacia do Paraná (PICCIRILLO *et al.*, 1988).

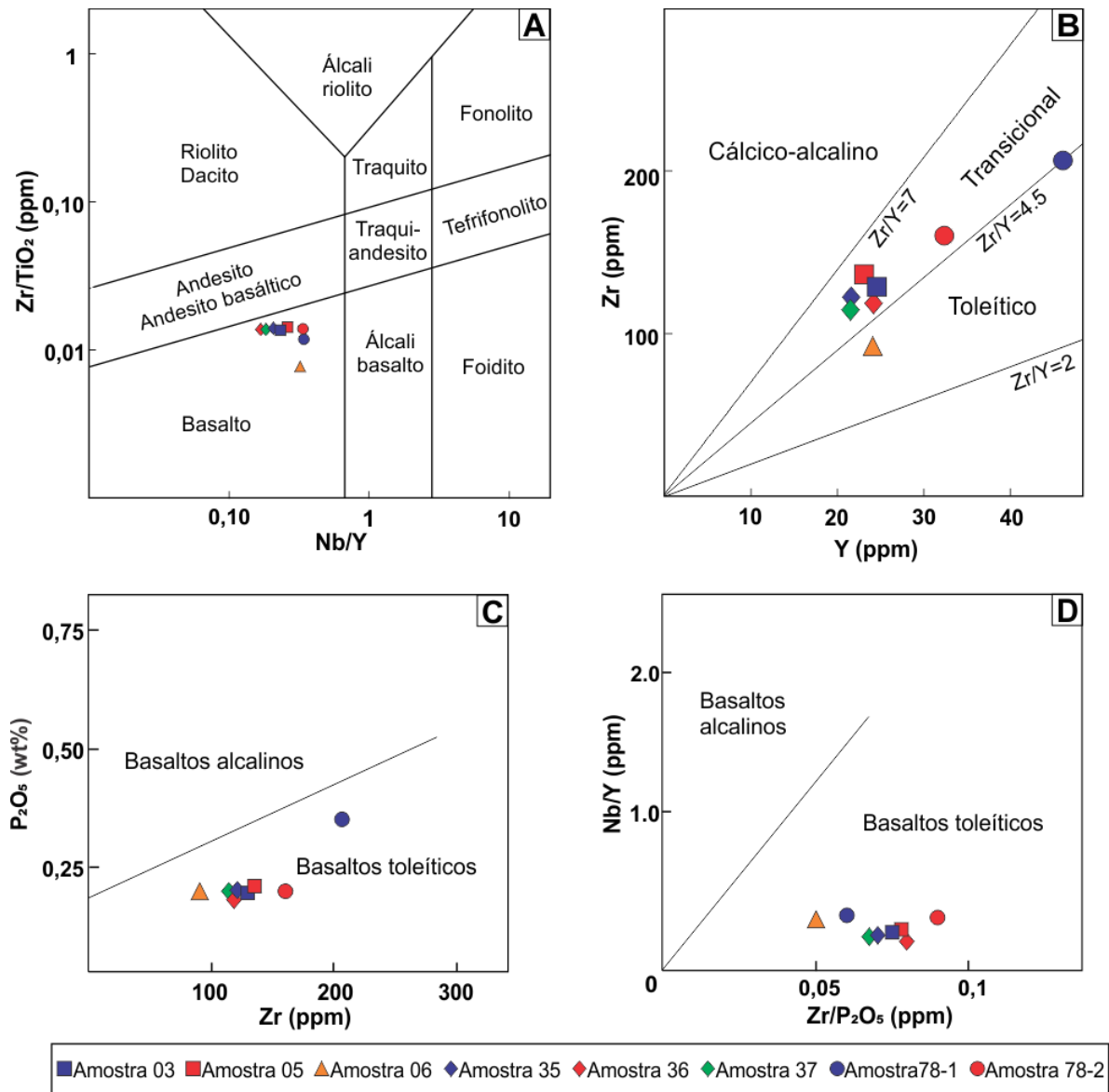


Figura 14 - Classificação geoquímica das rochas vulcânicas do Andar Alagoas abrangidas por este estudo segundo os diagramas: (A) Zr/TiO_2 versus Nb/Y (WINCHESTER; FLOYD, 1977; PEARCE 1996); (B) Y versus Zr (MACLEAN; BARRETT, 1993); (C) Zr versus P_2O_5 (WINCHESTER; FLOYD, 1976); (D) Nb/Y versus Zr/P_2O_5 (FLOYD; WINCHESTER, 1975). FeO^* = Ferro total como FeO .

5.3 Elementos Terras Raras (ETR)

O comportamento dos ETR reforça as observações feitas anteriormente a partir da amostra 35, confirmando uma disposição que segue o padrão dos basaltos toleíticos baixo TiO_2 da Formação Serra Geral (Figura 15A), em concordância com os resultados obtidos por Mizusaki *et al.* (1992).

O padrão de distribuição dos ETR normalizados para condrito do conjunto de amostras estudadas é compatível com os basaltos do tipo E-MORB (enriquecido-Mid Ocean Ridge Basalt) estabelecido por Sun e McDonough (1989). Basaltos E-MORB possuem enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesadas (ETRP) com é observado na figura 15B em que os basaltos estudados da Bacia de Campos são comparados com o E-MORB associado ao Oceano Atlântico (MELFI *et al.*, 1989).

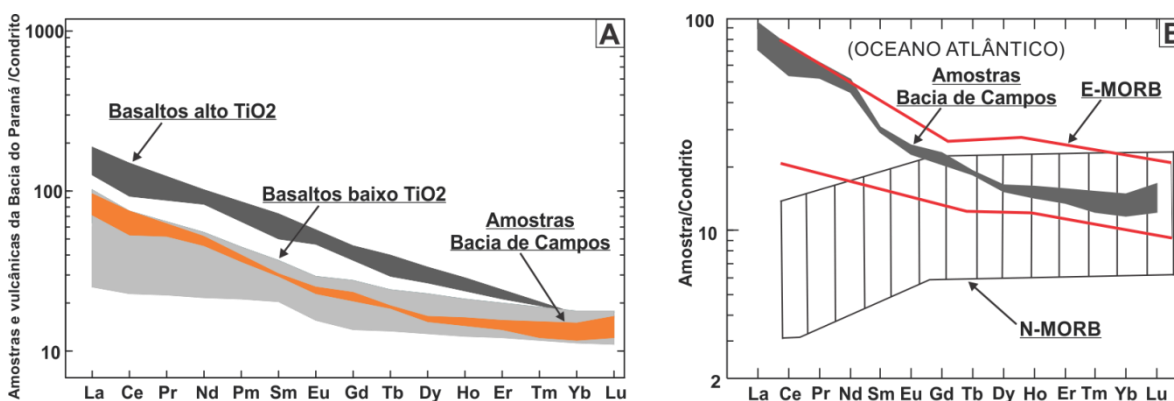


Figura 15 - Diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizadas para o condrito (SUN; MCDONOUGH, 1989) dos basaltos estudados na Bacia de Campos: (A) Padrão dos ETR em relação as rochas vulcânicas alto TiO_2 (HTIB) e baixo TiO_2 (LTIB) da Bacia do Paraná; (B) Comportamento dos ETR das amostras estudadas em relação aos padrões MORB de basaltos do Oceano Atlântico mostrando afinidade com o padrão E-MORB.

5.4 Química Mineral

Na microsonda eletrônica foram analisados plagioclásios, piroxênios e argilominerais que formam os principais constituintes dos basaltos estudados

(Tabela 3). As fórmulas estruturais dos minerais foram obtidas a partir da rotina CALCMIN acoplada na microsonda.

Tabela 3 - Síntese das análises dos principais constituintes minerais das rochas vulcânicas da Bacia de Campos deste estudo. A análise padrão representa uma análise típica do mineral na amostra. Nos plagioclásios são apresentados as porcentagens de anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or). Nos clinopiroxênios são apresentados as porcentagens de wolastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs).

PLAGIOCLÁSIO															
Amostra	Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Total	An(%)	Ab(%)	Or(%)
35	Padrão	53,2	28,04	0,89	0,19	12,3	4,02	0,3	0,01	-	-	99,06	62,9	35,46	1,63
	Média (n=118)	52,7	29,55	0,74	0,21	13	4	0,3	0,07	-	-	100,5	63,32	35,19	1,5
37	Padrão	52,9	29,61	0,6	0,09	12,8	4,05	0,3	0,09	-	-	100,4	65,05	33,73	1,22
	Média (n=94)	52,1	29,84	0,67	0,17	13,2	3,99	0,2	0,07	-	-	100,3	63,09	35,52	1,39
78-2	Padrão	51,3	30,35	0,48	0,23	13,8	3,39	0,3	0,09	-	-	99,85	69,47	28,88	1,65
	Média (n=124)	50,4	30,32	0,47	0,21	14,1	3,22	0,4	0,07	-	-	99,1	69,66	28,81	1,53
CLINOPIROXÊNIO															
Amostra	Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Total	Wo(%)	En(%)	Fs(%)
3	Padrão	52	2,35	6,65	17,4	19,8	0,24	0	0,39	0,78	0,19	99,77	44,19	40,34	15,47
	Média (n=100)	51,6	2,29	6,73	17,7	18,9	0,23	0	0,4	0,83	0,18	98,83	43,69	40,79	15,52
5	Padrão	51,3	2,86	7,07	17,6	18,6	0,24	0	0,52	1,04	0,18	99,29	44,38	40,51	15,11
	Média (n=11)	51,7	2,29	6,77	17,7	18,9	0,24	0	0,41	0,86	0,2	99,05	43,58	40,79	15,63
35	Padrão	51,6	2,05	9,74	16,1	18,9	0,23	0	0,73	0,08	0,24	99,65	40,15	37,67	22,18
	Média (n=40)	51,8	2,19	9,45	17,1	17,6	0,21	0	0,61	0,33	0,26	99,56	39,89	38,72	21,39
37	Padrão	52,1	2,07	9,44	17,4	17,4	0,2	0	0,55	0,19	0,26	99,53	40,74	38,04	21,22
	Média (n=26)	51,3	2,11	10,5	16,5	17,1	0,28	0	0,65	0,3	0,28	98,97	38,84	37,37	23,79
ARGILOMINERAIS															
Amostra	Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Total	(%)	(%)	(%)
3	Padrão	36,7	10,46	19,6	19	0,5	0,46	0,5	0,07	0,03	0,15	87,42	-	-	-
	Média (n=20)	37,2	8,89	20,1	16,5	0,51	0,25	1,1	0,1	0,03	0,13	84,84	-	-	-
78-2	Padrão	43,6	9,29	20	12,7	0,49	0,09	1,4	0,05	0,04	0	87,6	-	-	-
	Média (n=208)	43,4	8,9	19,1	13,1	0,51	0,62	1,1	0,04	0,04	0,02	85,9	-	-	-

Analisou-se 351 plagioclásios nas amostras 35, 37 e 78-2, tanto em fenocristais quanto em cristais da matriz, contemplando, quando possível, porções de borda, intermédio e núcleo desses cristais e os resultados estão sintetizados na Tabela 3. A classificação dos plagioclásios segue o diagrama ternário Or-Ab-An proposto por Deer et al. (1993). A composição dos plagioclásios analisados pertence ao campo das labradoritas e em menor proporção as bytownitas (Figura 16).

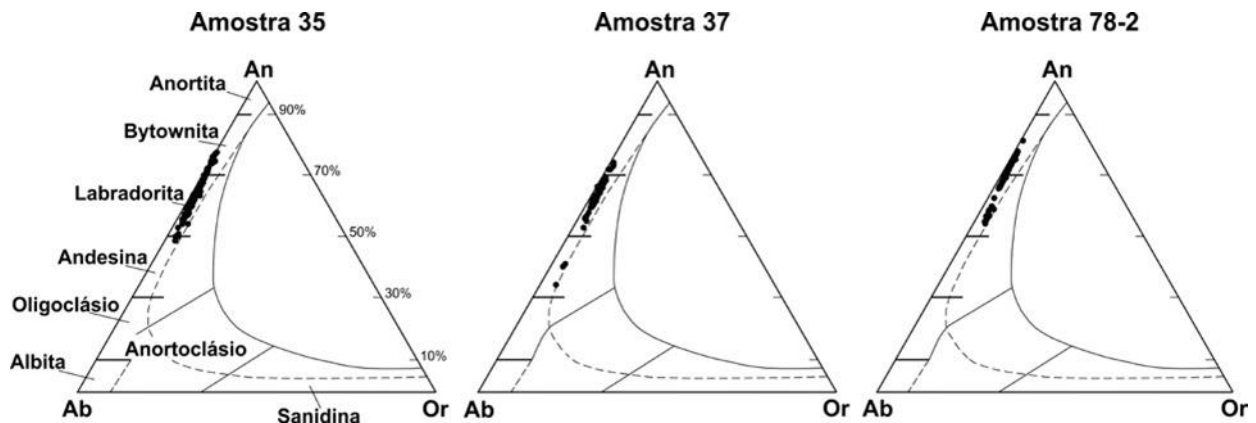


Figura 16 - Diagrama ternário de classificação de plagioclásio proposto por Deer et al. (1993), exibindo a variação composicional dos plagioclásios das amostras 35, 37 e 78-2.

Foram analisados 177 piroxênios nas amostras 03, 05, 35 e 37 e os resultados estão sintetizados na Tabela 3. Os valores calculados de wolastonita (Wo), enstatita (En) e ferrosilita (Fs) foram plotados no diagrama ternário de classificação (MORIMOTO, 1988). Constata-se que os piroxênios analisados estão em sua maioria no campo das augitas e muito subordinadamente como diopsídios (Figura 17).

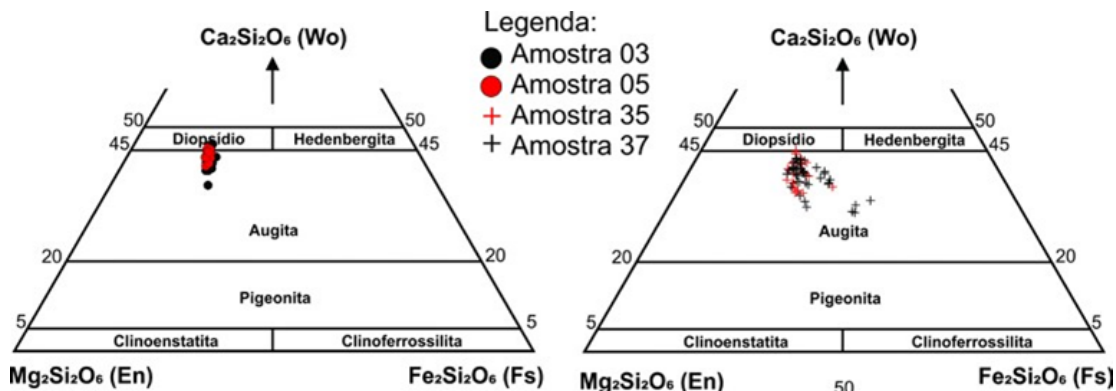


Figura 17 - Classificação composicional dos piroxênios das amostras 03, 05, 35 e 37 segundo o diagrama de classificação proposto por Morimoto (1988). Wo=wolastonita; En=enstatita; Fs=ferrossilita.

A partir da composição dos piroxênios Le Bas (1962) e Leterrier et al. (1982) criaram diagramas discriminatórios para auxiliar na identificação das diferentes séries magmáticas. Os resultados reforçam observações anteriores. Nesta metodologia as rochas da Bacia de Campos são classificadas como basaltos subalcalinos (Figuras 18A e 18B) e estão numa posição intermediária entre basaltos da série cálcio-alcalinos e basaltos toleíticos (Figura 18C).

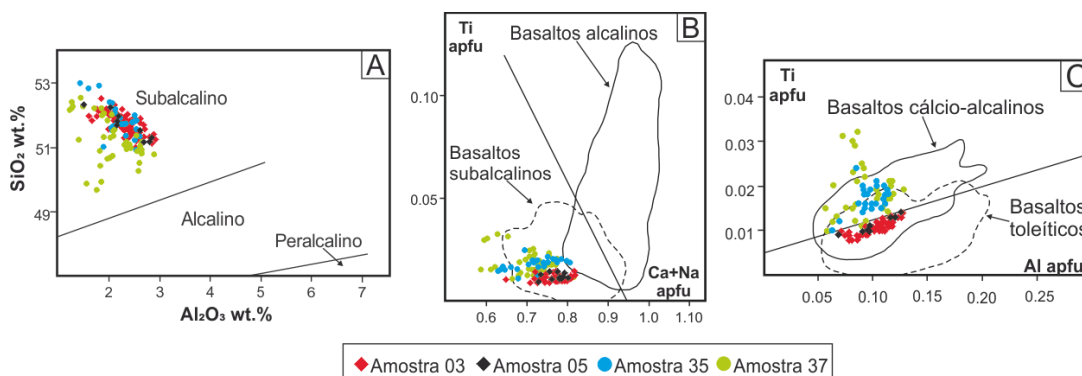


Figura 18 - Diagramas discriminatórios entre as séries magmáticas alcalinas, subalcalinas, toleíticas e cálcio alcalinas a partir da composição química dos piroxênios. A) Diagrama SiO₂ (wt%) - Al₂O₃ (wt%) (LE BAS, 1962). B) Diagrama Ti (átomos por fórmula unitária - apfu) - Al (apfu) (LETERRIER et al., 1982). C) Diagrama Ti (apfu) - Ca+Na (apfu) (LETERRIER et al., 1982).

