



**Petrogênese do Banco Davis, Cadeia Vitória-Trindade,
Atlântico Sul: o Papel de Voláteis (H₂O e CO₂) na Evolução Magmática do Banco Davis**
Davis Bank Petrogenesis, Vitória-Trindade Chain,
South Atlantic: Volatiles Role (H₂O and CO₂) in the Davis Bank Magmatic Evolution

João Vitor Mendes de Jesus¹; Anderson Costa dos Santos^{1*}; Júlio Cezar Mendes²;
Werlem Holanda dos Santos¹; Caio Assumpção Queiroz Rego¹ & Mauro Cesar Geraldês¹

¹Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Geologia, Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea,
Rua São Francisco Xavier, 524 - 4º andar/bloco A, Rio de Janeiro (RJ), Brasil

^{1*} Grupo Tektos e GeoAtlântico, Universidade do Estado do Rio de Janeiro / Geobiotec,
Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal

² Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.

Av. Athos da Silveira Ramos, 274, 21941-916, Rio de Janeiro (RJ), Brasil

E-mails: joao.uerj12@gmail.com; andcostasantos@gmail.com; julio@geologia.ufrj.br;
werlem.santos@uerj.br; aqrcaio@gmail.com; mauro.geraldês@gmail.com

Recebido em: 25/04/2019 Aprovado em: 27/06/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2019_3_237_253

Resumo

O Banco Davis pertence à Cadeia Vitória-Trindade (CVT) que está situada na porção *offshore* da região sudeste do Brasil, no Atlântico Sul. Neste trabalho foram feitas análises petrográficas e químicas de rocha e minerais, difratometria de raios X (DRX) e comparação de dados com a literatura. O Banco Davis é caracterizado litologicamente por um basanita, holocristalino, composta essencialmente por microfenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio, por vezes apresentando aspecto glomeroporfíritico, uma matriz microlítica com plagioclásio e foides, além de opacos. O enriquecimento em elementos incompatíveis (La/Sm_N ~ 4,1) e (La/Yb_N ~ 21,7) superior aos outros montes e bancos da CVT, aliado a análise mineralógica modal (nefelina ± leucita), o alto teor de K₂O (2,9 wt.%), o conteúdo baixo de MgO (4,0 wt.%) e as anomalias negativas de K e Ba em diagrama multielementar, sugerem, a partir de diagramas petrogenéticos comparativos, uma evolução a partir de um *melt* isobárico gerado a ±2,6 GPa de um lherzolito fértil contendo anfíbólio fortemente fracionado em olivina e clinopiroxênio, principalmente.

Palavras-chave: Banco Davis; Cadeia Vitória-Trindade; Petrologia; *Melt* Isobárico

Abstract

Davis Bank belongs to the Vitória-Trindade Chain (VTC), which is located in the offshore portion of the south-east region of Brazil, in the South Atlantic. In this work, petrographic and chemical analyzes of rock and minerals, X-ray diffractometry (XRD) and comparison with literature data. Davis Bank is characterized lithologically by a basanite, holocrystalline, composed essentially of clinopyroxene and plagioclase microphenocrysts, sometimes presenting a glomeroporphyry aspect, microlithic matrix with plagioclase and foides, as well as opaque. The enrichment in incompatible elements (La/Sm_N ~ 4,1) and (La/Yb_N ~ 21,7) superior to the other mounts and banks of the VTC, together with the modal mineral analysis (nepheline ± leucite), the high content of K₂O 2.9 wt.%), low content of MgO (4.0 wt.%) and the negative anomalies of K and Ba in multielementary diagram suggest, from comparative petrogenetic diagrams, an evolution from an isobaric melt generated at ±2.6 GPa of a fertile lherzolite containing amphibole strongly fractionated in olivine and clinopyroxene, mainly.

