

## Magmatismo basáltico do Andar Alagoas (Bacia de Campos)

### *Basalt magmatism from Alagoas Stage (Campos Basin)*

Ana Paula de Oliveira Dani<sup>1</sup>, Marcus Vinicius Dornelles Remus<sup>1</sup>, Norberto Dani<sup>1</sup>, Evandro Fernandes de Lima<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Avenida Bento Gonçalves, 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, BR (ana.oliveiradani@gmail.com; marcus.remus@ufrgs.br; norberto.dani@ufrgs.br; eflgeologo@gmail.com)

Recebido em 22 de janeiro de 2016; aceito em 28 de abril de 2017

#### Resumo

Magmatismo associado com o estágio pré-evaporítico da Bacia de Campos foi estudado a partir de testemunhos de quatro furos de sondagens. Os dados levantados são importantes no contexto da evolução tectônica e estratigráfica da bacia. O objetivo deste trabalho foi a caracterização dessas 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), ao elevado valor de perda ao fogo (LOI) e à 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 elementos terras raras (ETR) e o padrão de distribuição dos elementos traço estão em conformidade com o padrão dos basaltos toleíticos baixo  $TiO_2$  da Formação Serra Geral e são diferentes dos *enriched-mid ocean ridge basalt* (E-MORB) e dos *ocean island basalts* (OIB) do oceano Atlântico, embora alguns elementos tenham comportamento similar. O piroxênio dominante é a augita e, quimicamente, confirma que os basaltos pertencem à série subalcalina, bem como ao intervalo de transição entre as séries cálcio-alcalina e toleítica. Isotopicamente, as amostras estudadas incidem fora do campo estabelecido como “*mantle array*” e seguem o comportamento dos basaltos da Bacia de Campos com alto potássio. Os parâmetros levantados estabelecem a correlação das rochas vulcânicas do Andar Alagoas da Bacia de Campos com os basaltos intracontinentais da Bacia do Paraná.

**Palavras-chave:** Bacia de Campos; Andar Alagoas; Eocretáceo; Basalto; Classificação Petrogenética; Alteração.

#### Abstract

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 aimed 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 loss on ignition (LOI) and identification of sandy sediments enclosed by 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 rare earth elements (REE) and the distribution pattern of trace elements are in conformity with the standard tholeiitic basalts of low  $TiO_2$  of the Serra Geral Formation and are different from the Ocean Atlantic enriched-mid ocean ridge basalt (E-MORB) and ocean island basalts (OIB), although some elements have similar behavior. 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. Isotopically, the studied samples plot out of the mantle array field and follow the behavior of the Campos Basin basalts. The collected parameters establish the correlation of the volcanic rocks of Alagoas Stage in Campos Basin with the intracontinental basalts of Paraná Basin.

**Keywords:** Campos Basin; Alagoas Stage; Late Cretaceous; Basalt; Petrogenetic Classification; Alteration.

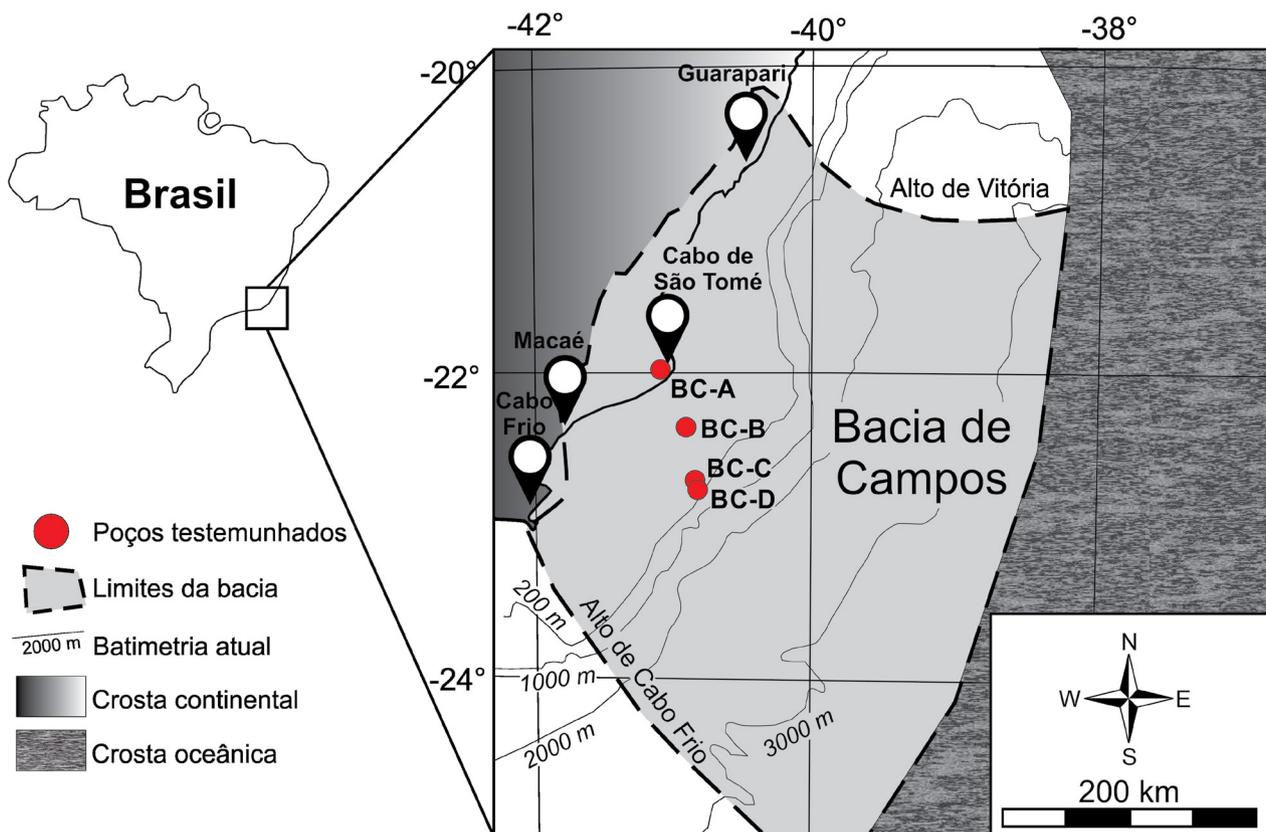
## INTRODUÇÃO

A 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), situa-se na margem leste do país, 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 (Figura 1). Abrange uma área de cerca de 120.000 km<sup>2</sup>, 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 de 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 Eocretáceo (Rabinowitz e LaBreque, 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, pois influenciam 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 são exemplos da influência das rochas ígneas na constituição dos reservatórios não convencionais de hidrocarbonetos (Reis, 2013).

Algumas dessas manifestações magmáticas, ainda que fundamentais dentro do contexto de evolução estratigráfica da bacia, carecem de dados petrológicos e geoquímicos. As informações levantadas neste estudo, de natureza petrográfica, litoquímica e isotópica, visaram à obtenção de dados sobre as rochas vulcânicas do Andar Alagoas da Bacia de Campos. Os resultados obtidos contribuem para o melhor entendimento dos aspectos genéticos e evolutivos dessas rochas e, adicionalmente, serão úteis para subsidiar estudos prospectivos com foco na determinação da qualidade dos reservatórios de hidrocarbonetos convencionais e não convencionais da Bacia de Campos.



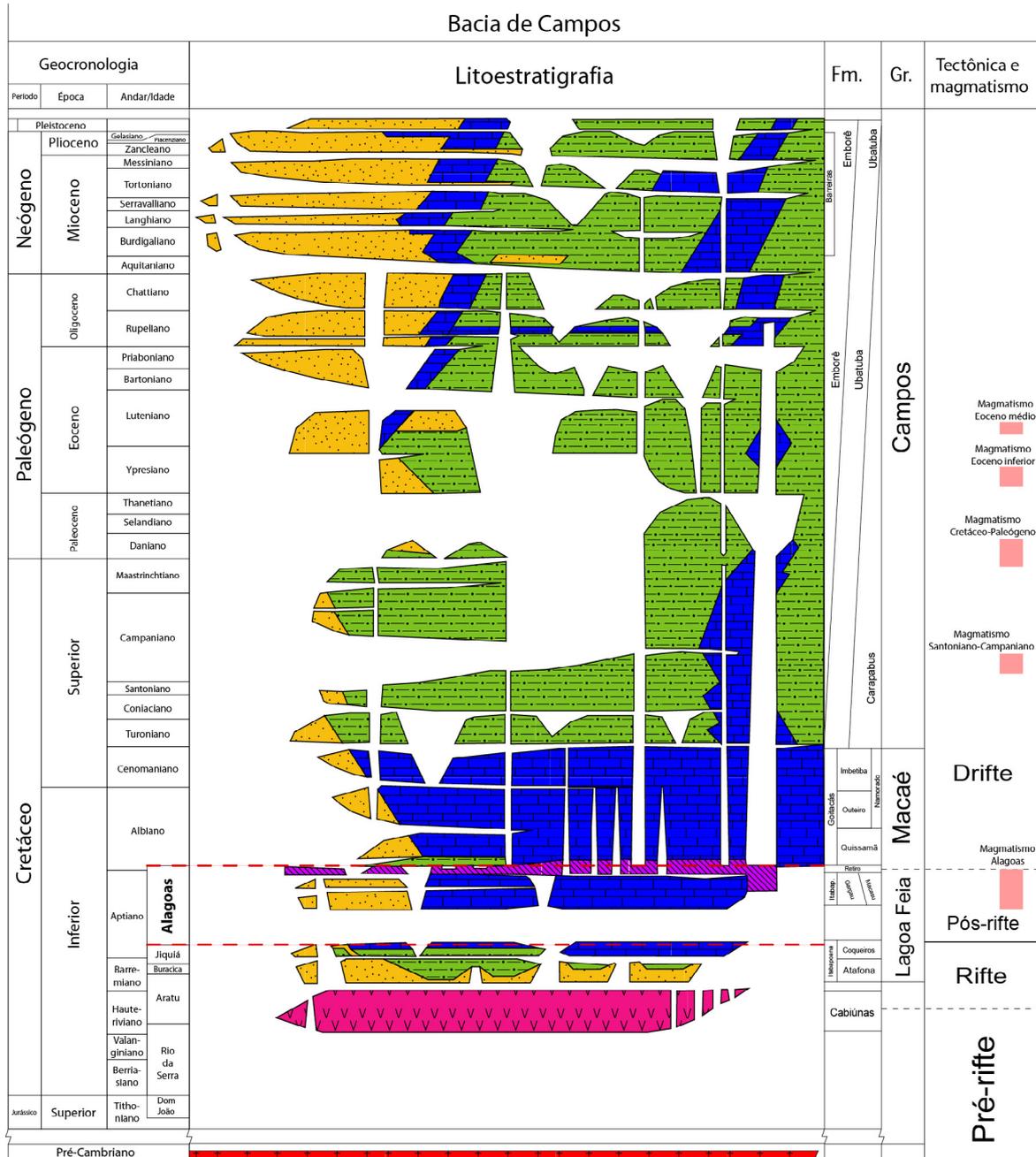
**Figura 1.** Mapa da área de abrangência da Bacia de Campos e localização dos poços de amostragem das rochas vulcânicas utilizadas para o desenvolvimento deste trabalho. (Modificado de Meising et al., 2001).