A identificação dos argilominerais foi realizada previamente através de técnicas de difratometria de raios-X. A presença de argilominerais nas amostras reforçam as evidências de alteração das rochas estudadas. A partir desta

caracterização mineral, realizada em fração $<04\mu\text{m}$, foi possível identificar a expressiva participação de argilominerais do grupo das esmectitas nas amostras 03 e 78-2 (Figura 19A).

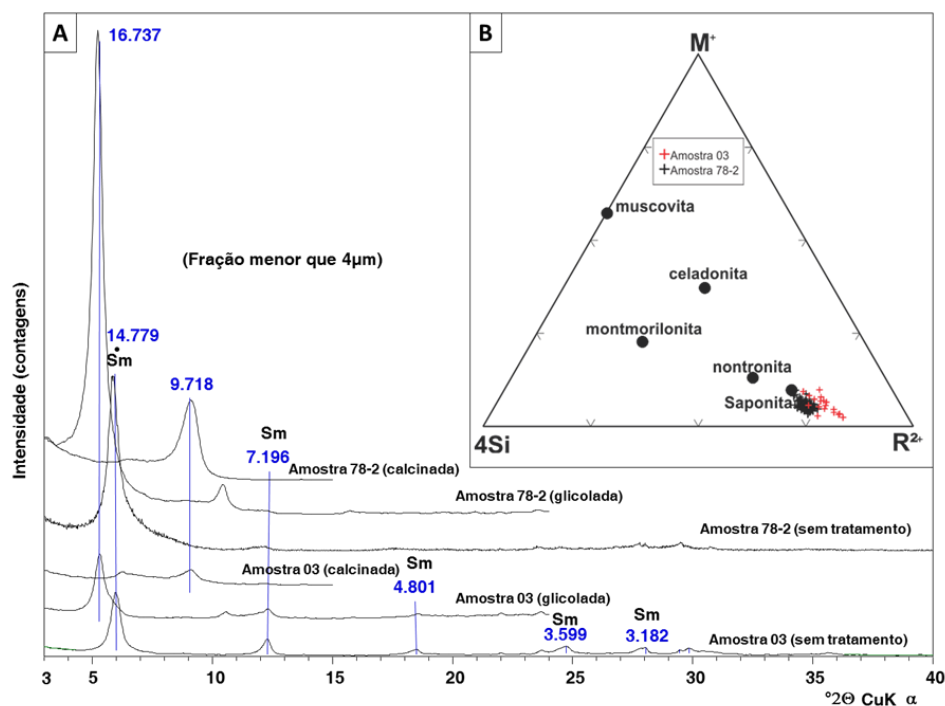


Figura 19 - Difratogramas de raios-X (DRX) das amostras 03 e 78-2, fração $<04\mu\text{m}$, modo natural, glicolado e calcinado, intervalo de 3° a $40^\circ 2\theta$. Sm (esmectita). (B) - Classificação da fase argilomineral segundo o diagrama $M^+-4Si-R^{2+}$ (VELDE, 1985), mostrando que o argilomineral dominante nas amostras analisadas são esmectitas do tipo saponita.

Foram analisados na microsonda 228 sítios com argilominerais e os resultados estão sintetizados na Tabela 3. Para a classificação dos argilominerais analisados, utilizou-se o diagrama ternário $M^+-4Si-R^{2+}$ proposto por Velde (1985) que permite representar tanto os filossilicatos dioctaédricos quanto os trioctaédricos. Os componentes do diagrama baseiam-se nos valores dos íons recalculados com base aniônica $O_{10}(OH)_2$, onde o vértice M^+ corresponde a soma dos cátions Na^+ , K^+ e $2Ca^{2+}$, o vértice $4Si$ corresponde o número de íon de $Si/4$ e o vértice R^{2+} corresponde a soma dos cátions bivalentes Fe^{2+} , Mg^{2+} e Mn^{2+} . Os resultados encontram-se na figura 19B onde se verifica que quimicamente os argilominerais identificados nas amostras estão dentro do campo estabelecido para a esmectita do tipo saponita.

5.5 Geoquímica Isotópica (Sr-Sr e Sm-Nd)

Os resultados das análises isotópicas em rocha total encontram-se dispostos na tabela 4. As razões do sistema Sm-Nd, para as amostras 35, 78-1 e 78-2, e do sistema Rb-Sr, para as amostras 78-1 e 78-2, não foram incluídas no estudo devido a problemas técnicos ocorridos durante a execução do método.

Para as amostras analisadas, as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentam valores elevados e variados, divergindo entre 0,707052 (amostra 06) e 0,709729 (amostra 05). Para o sistema Sm-Nd, as razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ estão entre 0,512192 (amostra 06) e 0,511384 (amostra 03). Na figura 20A tem-se o diagrama binário construído a partir dos valores calculados de TDM e $\epsilon\text{Nd}(0)$ no qual é possível visualizar as variações dos valores obtidos sobre a curva modelo de evolução do manto depletado proposta por Nelson e DePaolo (1984). Os valores obtidos foram muito próximos entre os das amostras 03, 05, 36 e 37, variando de 2,16 a 2,45 Ga (TDM) e de -22,61 a -19,57 ($\epsilon\text{Nd}(0)$), porém para a amostra 06, estes valores foram significativamente menores (TDM = 1,55 Ga e $\epsilon\text{Nd}(0) = -6,33$).

Tabela 4 - Razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para os exemplares de rochas vulcânicas estudadas.

Amostra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro absoluto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0)	Erro (ppm)	ϵNd (0)	ϵNd (130)	TDM (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t)
03	0,709355	0,000006	4,76	25,86	0,11118	0,511479	9	-22,61	-21,2	2,32	0,511384
05	0,709729	0,000024	4,66	26,01	0,10834	0,511505	18	-22,1	-20,64	2,22	0,511413
06	0,707052	0,000030	3,36	14,24	0,14251	0,512314	15	-6,33	-5,43	1,55	0,512192
35	0,708285	0,000012	-	-	-	-	-	-	-	-	-
36	0,708175	0,000019	4,71	23,92	0,11909	0,511517	9	-21,86	-20,58	2,45	0,511416
37	0,70817	0,000010	4,74	25,01	0,11459	0,511635	9	-19,57	-18,22	2,16	0,511537

Nota: cálculos realizados assumindo $t = 130$ Ma; Valores de branco inferiores a 150pg (Sm) e 300pg (Nd);

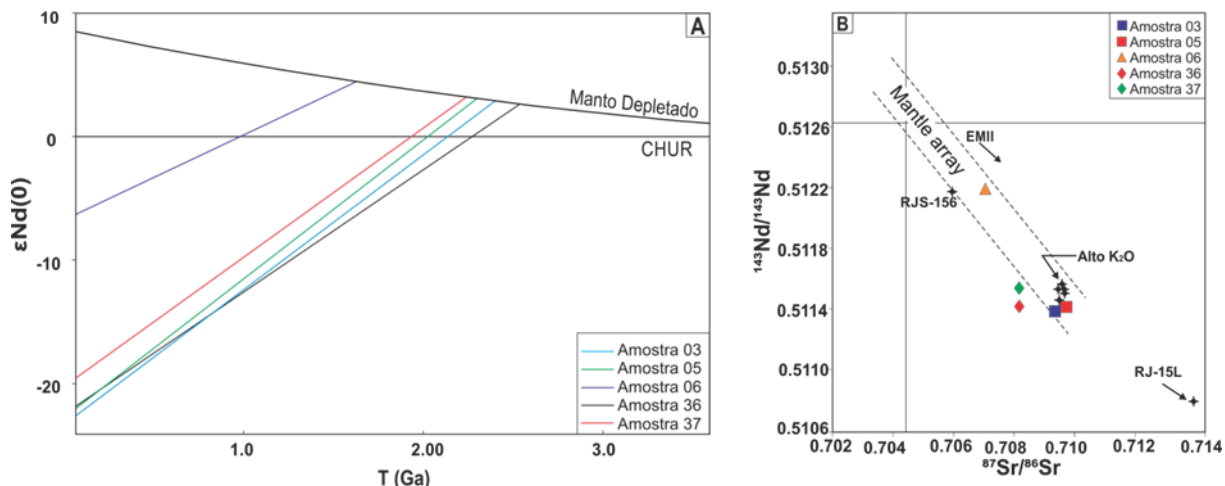


Figura 20 - Diagramas elaborados em função dos valores isotópicos dos sistemas Sm-Nd e Sr-Sr. (A) Diagrama TDM versus $\epsilon Nd(0)$, ilustrando a posição das amostras estudadas sobre a curva modelo de evolução do manto depletado proposta por Nelson e DePaolo (1984). (B) Diagrama de correlação isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $^{143}Nd/^{144}Nd$ exibindo os altos valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e baixos valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$ das amostras estudadas, condizente com os critérios isotópicos estabelecidos para o reservatório tipo Manto Enriquecido II (EMII).

Os valores das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ foram plotados no diagrama de correlação isotópica (Figura 20B) onde é possível observar que todas as amostras caem no quadrante estabelecido por Hart e Zindler (1989) como manto enriquecido tipo II (EMII). Outras composições isotópicas retiradas dos trabalhos de Mizusaki *et al.* (1992) e Lobo *et al.* (2007) obtidos na suíte basáltica da Bacia de Campos foram adicionadas ao diagrama de correlação isotópica com o objetivo de estabelecer comparações com as análises obtidas neste trabalho. Segundo estes autores a amostra RJS-156 (Figura 20B) representa a amostra de basalto com a composição mais primitiva do conjunto estudado. A amostra RJ-15L (Figura 20B) é um ortognaisse da crosta da região de Cabo Frio, considerando por Lobo *et al.* (2007) como um dos agentes contaminantes local (rocha encaixante). Outros pontos na figura 19B estão relacionados com amostras de basaltos alto K_2O que conforme Mizusaki *et al.* (1992) foram afetados pelos processos de interação da rocha com a água marinha. As amostras analisadas neste estudo, com exceção da amostra 06, seguem o padrão isotópico dos basaltos da Bacia de Campos com alto K_2O . Com os dados disponíveis a explicação sobre o comportamento isotópico das amostras estudadas estaria de acordo tanto com as observações

feitas por Mizusaki *et al.* (1992) que estabelece modificações devido a interação com a água do mar como com Lobo *et al.* (2007), que interpreta as variações no comportamento isotópico destas rochas, como sendo relacionado com processos de assimilação de um contaminante da crosta inferior local na câmara magmática.

6. CONCLUSÕES

A alteração nas amostras de rochas vulcânicas da Bacia de Campos deste estudo é evidente em termos de modificações mineralógicas (presença de minerais hidratados tipo argilominerais substituindo minerais na matriz, fenocristais ou preenchendo amígdalas, palagonitização do vidro vulcânico, sericitização dos plagioclásios), geoquímicas (elevado LOI) e texturais (identificação de fragmentos de sedimentos arenosos/pelíticos englobados e parcialmente assimilados pela rocha vulcânica). A identificação da alteração nestas rochas é um elemento complicador para os estudos envolvendo aspectos petrogenéticos que se constitui no principal objetivo desta pesquisa.

Para minimizar os efeitos da alteração empregaram-se metodologias que permitiram avaliar o grau de alteração das amostras e a mobilidade dos elementos químicos neste sistema. Entre as amostras estudadas a de número 35 apresentou características que a classificaram como a amostra com menor grau de alteração, sendo o seu comportamento representativo de todo o grupo devido ao caráter cogenético destas rochas. Com base nestes aspectos e utilizando os elementos que a metodologia mostrou terem propriedades de imobilidade, foi possível caracterizar estas rochas como sendo basaltos originados de magmas com composição subalcalina toleítica a transicional com baixo TiO_2 e alto magnésio (MgO entre 6 e 8%) correlacionável com os basaltos intracontinentais formados no período Eo-Cretáceo da Bacia do Paraná.

Os plagioclásios analisados pertencem predominantemente ao grupo da labradorita e bitownita e possuem teores de molécula de ortoclásio inferiores a 1,5% comparáveis aos basaltos baixo TiO_2 . Petrograficamente e quimicamente identificou-se clinopiroxênio-Ca sendo a espécie dominante classificada como augita e de maneira muito subordinada o diopsídio. Os diagramas discriminantes de piroxênios para identificar as séries magmáticas confirmam os indicadores geoquímicos mostrando que são basaltos pertencentes a uma série magmática subalcalina e composição intermediária entre basaltos da série cálcio-alcalinos e basaltos toleíticos.

O comportamento dos ETR reforça as observações feitas anteriormente confirmando uma disposição que segue o padrão dos basaltos toleíticos baixo TiO_2 da Formação Serra Geral. O padrão dos ETR dos basaltos da Bacia de Campos apresentou compatibilidade com E-MORB associado ao Oceano Atlântico.

As amostras deste estudo, com exceção da amostra 06, seguem o padrão isotópico dos basaltos da Bacia de Campos com alto K_2O (MIZUSAKI *et al.*, 1992; LOBO *et al.*, 2007) sugerindo modificações no comportamento isotópico destas rochas devido a interação com a água do mar (derrame subaquoso) adicionado a processos de assimilação de contaminantes da crosta inferior local da câmara magmática.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAHÃO, D.; WARME, J.E. Lacustrine and associated deposits in a rifted continental margin – Lower Cretaceous Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Offshore Brazil. In: KATZ, B.J. **Lacustrine basin exploration, case studies and modern analogs**. Tulsa: American association of Petroleum Geology Bulletin, 1990, p.287-305, (American association of Petroleum Geology, Memoir 50).

ARAÚJO, C. C. de; YAMAMOTO, J. K.; ROSTIROLLA, S. P.; MADRUCCI, V.; TANKARD, A. Tar sandstones in the Paraná Basin of Brazil: structural and

magmatic controls of hydrocarbon charge. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, v. 22, p. 671-685, 2005.

ASMUS, H.E.; BAISCH, P.R. Geological evolution of the Brazilian continental margin. **Episodes**, India, v. 4, p. 3-9, 1983.

ASMUS, H.E.; PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú, **Anais...** Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, v. 1, p. 225-239.

BESWICK, A. E. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: ARNDT, N. T.; NISBET, G. (Eds.) **Komatiites**. Londres: George Allen and Unwin, 1982. P. 281-308.

CAINELLI, C. ; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. **Episodes**, India, v. 22, n. 3, p. 206-216, 1999.

CAMPOS na etapa de produção da fase de produção em 31/12/2014. Rio de Janeiro, Agência Nacional do Petróleo, 2015. Anuário estatístico brasileiro do petróleo, gás natural e biocombustíveis. Disponível em: <<http://www.anp.gov.br/?pg=76798>>. Acesso em 17 mar. 2015.

CHANG, H. K.; KOWSMANN; R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 213, p. 97-138, 1992.

COBBOLD, P.R., SZATMARI, P., DEMERCIAN, L.S., COELHO, D., ROSSELLO, E.A. Seismic experimental evidence for thin-skinned horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep-water Santos Basin. In: JACKSON, M.P.A., ROBERTS, R.G., SNELSON, S. (Eds.) **Salt tectonics: a global perspective**, Tulsa: American association of Petroleum Geology Bulletin, 1995, p. 305-321, (American association of Petroleum Geology, Memoir 65).

CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALÁN, P. V.; WOLFF, S. Mecanismo, Evolução e Cronologia do Rift Sul-Atlântico, **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 4, 255-265, 1988.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. **An introduction to rock forming minerals**. Harlow: Longman, 1993. 510 p.

DEMERCIAN, L.S.; SZATMARI, P.; COBBOLD, P.R. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos Basins, offshore Brazil. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 228, p. 393-433, 1993.

DIAS, J. L.; CARMINATTI, M., SCARTON, J. C., GUARDADO, L. R., ESTEVES, F. R. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Eds.) **Origem e evolução de Bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 333-360.

DIAS, J.L., OLIVEIRA, J.Q., VIEIRA, J.C. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 18, p. 252-260, 1988.

FIGUEIREDO, A.M.F.; MARTINS, C.C. 20 anos de Exploração da Bacia de Campos e o sucesso nas águas profundas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 105-123, 1990.

FLOYD, P. A.; WINCHESTER, J. A. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 27, p. 211-218, 1975.