Keywords: Davis Bank; Vitória-Trindade Chain; Petrology; Isobaric Melt

1 Introdução

Rochas alcalinas são consideravelmente raras e correspondem a apenas 1% de todas as rochas ígneas conhecidas no mundo e exibem uma grande diversidade na sua mineralogia e na variabilidade litológica. Os minerais mais recorrentes são olivina, clinopiroxênios (sódicos e cálcicos), feldspatoides (nefelina e leucita), além de micas, feldspatos alcalinos e anfíbios sódicos.

LeBas *et al.* (1986) definiram dois *trends* alcalinos, um insaturado e outro saturado em relação ao conteúdo de SiO₂, sendo a série insaturada (tefritos/basanitos-fonolito) a observada na Cadeia Vitória-Trindade. Tais expressões vulcânicas se enquadram na classificação de Basaltos de Ilhas Oceânicas (OIB do inglês *Ocean Island Basalts*) cujas características químicas gerais são enriquecimento em elementos terras raras leves e assinatura de contaminantes mínima ou nula, e quando presente, principalmente da crosta inferior durante processos de aberturas de oceanos por delaminação da base da crosta e/ou por sedimentos que adentram no manto superior através dos processos de subdução (Le Roex *et al.*, 2010; Santos, 2016 e referências neles contidas). Com relação à gênese dos magmas alcalinos, considera-se, como mais aceita atualmente, a fusão de materiais metassomatizados no manto litosférico atrelada ou não a presença de plumas (Niu *et al.*, 2012; Hirano *et al.*, 2001; 2013; Machida *et al.*, 2009; 2017) e o consumo de litosfera oceânica em baixa fusão parcial reagindo com o manto peridotítico em presença de CO₂ (Pilet, 2015).

O Atlântico Sul na altura do paralelo de Vitória, apresenta uma sequência semi-linear de expressiva batimetria, nomeadamente a Cadeia Vitória-Trindade (CVT), apresentando magmatismo alcalino ultrabásico a básico de assinatura OIB, com os seus respectivos montes submarinos, guyouts, bancos e ilhas, dispostos de oeste para leste, sendo denominados de Vitória, Champlain, Besnard, Montague, Jaseur, Davis, Dogaressa, Colúmbia e as ilhas da Trindade e Martin Vaz. De acordo com Motoki *et al.* (2012), o Banco Davis possui 4 km de altura, com formato circular, 60 km de diâmetro basal e o topo planar possui 35 km de diâmetro, com uma

área total de 872 km², sendo ele o maior dos montes submarinos.

Este trabalho tem como objetivo principal apresentar a geologia do Banco Davis, e de forma secundária discutir sua gênese no contexto da Pluma da Trindade comparando dados de petrogênese de rocha basanítica segundo Thompson *et al.* (2005). Esse estudo dar-se-á através da microscopia óptica, difratometria de raios X e microsonda eletrônica, revelando as variações químicas ao longo dos microfenocristais a fim de compreender e sugerir etapas dos processos magmáticos evolutivos.

O Banco Davis é um interessante objeto de estudo, uma vez que apresenta características químicas e morfológicas particulares como elevados conteúdos de SiO₂ (~ 45 wt.%), baixo MgO (~ 4 wt.%), enriquecimento em elementos terras raras leves (LREE) e pesados (HREE) e maior expressividade vulcânica (Km³) quando comparado aos demais montes submarinos. Além disso, as análises de química mineral, revelam, nos plagioclásios, um zoneamento reverso simples em um grupo de microfenocristais, fornecendo informações sobre processos magmáticos no sistema vulcânico do Banco Davis.

2 Localização da Área de Estudo

O Banco Davis está localizado no Oceano Atlântico Sul, distante cerca de 600 km da costa brasileira, sendo um dos montes submarinos pertencentes a Cadeia Vitória-Trindade (CVT; Figura 1) composta por montes submarinos e pela Ilha da Trindade e Arquipélago de Martin Vaz, sendo o território pertencente ao município de Vitória (ES). O vulcanismo semi-linear é interpretado como resultado da atividade da Pluma da Trindade sob a Placa Sul-Americana durante o Cenozoico (Santos, 2013; 2015; 2016; Santos *et al.*, 2018a,b).