**CONTEXTO GEOLÓGICO**

A origem da Bacia de Campos associa-se ao processo de rifteamento do supercontinente Gondwana. No período inicial (durante o Jurássico), esse processo ocasionou a formação de uma série de bacias rifte que evoluíram para um mar restrito e, por fim, para uma margem passiva, culminando na 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 superseqüências (Winter et al., 2007): Rifte, Pós-Rifte e Drifte (Figura 2).

As rochas ígneas deste estudo pertencem à Superseqüência Pós-Rifte (Aptiano) e formam a porção superior do Grupo Lagoa Feia (Winter et al., 2007), compreendendo as formações: Itabapoana, Gargaú, Macabu e



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

Retiro (Figura 2). Essas formações 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 da história evolutiva da Bacia de Campos, importantes eventos magmáticos estiveram associados aos depósitos sedimentares que compõem as três supersequências (Mohriak e Barros, 1990; Mizusaki e Mohriak, 1992). Na base da sequência, a Formação Cabiúnas (Neocomiano) registra o extravasamento de magma — originado na astenosfera — 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, formaram-se no período Eocretáceo, 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 desses pulsos ainda é controversa. Para Thomaz-Filho et al. (2008), eles estão relacionados à ação de plumas mantélicas astenosféricas que, ao ascenderem em direção à superfície, assimilaram parte das rochas litosféricas. Porém, segundo autores como Peate (1997), Ernesto et al. (2002) e Marques e Ernesto (2004), essa hipótese não é corroborada por dados geoquímicos, isotópicos e paleomagnéticos. Por isso, os autores propõem modelos alternativos (sem a contribuição de plumas mantélicas) para a origem dos pulsos magmáticos.

## AMOSTRAGEM E METODOLOGIA

O estudo envolveu a análise de oito amostras coletadas a partir de testemunhos de furos de sondagens realizados pela Petrobras S.A. em trabalhos prospectivos, abrangendo o período Eocretáceo (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 (Figura 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 no 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 confeccionadas para cada amostra de testemunho e descritas ao microscópio petrográfico equipado com câmera digital. Adicionalmente, procedeu-se

uma contagem modal de 300 pontos por lâmina. A análise petrográfica visou a identificar e quantificar a mineralogia, as texturas e as estruturas que compõem as oito amostras estudadas, utilizando o software Hardledge® como ferramenta de gestão dos dados levantados.

A fim de obter a caracterização litogeoquímica em rocha total, 15 gramas de cada amostra foram pulverizados a 200 mesh e, depois, encaminhados aos laboratórios: Acme Analytical Laboratories Ltd., em Vancouver, Canadá (amostras 03, 05, 35, 36 e 37); e ALS Ltd., em Queensland, Austrália (amostras 78-1 e 78-2). O processo de moagem e pulverização das amostras foi realizado em grãos previamente selecionados por lupa, que foram posteriormente cominuídos com o auxílio de gral de ágata e de moinho planetário de esferas e jarros de ágata. Após essa etapa, as amostras pulverizadas foram submetidas à análise litogeoquímica pela técnica *Fusion Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry* (FUS-ICPES), para a determinação da concentração dos elementos maiores, e pela *Fusion Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (FUSICP-MS), 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 (CPGq) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (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. 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, seguindo os procedimentos analíticos descritos em Gioia e Pimentel (2000). Previamente à realização da análise, as amostras pulverizadas foram dissolvidas em frascos de teflon aquecidos em chapa quente utilizando-se misturas de HF e HNO<sub>3</sub> concentrados e solução HCl 6N. Após a dissolução e secagem das amostras, adicionaram-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 aniônica 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, de modo que foram medidas cerca de 100 razões isotópicas em cada amostra. As razões de Nd foram normalizadas para  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ ; as razões Sr, para  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ . Os valores de branco de Sm, Nd e Rb-Sr foram inferiores a 150 pg, 300 pg e 100 pg, 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  $\theta$ - $\theta$  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 a realização da 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); com tratamento por etilenoglicol (amostra glicolada); e com tratamento térmico, na temperatura de  $550^\circ\text{C}$  durante 1 hora (amostra calcinada).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

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

### Análise petrográfica

Uma síntese dos resultados das descrições microscópicas das oito amostras estudadas está disposta na Tabela 1.

De acordo com essas descrições e em função da composição mineralógica, todas as amostras foram classificadas como basaltos, com exceção da amostra 06, classificada como brecha peperítica.

Os basaltos estudados apresentam, em geral, textura holocristalina a hemicristalina, matriz fanerítica fina a muito fina e tamanho relativo dos cristais inequigranular, marcados pela presença de fenocristais de granulação média. A matriz pode ser vítrea e, por vezes, devitrificada (com porções de opacos de hábito dendrítico); é constituída por plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos. Já os fenocristais são constituídos por plagioclásio, clinopiroxênio e olivina. As texturas que constituem os basaltos estudados são do tipo porfirítica, glomeroporfirítica (Figura 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, dos de olivina. Estes fenocristais, com exceção dos clinopiroxênios, apresentam-se intensamente alterados. Nos plagioclásios, a alteração ocorre em diferentes níveis, de modo que eles podem ser parcial ou completamente substituídos por argilominerais e sericitizados — ou estar preenchidos por óxidos, quando há presença de cavidades intracristalinas. Já nos fenocristais de olivina, o processo de alteração é ainda mais acentuado, já que a maioria deles encontra-se completamente substituída — muitas vezes, o fenocristal pode ser 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 (Figura 3D).

As evidências de alteração não estão restritas aos fenocristais, ocorrendo também, significativamente, nos outros minerais ou nos constituintes da matriz. Os argilominerais constituem grande parte da alteração observada nesses minerais, sendo também comum a presença de celadonita, minerais

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

Amostra	Plagio-clásio	Clinopi-roxênio	Olivina	Fragmentos de rocha vulcânica	Óxidos	Carbonato	Argilominerais	Saponita	Ilmenita	Opacos	Zeolita	Celadonita	Vidro vulcânico
(%)													
03	52,4	0,3	0,1	-	-	2,6	30,6	0,1	-	13,67	-	-	-
05	55,0	0,7	-	-	-	0,2	36,0	0,1	-	7,57	-	-	-
06	-	-	-	58,7	12,0	13,7	8,3	-	-	-	-	2,33	-
35	51,0	16,0	4,0	-	1,0	-	21,0	-	6,7	-	0,3	-	-
36	53,0	17,0	3,0	-	5,0	-	17,7	-	4,0	-	-	0,30	-
37	55,0	14,0	3,0	-	2,7	-	23,0	-	4,0	-	-	-	0,3
78-1	44,3	-	-	-	2,3	4,0	11,0	4,0	-	4,70	-	-	23,6
78-2	45,7	-	-	-	-	17,0	21,7	3,3	-	7,33	1,3	-	-

(-): valores abaixo do limite de detecção.

do grupo das zeólitas, sericitas, óxidos de ferro e carbonato; este último ocorre restrito às porções vesiculadas ou fraturadas das rochas estudadas. Na amostra 78-2, foi identificado outro tipo de interação da rocha vulcânica com o meio, marcada pela assimilação do derrame por sedimentos inconsolidados de composição quartzo-feldspática (Figura 3C).

Os dados petrográficos referentes à amostra 06, classificada como brecha peperítica, indicam uma interação entre um derrame básico e sedimentos com água. Essa interação é responsável pela fragmentação do corpo ígneo devido ao intenso resfriamento do magma. Os fragmentos possuem graus de cristalinidade diferentes, sendo subdivididos em duas fácies distintas. Uma das fácies é formada por fragmentos hipocristalinos com plágioclásios tabulares e aciculares, envoltos em uma matriz originalmente vítrea, caracterizando, tal fácies, a porção mais externa do derrame. A outra fácies é composta por fragmentos holocristalinos de plagioclásio tabular, com

granulação fanerítica fina a média e texturas diktytaxítica e subofítica, representando a porção mais interna do derrame.