GIUSTINA, I. D. D. **Sedimentação carbonática de algas vermelhas coralíneas da plataforma continental da Bacia de Campos: um modelo carbonático análogo para o terciário**. 2006. 120 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

GLEICE S. R. **A Formação Serra Geral (Cretáceo, Bacia do Paraná) – como análogo para os reservatórios ígneo-básicos da margem continental brasileira**. 2013. 81 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

GU L., ZUOWEI R., WU C., ZHAO M., QUI, J.. Hydrocarbon reservoirs in a trachyte porphyry intrusion in the eastern depression of the Liaohe basin, northeast

China. **American association of Petroleum Geology Bulletin**, Tulsa, v. 83, n. 6, p. 1821-1832, 2002.

HART, S. R.; ZINDLER, A.. Constrains on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: Peltier, W. R. (Ed.) **Mantle convection: plate tectonics and global dynamics**. New York: Gordon and Breach, 1989. p. 261-388.

LE BAS, M. J. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. **American Journal of Science**, Yale, v. 260, p. 267–288, 1962.

LETERRIER, J.; MAURY, R. C.; THONON, P., GIRARD, D., MARCHAL, M. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 59, p. 139–154, 1982.

LOBO J. T.; DUARTE B. P.; SZATMARI, P.; VALENTE S. C. Basaltos continentais do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos, SE do Brasil: compilação de dados e petrogênese. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 2, p. 224-236, 2007.

MACLEAN, W. H.; BARRETT, T. J. Lithogeochemical techniques using immobile elements. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam. v. 48, p. 109-133, 1993.

MEISLING, K. E.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. Tulsa, v. 85, p. 1903–1924, 2001.

MELFI, R. J.; PICCIRILLO, E. M.; COMIN-CHIARAMONTI, P. Geoquímica dos elementos terras raras em rochas vulcânicas. In: FORMOSO, M. L. L.; NARDI, L. V. S.; HARTMANN, L. A. (Eds.) **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1989, p. 23-33.

MIZUSAKI, A. M. P.; PETRINI, R.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; DIAS, J.; DE MIN, A.; PICCIRILLO, E. M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Inglaterra, v. 111, p. 143-160, 1992.

MIZUSAKI, A.M.P.; MOHRIAK, W.U. Seqüências vulcano sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1992. São Paulo, **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 2, p. 468-469.

MOHRIAK W. U.; BARROS, A. Z. Novas Evidências de tectonismo Cenozóico na região Sudeste do Brasil: o gráben de Barra de São João na plataforma continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, p. 187-196, 1990.

MORIMOTO, N. Nomenclature of Pyroxenes. **Mineralogy and petrology**, Berlim, v. 39, p. 55-76, 1988.

MÜLLER, R. D.; ROEST, W. R.; ROYER, J. Y.; GAHAGAN, L. M.; SCLATER, J. G.. Digital isochrons of the world's ocean floor. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 102, n. B2, p. 3211–3214, 1997.

NELSON, B. K. ; DE PAOLO, D. J. 1,700-Myr greenstone volcanic successions in southwestern North America and isotopic evolution of Proterozoic. **Nature**, v. 312, p. 143-146, 1984.

PEARCE, J. A. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (Ed.) **Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration**. Canada: Geological Association of Canada Short Course Notes, 1996. p. 79-113. (Geological Association of Canada, 12).

PEREIRA, M.J.; TRINDADE, L.A.F.; GAGLIANONE, P.C. Origem e evolução das acumulações de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro, **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 10, p. 4763-4777. 1984.

PICCIRILLO, E. M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A. J.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L.S.; GIARETTA, A.; NARDY, A. J. R.; PINESE, J. P. P.; RAPOSO, M. I. B.; ROISENBERG, A. Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and related intrusives from the Paraná basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (Eds.) **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, 1988, p. 107-156.

PONTE, F.C., ASMUS, H.E. Geological framework of the Brazilian continental margin. **International Journal of Earth Sciences**, Inglaterra, v. 67, p. 201-235, 1978.

RABINOWITZ, P. D.; LABRECQUE, J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 84, n. B11, p. 5973-6002, 1979.

RANGEL, H. D.; MARTIND, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 203-217, 1994.

ROLLINSON, H. R. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. Harlow: Longman, 1993, 384 p.

SIRCAR, A. Hydrocarbon production from fractured basement formations. **Current Science**. Bangalore, v. 87, n. 2, p. 147-151, 2004.

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D.; NORRY, M. J. (Eds.) **Magmatism in the ocean basins**. London: Geological Society of London, 1989. p. 313-345. (Geological Society Special publication, 42).

THOMAZ-FILHO, A. Ocorrência de arenito betuminoso em Anhembi (SP) - cubagem e condicionamento geológico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, 1982, Salvador, **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p. 2344-2348.

THOMAZ-FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; MILANI, E. J.; CESERO, P. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 17-19, 2000.

THOMAZ-FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; ANTONIOLI L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2, p. 128-137, 2008.

VELDE, B. **Clay minerals: a physico-chemical explanation of their occurrence.** Amsterdam: Elsevier, 1985, 442 p.

WINCHESTER, J. A., FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 20, p. 325-343, 1977.

WINCHESTER, J. A., Floyd, P. A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 28, p. 459-469, 1976.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 511-529, 2007.

7. ARTIGO SUBMETIDO

Artigo submetido à revista Geologia USP. Série Científica.

Senhorita Ana Paula de Oliveira Dani,

Agradecemos a submissão do trabalho "MAGMATISMO BASALTICO DO ANDAR ALAGOAS (BACIA DE CAMPOS)." para a revista Geologia USP. Série Científica.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://submission.ppegeo.igc.usp.br/index.php/guspsc/author/submission/373>

Login: ana_oliveiradani

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

MAGMATISMO BASÁLTICO DO ANDAR ALAGOAS (BACIA DE CAMPOS).
BASALT MAGMATISM FROM ALAGOAS STAGE (CAMPOS BASIN).

¹Ana Paula de Oliveira Dani – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

²Marcus Vinicius Dornelles Remus - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

³Norberto Dani - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

⁴Evandro Fernandes de Lima - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

¹Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul- UFRGS, Avenida Bento Gonçalves 9500, Cx.P. 15.001, CEP. 91.501-970, Porto Alegre, RS, Brasil, Tel: (51) - 99738900)

(¹ana.oliveiradani@gmail.com ; ²marcus.remus@ufrgs.br; ³norberto.dani@ufrgs.br , ⁴eflgeologo@gmail.com)

Número de palavras: 7671

Total de figuras: 11

Total de tabelas: 4

RESUMO

Magmatismo associado com o estágio pré-evaporítico da Bacia de Campos foi estudado a partir de testemunhos de 4 furos de sondagens. São importantes no contexto da evolução tectônica e estratigráfica da bacia e o objetivo deste trabalho é a caracterização destas rochas a partir da petrografia, litoquímica, química mineral e composição isotópica Sr-Nd. A aplicação das metodologias de estudo convencionais foi dificultada devido ao grau de alteração das rochas marcado por modificações mineralógicas (substituição de minerais por argilominerais, palagonitização do vidro vulcânico, sericitização dos plagioclásios e presença de vesículas), elevado LOI e identificação de sedimentos arenosos englobados pela rocha vulcânica. Para minimizar os efeitos da alteração, empregaram-se metodologias que permitiram avaliar o grau de alteração das amostras e a mobilidade dos elementos químicos na rocha total. Os resultados obtidos estabelecem que as rochas vulcânicas são basaltos originados a partir de magmas com composição subalcalina, toleítica a transicional, baixo TiO₂ e alto magnésio. Os ETRs estão em conformidade com o padrão dos basaltos toleíticos baixo TiO₂ da Formação Serra Geral e são comparáveis aos E-MORB do Oceano Atlântico. O piroxênio dominante é a augita e quimicamente confirmam que os basaltos pertencem a série subalcalina e transicionais entre a série cálcio-alcalina e toleítica. Isotopicamente estão associados ao componente mantélico EMII e seguem o comportamento dos basaltos da Bacia de Campos com alto potássio. Os parâmetros levantados estabelecem uma correlação das rochas vulcânicas do Andar Alagoas da Bacia de Campos com os basaltos intracontinentais da Bacia do Paraná. Palavras chaves: Bacia de Campos; Andar Alagoas: Eo-Cretáceo; basalto; classificação petrogenética; alteração.

ABSTRACT

The magmatism associated with the pre-evaporitic stage of the Campos Basin was studied through the boring cores of four boreholes. They are important in the tectonic and stratigraphic evolution context of the basin and this study aims to characterize these rocks based on petrography, lithochemistry, mineral chemistry and Sr-Nd isotopic composition. The application of conventional study methodologies was difficult due to the degree of alteration of the rocks, evidenced by mineralogical changes (replacement of minerals by clay minerals, palagonitization of volcanic glass, sericitization of plagioclase and presence of vesicles), high LOI and identification of sandy sediments enclosed by the volcanic rock. In order to minimize the alteration effects, methodologies were used that allowed evaluating the degree of alteration of the samples and chemical element mobility in the whole rock. The results establish that the volcanic rocks are basalts derived from magmas with subalkaline composition, tholeiitic to transitional, low TiO_2 and high magnesium. The REE are in conformity with the standard tholeiitic basalts of low TiO_2 of the Serra Geral Formation and are comparable with the E-MORB from the Atlantic Ocean. The dominant pyroxene is augite which chemically confirms that the basalts belong to the subalkaline series and the transitional series between the calc-alkaline and tholeiitic series. They are isotopically associated with the mantle component EMII and follow the behavior of the Campos Basin basalts with high potassium. The collected parameters establish a correlation of the volcanic rocks of the Alagoas Stage in the Campos Basin with the intracontinental basalts of the Paraná Basin.

Keywords: Campos Basin; Alagoas Stage; Late Cretaceous; basalt; petrogenetic classification; alteration.

1. INTRODUÇÃO

A Bacia de Campos situa-se na margem leste brasileira, estendendo-se do litoral norte do Estado do Rio de Janeiro até a porção sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° sul (Fig. 01). Abrange uma área de cerca de 120.000 Km^2 , limitada pelo Alto de Vitória ao norte, pelo Alto de Cabo Frio ao sul (Rangel et al., 1994; Cainelli e Mohriak, 1999) e por rochas Pré-Cambrianas da Serra do Mar a oeste. Na borda oeste, a bacia diminui a espessura e os sedimentos ocorrem emersos formando uma faixa que varia de 10 a 15 km de largura a partir da cidade de Macaé, estreitando-se até o estado do Espírito Santo (Giustina, 2006).

Como as demais bacias da margem leste, a Bacia de Campos tem sua gênese relacionada ao processo de rifteamento do supercontinente Gondwana, durante o período Eo-Cretáceo (Rabinowitz e LaBrecque, 1979; Müller et al., 1997). No decorrer da história evolutiva da Bacia de Campos, a deposição sedimentar foi acompanhada por importantes eventos magmáticos intrusivos e extrusivos como os que ocorreram no Neocomiano e no Andar Alagoas durante os processos geodinâmicos de fragmentação do Gondwana (Conceição et al., 1988; Chang et al., 1992, Thomaz-Filho et al., 2008). Nas bacias sedimentares brasileiras marginais ou intracontinentais, eventos magmáticos associados são importantes para a formação do sistema petrolífero, influenciando nos processos de geração, acumulação e migração de hidrocarbonetos (Thomaz-Filho, 1982; Araújo et al., 2005; Gu et al., 2002; Sircar, 2004). Os campos de Badejo e Linguado na

Bacia de Campos se constituem em exemplos da influência das rochas ígneas na constituição dos reservatórios não convencionais de hidrocarbonetos (Gleice et al., 2013).

Algumas dessas manifestações magmáticas, ainda que fundamentais dentro do contexto de evolução estratigráfica da bacia, carecem da falta de dados petrológicos e geoquímicos. As informações deste estudo, de natureza petrográfica, litoquímica e isotópica, visam a obtenção de dados sobre as rochas vulcânicas do andar Alagoas da Bacia de Campos. Os resultados obtidos contribuem para um melhor entendimento dos aspectos genéticos e evolutivos dessas rochas e adicionalmente serão úteis para subsidiar os estudos prospectivos que visam a determinação da qualidade dos reservatórios de hidrocarbonetos convencionais e não convencionais da Bacia de Campos, que mantém a posição de maior província petrolífera do Brasil, responsável por mais de 80% da produção nacional de petróleo (ANP, 2015).

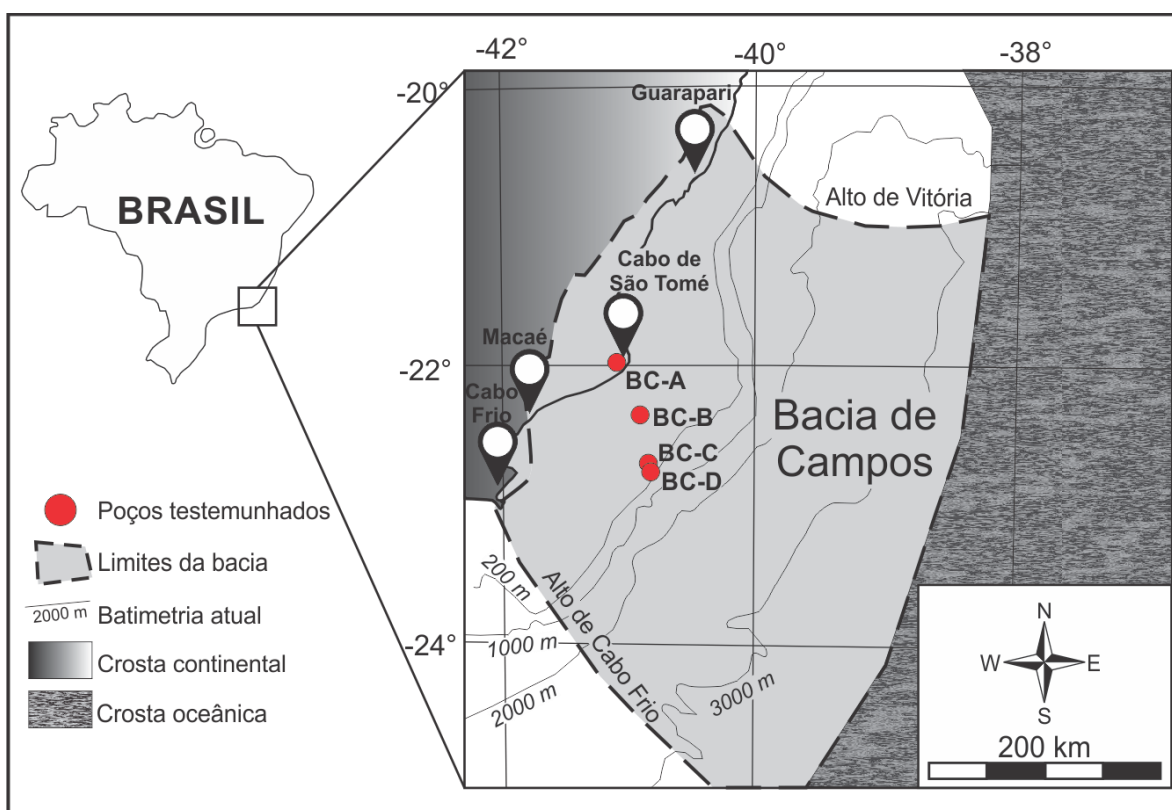


Figura 21 - Mapa da área de abrangência da Bacia de Campos e localização dos poços de amostragem das rochas vulcânicas utilizadas para o desenvolvimento deste trabalho. (Modificado de Meisling et al 2001).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A origem da Bacia de Campos associa-se ao processo de rifteamento do supercontinente Gondwana, que no período inicial, durante o Jurássico, ocasionou a formação de uma série de bacias rifte que evoluíram para um mar restrito e por fim para uma margem passiva, culminando com a formação do Oceano Atlântico Sul (Cainelli e Mohriak, 1999; Chang et al., 1992). A evolução tectônica e estratigráfica da Bacia de

Campos pode ser dividida em três supersequências (Winter et al., 2007) denominadas rifte, pós-rifte e drifte (Fig. 02).

As rochas ígneas deste estudo pertencem a Supersequência Pós-rifte (Aptiano) e formam a porção superior do Grupo Lagoa Feia (Winter et al., 2007), compreendendo as formações Itabapoana, Gargaú, Macabu e Retiro (Fig. 2). As formações Itabapoana, Gargaú e Macabu marcam a passagem do ambiente continental lacustre para o ambiente marinho e são limitadas no topo por evaporitos da Formação Retiro (Dias et al., 1990; Rangel et al., 1994). Ao longo de toda a história evolutiva da Bacia de Campos, importantes eventos magmáticos estão associados aos depósitos sedimentares que compõem as três supersequências (Mohriak e Barros, 1990; Misuzaki e Mohriak, 1992). Na base da sequência a Formação Cabiúnas (Neocomiano) registra o extravasamento de magma astenosférico na forma de diques e derrames de composição toleítica sincrônicos ao processo de separação dos continentes Sul-Americano e Africano (Thomaz-Filho et al., 2008). As rochas deste estudo, caracterizadas por intrusões de composição básica a intermediária, se formaram no Período Eo-Cretáceo, estágio pré-evaporítico, num pulso magmático associado com a ruptura definitiva dos continentes. Outros dois pulsos desenvolveram-se entre as épocas Eocênicas e Oligocênicas, durante o processo de deslocamento para oeste da placa Sul-Americana, afastando-se do continente Africano (Mizusaki et al., 1998; Thomaz-Filho et al., 2000). A origem deste pulso é atribuída à ação de plumas mantélicas astenosféricas que, ao ascenderem em direção à superfície, assimilaram parte das rochas litosféricas, atribuindo ao magma uma composição intermediária a alcalina (Thomaz-Filho et al., 2008).