3 Fonte dos Magmas Alcalinos Básicos

Dentre as postulações existentes para a gênese do magma alcalino básico, Davis *et al.* (2011) produziram, experimentalmente, a fusão parcial de um granada-lherzolito a 3,0 Gpa e mostraram que o líquido gerado apresenta forte semelhanças com

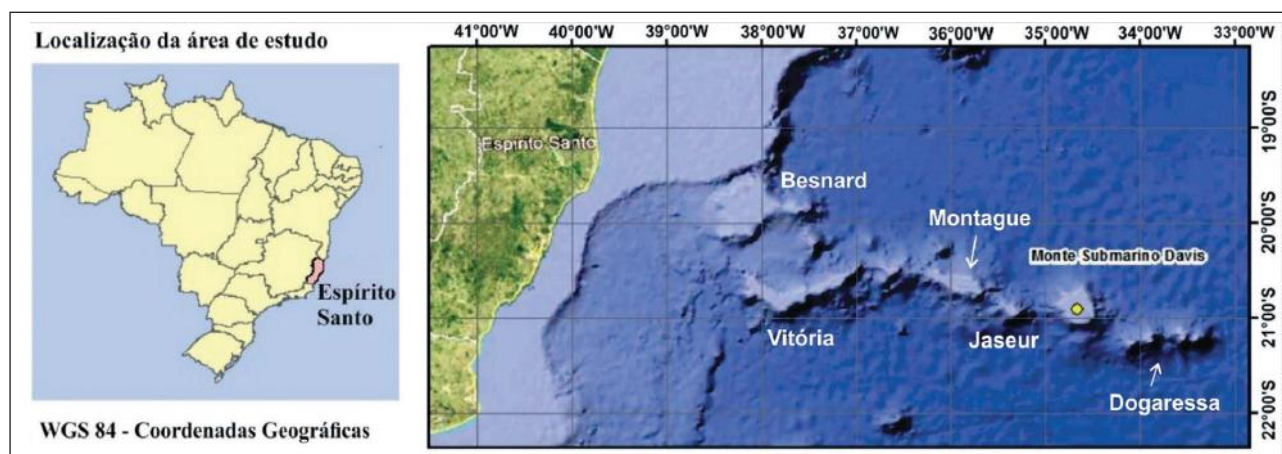


Figura 1 Localização e disposição de alguns dos montes submarinos, bancos e guyots da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) dispostos semi-linearmente ao longo do paralelo de Vitória (ES, Brasil).

magmas parentais de lavas alcalinas máficas insaturadas. As concentrações de SiO_2 , CaO , Na_2O , TiO_2 e menor conteúdo de MgO , estão dentro dos valores esperados para os OIBs, corrigidos pelo fracionamento, principalmente, de olivina, esses valores esperados são de um banco de dados chamado GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>). A fusão parcial produzida contém mais Al_2O_3 e menos FeO que as composições dos possíveis magmas parentais documentados, sendo que esses também apresentam maiores concentrações de TiO_2 e FeO que a fusão experimental. Os mesmos autores também relatam que o enriquecimento em TiO_2 é característico dos OIBs alcalinos que chegam a possuir concentrações que excedem 2,0 wt.% na maioria dos magmas parentais calculados. A maneira mais direta para explicar o enriquecimento de FeO nos OIBs alcalinos é uma contribuição de uma fonte enriquecida em ferro, derivado de uma refertilização através de uma reciclagem crustal ou de uma fonte mantélica enriquecida mais profunda, com as plumas profundas que ascendem da Camada D" a níveis mantélicos mais rasos (Cortillout *et al.*, 2003).