### 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%). Esse comportamento, juntamente com as observações petrográficas, indica a atuação de processos secundários de alteração.

### Classificação das rochas

Observa-se que as rochas deste estudo apresentam evidências de processos de alteração que influenciaram no comportamento mineralógico e geoquímico. No nível petrográfico, o vidro

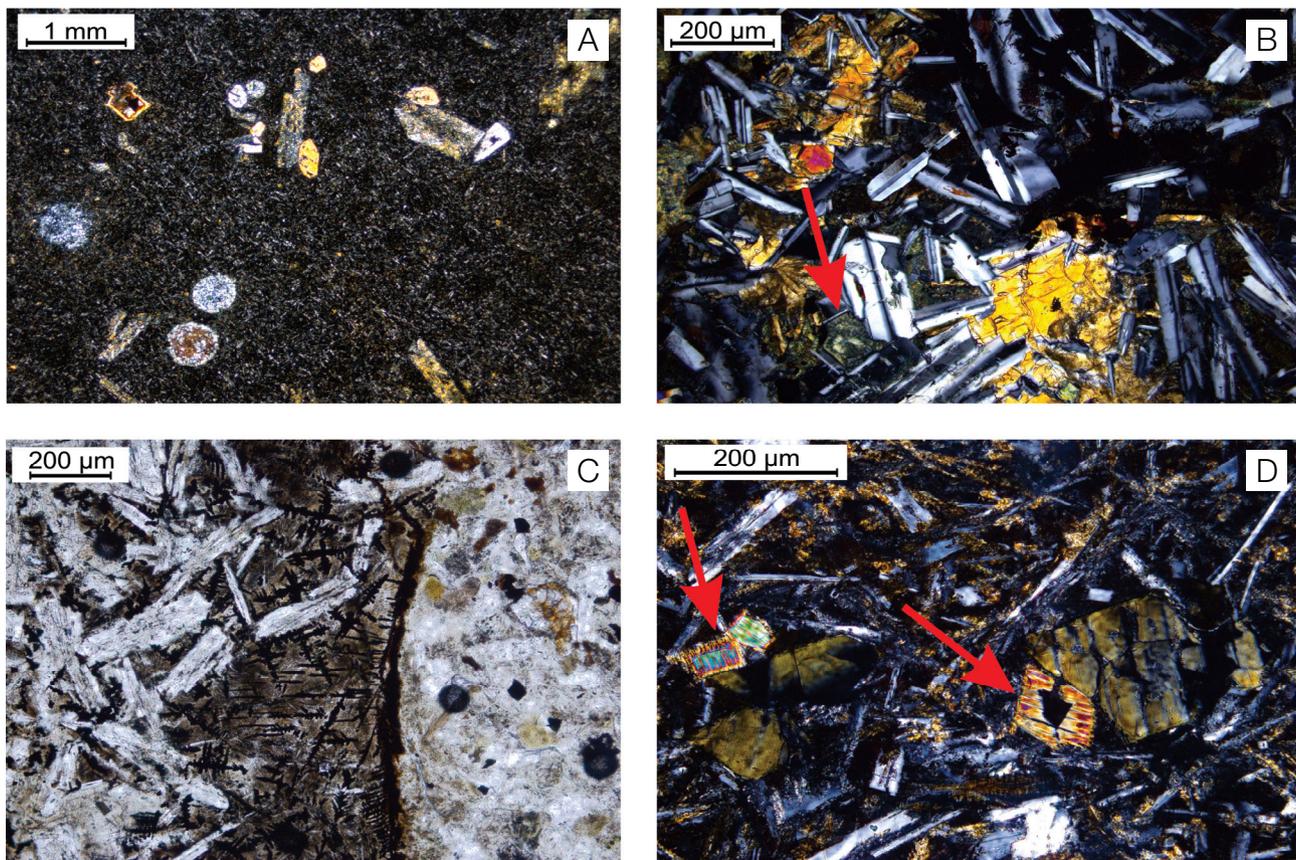


Figura 3. Aspectos texturais, estruturais e composicionais das amostras. (A) Basalto glomeroporfírico com fenocristais e cavidades vesiculares – polarizadores cruzados (PX); (B) basalto holocristalino com textura subofítica e diktytaxítica – seta vermelha (PX); (C) basalto hemicristalino com vesículas preenchidas por sedimentos quartzo-feldspáticos e com borda constituída de material vítreo desvitrificado com porções de opacos de hábito dendrítico – polarizadores descruzados; (D) Detalhe da saponita – seta vermelha – substituindo pseudomorficamente fenocristais de olivina na amostra 78-2 (PX).

**Tabela 2.** Composição química das amostras. Concentrações dos elementos maiores (wt%) e dos elementos traço (µg/g).

Amostra		03	05	06	35	36	37	78-1	78-2
(wt%)	LD								
SiO <sub>2</sub>	0,010	48,27	50,80	45,92	48,87	48,44	48,15	47,40	46,20
TiO <sub>2</sub>	0,010	1,13	1,15	1,40	1,04	1,02	1,01	1,90	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,010	14,45	14,74	13,77	16,46	16,71	16,19	17,95	17,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,040	10,35	10,45	12,49	9,62	8,42	9,66	7,28	7,34
MgO	0,010	6,92	5,85	8,63	6,63	7,15	7,05	2,53	4,09
CaO	0,010	7,74	7,67	5,22	9,14	9,30	9,14	6,00	8,90
Na <sub>2</sub> O	0,010	3,22	3,16	2,98	2,73	2,74	2,65	2,99	2,33
K <sub>2</sub> O	0,010	1,83	2,48	1,84	0,96	0,58	0,60	2,14	3,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,010	0,17	0,18	0,17	0,17	0,15	0,17	0,32	0,17
MnO	0,010	0,18	0,18	0,08	0,16	0,13	0,14	0,03	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,002	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	5,0	546	614	467	460	417	398	436	403
Co	0,2	33	31,5	39	37	37	35	17	21
Cs	0,1	0,10	0,10	-	0,70	0,50	0,70	0,69	0,51
Cu	0,1	88	53	58	13	12	11	37	105
Ga	0,5	20	19	16	18	18	16,5	23	20
Hf	0,1	4	3,7	2,6	3,4	3,0	2,9	5,6	4,2
Mo	0,1	0,10	0,10	-	0,30	0,20	0,20	-	-
Nb	0,1	6	6,0	7,7	4,6	4,3	4	16	11
Ni	0,1	35,5	31	82	73	108	69	33	51
Pb	0,1	3,2	1,9	1,0	2,2	5,5	2,5	5,0	10
Rb	0,1	21	39	30	23	11	13	28	33
Sc	1,0	41	42	42	32	32	32	40	28
Sr	0,5	254	256	137	374	369	360	370	273
Ta	0,1	0,20	0,20	0,50	0,20	0,20	0,20	0,90	0,60
Th	0,2	3,1	3,7	0,90	2,4	2,5	2,3	7,9	6,7
U	0,1	0,20	0,30	0,50	0,20	0,20	0,20	0,83	0,52
V	8,0	295	318	470	263	253	253	396	223
Y	0,1	25	23,20	24	22	24,3	22	46	32,5
Zn	1,0	90	89,00	37	49	46	47	25	26,00
Zr	0,1	129	135,60	91	123	118	115	206	160
Amostra		03	05	06	35	36	37	78-1	78-2
(wt%)									
La		22,00	23,00	9,60	19,00	17,00	18,50	34,00	30,00
Ce		43,50	46,00	20,00	41,00	33,00	40,00	64,00	55,00
Pr		5,70	5,90	2,90	5,50	4,90	5,40	8,90	7,20
Nd		24,00	24,00	14,00	21,00	21,00	21,00	36,00	28,50
Sm		4,70	4,40	3,30	4,50	4,50	4,40	7,80	5,60
Eu		1,50	1,40	1,10	1,40	1,40	1,30	2,30	1,70
Gd		4,80	4,60	3,90	4,60	4,30	4,20	7,90	5,90
Tb		0,71	0,72	0,72	0,71	0,71	0,69	1,25	1,00
Dy		4,10	4,10	4,30	3,90	4,20	4,00	9,30	6,50
Ho		0,88	0,92	0,95	0,85	0,90	0,81	1,90	1,30
Er		2,40	2,60	2,70	2,30	2,60	2,20	6,30	4,20
Tm		0,39	0,39	0,40	0,35	0,37	0,31	1,10	0,65
Yb		2,50	2,40	2,50	2,20	2,30	2,00	7,20	4,20
Lu		0,38	0,42	0,40	0,35	0,35	0,31	1,00	0,59