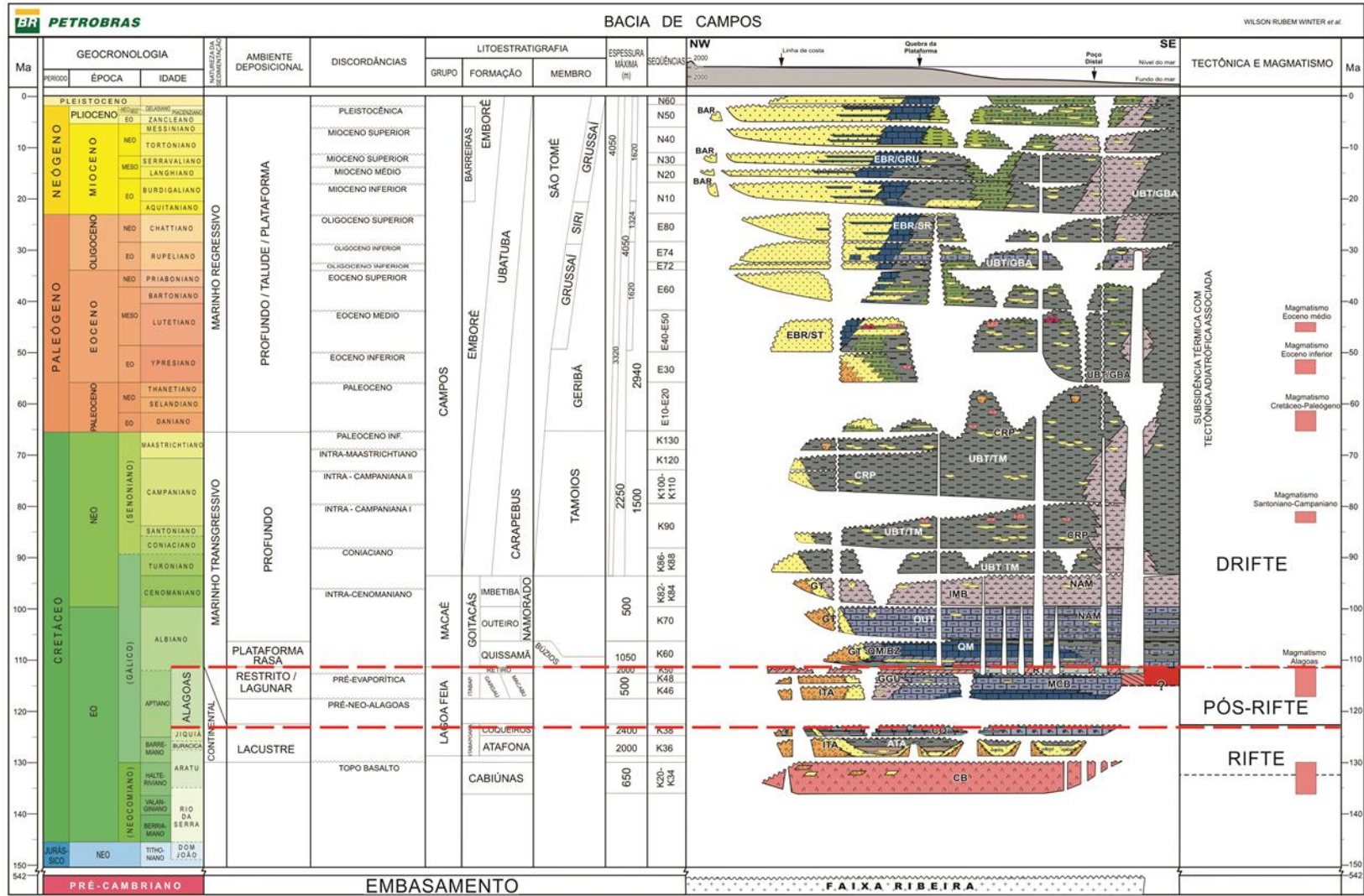


Figura 22- Carta estratigráfica da Bacia de Campos. As linhas tracejadas destacam o período do posicionamento da unidade em que as rochas deste estudo estão associadas (extraído de Winter et al., 2007)

3. AMOSTRAGEM E METODOLOGIA

O estudo envolveu a análise de 8 amostras coletadas a partir de testemunhos de furos de sondagens realizados pela PETROBRAS S.A. em trabalhos prospectivos, abrangendo o Período Eo-Cretáceo (estágio pré-evaporítico) da Bacia de Campos. As amostras são de quatro poços distintos (BC-A, BC-B, BC-C e BC-D), dispostos geograficamente ao longo de uma linha que forma um perfil de direção NNW-SSE (Fig. 1). As amostras com os números 35, 36 e 37, pertencem ao poço BC-A, localizado no Cabo de São Tomé (RJ), sendo este o único poço prospectado na porção emersa da bacia. As demais amostras, de número 03, 05, 06, 78-1 e 78-2, pertencem aos poços perfurados em águas do Oceano Atlântico, na porção sudeste da Bacia de Campos. As amostras 03 e 05 pertencem ao poço BC-C; a amostra 06 pertence ao poço BC-B e as amostras 78-1 e 78-2 pertencem ao poço BC-D.

Lâminas petrográficas foram confeccionada para cada amostras e estas foram descritas ao microscópio petrográfico equipado com câmera digital. Adicionalmente procedeu-se uma contagem modal de 300 pontos por lâmina. A análise petrográfica visou identificar e quantificar a mineralogia, as texturas e as estruturas que compõem as oito amostras estudadas, utilizando o sistema Hardledge® software como ferramenta de gestão dos dados petrográficos levantados.

A fim de obter a caracterização litogeoquímica em rocha total, 15 gramas das amostras pulverizadas a 200 mesh foram encaminhadas aos laboratórios Acme Analytical Ltd, Vancouver, Canadá (amostras 03, 05, 35, 36 e 37) e ALS Ltd (amostras 78-1 e 78-2), Queensland, Austrália. Nos laboratórios as amostras foram submetidas a análise pelas técnicas de FUS-ICPES (Fusion Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry), para a determinação da concentração dos elementos maiores, e de FUSICP-MS (Fusion Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) para a determinação da concentração dos elementos menores e traço.

Na determinação da química mineral, utilizou-se a técnica de análise por microsonda eletrônica, sendo possível obter a concentração dos elementos diretamente sobre a fase mineral de interesse. A aquisição dos dados foi realizada com o equipamento de microsonda eletrônica Cameca série SXFive do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Insituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CPGq/IGeo/UFRGS), nas seguintes condições analíticas: voltagem de aceleração de 15 keV; corrente de 15 nA; tamanho do feixe de elétrons de 10 µm (argilominerais), de 5 µm (plagioclásios) e de 1 µm (piroxênios). A análise foi realizada diretamente sobre as lâminas petrográficas das amostras 03, 05, 35, 37 e 78-2, utilizando como critério de escolha dos pontos a ausência de alteração visível e o tamanho dos minerais, compatível com a dimensão do feixe.

As análises isotópicas em rocha total nos sistemas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do (CPGq/IGeo/UFRGS). As razões isotópicas das amostras de número 03, 05, 06, 36 e 37 foram medidas em modelo estático, com um espectrômetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry) VG Sector 54 Multi-Collector. Previamente a realização da análise, as amostras pulverizadas foram dissolvidas em frascos de teflon aquecidos em chapa quente utilizando-se misturas de HF e HNO₃ concentrados e solução HCl 6N. Após a dissolução e secagem das amostras, adicionou-se 3 ml de HCl 2,5N, homogeneizou-se a mistura, obtendo-se a “solução de amostra”. Após adicionar traçadores (spikes) mistos nas soluções, foi realizada a separação do Rb, Sr, Sm e Nd em colunas preenchidas por resina catiônica AG-50W-X8 (200/400 mesh) e aniônicas LN-B50-A (100/200 mesh). As alíquotas

separadas foram então secas e depositadas sobre filamentos simples de Ta (Rb, Sr e Sm) e filamentos triplos de Ta-Re-Ta (Nd). A análise isotópica foi realizada com feixe de íons da ordem de 1,0 V, onde foram medidas em torno de 100 razões isotópicas em cada amostra. As razões de Nd foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ e as razões Sr para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Valores de branco de Sm, Nd e Rb-Sr inferiores a 150pg, 300pg e 100pg; respectivamente.

A fim de complementar os estudos petrográficos, utilizou-se a técnica de difratometria de raios X (DRX) para a identificação das fases minerais de alteração. As análises foram realizadas com difratômetro Siemens D5000 equipado com goniômetro θ - θ com radiação $\text{CuK}\alpha$, com faixa de energia de 40 kV e 25 Ma em funcionamento no laboratório de difratometria de raios-X (CPGq/IGeo/UFRGS). Para proceder a análise, as amostras passaram inicialmente por um processo de fracionamento granulométrico em meio aquoso separando-se a fração de interesse ($<4 \mu\text{m}$). As frações em meio aquoso foram depositadas em lâminas (amostra orientada) para posteriormente serem analisadas sem tratamento (amostra natural) e com tratamento por etileno glicol (amostra glicolada) e térmico na temperatura de 550°C durante 1 hora (amostra calcinada).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir serão apresentados os resultados obtidos a partir das metodologias mostradas anteriormente.

Análise Petrográfica

Uma síntese dos resultados das descrições microscópicas das oito amostras estudadas está disposto na tabela 1. De acordo com estas descrições e em função da composição mineralógica, todas as amostras foram classificadas como basaltos, com exceção da amostra 06 que foi classificada como brecha peperítica.

Tabela 1 – Síntese da quantificação em porcentagem modal dos constituintes primários e secundários das amostras estudadas.

Amostra	Plagio clásio	Clinopiro xênio	Olivi na	Fragmentos de rocha vulcânica	Óxi dos	Carbo nato	Argilomine rais	Sapo nita	Ilmeni ta	Opa cos	Zeol ita	Celado nita	Vidro vulcânico
	(%)												
03	52.4	0.3	0.1	-	-	2.6	30.6	0.1	-	13.67	-	-	-
05	55	0.7	-	-	-	0.2	36	0.1	-	7.57	-	-	-
06	-	-	-	58.7	12	13.7	8.3	-	-	-	-	2.33	-
35	51	16	4	-	1	-	21.0	-	6.7	-	0.3	-	-
36	53	17	3	-	5	-	17.7	-	4	-	-	0.3	-
37	55	14.0	3.0	-	2.7	-	23	-	4	-	-	-	0.3
78-1	44.3	-	-	-	2.3	4	11	4	-	4.7	-	-	23.6
78-2	45.7	-	-	-	-	17	21.7	3.3	-	7.33	1.3	-	-

Os basaltos estudados apresentam, em geral, uma textura holocristalina a hemicristalina, matriz fanerítica fina a muito fina e tamanho relativo dos cristais inequigranular, marcado pela presença de fenocristais de granulação média. A matriz pode ser vítrea e por vezes devitrificada (com porções de opacos de hábito dendrítico) (Fig. 3C) e

é constituída por plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos, enquanto que os fenocristais são constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio e olivina. As texturas que constituem os basaltos estudados são do tipo porfirítica, glomeroporfirítica (Fig. 3A), intersticial, intersertal, intergranular, em peneira, diktytaxítica, amigdaloidal, ofítica e subofítica.

Os plagioclásios perfazem a maior parte dos fenocristais identificados, seguidos dos fenocristais de clinopiroxênio e com menor frequência os de olivina. Estes fenocristais, com exceção dos clinopiroxênios, apresentam-se intensamente alterados. Nos plagioclásios a alteração ocorre em diferentes níveis, podendo estar parcial ou completamente substituídos por argilominerais, sericitizados ou preenchidos por óxidos quando há a presença de cavidades intracristalinas. Já nos fenocristais de olivina o processo de alteração é ainda mais acentuado, já que a maioria destes fenocristais ocorre completamente substituídos, sendo muitas vezes identificado somente devido ao seu hábito preservado. A alteração é caracterizada por agregados policristalinos de iddingsita e por argilominerais (saponita+celadonita) bem desenvolvidos desenhando os pseudomorfos de olivina (Fig 3D). As evidências de alteração não estão restritas aos fenocristais, mas também ocorrem significativamente nos outros minerais ou nos constituintes da matriz. Os argilominerais constituem grande parte da alteração observada nestes minerais, sendo também comum a presença de celadonita, minerais do grupo das zeólitas, sericitas, óxidos de ferro e carbonato, onde este último ocorre restrito as porções vesiculadas ou fraturadas das rochas estudadas. Na amostra 78-2 foi identificado outro tipo de interação da rocha vulcânica com o meio, marcado pela assimilação do derrame de sedimentos inconsolidados de composição quartzo-feldspática (Figura 3C).

Os dados petrográficos referentes à amostra 06, classificada como brecha peperítica, indicam uma interação entre uma intrusão básica e sedimentos com água. Esta interação é responsável pela fragmentação do corpo ígneo devido ao intenso resfriamento do magma. Os fragmentos possuem graus de cristalinidade distintos sendo estes subdivididos em duas fácies distintas. Uma das fácies é formada por fragmentos hipocristalinos, com plagioclásio tabular os aciculares envoltos em uma matriz originalmente vítrea, caracterizando a porção mais externa do derrame. A outra fácies é composta por fragmentos holocristalinos de plagioclásio tabular, com granularidade fanerítica fina a média e texturas diktytaxítica e subofítica, representando a porção mais interna do derrame.

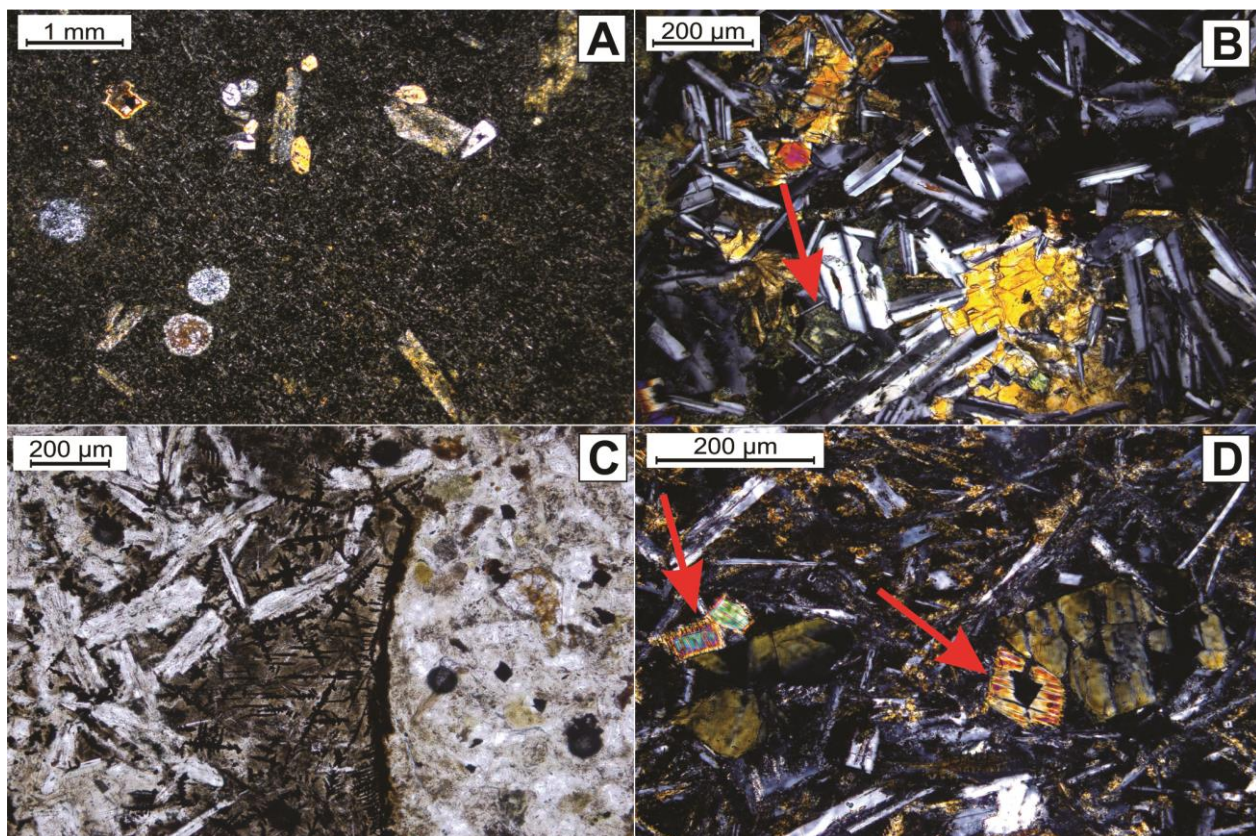


Figura 23 – Aspectos texturais, estruturais e composicionais das amostras. A) Basalto glomeroporfírico com fenocristais e cavidades vesiculares – polarizadores cruzados (PX), B) basalto holocristalino com textura subofítica e diktytaxítica (seta vermelha) – PX, C) basalto hemicristalino com vesículas preenchidas por sedimentos quartzo feldspáticos e com borda constituída de material vítreo desvitrificado com porções de opacos de hábito dendrítico, D) Detalhe da saponita (seta vermelha) substituindo pseudomorficamente fenocristais de olivina na amostra 78-2- NX.