É evidente que uma simples composição não pode abranger todo o intervalo de composições dos OIBs, uma vez que diversos fatores como o variado grau de fusão parcial, interação com fluidos e forte dependência das condições de pressão e temperatura condicionam a assinatura dos basaltos supracitados.

4 Materiais & Métodos

Diante dos objetivos propostos neste trabalho, a metodologia utilizada teve como base uma revi-

são bibliográfica, estudos petrográficos, preparação de amostras para difratometria de Raios X, microsonda eletrônica e litogeoquímica. As amostras dos montes submarinos foram coletadas em 2010 durante uma campanha de dragagem do Navio Logachev realizada pela Marinha do Brasil. Dessa forma, iniciou-se uma compilação de dados envolvendo os montes submarinos da CVT, em específico o Banco Davis, cujos estudos corroboraram na evolução geológica da área e a relação com a tectônica do Atlântico Sul, além de compreender as fontes dos magmas alcalinos básicos da referida cadeia vulcânica.

Três lâminas polidas foram preparadas para os estudos petrográficos com auxílio dos microscópios petrográficos de luz transmitida AXIO Zeiss do Laboratório de Petrografia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), com objetivo de caracterizar os minerais presentes e selecionar os microfeno-cristais para análise por microsonda.

Em paralelo, duas amostras foram preparadas para (DRX). As análises utilizando esse método foram realizadas com equipamento Bruker-AXS D8 Advance Eco, com radiação $Cu K\alpha$ (40 kV/25 mA), em dois laboratórios: Laboratório Multiusuário de Caracterização Tecnológica (LMCT) do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e no Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM – UERJ).

As análises de microsonda foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do De-

partamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). As três lâminas foram recobertas com uma película de carbono, caracterizando o processo de metalização, utilizando o aparelho JEE-420-JEOL. O equipamento utilizado para as análises químicas foi o JEOL JXA-8230 e as condições analíticas foram 15 Kv de tensão, 20mA de corrente do feixe e diâmetro do feixe de 10 microns. Os cálculos das porcentagens em peso, cátions e átomos por fórmula e dos membros finais foram gerados a partir das planilhas Excel® extraídas de <http://www.gabbrosoft.org/spreadsheets.html>.

As análises de rocha total em quatro amostras foram realizadas no *Activation Laboratories*, o ACTLABS, no Canadá. Os elementos maiores e parte dos elementos traço (Ba, Cr, S, Sr, V, Y e Zn) foram analisados com equipamento de ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*), enquanto o restante dos elementos traço (Co, Cs, Ga, Li, Mo, Nb, Pb, Rb, Sb, Th, U, W, Z) e ETRs (La-Lu) por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*).

Ao todo foram analisadas quatro amostras das rochas do Banco Davis, duas amostras para cada monte e banco da CVT (Colúmbia, Davis, Dogarossa, Jaseur e Montague), além de duas amostras para as ilhas da Trindade e Martin Vaz. As amostras dos demais montes submarinos e ilhas tiveram por objetivo servir de comparação com o Banco Davis. Os dados dos montes submarinos foram extraídos

de Santos (2016) e os dados da ilha de Martin Vaz foram retirados de Santos *et al.* (2018) e os dados da ilha da Trindade são inéditos. Os gráficos foram gerados nos softwares Origin Pro 8.5 e GCDkit 4.3.