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

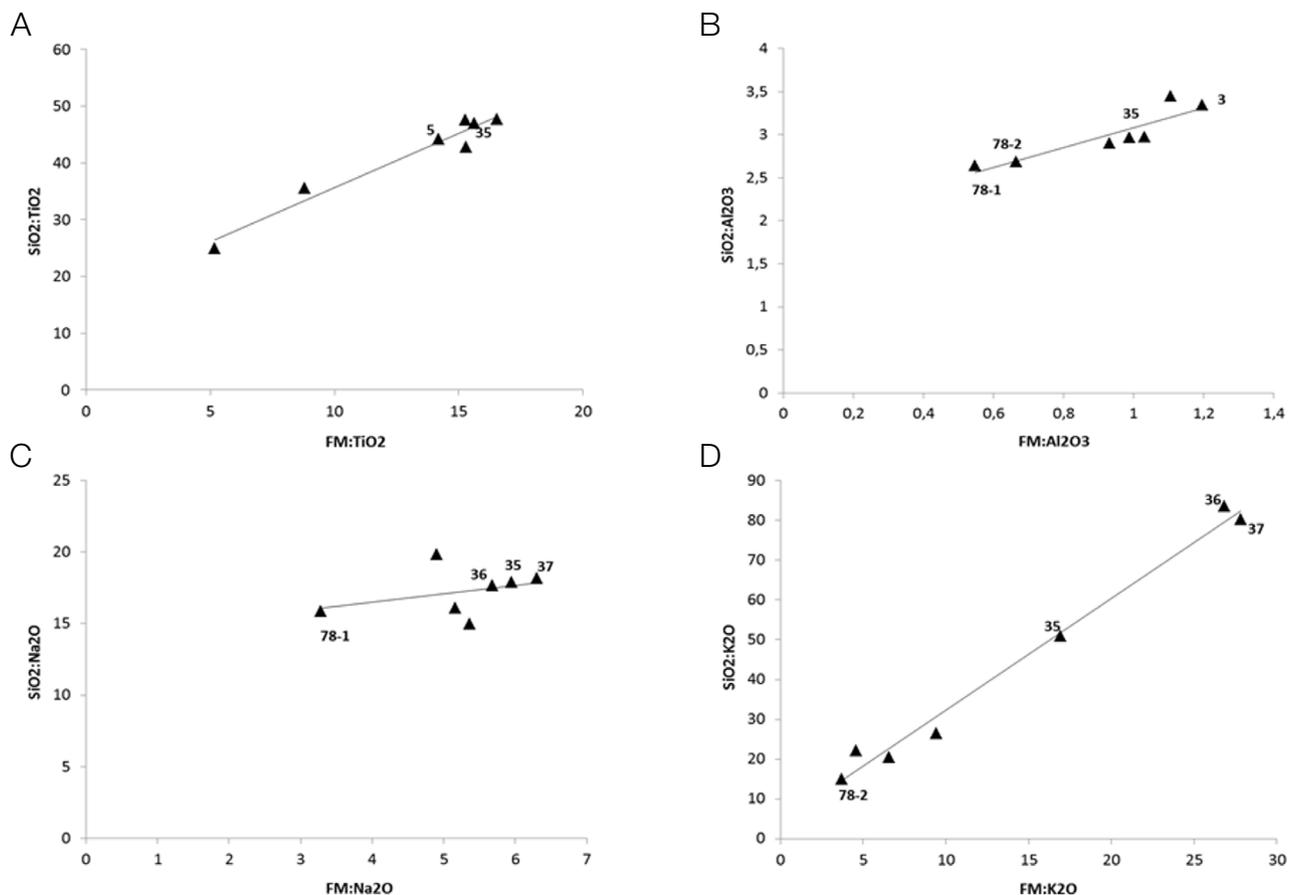
LD: limite de detecção do método.

vulcânico encontra-se transformado em palagonita e fenocristais e os minerais da matriz, substituídos por argilominerais, inclusive formando psudomorfose, como a transformação da olivina em argilominerais. Outra evidência da influência de processos de alteração nas rochas são os elevados valores de LOI, em geral acima de 3%. Esse 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 o grau de alteração em rochas cogenéticas, sendo que essa 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 (*molecular proportion ratio* – MPR) entre elementos químicos envolvidos diretamente no

fracionamento da rocha (no basalto, são os elementos formadores do piroxênio) e outro elemento não relacionado com o processo. As MPR estabelecem uma linha de fracionamento, sendo que a coincidência, ou proximidade, das MPR de cada amostra com a linha demonstra 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 indicativa da modificação do quimismo da rocha devido aos processos de alteração. A única amostra não considerada neste estudo foi a 06; isso porque, conforme evidenciado pela análise petrográfica, seus valores composicionais originais foram bastante afetados (em função do intenso processo de contaminação crustal sofrido por ela), de modo que o uso da amostra prejudicaria o correto emprego dos métodos e a análise dos dados.

Os resultados da técnica de Beswick (1982) aplicados para o comportamento dos principais elementos formadores das rochas (Figura 4) reforçam os aspectos petrográficos



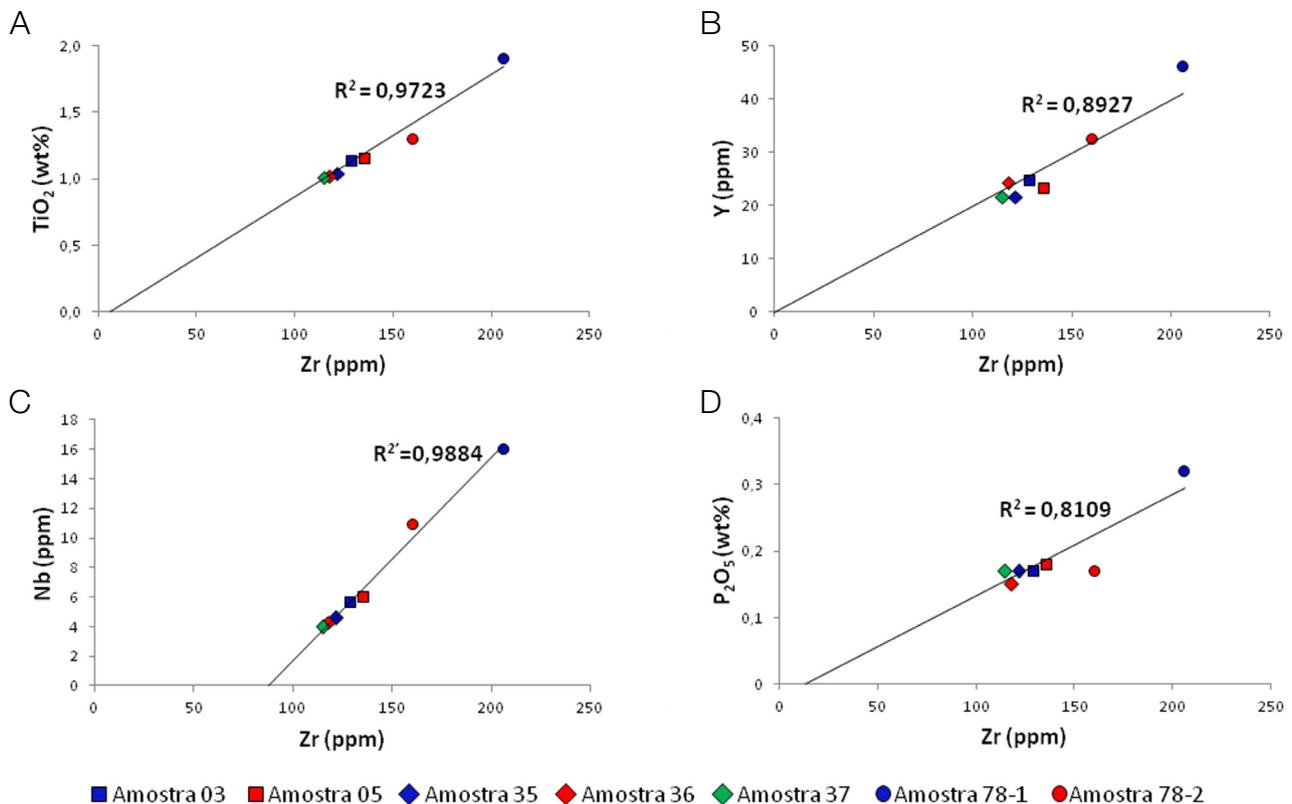
**Figura 4.** Diagramas da razão da proporção molecular (MPR) segundo a metodologia de Beswick (1982), com a indicação das amostras que melhor se ajustaram à linha de fracionamento. A amostra 35 se posicionou sistematicamente sobre a linha, sendo a rocha com menor grau de alteração dentro do conjunto estudado. (A)  $SiO_2:TiO_2$  em relação à 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: $K_2O$ .

da alteração, com todas as amostras apresentando dificuldade para se ajustar à 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 afetadas pela alteração; assim, foi indicada para servir como amostra representativa das condições magmáticas originais.

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 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 desses 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 por meio da observação do índice de correlação linear ( $R^2$ ) estabelecido pela reta construída em função das concentrações dos elementos de interesse; no caso de ganho infinito de massa, a reta passa preferencialmente pela origem. 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).

O comportamento linear ( $R^2$  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, Zr, Ti, Nb e Y apresentam 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 estudadas. Tal resultado está de acordo com observações teóricas que normalmente elegem esses elementos como pouco móveis em diversos tipos de ambientes (Rollinson, 1993). Já o fósforo foi desconsiderado como elemento de menor mobilidade, já que o  $R^2$  obtido para ele foi inferior a 0,85.