Composição Química dos Basaltos

Os resultados das análises químicas para elementos maiores e traço em rocha total estão dispostos na tabela 2. Um importante aspecto composicional das rochas é o elevado valor de perda ao fogo (LOI) registrado em todos os basaltos estudados (3 - 11 wt%). Este comportamento juntamente com as observações petrográficas indica a atuação de processos secundários de alteração.

Tabela 2 - Composição química das amostras. Concentrações dos elementos maiores (wt%) e dos elementos traço (ppm). (-) = valores abaixo do limite de detecção.

Amostra	03	05	06	35	36	37	78-1	78-2
(wt%)								
SiO ₂	48,27	50,80	45,92	48,87	48,44	48,15	47,40	46,20
TiO ₂	1,13	1,15	1,40	1,04	1,02	1,01	1,90	1,30
Al ₂ O ₃	14,45	14,74	13,77	16,46	16,71	16,19	17,95	17,20
Fe ₂ O ₃	10,35	10,45	12,49	9,62	8,42	9,66	7,28	7,34
MgO	6,92	5,85	8,63	6,63	7,15	7,05	2,53	4,09
CaO	7,74	7,67	5,22	9,14	9,30	9,14	6,00	8,90
Na ₂ O	3,22	3,16	2,98	2,73	2,74	2,65	2,99	2,33
K ₂ O	1,83	2,48	1,84	0,96	0,58	0,60	2,14	3,08
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,17	0,17	0,15	0,17	0,32	0,17
MnO	0,18	0,18	0,08	0,16	0,13	0,14	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
LOI	5,40	3,00	7,10	3,90	5,00	4,90	11,00	9,74
Sum	99,70	99,70	99,67	99,71	99,71	99,72	99,65	100,49
M'	63,73	59,63	63,81	64,78	70,32	65,90	55,30	63,39
(ppm)								
Ba	546,00	614,00	467,00	460,00	417,00	398,00	436,00	403,00
Co	32,90	31,50	39,00	36,80	37,20	34,70	17,00	21,00
Cs	0,10	0,10	-	0,70	0,50	0,70	0,69	0,51
Cu	88,00	52,80	58,30	12,60	11,90	11,40	37,00	105,00
Ga	19,60	19,20	16,10	18,20	18,20	16,50	22,70	20,10
Hf	3,60	3,70	2,60	3,40	3,00	2,90	5,60	4,20
Mo	0,10	0,10	-	0,30	0,20	0,20	-	-
Nb	5,70	6,00	7,70	4,60	4,30	4,00	16,00	10,90
Ni	35,50	31,40	81,60	72,60	107,60	68,60	33,00	51,00
Pb	3,20	1,90	1,00	2,20	5,50	2,50	5,00	10,00
Rb	21,10	39,40	29,60	22,80	11,20	12,70	28,10	33,00
Sc	41,00	42,00	42,00	32,00	32,00	32,00	40,00	28,00
Sr	254,20	256,10	137,10	373,80	369,00	359,60	370,00	273,00
Ta	0,20	0,20	0,50	0,20	0,20	0,20	0,90	0,60
Th	3,10	3,70	0,90	2,40	2,50	2,30	7,90	6,71
U	0,20	0,30	0,50	0,20	0,20	0,20	0,83	0,52
V	295,00	318,00	470,00	263,00	253,00	253,00	396,00	223,00
Y	24,80	23,20	24,10	21,60	24,30	21,60	46,20	32,50
Zn	90,00	89,00	37,00	49,00	46,00	47,00	25,00	26,00
Zr	129,00	135,60	90,80	121,70	118,00	114,90	206,00	160,00

M' = 100*[MgO/(MgO+Fe₂O₃)]. Continua na próxima página.

Tabela 2 – Continuação

Amostra	03	05	06	35	36	37	78-1	78-2
(wt%)								
La	22,00	22,80	9,60	19,00	16,90	18,50	33,80	29,80
Ce	43,50	45,80	20,10	41,00	32,80	39,90	64,30	54,60
Pr	5,73	5,87	2,94	5,47	4,99	5,39	8,98	7,16
Nd	24,30	24,20	13,60	21,20	21,30	21,10	36,20	28,50
Sm	4,69	4,45	3,29	4,46	4,48	4,44	7,84	5,61
Eu	1,46	1,45	1,06	1,43	1,43	1,33	2,30	1,72
Gd	4,81	4,62	3,88	4,60	4,35	4,19	7,91	5,97
Tb	0,71	0,72	0,72	0,71	0,71	0,69	1,25	1,03
Dy	4,14	4,07	4,32	3,88	4,17	4,05	9,27	6,51
Ho	0,88	0,92	0,95	0,85	0,90	0,81	1,97	1,29
Er	2,45	2,59	2,68	2,29	2,59	2,24	6,30	4,16
Tm	0,39	0,39	0,40	0,35	0,37	0,31	1,08	0,65
Yb	2,54	2,40	2,55	2,19	2,29	2,00	7,21	4,23
Lu	0,38	0,42	0,40	0,35	0,35	0,31	1,03	0,59

Análises realizadas por ICP-MS e ICP-ES nos laboratórios *Acme Analytical Ltd*, **Canadá**, e *ALS Ltd*, **Austrália** (samples 78-1 e 78-2).

Classificação das rochas

Observa-se que as rochas deste estudo apresentam evidências de processos de alteração que certamente influenciaram no comportamento mineralógico e geoquímico. No nível petrográfico o vidro vulcânico encontra-se transformado em palagonita e fenocristais e minerais da matriz substituídos por argilominerais, inclusive formando pseudomorfose como a transformação da olivina em argilominerais. Outra evidência da influência de processos de alteração nas rochas é verificada através dos elevados valores da perda ao fogo (LOI), em geral acima de 3%. Este aspecto dificulta o uso de classificações químicas convencionais para as rochas. Assim visando a minimizar possíveis problemas de interpretação utilizou-se uma metodologia adicional para avaliar o grau de alteração das rochas e a mobilidade dos elementos químicos. Numa situação similar, Beswick (1982) estudando o processo de alteração e serpentinização de rochas básico-ultrabásicas estabeleceu uma rotina que permitiu inferir em rochas cogenéticas o grau de alteração, sendo que esta técnica foi adaptada para a caracterização das rochas básicas da Bacia de Campos.

A técnica de Beswick (1982) consiste em estabelecer a razão da proporção molecular (MPR) entre elementos químicos envolvidos diretamente no fracionamento da rocha (no basalto são os elementos formadores do piroxênio) e outro elemento não relacionado com este processo. As razões de proporção molecular estabelecem uma linha de fracionamento, sendo que a coincidência ou proximidade dos MPR de cada amostra com a linha mostram a maior ou menor alteração da rocha e o quanto os elementos químicos envolvidos mantêm as proporções moleculares originais. A dispersão em relação a linha de fracionamento é indicativo da modificação do quimismo da rocha devido aos processos de alteração. Os resultados aplicados para o comportamento dos principais elementos formadores das rochas (Figura 4) reforçam os aspectos petrográficos da alteração, com todas as amostras apresentando dificuldade em se ajustar a curva. Como resultado desta metodologia, destaca-se a amostra 35 que sistematicamente apresentou a melhor coincidência com a linha de fracionamento, sendo uma das amostras dentro do conjunto estudado, menos afetada pela alteração e indicada para servir como uma amostra representativa das condições magmáticas originais.

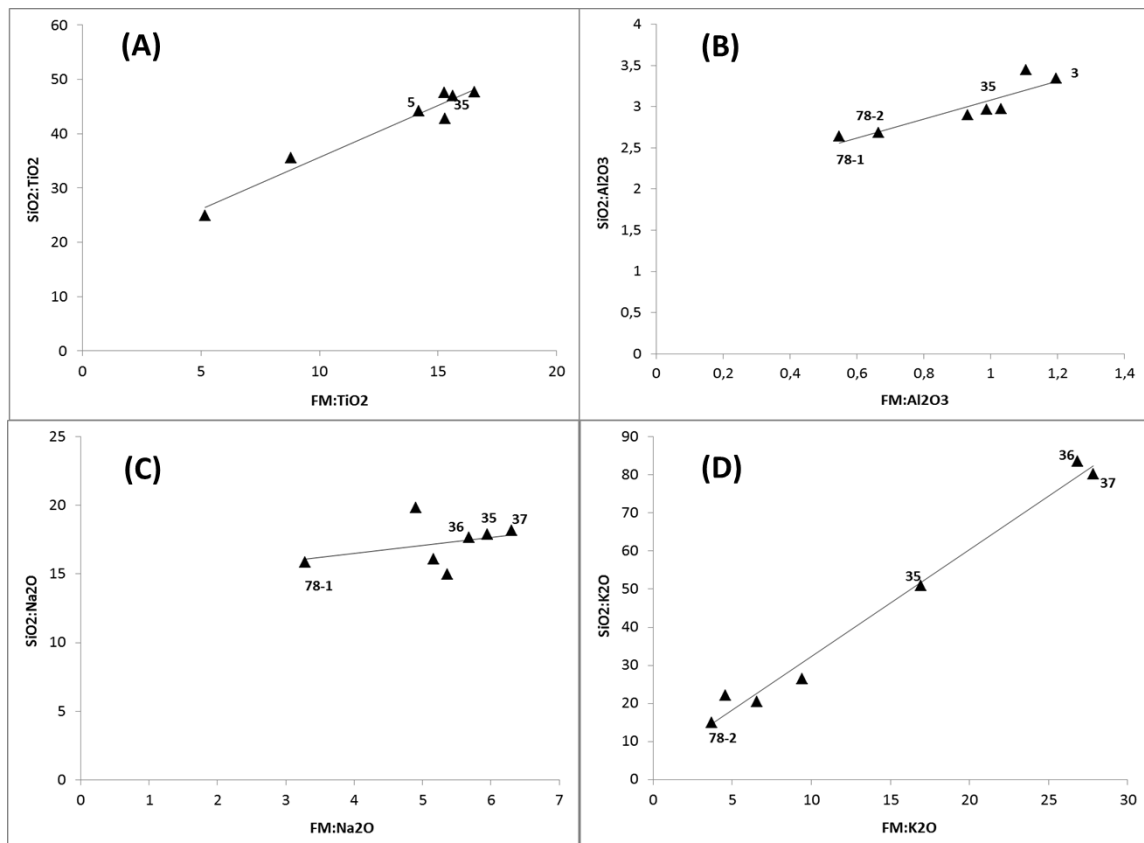


Figura 24 – Diagramas da razão da proporção molecular (MPR) segundo a metodologia de Beswick (1982) com a indicação das amostras que melhor se ajustaram a linha de fracionamento. A amostra 35 sistematicamente se posicionou sobre a linha, sendo a rocha com menor grau de alteração dentro do conjunto estudado. (A) $SiO_2:TiO_2$ em relação a razão FM (Fe_2O_3+MgO) sobre TiO_2 . (B) $SiO_2:Al_2O_3$ em relação a $FM:Al_2O_3$. (C) $SiO_2:Na_2O$ em relação a $FM:Na_2O$. (D) $SiO_2:K_2O$ em relação a $FM:K_2O$.

As técnicas geoquímicas tradicionalmente empregadas para classificar as rochas vulcânicas baseiam-se no uso das concentrações de alguns elementos, considerados pouco afetados por processos tardios de alteração das rochas, destacando-se o Zr, Ti, Y, Nb e P (Winchester e Floyd, 1977; Pearce, 1996; Floyd e Winchester, 1975; Winchester e Floyd, 1976; MacLean e Barrett, 1993). Para avaliar a mobilidade destes elementos e a real possibilidade de uso nos modelos de classificação nas rochas em estudo, complementou-se a abordagem de Beswick (1982) com a metodologia proposta por MacLean e Barrett (1993). No método a escolha dos elementos de menor mobilidade é feita através da observação do índice de correlação linear (R^2) entre os pontos plotados e a sua origem para cada elemento. Índices de correlação elevados ($R^2 > 0,85$) demonstram o caráter de maior imobilidade do elemento dentro do sistema em que se encontra a rocha em estudo (Figura 5).

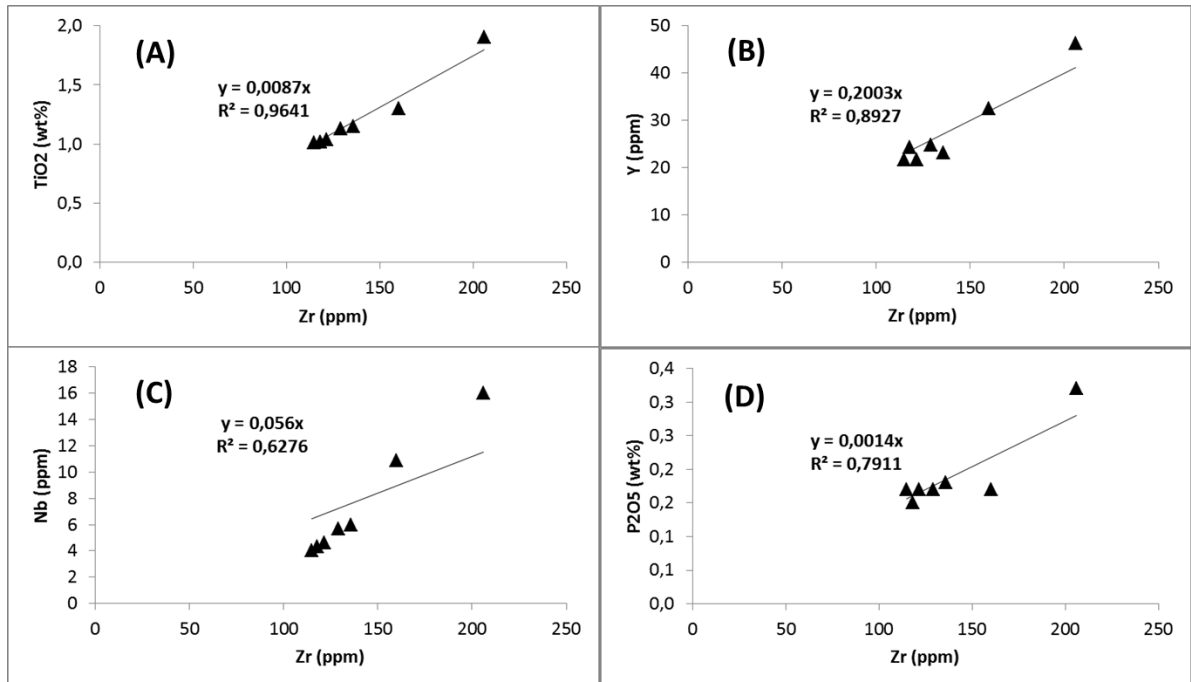


Figura 25 – Diagramas de correlação entre as concentrações de Zr, TiO₂, Y, Nb e P₂O₅. A metodologia de MacLean & Barrett (1993) estabelece que índices de correlação linear elevados em relação a reta que passa pela origem é indicativo de uma menor mobilidade do elemento. O valor de correlação mais elevado foi obtido a partir das concentrações de Zr x TiO₂ (A), seguido do Y (B). O Nb e o P₂O₅ (diagramas C e D) apresentaram índices de correlação menores, sendo considerados como elementos de relativa imobilidade neste ambiente ($0,60 < R^2 < 0,85$).

O comportamento linear (índice de correlação elevado) evidencia o caráter imóvel do elemento, mostrando que a sua concentração manteve-se proporcionalmente constante durante a atuação dos processos de alteração. Dentre os elementos avaliados na metodologia, o Zr, Ti e Y apresentaram os maiores valores de correlação ($R^2 > 0,85$), mostrando-se, dessa forma, mais favoráveis para a utilização como elementos menos afetados pelos processos de alteração das rochas em estudo. Este resultado está de acordo com observações teóricas que normalmente elegem estes elementos como pouco móveis em diversos tipos de ambientes (Rollinson, 1993). O Nb e o P₂O₅ apresentaram índices de correlação menores indicando uma maior mobilidade e, embora com esta restrição, foram utilizados nas rochas em estudo como auxiliares na classificação.