5 Resultados

5.1 Petrografia

As amostras estudadas do Banco Davis são holocristalinas, de textura microporfírica com matriz fina que representa 90% em relação aos fenocristais. A matriz microlítica é composta por plagioclásio/K-feldspato (0,2 mm), clinopiroxênio e opacos (< 0,2 mm), que por vezes apresentaram hábitos euédrico a subédrico (Figuras 2A e B), e quando ocorrem disseminados na matriz são anédricos. Localmente ocorre textura glomeroporfírica de microfenocristais de plagioclásio, clinopiroxênio e opacos envoltos em uma matriz mais fina (Figura 4). Por vezes são observados glómeros contendo apenas plagioclásios subédricos. O clinopiroxênio ocorre como microfenocristais e disseminados na matriz como cristais euédricos a subédricos, medindo até 2,0 mm. Alguns cristais possuem hábito pseudo-hexagonal, com casos de clivagem bem marcada em duas direções. Dois grãos apresentaram textura *Hourglass* (Figura 2, A e B) e feição de embaimento (Figura 2, C e D).

Os cristais de plagioclásio são subédricos com hábito tabular, apresentando geminações polissintéticas, eventualmente exibindo extinção ondulante

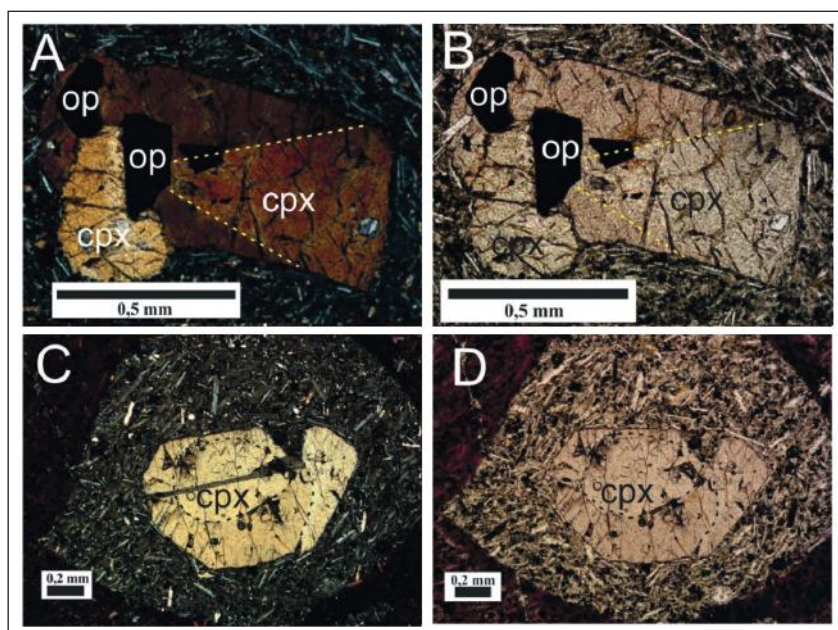


Figura 2(A) e (C): nicóis cruzados e (B) e (D): nicóis paralelos. (A) e (B): microfenocristal de clinopiroxênio com textura *hourglass*. (C) e (D): microfenocristal de clinopiroxênio feição de embaimento.

(Figuras 3C e D) medindo até 2,0 mm (figuras 3C e D). Quando disseminados na matriz, ocorrem na forma ripiforme (Figura 4). A presença de K-feldspato não pôde ser confirmada pela microscopia óptica, entretanto as análises de DRX atestaram a existência de sanidina na matriz da rocha (ver item 5.2).

5.2 DRX

A partir das análises de DRX das amostras TRIM 04-A, TRIM 04-M e TRIM 04-N foi possível identificar diferentes fases minerais, incluindo aqueles presentes na matriz microlítica, não identificáveis na microscopia óptica. Dessa forma, as mineralogias identificadas foram idênticas nas três amostras. As distâncias interplanares (d) dos principais picos (001) correspondem aos seguintes minerais: labradorita (d = 3,206 Å), calcita (d = 2,992 Å), olivina (d = 3,645 Å), sanidina (d = 4,033 Å), clinopiroxênio (d = 2,516 Å, d = 6,482 Å) e apatita (d = 2,897 Å) (Figura 5). O espectro obtido é apresentado na figura 5, e foi o mesmo para todas as amostras estudadas. É importante ressaltar a presença do mineral olivina confirmada por essa análise.