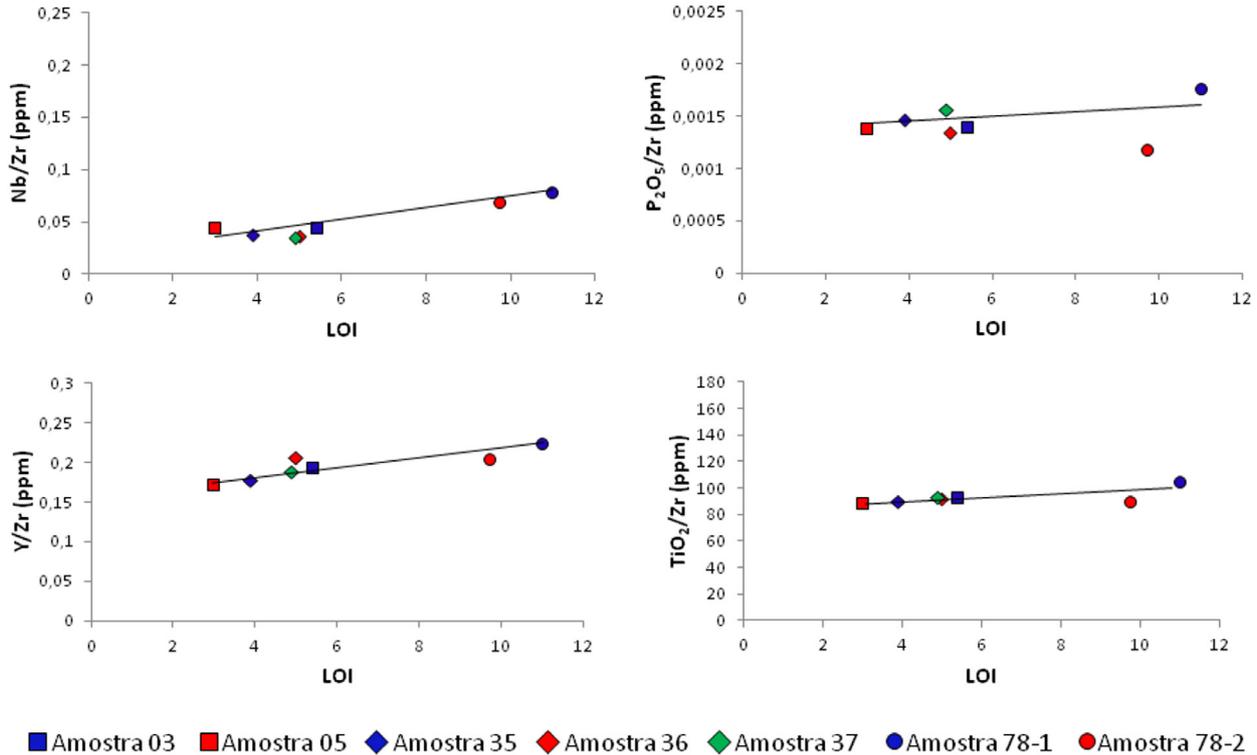
**Figura 5.** Diagramas de correlação entre as concentrações de Zr, TiO<sub>2</sub>, Y, Nb e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. A metodologia de MacLean e Barrett (1993) estabelece que índices de correlação linear elevados em relação à reta que passa pela origem são indicativos de menor mobilidade do elemento. O valor de correlação mais elevado foi obtido a partir das concentrações de Zr x TiO<sub>2</sub> (A), seguidas do Y (B). O Nb e o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (diagramas C e D) apresentaram índices de correlação menores, sendo considerados elementos de relativa imobilidade nesse ambiente ( $0,60 < R^2 < 0,85$ ).

Os diagramas construídos a partir dos valores das razões dos elementos Nb,  $P_2O_5$ , Y e  $TiO_2$  sobre Zr em função dos valores de LOI, conforme ilustrado na Figura 6, reforçam as observações apresentadas. Nesses diagramas é possível verificar que, devido à maior mobilidade do  $P_2O_5$ , os pontos plotados apresentam maior dispersão. Já para os elementos Nb, Y e  $TiO_2$ , a dispersão observada é mínima, indicando a conservação de seus valores iniciais de concentração.

As avaliações e interpretações petrogenéticas seguiram esquemas de classificação baseados preferencialmente nos elementos que, neste estudo, foram enquadrados como tendo baixa mobilidade. No entanto, o uso dos elementos Nb e  $P_2O_5$  não foi completamente descartado, já que eles serviram como auxiliares nos esquemas de classificação propostos. Nesse caso, os esquemas de classificação geoquímica das rochas adotados foram: Nb/Y versus Zr/ $TiO_2$  (Winchester e Floyd, 1977, modificado por Pearce, 1996), conforme Figura 7A; Y versus Zr (MacLean e Barrett, 1993), conforme Figura 7B;  $P_2O_5$  versus Zr (Winchester e Floyd, 1976), conforme Figura 7C; e Zr/ $P_2O_5$  versus Nb/Y (Floyd e Winchester, 1975), conforme Figura 7D.

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 as rochas possuem baixo  $TiO_2$  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). Outro importante aspecto evidenciado nos diagramas adotados é o comportamento anômalo exibido, não somente pela amostra 06, mas também pelas amostras 78-1 e 78-2, que são justamente as que apresentam valores de LOI mais elevados. Esse comportamento demonstra que a composição química original dessas amostras também pode ter sido significativamente afetada pelos processos de alteração atuantes. Destaca-se a amostra 78-2, afetada pelo processo de contaminação crustal, com assimilação de sedimentos pelítico-arenosos, conforme já demonstrado pelo estudo petrográfico. Por esse motivo, destacam-se as amostras 03, 05, 35, 36 e 37 como as mais adequadas para os estudos de avaliação e interpretação petrogenética decorrentes.

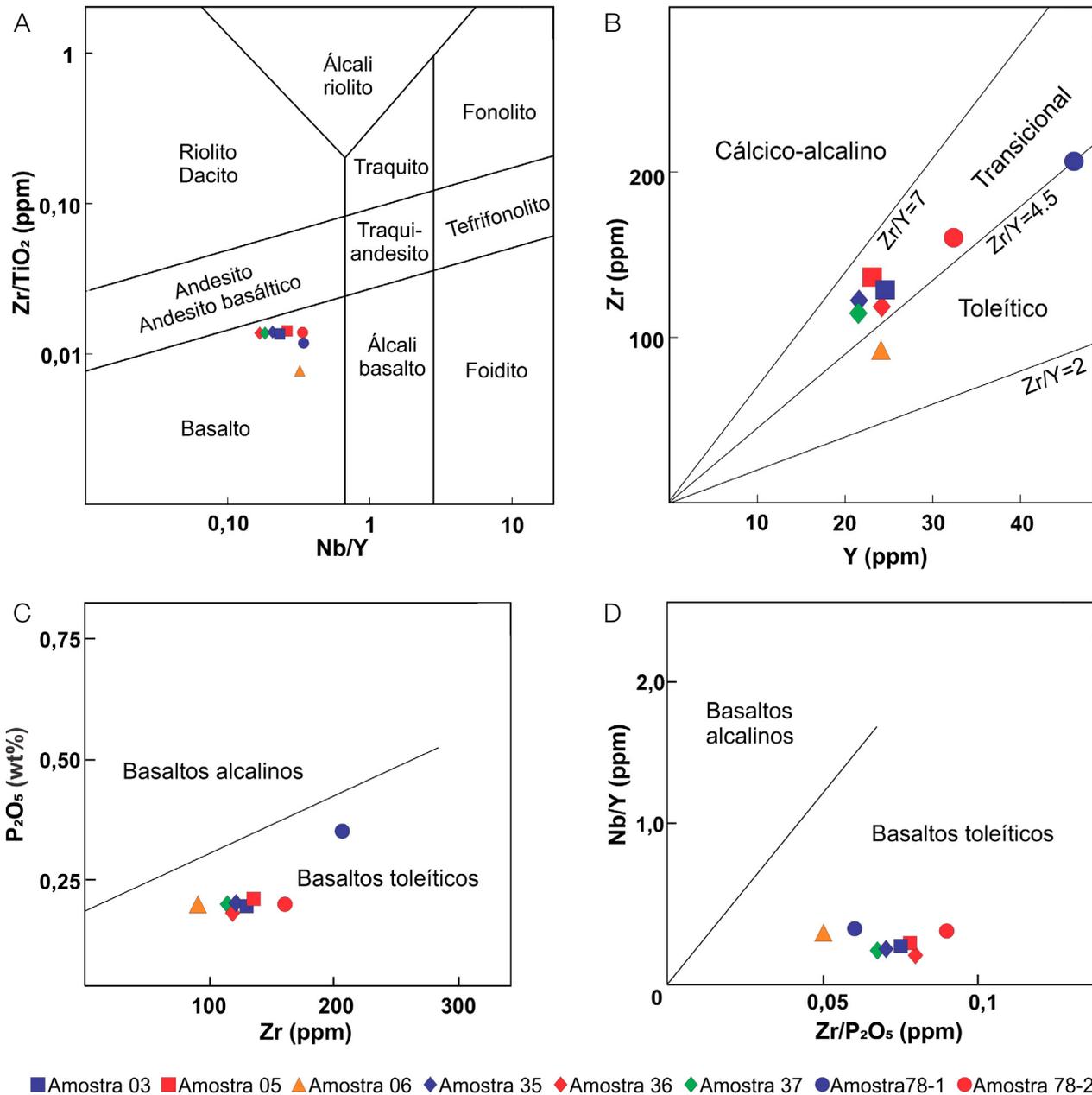


**Figura 6.** Diagramas de correlação entre as concentrações das razões Nb/Zr,  $P_2O_5$ /Zr, Y/Zr  $TiO_2$ /Zr em função dos valores de perda ao fogo (LOI), corroborando as observações feitas anteriormente pelo método de MacLean e Barrett (1993), em que se definiu os elementos de menor (Nb, Zr, Y e  $TiO_2$ ) e de maior mobilidade ( $P_2O_5$ ).