As avaliações e interpretações petrogenéticas seguiram esquemas de classificação baseados preferencialmente nos elementos que neste estudo foram enquadrados como tendo baixa mobilidade. Neste caso os esquemas de classificação geoquímica das rochas adotados foram o Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester e Floyd, 1977, modificado por Pearce, 1996) (Fig. 6A); Y *versus* Zr (MacLean e Barrett, 1993) (Fig. 6B); P₂O₅ *versus* Zr (Winchester e Floyd, 1976) (Fig. 6C) e Zr/P₂O₅ *versus* Nb/Y (Floyd e Winchester, 1975) (Fig. 6D). Com base na metodologia adotada e especialmente no comportamento da amostra considerada menos alterada (amostra 35) e considerando que as rochas em questão são cogenéticas, a classificação das rochas utilizando os dados geoquímicos torna-se mais robusta, permitindo concluir que as rochas vulcânicas deste estudo são basaltos originados de magmas com composição subalcalina toleítica a transicional. As características geoquímicas da amostra 35 estabelecem que são rochas com baixo TiO₂ e alto magnésio (MgO entre 6 e 8%) correlacionável com os basaltos intracontinentais formados no período Eo-Cretácico da Bacia do Paraná (Piccirillo et al. 1988).

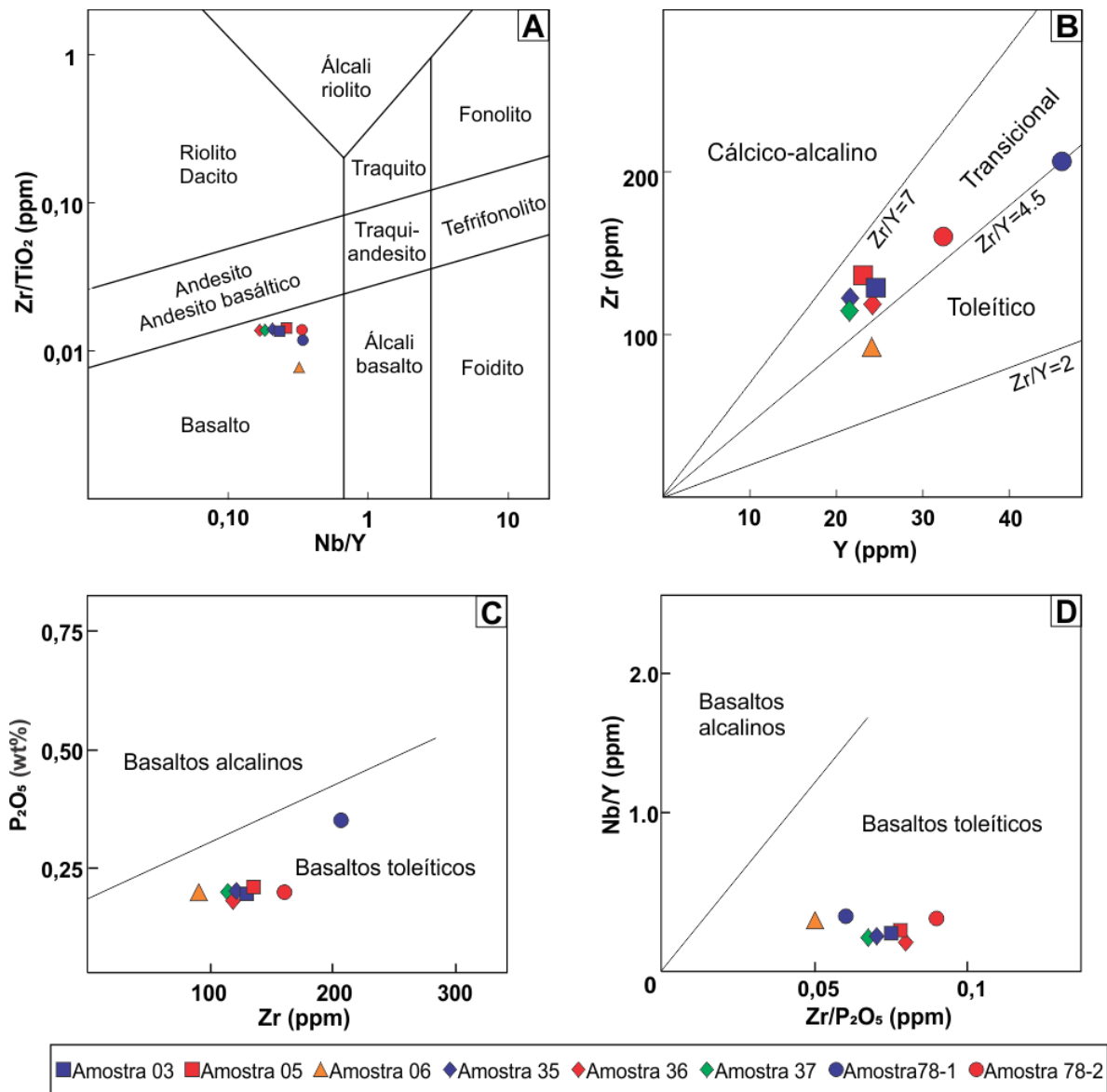


Figura 26 - Classificação geoquímica das rochas vulcânicas do Andar Alagoas abrangidas por este estudo segundo os diagramas: (A) Zr/TiO₂ versus Nb/Y (Winchester e Floyd, 1977; Pearce 1996); (B) Y versus Zr (MacLean e Barret,t 1993); (C) Zr versus P₂O₅ (Winchester e Floyd, 1976); (D) Nb/Y versus ZrxP₂O₅ (Floyd e Winchester, 1975). FeO* = Ferro total como FeO.

Elementos Terras Raras (ETR)

O comportamento dos ETR reforça as observações feitas anteriormente a partir da amostra 35, confirmando uma disposição que segue o padrão dos basaltos toleíticos baixo TiO₂ da Formação Serra Geral (Figura 7A), em concordância com os resultados obtidos por Mizusaki *et al.* (1992).

O padrão de distribuição dos ETR normalizados para condrito do conjunto de amostras estudadas é compatível com os basaltos do tipo E-MORB (enriquecido-Mid Ocean Ridge Basalt) estabelecido por Sun e McDonough (1989). Basaltos E-MORB possuem enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesadas (ETRP) com é observado na figura 7B em que os basaltos

estudados da Bacia de Campos são comparados com o E-MORB associado ao Oceano Atlântico (Melfi et al., 1989).

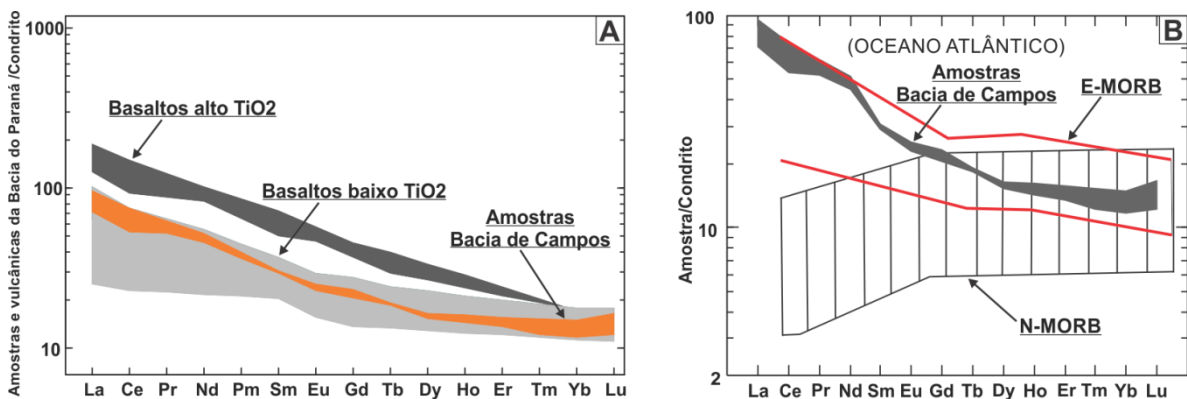


Figura 27 - Diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizadas para o condrito (Sun & McDonough, 1989) dos basaltos estudados na Bacia de Campos: (A) Padrão dos ETR em relação as rochas vulcânicas alto TiO₂ (HTIB) e baixo TiO₂ (LTIB) da Bacia do Paraná; (B) Comportamento dos ETR das amostras estudadas em relação aos padrões MORB de basaltos do Oceano Atlântico mostrando afinidade com o padrão E-MORB.

Química mineral

Na microsonda eletrônica foram analisados plagioclásios, piroxênios e argilominerais que formam os principais constituintes dos basaltos estudados (Tabela 3). As fórmulas estruturais dos minerais foram obtidas a partir da rotina CALCMIN acoplada na microsonda. Analisou-se 351 plagioclásios nas amostras 35, 37 e 78-2, tanto em fenocristais quanto em cristais da matriz, contemplando, quando possível, porções de borda, intermédio e núcleo desses cristais e os resultados estão sintetizados na Tabela 3. A classificação dos plagioclásios segue o diagrama ternário Or-Ab-An proposto por Deer et al. (2003). A composição dos plagioclásios analisados pertence ao campo das labradoritas e em menor proporção as bytownitas (Figura 8A).

Tabela 3 – Síntese das análises dos principais constituintes minerais das rochas vulcânicas da Bacia de Campos deste estudo. A análise padrão representa uma análise típica do mineral na amostra. Nos plagioclásios são apresentados as porcentagens de anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or). Nos clinopiroxênios são apresentados as porcentagens de wolastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs).

PLAGIOCLÁSIO															
Amostra	Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Total	An(%)	Ab(%)	Or(%)
35	Padrão	53,2	28,04	0,89	0,19	12,3	4,02	0,3	0,01	-	-	99,06	62,9	35,46	1,63
	Média (n=118)	52,7	29,55	0,74	0,21	13	4	0,3	0,07	-	-	100,5	63,32	35,19	1,5
37	Padrão	52,9	29,61	0,6	0,09	12,8	4,05	0,3	0,09	-	-	100,4	65,05	33,73	1,22
	Média (n=94)	52,1	29,84	0,67	0,17	13,2	3,99	0,2	0,07	-	-	100,3	63,09	35,52	1,39
78-2	Padrão	51,3	30,35	0,48	0,23	13,8	3,39	0,3	0,09	-	-	99,85	69,47	28,88	1,65
	Média (n=124)	50,4	30,32	0,47	0,21	14,1	3,22	0,4	0,07	-	-	99,1	69,66	28,81	1,53
CLINOPIROXÊNIO															
Amostra	Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Total	Wo(%)	En(%)	Fs(%)
3	Padrão	52	2,35	6,65	17,4	19,8	0,24	0	0,39	0,78	0,19	99,77	44,19	40,34	15,47
	Média (n=100)	51,6	2,29	6,73	17,7	18,9	0,23	0	0,4	0,83	0,18	98,83	43,69	40,79	15,52
5	Padrão	51,3	2,86	7,07	17,6	18,6	0,24	0	0,52	1,04	0,18	99,29	44,38	40,51	15,11
	Média (n=11)	51,7	2,29	6,77	17,7	18,9	0,24	0	0,41	0,86	0,2	99,05	43,58	40,79	15,63
35	Padrão	51,6	2,05	9,74	16,1	18,9	0,23	0	0,73	0,08	0,24	99,65	40,15	37,67	22,18
	Média (n=40)	51,8	2,19	9,45	17,1	17,6	0,21	0	0,61	0,33	0,26	99,56	39,89	38,72	21,39
37	Padrão	52,1	2,07	9,44	17,4	17,4	0,2	0	0,55	0,19	0,26	99,53	40,74	38,04	21,22
	Média (n=26)	51,3	2,11	10,5	16,5	17,1	0,28	0	0,65	0,3	0,28	98,97	38,84	37,37	23,79
ARGILOMINERAIS															
Amostra	Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Total	(%)	(%)	(%)
3	Padrão	36,7	10,46	19,6	19	0,5	0,46	0,5	0,07	0,03	0,15	87,42	-	-	-
	Média (n=20)	37,2	8,89	20,1	16,5	0,51	0,25	1,1	0,1	0,03	0,13	84,84	-	-	-
78-2	Padrão	43,6	9,29	20	12,7	0,49	0,09	1,4	0,05	0,04	0	87,6	-	-	-
	Média (n=208)	43,4	8,9	19,1	13,1	0,51	0,62	1,1	0,04	0,04	0,02	85,9	-	-	-

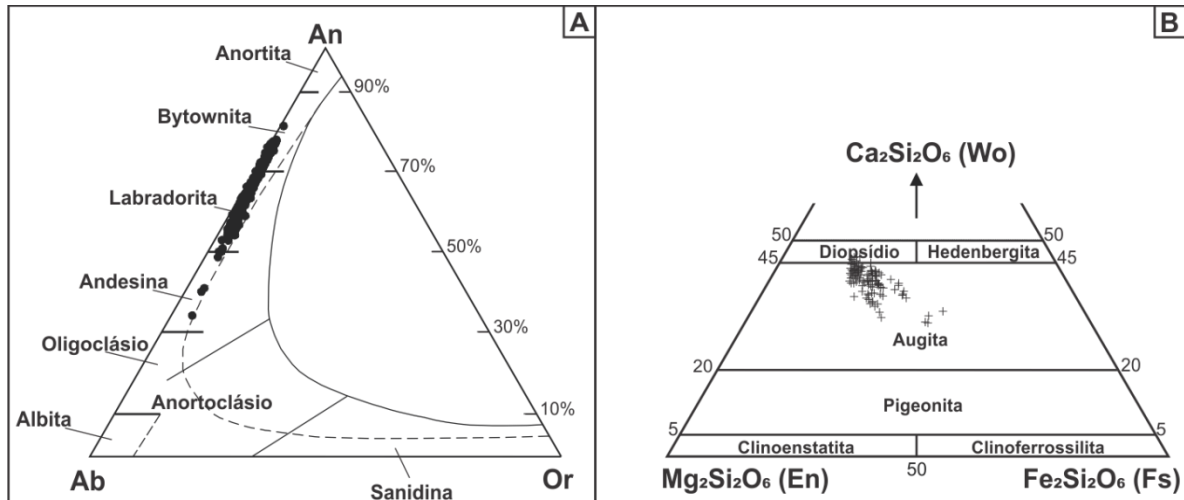


Figura 28 – A - Variação composicional dos plagioclásios dos basaltos analisados da Bacia de Campos dispostos no diagrama ternários proposto por Deer et al. (2003). B - Classificação composicional dos piroxênios das amostras de basalto da Bacia de Campos no diagrama de classificação proposto por Morimoto (1988). Wo=wolastonita; En=enstatita; Fs=ferrossilita.

Foram analisados 177 piroxênios nas amostras 03, 05, 35 e 37 e os resultados estão sintetizados na Tabela 3. Os valores calculados de wolastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs) foram plotados no diagrama ternário de classificação (Morimoto, 1988). Constata-se que os piroxênios analisados estão em sua maioria no campo das augitas e muito subordinadamente como diopsídios (Fig. 8B).

A partir da composição dos piroxênios Le Bas (1962) e Leterrier et al. (1982) criaram diagramas discriminatórios para auxiliar na identificação das diferentes séries magmáticas. Os resultados reforçam observações anteriores. Nesta metodologia as rochas da Bacia de Campos são classificadas como basaltos subalcalinos (figuras 9A e 9B) e estão numa posição intermediária entre basaltos da série cálcio-alcalinos e basaltos toleíticos (Figura 9C).

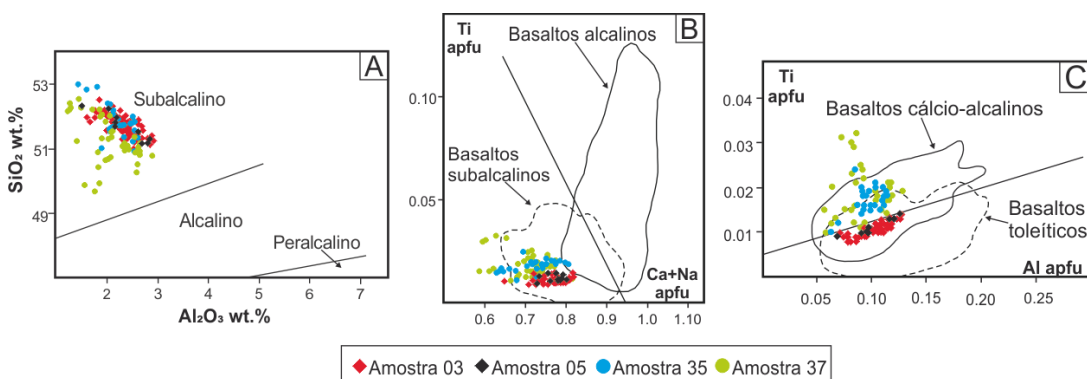


Figura 29 - Diagramas discriminatórios entre as séries magmáticas alcalinas, subalcalinas, toleíticas e cálcio alcalinas a partir da composição química dos piroxênios. A) Diagrama SiO₂ (wt%) - Al₂O₃ (wt%) (Le Bas 1962). B) Diagrama Ti (átomos por fórmula unitária – apfu)- Al (apfu) (Leterrier et al. 1982). C) Diagrama Ti (apfu) – Ca+Na (apfu) (Leterrier et al. 1982).