### Elementos terras raras (ETR) e diagrama multielementar

Tendo em vista o elevado valor de LOI de todas as amostras analisadas, procurou-se, primeiramente, verificar se a concentração original dos elementos químicos apresentava alguma modificação em decorrência dos processos de

alteração no conjunto de amostras estudado. Por meio da metodologia de MacLean e Barrett (1993), aplicada para os elementos terras raras (ETR), verifica-se que, nas amostras 03, 05, 35, 36 e 37, os ETR comportam-se de forma regular e com distribuição linear. No entanto, novamente para as amostras 06, 78-1 e 78-2, os elementos avaliados mostraram um comportamento disperso dos elementos



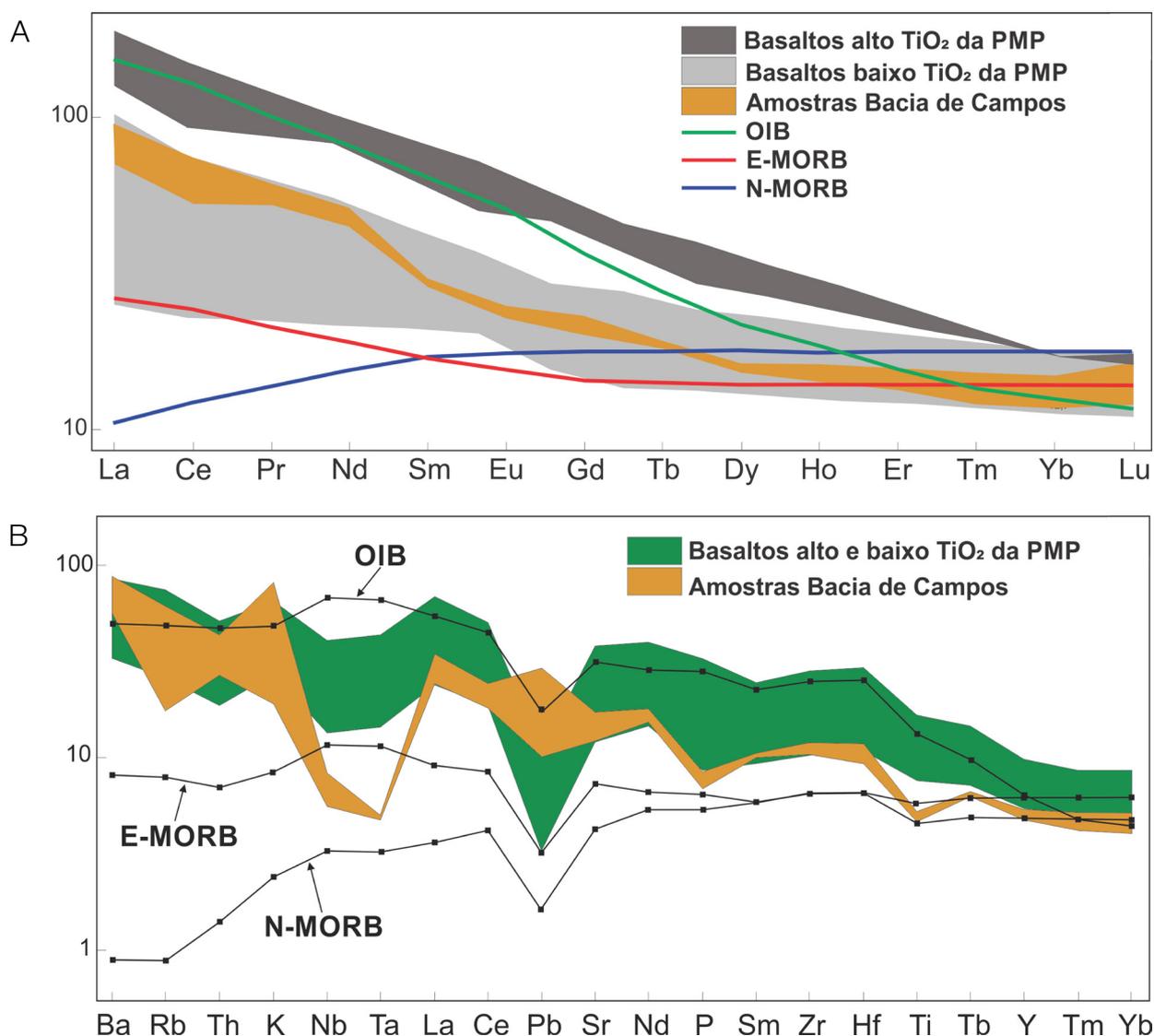
FeO\*: Ferro total como FeO.

**Figura 7.** Classificação geoquímica das rochas vulcânicas do Andar Alagoas abrangidas por este estudo. (A) Zr/TiO<sub>2</sub> versus Nb/Y (Winchester e Floyd, 1977; Pearce, 1996); (B) Y versus Zr (MacLean e Barrett, 1993); (C) Zr versus P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Winchester e Floyd, 1976); (D) Nb/Y versus Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Floyd e Winchester, 1975).

das demais amostras e, por isso, foram desconsiderados nessa etapa do estudo.

Para o conjunto de amostras selecionado, o padrão de distribuição dos ETR normalizados para condrito é caracterizado pelo enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). Conforme a Figura 8A, esse padrão de enriquecimento pode ser observado, por exemplo, em: basaltos do tipo E-MORB (*enriched-mid ocean ridge basalt*); basaltos do tipo OIB (*ocean island basalts*);

ou, ainda, em basaltos originados em manto litosférico subcontinental, que é a interpretação atual dada para os basaltos com baixo e alto titânio da Província Magmática do Paraná (PMP) (Peate, 1997; Marques e Ernesto, 2004; Rocha-Júnior et al., 2013). Para o conjunto de amostras estudadas, tanto o padrão quanto os valores de enriquecimento condizem com os valores dos basaltos baixo titânio da PMP, o que reforça as observações feitas anteriormente a partir da amostra 35 e que também está de acordo com os resultados obtidos por Mizusaki et al. (1992).



**Figura 8.** (A) Padrões de abundância dos elementos terras raras (ETR) normalizados em relação ao condrito (Sun e McDonough, 1989) do conjunto de amostras da Bacia de Campos; dos basaltos com alto e baixo TiO<sub>2</sub> da Província Magmática do Paraná (PMP) e dos padrões *ocean island basalts* (OIB), *enriched-mid ocean ridge basalt* (E-MORB) e *normal-mid ocean ridge basalt* (N-MORB); (B) Diagrama multielementar normalizado com o manto primitivo de Sun e McDonough (1989), exibindo os padrões geoquímicos obtidos para o conjunto de amostras da Bacia de Campos; para os basaltos com alto e baixo TiO<sub>2</sub> da PMP e para os padrões OIB, E-MORB e N-MORB.

No diagrama multielementar normalizado para manto primitivo de Sun e McDonough (1989), é possível observar que as amostras estudadas apresentam maior enriquecimento dos elementos litófilos de alto raio iônico (*large-ion lithophile elements* – LILE) em comparação aos elementos de elevado potencial iônico (*high field strength elements* – HFSE) (Figura 8B). Ao comparar o padrão obtido com os padrões dos basaltos do tipo OIB, E-MORB, *normal-mid ocean ridge basalt* (N-MORB) e com os basaltos da PMP, nota-se que, com exceção dos N-MORB, todos os outros também exibem enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE. Outro importante aspecto observado está relacionado com o comportamento dos elementos Nb e Ta. Para as amostras estudadas, esses dois elementos apresentaram grau de enriquecimento consideravelmente inferior ao dos demais LILE avaliados, configurando uma anomalia negativa. Essa tendência só é novamente observada nos basaltos da PMP, ocorrendo justamente o oposto para os demais padrões: observa-se o enriquecimento dos elementos Nb e Ta em relação aos demais LILE considerados. Dessa forma, vale ressaltar a maior afinidade geoquímica das amostras da Bacia de Campos em relação aos basaltos da PMP.

### Química mineral

Na microsonda eletrônica, foram analisados plagioclásios, piroxênios e argilominerais; esses são os principais constituintes dos basaltos estudados (Tabela 3). As fórmulas estruturais dos minerais foram obtidas a partir da rotina CALCMIN acoplada na microsonda.

Analisaram-se 351 plagioclásios nas amostras 35, 37 e 78-2, tanto em fenocristais quanto em cristais da matriz, contemplando, quando possível, porções de borda, intermediário e núcleo desses cristais; os resultados estão sintetizados na Tabela 3. A classificação dos plagioclásios segue o diagrama ternário Or-Ab-An proposto por Deer et al. (1992). A composição dos plagioclásios analisados pertence ao campo das labradoritas e, em menor proporção, das bytownitas (Figura 9A).

Foram analisados 177 piroxênios nas amostras 03, 05, 35 e 37; os resultados estão sintetizados na Tabela 3. Os valores calculados de wollastonita (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; muito subordinadamente, também se apresentam como diopsídios (Figura 9B).

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. O espalhamento de dados da amostra 37, nos três

diagramas propostos (Figuras 10A, 10B e 10C), indica que esta é pouco confiável para interpretações de petrogênese. Por esse motivo, as observações realizadas foram principalmente baseadas nos dados das amostras 03, 05 e 35. Os resultados obtidos a partir dos dados dessas três amostras reforçam observações anteriores. Nesta metodologia, as rochas da Bacia de Campos são classificadas como basaltos subalcalinos (Figuras 10A e 10B) e estão numa posição intermediária entre as séries de basaltos cálcio-alcalinos e toleíticos (Figura 10C).

A identificação dos argilominerais foi realizada previamente por meio de técnicas de DRX, sendo que a presença de argilominerais nas amostras reforça as evidências de alteração das rochas estudadas. A interpretação dos difratogramas da mineralogia de fração fina ( $< 4\mu\text{m}$ ) das amostras estabelece a expressiva participação de argilominerais do grupo das esmectitas (Figura 11A).