A identificação dos argilominerais foi realizada previamente através de técnicas de difratometria de raios-X. A presença de argilominerais nas amostras reforçam as evidências de alteração das rochas estudadas. A caracterização mineral da fração <04µm das amostras

foram identificados a expressiva participação de argilominerais do grupo das esmectitas (Fig. 10A).

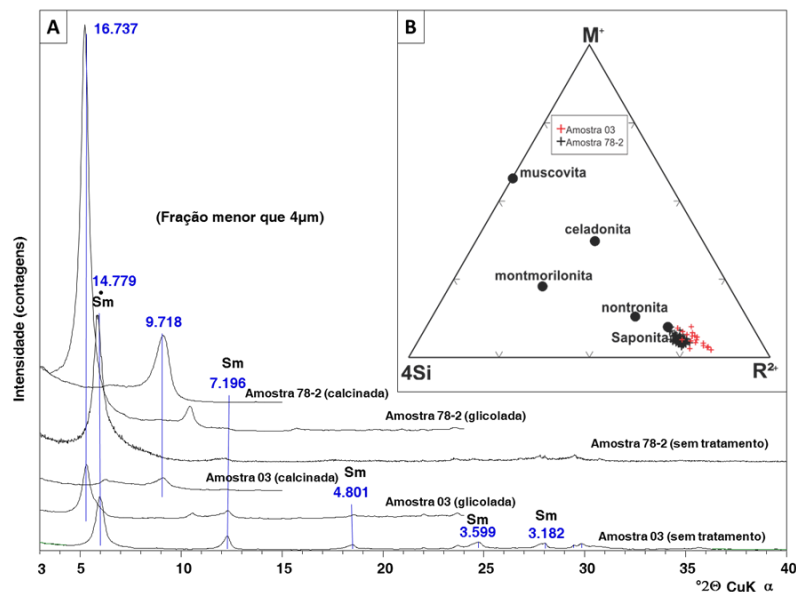


Figura 30. (A) - Difratogramas de raios-X (DRX) das amostras 03 e 78-2, fração $< 4\mu\text{m}$, modo natural, glicolado e calcinado, intervalo de 3° a $40^\circ 2\theta$. Sm (esmectita). (B) - Classificação da fase argilomineral segundo o diagrama $M^+-4Si-R^{2+}$ (Velde, 1985), mostrando que o argilomineral dominante nas amostras analisadas são esmectitas do tipo saponita.

Foram analisados na microsonda 228 sítios com argilominerais e os resultados estão sintetizados na Tabela 3. Para a classificação dos argilominerais analisados, utilizou-se o diagrama ternário $M^+-4Si-R^{2+}$ proposto por Velde (1985) que permite representar tanto os filossilicatos dioctaédricos quanto os trioctaédricos. Os componentes do diagrama baseiam-se nos valores dos íons recalculados com base aniônica $O_{10}(OH)_2$, onde o vértice M^+ corresponde a soma dos cátions Na^+ , K^+ e $2Ca^{2+}$ o vértice $4Si$ corresponde o número de íon de $Si/4$ e o vértice R^{2+} corresponde a soma dos cátions bivalentes Fe^{2+} , Mg^{2+} e Mn^{2+} . Os resultados encontram-se na figura 10B onde se verifica que quimicamente os argilominerais identificados nas amostras estão dentro do campo estabelecido para a esmectita do tipo saponita.

Geoquímica isotópica (Sr-Sr e Sm-Nd)

Os resultados das análises isotópicas em rochas total, aplicado em algumas das amostras de basaltos da Bacia de Campos deste estudo, encontram-se dispostos na tabela 4. Para as amostras analisadas, as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ apresentam valores elevados e variados, divergindo entre 0,707052 (amostra 06) e 0,709729 (amostra 05). Para o sistema Sm-Nd, as razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ estão entre 0,512192 (amostra 06) e 0,511384 (amostra 03). Na figura 11A tem-se o diagrama binário construído a partir dos valores calculados de T_{DM} e $\epsilon\text{Nd}(0)$ no qual é possível visualizar as variações dos valores obtidos sobre a curva modelo de evolução do manto depletado proposta por Nelson e DePaolo (1984). Os valores obtidos foram muito próximos entre os das amostras 03, 05, 36 e 37, variando de 2,16 a 2,45 Ga (T_{DM}) e de -22,61 a -19,57 ($\epsilon\text{Nd}(0)$), porém para a amostra 06, estes valores foram significativamente menores ($T_{DM} = 1,55$ Ga e $\epsilon\text{Nd}(0) = -$

6,33).

Tabela 4 - Razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas para os exemplares de rochas vulcânicas estudadas.

Amostra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro absoluto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0)	Erro (ppm)	ϵNd (0)	ϵNd (130)	TDM (Ga)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t)
03	0,709355	0,000006	4,76	25,86	0,11118	0,511479	9	-22,61	-21,2	2,32	0,511384
05	0,709729	0,000024	4,66	26,01	0,10834	0,511505	18	-22,1	-20,64	2,22	0,511413
06	0,707052	0,000030	3,36	14,24	0,14251	0,512314	15	-6,33	-5,43	1,55	0,512192
35	0,708285	0,000012	-	-	-	-	-	-	-	-	-
36	0,708175	0,000019	4,71	23,92	0,11909	0,511517	9	-21,86	-20,58	2,45	0,511416
37	0,70817	0,000010	4,74	25,01	0,11459	0,511635	9	-19,57	-18,22	2,16	0,511537

Nota: cálculos realizados assumindo $t = 130$ Ma; Valores de branco inferiores a 150pg (Sm) e 300pg (Nd);

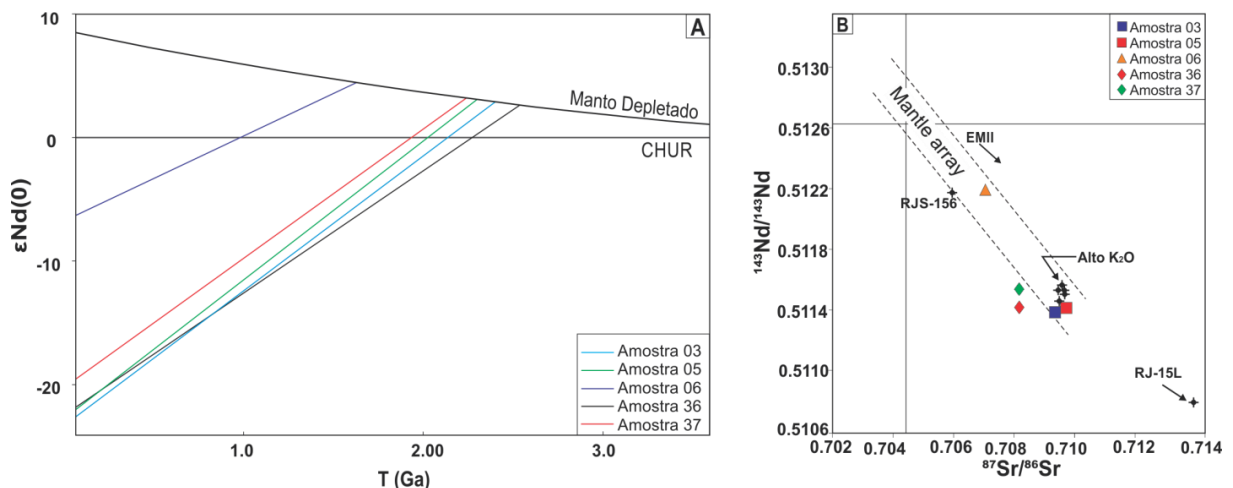


Figura 31 - Diagramas elaborados em função dos valores isotópicos dos sistemas Sm-Nd e Sr-Sr. (A) Diagrama TDM versus ϵNd , ilustrando a posição das amostras estudadas sobre a curva modelo de evolução do manto depletado proposta por Nelson e DePaolo (1984). (B) Diagrama de correlação isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ exibindo os altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e baixos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das amostras estudadas, condizente com os critérios isotópicos estabelecidos para o reservatório tipo Manto Enriquecido II (EMII).

Os valores das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram plotados no diagrama de correlação isotópica (Figura 11B) onde é possível observar que todas as amostras caem no quadrante estabelecido por Hart e Zindler (1989) como manto enriquecido tipo II (EMII). Outras composições isotópicas retiradas dos trabalhos de Mizusaki et al. (1992) e Lobo et al. (2007) obtidos na suíte basáltica da Bacia de Campos foram adicionadas ao diagrama de correlação isotópica com o objetivo de estabelecer comparações com as análises obtidas neste trabalho. Segundo estes autores a amostra RJS-156 (Figura 11B) representa a amostra de basalto com a composição mais primitiva do conjunto estudado. A amostra RJ-15L (Figura 11B) é um ortognaisse da crosta da região de Cabo Frio, considerando por Lobo et al (2007) como um dos agentes contaminantes local (rocha encaixante). Outros pontos na figura 11B estão relacionados com amostras de basaltos alto K_2O que conforme Mizusaki et al (1992) foram afetados pelos processos de interação da rocha com a água marinha. As amostras analisadas neste estudo, com exceção da amostra 06, seguem o padrão isotópico dos basaltos da Bacia de Campos com alto K_2O . Com os dados disponíveis a explicação sobre o comportamento isotópico das amostras estudadas

estaria de acordo tanto com as observações feitas por Mizusaki et al. (1992) que estabelece modificações devido a interação com a água do mar como com Lobo et al. (2007), que interpreta as variações no comportamento isotópico destas rochas, como sendo relacionado com processos de assimilação de um contaminante da crosta inferior local na câmara magmática.

5. CONCLUSÕES

A alteração nas amostras de rochas vulcânicas da Bacia de Campos deste estudo é evidente em termos de modificações mineralógicas (presença de minerais hidratados tipo argilominerais substituindo minerais na matriz, fenocristais ou preenchendo amígdalas, palagonitização do vidro vulcânico, sericitização dos plagioclásios), geoquímicas (elevado LOI) e texturais (identificação de fragmentos de sedimentos arenosos/pelíticos englobados e parcialmente assimilados pela rocha vulcânica). A identificação da alteração nestas rochas é um elemento complicador para os estudos envolvendo aspectos petrogenéticos que se constitui no principal objetivo desta pesquisa.

Para minimizar os efeitos da alteração empregaram-se metodologias que permitiram avaliar o grau de alteração das amostras e a mobilidade dos elementos químicos neste sistema. Entre as amostras estudadas a de número 35 apresentou características que a classificaram como a amostra com menor grau de alteração, sendo o seu comportamento representativo de todo o grupo devido ao caráter cogenético destas rochas. Com base nestes aspectos e utilizando os elementos que a metodologia mostrou terem propriedades de imobilidade, foi possível caracterizar estas rochas como sendo basaltos originados de magmas com composição subalcalina toleítica a transicional com baixo TiO_2 e alto magnésio (MgO_2 entre 6 e 8%) correlacionável com os basaltos intracontinentais formados no período Eo-Cretáceo da Bacia do Paraná.

Os plagioclásios analisados pertencem predominantemente ao grupo da labradorita e bitownita e possuem teores de molécula de ortoclásio inferiores a 1,5% comparáveis aos basaltos baixo TiO_2 . Petrograficamente e quimicamente identificou-se clinopiroxênio-Ca sendo a espécie dominante classificada como augita e de maneira muito subordinada o diopsídio. Os diagramas discriminantes de piroxênios para identificar as séries magmáticas confirmam os indicadores geoquímicos mostrando que são basaltos pertencentes a uma série magmática subalcalina e composição intermediária entre basaltos da série cálcio-alcalinos e basaltos toleíticos.

O comportamento dos ETR reforça as observações feitas anteriormente confirmando uma disposição que segue o padrão dos basaltos toleíticos baixo TiO_2 da Formação Serra Geral. O padrão dos ETR dos basaltos da Bacia de Campos apresentou compatibilidade com E-MORB associado ao Oceano Atlântico.

As amostras deste estudo, com exceção da amostra 06, seguem o padrão isotópico dos basaltos da Bacia de Campos com alto K_2O (Mizusaki et al., 1992; Lobo et al., 2007) sugerindo modificações no comportamento isotópico destas rochas devido a interação com a água do mar (derrame subaquoso) adicionado a processos de assimilação de contaminantes da crosta inferior local da câmara magmática.

AGRADECIMENTOS

À Agência Nacional do Petróleo (ANP) pelo auxílio financeiro a este projeto e pela permissão da PETROBRAS-ANP/UFRGS-FAURGS (TC 0050.0072608.11.9) para publicação. Ao Programa de Pós Graduação em Geociências na linha de Estratigrafia (PPGGeo). Ao Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela disponibilização das técnicas analíticas e ao apoio do seu

corpo técnico.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANP, (2015). Campos na etapa de produção da fase de produção em 31/12/2014. Anuário estatístico brasileiro do petróleo, gás natural e biocombustíveis 2015. Acesso em 17 de março de 2015. <<http://www.anp.gov.br/?pg=76798>>.
- Araújo C. C. de, Yamamoto J. K., Rostirolla S. P., Madrucci V., Tankard A. (2005). Tar sandstones in the Paraná Basin of Brazil: structural and magmatic controls of hydrocarbon charge. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 671-685.
- Beswick, A. E. (1982). Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: N. T Arndt, E. G Nisbet. (Eds.) *Komatiites* (281-308). Londres: George Allen and Unwin.
- Cainelli, C., Mohriak, W. U. (1999). Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, 22(3), 206-216.
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F., Bender, A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213, 97-138.
- Conceição, J. C. J., Zalán, P. V., Wolff, S. (1988). Mecanismo, Evolução e Cronologia do Rift Sul-Atlântico, *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2(4), 255-265.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1993) *An introduction to rock forming minerals*. Harlow: Longman.
- Dias, J. L., Carminatti, M., Scarton, J. C., Guardado, L. R., Esteves, F. R. (1990). Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: G. P. Raja Gabaglia, E. J. Milani (Eds.) *Origem e evolução de Bacias sedimentares* (333-360), Rio de Janeiro: Petrobras.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. (1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 211-218.
- Giustina, I. D. D. (2006). *Sedimentação carbonática de algas vermelhas coralináceas da plataforma continental da Bacia de Campos: um modelo carbonático análogo para o terciário*. Tese (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS.
- Gleice S. R. (2013). *A Formação Serra Geral (Cretáceo, Bacia do Paraná) – como análogo para os reservatórios ígneo-básicos da margem continental brasileira*. Tese (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS.
- Gu L., Zuwei R., Wu C., Zhao M., Qui, J. (2002). Hydrocarbon reservoirs in a trachyte porphyry intrusion in the eastern depression of the Liaohe basin, northeast China. *American association of Petroleum Geology*, 83(6), 1821-1832.
- Hart, S. R., Zindler, A. 1989. Constrains on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: W. R. Peltier (Ed.) *Mantle convection* (261-388). Montreaux: Gordon and Breach.
- Le Bas, M. J., 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.
- Lobo J. T., Duarte B. P., Sztatmari, P., Valente S. C. (2007). Basaltos continentais do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos, SE do Brasil: compilação de dados e petrogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(2), 224-236.
- MacLean, W. H., Barrett, T. J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile

- elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 109-133.
- Meisling, K. E., Cobbold, P. R., Mount, V. S. (2001). Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85, 1903–1924.
- Melfi, R. J., Piccirillo, E. M., Comin-Chiaramonti, P. (1989). Geoquímica dos elementos terras raras em rochas vulcânicas. In: M. L. L. Formoso, L. V. S. Nardi, L. A. Hartmann (Eds.) *Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil* (23-33). Rio de Janeiro: CPRM/DNPM.
- Mizusaki A. M. P., Thomaz-Filho A., Cesero P. (1998). Ages of the magmatism and the opening of the south Atlantic Ocean. *Pesquisas*, 25(2), 47-57.
- Mizusaki A.M.P., Mohriak, W.U. (1992). Sequências vulcano sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, v. 2, 468-469. São Paulo: SBG.
- Mizusaki, A. M. P., Petrini, R., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., De Min, A., Piccirillo, E. M. (1992). Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 143-160.
- Mohriak W. U., Barros, A. Z. (1990). Novas Evidências de tectonismo Cenozóico na região Sudeste do Brasil: O gráben de Barra de São João na plataforma continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 187-196.
- Morimoto N. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and petrology*, 39, 55-76.
- Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J. Y., Gahagan, L. M., Sclater, J. G. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2), 3211–3214.
- Nelson, B. K., De Paolo, D. J. (1984). 1,700-Myr greenstone volcanic successions in southwestern North America and isotopic evolution of Proterozoic. *Nature*, 312, 143-146.
- Pearce, J. A. (1996). A users guide to basalt discrimination diagrams. In: D. A. Wyman (Ed.) *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. (v.12, 79-113) Canada: Geological Association of Canada
- Piccirillo E. M., Comin-Chiaramonti P., Melfi A. J., Stolfa D., Bellieni G., Marques L.S., Giaretta A., Nardy A. J. R., Pinese J. P. P., Raposo, M. I. B., Roisenberg A. (1988). Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and related intrusives from the Paraná basin (Brazil). In: E. M. Piccirillo, A. J. Melfi (Eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. (107-156). São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico.
- Rabinowitz, P. D., LaBrecque, J. (1979). The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, 84(B11), 5973-6002.
- Rangel H. D., Martind F. A. L., Esteves F. R., Feijó, F. J. (1994). Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8 (1). 203-217.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Harlow: Longman.
- Sircar, A. (2004). Hydrocarbon production from fractured basement formations. *Current Science*, 87(2), 147-151.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins* (v.42, 313-345), London: Geological Society of London.
- Thomaz-Filho A. (1982). Ocorrência de arenito betuminoso em Anhembi (SP) - cubagem e condicionamento geológico. XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, v.5, 2344-2348. Salvador: SBG.
- 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.