Na microsonda, foram analisados 228 sítios com argilominerais cujos resultados estão sintetizados na Tabela 3. Para a classificação dos argilominerais analisados, utilizou-se o diagrama ternário  $\text{M}^+-4\text{Si}-\text{R}2^+$  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  $\text{O}10(\text{OH})_2$ , sendo que o vértice  $\text{M}^+$  corresponde à soma dos cátions  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  e  $2\text{Ca}^{2+}$ ; o vértice  $4\text{Si}$  corresponde ao número de íon de  $\text{Si}/4$ ; e o vértice  $\text{R}2^+$  corresponde à soma dos cátions bivalentes  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$ . Os resultados encontram-se na Figura 11B, na qual se verifica que, quimicamente, os argilominerais identificados nas amostras estão dentro do campo estabelecido para a esmectita do tipo saponita.

### Geoquímica isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd)

Os resultados das análises isotópicas em rocha total 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 12A, tem-se o diagrama binário construído a partir dos valores calculados de  $T_{\text{DM}}$  e  $\epsilon\text{Nd}(0)$ , em que se visualizam 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 ( $T_{\text{DM}}$ ) e de -22,61 a -19,57 ( $\epsilon\text{Nd}(0)$ ); porém, na amostra 06 os valores foram significativamente menores ( $T_{\text{DM}} = 1,55$  Ga e  $\epsilon\text{Nd}(0) = -6,33$ ).

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 12B), no qual é possível observar que todas as amostras caem fora do campo contínuo estabelecido como “*mantle array*”, indicando um possível processo de contaminação. Outras composições isotópicas retiradas dos trabalhos de Mizusaki et al. (1992) e Lobo et al. (2007), obtidas 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 12B) representa a amostra de basalto com a composição mais primitiva do conjunto estudado. A amostra RJ-15L (Figura 12B) é um ortognaisse coletado na região de Cabo Frio, considerado por Lobo et al. (2007) como um dos agentes contaminantes local (rocha encaixante). Outros pontos na Figura 12B estão relacionados a amostras de basaltos com alto  $\text{K}_2\text{O}$  (Mizusaki et al., 1992), sendo que

**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 apresentadas as porcentagens de anortita (An), albita (Ab) e ortoclásio (Or). Nos clinopiroxênios são apresentadas as porcentagens de wollastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs).**

PLAGIOCLÁSIO															
Amostra	Análise	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	FeO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	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	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	FeO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	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	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	FeO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	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	-	-	-

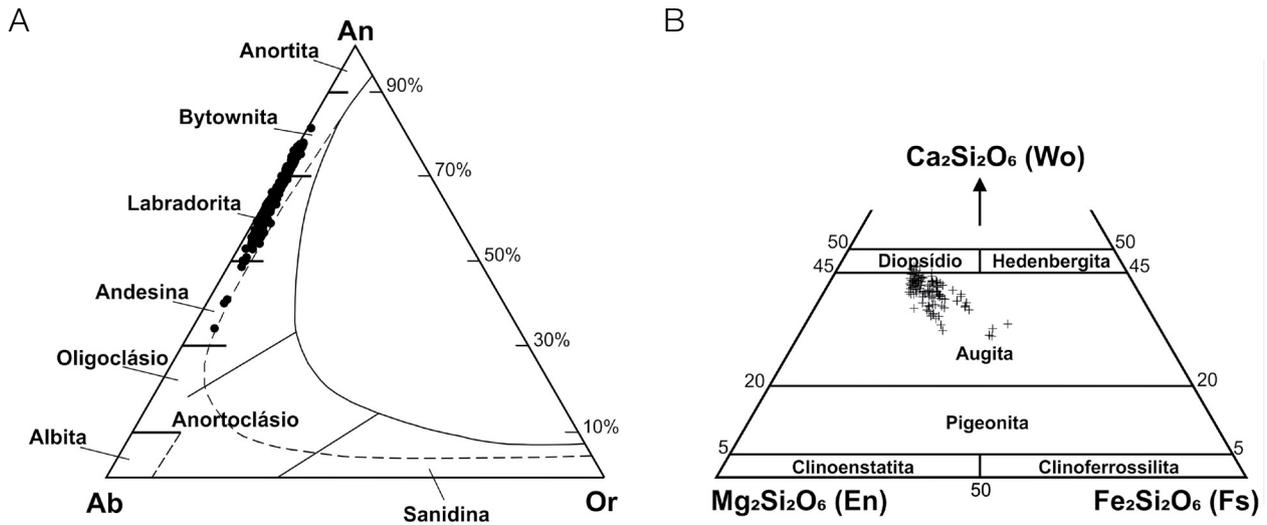
os resultados obtidos seguem o padrão isotópico dos basaltos de Bacia de Campos com alto  $K_2O$ . Mizusaki et al. (1992) interpretam esse comportamento como o produto de processos de interação da rocha com a água marinha.

Com os dados disponíveis neste estudo, não é possível explicar com a precisão pretendida o comportamento isotópico das amostras, sendo aceitas tanto a hipótese que estabelece modificações nessas rochas seguindo um modelo que prevê a interação com a água do mar (Mizusaki et al., 1992), quanto a interpretação de que as variações estão

relacionadas com processos de assimilação de um contaminante da crosta inferior local na câmara magmática (Lobo et al., 2007).

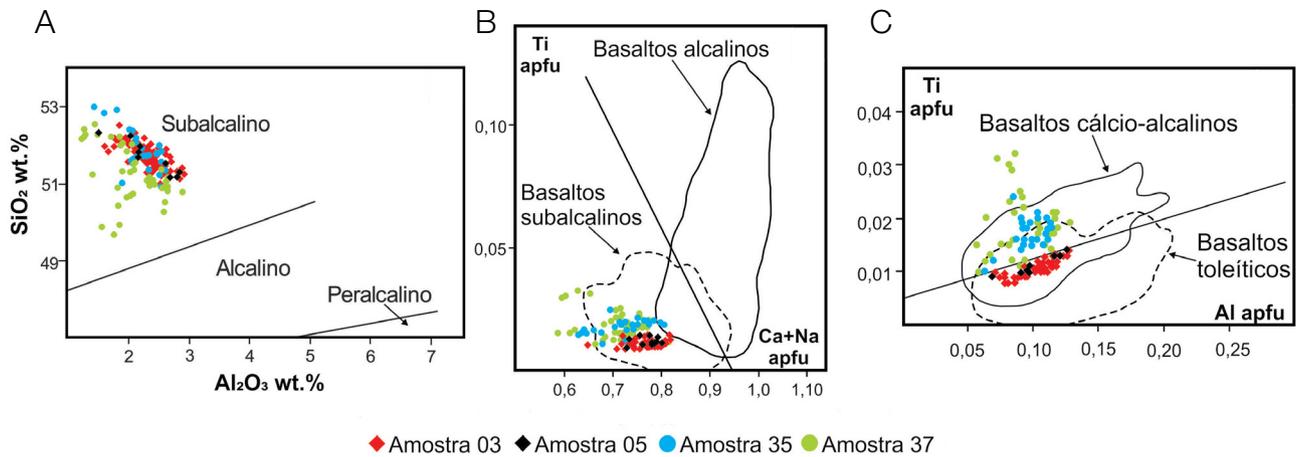
**CONCLUSÕES**

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



Wo: wollastonita; En: enstatita; Fs: ferrossilita.

**Figura 9.** (A) Variação composicional dos plagioclásios dos basaltos analisados da Bacia de Campos dispostos no diagrama ternário proposto por Deer et al. (1992); (B) Classificação composicional dos piroxênios das amostras de basalto da Bacia de Campos no diagrama de classificação proposto por Morimoto (1988).



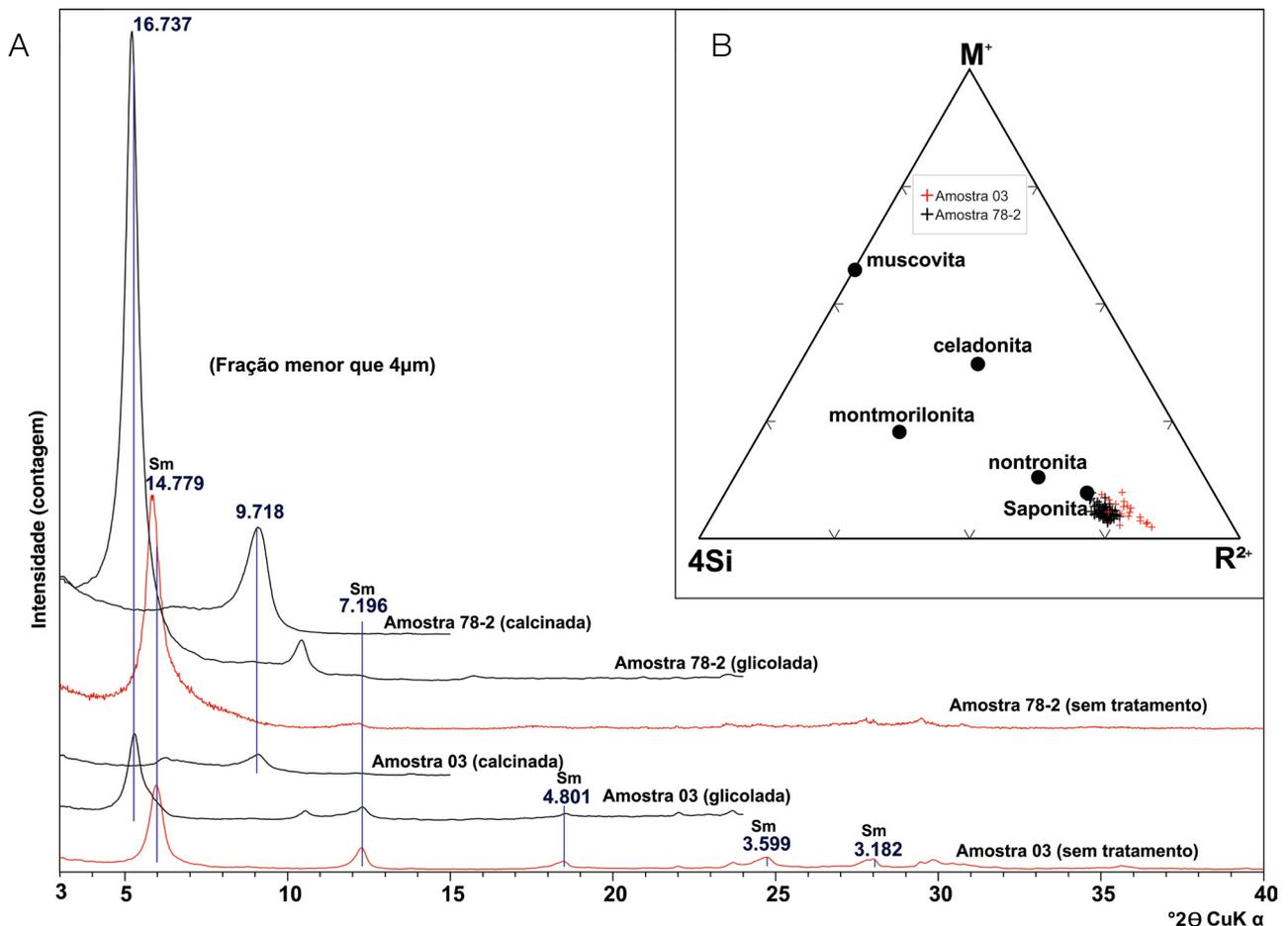
**Figura 10.** Diagramas discriminativos entre as séries magmáticas alcalinas, subalcalinas, toleíticas e cálcio alcalinas a partir da composição química dos piroxênios. (A) Diagrama  $SiO_2$  (wt%) –  $Al_2O_3$  (wt%) (Le Bas, 1962); (B) Diagrama Ti (átomos por fórmula unitária – apfu) Al (apfu) (Leterrier et al., 1982); (C) Diagrama Ti (apfu) – Ca+Na (apfu) (Leterrier et al., 1982).

argilominerais substituindo minerais na matriz e fenocristais, ou preenchendo amígdalas, palagonitização do vidro vulcânico e 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 nas rochas, principal objetivo desta pesquisa, é um elemento complicador para os estudos envolvendo aspectos petrogenéticos.

Para minimizar os efeitos da alteração, empregaram-se metodologias que permitiram avaliar o grau de alteração das amostras e a mobilidade dos elementos químicos nesse 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 dessas rochas. Com base nesses aspectos, e utilizando os elementos que a

metodologia mostrou terem propriedades de imobilidade, foi possível caracterizar as 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 Eocretáceo da Bacia do Paraná.

Os plagioclásios analisados pertencem predominantemente aos grupos da labradorita e da bitownita e possuem teores de molécula de ortoclásio inferiores a 1,5%, comparáveis aos basaltos com baixo  $TiO_2$ . Petrograficamente e quimicamente, identificou-se clinopiroxênio-Ca, sendo a espécie dominante classificada como augita e, de maneira muito subordinada, como 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



**Figura 11.** (A) Difratogramas de raios-X (DRX) das amostras 03 e 78-2, fração < 04 μm, modo natural, glicolado e calcinado, intervalo de 3° a 40°2θ. Sm (esmectita); (B) Classificação da fase argilomineral segundo o diagrama M<sup>+</sup>-4Si-R<sup>2+</sup> (Velde, 1985), mostrando que o argilomineral dominante nas amostras analisadas é a esmectita do tipo saponita.

de composição intermediária entre basaltos da série cálcio-alcalinos e basaltos toleíticos.

O comportamento dos ETR e o padrão dos elementos traço reforçam as observações feitas anteriormente, confirmando uma disposição que segue o padrão dos basaltos toleíticos com baixo  $\text{TiO}_2$  da Formação Serra Geral. As amostras deste estudo, com exceção da amostra 06, seguem o padrão isotópico dos basaltos da Bacia de Campos com alto  $\text{K}_2\text{O}$ , sendo que os resultados obtidos não permitiram estabelecer a origem das modificações isotópicas — elas podem estar relacionadas à interação do vulcanismo com a água do mar (derrame subaquoso), a processos de assimilação de contaminantes da crosta inferior local da câmara magmática, ou, ainda, a modificações oriundas da combinação desses dois processos.

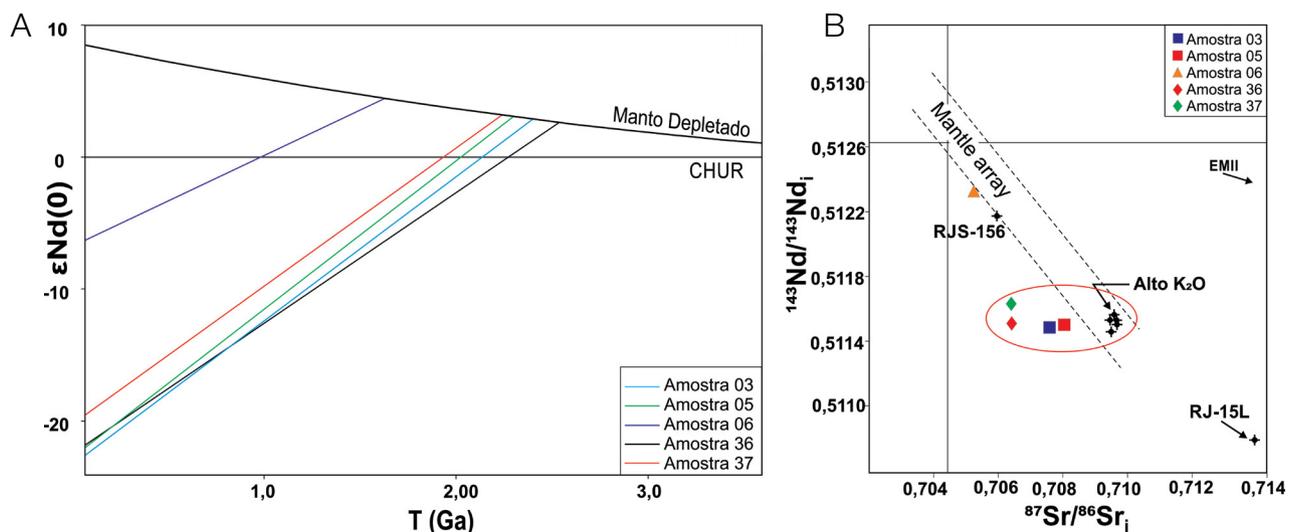
## AGRADECIMENTOS

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 (UFRGS) pela disponibilização das técnicas analíticas e pelo apoio do seu corpo técnico. Aos revisores da revista Geologia USP. Série Científica, por todo o trabalho e dedicação envolvidos na revisão deste artigo.

**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	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Medido)	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)	$\epsilon\text{Nd}$ (0)	$\epsilon\text{Nd}$ (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	-22,10	-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 150 pg (Sm) e 300 pg (Nd).



**Figura 12.** Diagramas elaborados em função dos valores isotópicos dos sistemas Sm-Nd e Rb-Sr. (A) Diagrama TDM versus Nd, 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  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ , exibindo os altos valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e os baixos valores de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das amostras estudadas que incidem fora do campo do "mantle array".

## REFERÊNCIAS

- Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis - 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., Yamamoto, J. K., Rostirolla, S. P., Madrucci, V., Tankard, A. (2005). Ta vr 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. (1992). *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.
- Ernesto, M., Marques, L. S., Piccirillo, E. M., Molina, E. C., Ussami, N., Comin-Chiaromonti, P., Bellieni, G. (2002). Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 15-36.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. (1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 211-218.
- Gioia, S. M., Pimentel, M. M. (2000). The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Ciênc.* [online]. 72(2), 219-245.
- 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*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gu, L., Zuowei, 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.
- 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., Szatmari, 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). Litho-geochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 109-133.
- Marques, L. S., Ernesto, M. (2004). O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: V. M. Neto, A. Bartorelli, C. D. Carneiro, B. B. de Brito-Neves (Eds.), *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (245-263). São Paulo: Beca.
- 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.
- Mizusaki, A. M. P., Mohriak, W. U. (1992). Seqüências vulcano sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio. *XXVII Congresso Brasileiro de Geologia* (2, 468-469). São Paulo: SBG.
- Mizusaki, A. M. P., Petrini, R., Bellieni, G., Comin-Chiaromonti, 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.

- 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.
- 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 user's guide to basalt discrimination diagrams. In: D. A. Wyman (Ed.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration* (12, 79-113). Canadá: Geological Association of Canada.
- Peate, D. (1997). The Paraná-Etendeka province. In: J. J. Mahoney, M. F. Coffin (Eds.), *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood Volcanism* (217-245). Washington, D.C.: American Geophysical Union.
- Piccirillo, E. M., Comin-Chiaramonti, P., Melfi, A. J., Stolfi, 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., LaBreque, 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.
- Reis, G. S. (2013). *A Formação Serra Geral (Cretáceo, Bacia do Paraná) – como análogo para os reservatórios ígneo-básicos da margem continental brasileira*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rocha-Júnior, E. R. V., Marques, L. S., Babinski, M., Nardy, A. J. R., Figueiredo, A. M. G. (2013). Sr-Nd-Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil) *Journal of South American Earth Sciences*, 46, 9-25.
- 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* (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* (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), 17-19.
- 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 Petrobras*, 15(2), 511-529.