Thomaz-Filho A., Mizusaki A. M. P., Milani E. J., Cesero P. (2000). Rifting and Magmatism Associated with the South America and Africa Break Up. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 017-019.

Velde, B. (1985). *Clay minerals: a physico-chemical explanation of their occurrence*. Amsterdam: Elsevier.

Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1976). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 459-469.

Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

Winter, W. R., Jahnert, R. J., França, A. B. (2007). Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15 (2), 511-529.

ANEXO I
TÍTULO DA DISSERTAÇÃO/TESE:
Geoquímica e alteração dos basaltos do Andar Alagoas, Bacia de Campos
Área de Concentração: ESTRATIGRAFIA
Autor: Ana Paula de Oliveira Dani
Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus
Examinador: Prof ^a . Dr ^a . Ana Maria Pimentel Mizusaki
Data: 12/02/2016
Conceito: B
PARECER:
<p>A dissertação consiste de um capítulo introdutório, carta de submissão e artigo submetido a periódico nacional. O trabalho está bem apresentado e poucos erros ortográficos são constatados.</p> <p>A dissertação apresenta uma série de resultados da aplicação de técnicas analíticas em amostras de rochas vulcânicas que são apropriadamente discutidas pela autora porém as interpretações e conclusões ficam prejudicadas devido a não apresentação de características e informações relativas as amostras. Foram analisadas 8 amostras de rochas vulcânicas coletadas em testemunhos de sondagens de 4 perfurações realizadas na Bacia de Campos. Não são informados detalhes como profundidade de coleta das amostras, critérios utilizados para amostragem, correlação existente entre as amostras e perfis estratigráficos, entre outros. Importante também apresentar como foi obtida a correlação entre as amostras <i>onshore</i> e amostras <i>offshore</i>. São todas consideradas como do mesmo evento vulcânico mas com base em quais critérios?</p> <p>As amostras foram atribuídas ao Andar Alagoas, termo regional cujos limites de idade são discutíveis. Não é apresentada nenhuma evidência estratigráfica ou resultado de datação radiométrica que confirme a relação com este Andar. Na descrição do capítulo 2 (Evolução tectono sedimentar da Bacia de Campos), este evento magmático também não é citado, o que gera dúvidas em relação as</p>

amostras e seu correto posicionamento. Ainda em relação à idade das amostras analisadas, a autora, na página 2, comenta que o objetivo do projeto da dissertação era “datar as rochas vulcânicas do Andar Alagoas pelo método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ”. Não foi possível realizar pois “os plagioclásios destas rochas não possuíam o teor mínimo exigido de potássio para a aplicação da metodologia de datação”. No entanto, no item Metodologia, o método embora citado com uma das etapas do trabalho (página 9) não foi apresentado e nem esta afirmativa foi discutida. Qual o valor mínimo de K esperado para que o método Ar-Ar pudesse ter sido aplicado nas amostras? Na página 28 é apresentada a Tabela 2 com a composição química das amostras e o K varia de 0,6 a 3,08 % e em vários pontos do texto, comenta-se que “os teores de K são elevados”.

Assim, como estas amostras foram datadas como do Andar Alagoas, quais os limites que foram considerados para este Andar e como esta calibração foi obtida?

Em relação a bibliografia sugere-se uma revisão pois algumas referências não estão adequadas. Citam-se alguns exemplos:

- página 1 – Gu et al., 2002 e Sircar, 2004 não realizaram estudos nas bacias sedimentares brasileiras;
- página 1 – Gleice, 2013 seria Reis, 2013
- página 4 – Ponte; Asmus 1978 descreveram eventos vulcânicos na proposição de margem continental por eles elaborada mas a denominação Formação Cabiúnas é posterior a estes autores (por exemplo, Rangel 1994);
- página 6 – Thomaz-Filho et al, 2008 é Thomaz-Filho et al, 2005 que foi o trabalho que aventou a possibilidade de “plumas mantélicas astenosféricas”.

Outras observações que podem ser feitas:

- na página 11, item 4.3 Litogeoquímica, a amostra 06 não foi citada mas os resultados aparecem na página 28 (Tabela 2);
- página 22 – como foi reconhecida a celadonita?
- página 23 - “vidro vulcânico indiferenciado que ocorrem palagonitizados”, como foi reconhecido?
- página 33 – comenta-se que são rochas cogenéticas, com baixo TiO_2 e alto MgO (entre 6 e 8%) mas na Tabela 2, amostras 78-1 e 78-2 tem MgO entre 2 e 3%. Como estas amostras foram consideradas?

- página 39 – figura 19b, cuja legenda diz que “o argilomineral dominante nas amostras analisadas são esmectitas do tipo saponita” mas há descrição petrográfica da presença de celadonita nas amostras 3, 78-1 e 78-2.

- página 40 – os isótopos para as amostras 78-1 e 78-2, “não foram incluídos no estudo devido a problemas técnicos ocorridos durante a execução do método”. Quais foram estes problemas? As amostras 78-1 e 78-2 tem algumas características diferenciadas e os isótopos poderiam auxiliar muito na interpretação.

- página 41 – destaca que “estão relacionados com amostras de basaltos alto K₂O”. As amostras analisadas tem teores de K₂O (conforme a Tabela 2) entre 0,6 e 3,08 %. Qual o valor limite para ser considerado como alto K₂O?

Considero que o apresentado pela autora está de acordo com o exigido para uma dissertação de mestrado. As observações acima tem como intuito contribuir para aprimorar o trabalho realizado. Parabenizo a autora e orientador pela dissertação.

- _____
-
-

Assinatura: *Ana Maria Mizurko*

Data: 12/02/2016

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“Geoquímica e Alteração dos Basaltos do Andar Alagoas, Bacia de Campos”
Área de Concentração: <i>ESTRATIGRAFIA</i>
Autor: Ana Paula de Oliveira Dani
Orientador: Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus
Examinadora: Profa. Dra. Márcia Elisa Boscato Gomes
Data: 15/02/2016
Conceito: B
PARECER:
<p>O estudo “Geoquímica e Alteração dos Basaltos do Andar Alagoas, Bacia de Campos” aborda uma temática de grande interesse científico, cujos resultados são condizentes com uma dissertação de mestrado. O texto apresenta, em linhas gerais, uma boa contribuição científica, pois o trabalho de pesquisa gerou muitos dados, com implicações importantes para a geologia do petróleo.</p> <p>A monografia está estruturada na forma de texto integrador e artigo submetido à revista científica. O texto está muito bem redigido e os dados são apresentados também na forma de figuras, diagramas e tabelas. As imagens fotográficas ao microscópio ótico são, em alguns casos, muito pequenas, e aquelas cujo objetivo é o de apresentar os argilominerais, deveriam ter sido feitas também com polarizadores paralelos, de modo a evidenciar as cores características de esmectitas e de celadonitas.</p> <p>Comentários específicos A seguir apresento comentários específicos sobre os diferentes temas e capítulos.</p> <p>Objetivos Os objetivos são claros. A revisão sobre a evolução tectono sedimentar da Bacia de Campos é concisa e bem feita. Faltou uma revisão bibliográfica contemplando a temática do magmatismo toleítico e de modo especial dos processos de alteração das rochas basálticas, que poderia contribuir com subsídios teóricos para o desenvolvimento do trabalho.</p> <p>Amostragem Para o estudo, são amostrados 4 poços distintos, entretanto, no texto não é explicitado o critério de escolha das amostras, nem o posicionamento das amostras do mesmo poço. Devido à natureza dessas rochas, o conhecimento da relação espacial entre as amostras é de grande importância para o entendimento das variações texturais e composicionais entre elas.</p>

Metodologia

A metodologia empregada é apropriada aos objetivos do trabalho e é apresentada de forma objetiva e adequada no capítulo 4 do texto integrador.

Resultados

A petrografia, feita através da análise macroscópica e ao microscópio ótico, é uma parte substancial desse trabalho. Cada uma das amostras é descrita separadamente. A descrição petrográfica é, de modo geral, bem feita, fornecendo muitos dados. Entretanto, aspectos como o tamanho dos grãos de cada mineral, assim como a quantidade e o tamanho das vesículas/amígdalas e a presença, tamanho e quantidade de fraturas, que são fundamentais para a caracterização dessas rochas, não foram sistematicamente descritos. Em algumas descrições esses dados são vagos ou imprecisos, como por exemplo:

“... cavidades milimétricas” (pg.20), são vesículas?;

“...grau de vesiculação expressivo” (pg. 23);

“... o tamanho das vesículas é relativamente menor” (pg. 25). Ao final desse capítulo, poderia ter sido apresentada uma síntese dos aspectos petrográficos, procurando estabelecer uma relação entre as características mineralógicas e as texturas entre as rochas do mesmo poço e as rochas dos diferentes poços. De modo especial, seria muito útil uma síntese geral da alteração apresentada pelas rochas, procurando quantificar o grau de alteração de cada rocha, de modo que se possa comparar esse dado com os dados de perda ao fogo, a quantidade de argilominerais e a composição química da rocha.

Na página 26 é apresentada uma tabela com a síntese da análise modal dos constituintes das rochas. Essa tabela não está referida no texto. Em relação a estes dados, não é esclarecido como foi feita a estimativa modal dos argilominerais, pois são apresentados valores de argilominerais e também de saponita ou celadonita. Na descrição, apenas estes argilominerais são identificados, então, quais são os outros argilominerais presentes? Da mesma forma, há ilmenita e opacos, como foram separados? A metodologia de quantificação não é mencionada e este é um aspecto fundamental do trabalho, pois em algumas amostras (como a 03 e a 05), a quantidade de argilominerais é muito expressiva.

A litogeoquímica foi utilizada para a classificação das rochas, levando-se em conta o grau de alteração das rochas e a mobilidade dos elementos químicos. A autora utilizou as metodologias de estudos de alteração para a identificação dos elementos de baixa mobilidade e pode, assim, estabelecer as características químicas dos basaltos estudados. Novamente, nesse capítulo teria sido interessante relacionar esses dados com as texturas e a mineralogia.

Além dos diagramas apresentados, seria interessante utilizar os parâmetros tradicionais para a classificação, como os diagramas de LeBas e AFM. Poderia também, ser uma contribuição interessante desse trabalho, investigar a possível correlação destas rochas com o magmatismo Serra Geral da Bacia do Paraná, usando as classificações de Peate (1990) e de Hawkesworth et al (1998). Tudo isso é possível utilizando os dados obtidos nesse estudo.

São realizadas análises de química mineral por microsonda eletrônica em plagioclásios, piroxênios e argilominerais em número expressivo de análises. Me parece que estes dados poderiam ter sido mais explorados: levando-se em consideração o campo composicional dos plagioclásios das amostras analisadas, teria sido interessante distinguir os pontos correspondentes às análises de fenocristais e de grãos da matriz, de modo a melhor caracterizá-los e também a valorizar o trabalho realizado. Esta observação vale também para os piroxênios, principalmente porque parece haver 2 conjuntos de piroxênios, diferenciados pelos teores de Fe, Ca e Cr e que correspondem aos 2 poços diferentes.

Duas outras observações se colocam: a análise modal indica uma quantidade muito pequena de piroxênios nas amostras 03 e 05, entretanto, muitas análises foram realizadas na microsonda eletrônica, sugerindo que talvez a análise modal deva ser revista; os bons fechamentos obtidos em um número tão grande de minerais analisados (tanto os piroxênios, quanto os plagioclásios) indica que estes minerais não estão alterados para argilominerais de forma expressiva como indica a análise modal. Novamente, sugiro a revisão desta.

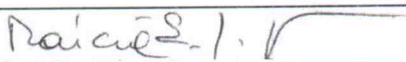
Ainda no item de química mineral, são apresentados os resultados das análises dos argilominerais por difratometria de raios X, embora essa técnica não forneça dados químicos diretamente. Em se tratando de um estudo de alteração de basaltos, essa técnica é fundamental. Consta no capítulo de metodologia que as amostras foram analisadas em rocha total e na fração argila. Apenas as amostras 03 e 78-2 foram analisadas? Nesse caso, a caracterização das celadonitas foi apenas pelos critérios petrográficos? Na petrografia da amostra 78-2 é descrita a ocorrência de celadonita, entretanto ela não é verificada por DRX ou microsonda. Não foi possível analisar em microsonda eletrônica os argilominerais das amostras 5, 35 e 37? As amostras analisadas, bem como as possíveis dificuldades para a realização das análises devem ser descritas no capítulo da metodologia de modo a deixar claro o que foi feito e o que não pode ser feito.

O trabalho não apresenta uma discussão dos resultados, com uma síntese dos diferentes dados de modo a fazer uma análise integradora.

As **conclusões** são pertinentes.

O trabalho como um todo mostra originalidade, principalmente pela obtenção de grande quantidade de dados significativos: petrográficos, de composição química dos minerais por microsonda eletrônica e de geoquímica das rochas e isotópica e pelas conclusões deles advindas.

Por todos estes aspectos o conceito atribuído a este trabalho é B.

Assinatura: 

Data: 15/02/2016

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO/TESE:

Geoquímica e alteração dos basaltos do Andar Alagoas, Bacia de CamposÁrea de Concentração: *ESTRATIGRAFIA*Autor: **Ana Paula de Oliveira Dani**Orientador: **Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus**Examinador: **Prof. Dr. André Weissheimer de Borba**Data: **03/02/2016**Conceito: **A****PARECER:**

A dissertação de Ana Paula de Oliveira Dani é simples, concisa, direta, organizada e muito bem escrita. Trata-se de uma análise petrográfica, geoquímica e isotópica sobre os basaltos do Cretáceo inferior da Bacia de Campos. Considerando as características de alteração das rochas analisadas, as ferramentas analíticas empregadas são adequadas e levam, mesmo diante de dificuldades técnicas e operacionais, a resultados coerentes. As conclusões são bem sustentadas pelos dados obtidos ao longo da pesquisa. Um detalhamento mais aprofundado do significado das razões isotópicas de Sr e Nd obtidas, bem como das idades de extração a partir do manto (T_{DM}), além de uma tentativa de elaborar um modelo paleoambiental (ilustrado) para o extravasamento das lavas, poderiam ter enriquecido mais o trabalho; mas, como não faziam parte dos objetivos, ficam como recomendação para trabalhos futuros. As referências bibliográficas mais relevantes para a área de estudo e para as rochas focalizadas são satisfatoriamente citadas no texto e listadas ao final. Algumas correções de caráter pontual são recomendadas em separado.

Por todos os motivos expostos acima, atribuo à dissertação avaliada o conceito A (excelente).

Assinatura:

M. V. D. Remus

Data: 03/02/2016

Ciente do Orientador:

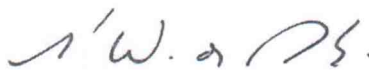
Ciente do Aluno:

Sugestões de correção/modificação de trechos específicos da dissertação de Ana Paula de Oliveira Dani, recomendadas pelo membro da banca André W. Borba:

- (a) páginas iii e iv – tanto no resumo (pág. iii) quanto no abstract (pág. iv), a primeira frase encontra-se sem verbo; sugiro que o resumo comece por “*Este estudo foi realizado sobre as rochas (...)*”; enquanto isso, no abstract (pág. iv), sugiro “*This study was performed on the volcanic (...)*”;
- (b) página 8 – na descrição da área de estudo, consta que os poços estão distribuídos ao longo de “(...) um perfil de direção NE-SW (...)”, mas, de acordo com a figura 3, o correto seria “NW-SE”;
- (c) página 14 – sugiro a segmentação da frase que inicia por “Na condição natural (...)” e termina com “(...) etilenoglicol.”, pois essa frase está muito longa.
- (d) revisar todo o texto para evitar que títulos fiquem “perdidos” no final de uma página, enquanto o texto a que se referem está na página seguinte; um exemplo disso está no item 5.3 (Elementos Terras-Raras), onde o título está no final da página 34 e o texto no início da página 35.

Agradeço a confiança para a avaliação dessa dissertação.

Atenciosamente,



André Weissheimer de Borba.