5.3 Química Mineral

5.3.1 Plagioclásio

Os microfenocristais de plagioclásio apresentaram três padrões distintos de química mineral relacionados ao CaO (Tabela 1). O primeiro deles, mostra que o CaO se mantém constante ao longo

do grão (~ 12 wt. % CaO). O segundo revela que alguns grãos apresentam núcleos ligeiramente mais cálcicos que as bordas. O último padrão apresenta um enriquecimento de CaO do núcleo (~ 13 wt. % CaO) em direção às bordas dos grãos (~ 15 wt. % CaO). Além disso, apresentam um ligeiro padrão de enriquecimento em Al₂O₃ no sentido das bordas (30,84 - 32,06 wt. %). Dessa forma, os plagioclásios mostraram que são compostos por núcleos e bordas que variam de composição entre labradorita-bytownita (Figura 6).

Entretanto, nas bordas há um predomínio da labradorita mostrando uma semelhança química com a matriz conforme indicado na figura 6 (Diagrama Or-Ab-An) com o posicionamento das análises efetuadas em núcleo e borda de microfenocristais de plagioclásio e aqueles presentes na matriz, cujos dados foram extraídos de Santos (2016) e Jesus (2018; ver referências para Tabelas químicas e fotomicrografias).

No geral, os núcleos apresentam variação composicional de labradorita-bytownita cuja composição média é (An₇₃Ab₂₂Or₂). Nas bordas ocorrem a predominância de labradorita cuja composição média é (An₆₂Ab₃₄Or₄). Semelhante às bordas, a matriz da rocha, rica em plagioclásios, apresenta uma predominância de labradorita com composição média An₆₈Ab₃₀Or₂ (médias para 16 pontos de análises em cristais de plagioclásio presentes na matriz).

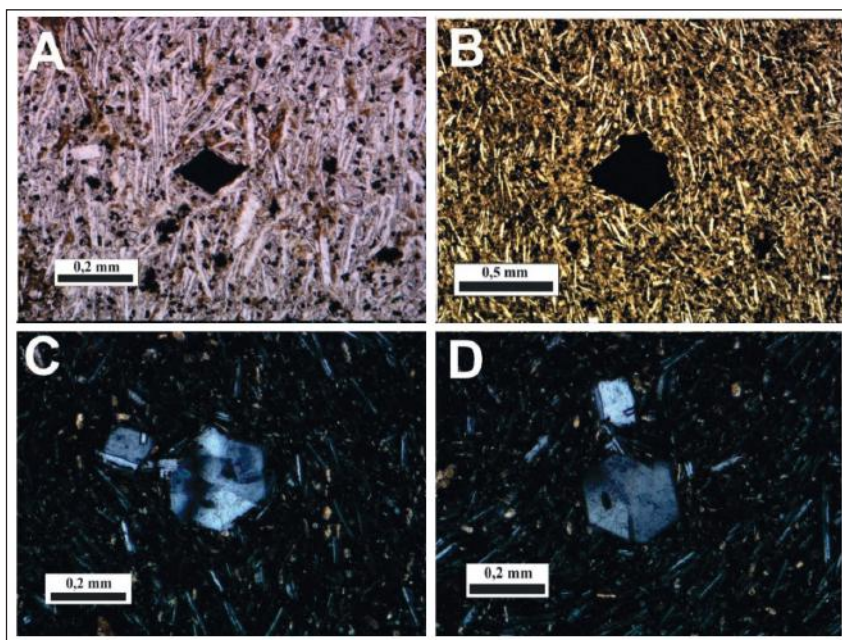


Figura 3 (A) e (B): nicóis paralelos, e (C) e (D): nicóis cruzados. (A) e (B): microfenocristais de minerais opacos euédricos, com forma losangular e de trapézio, respectivamente. (C) e (D): microfenocristal de plagioclásio, apresentando extinção ondulante.

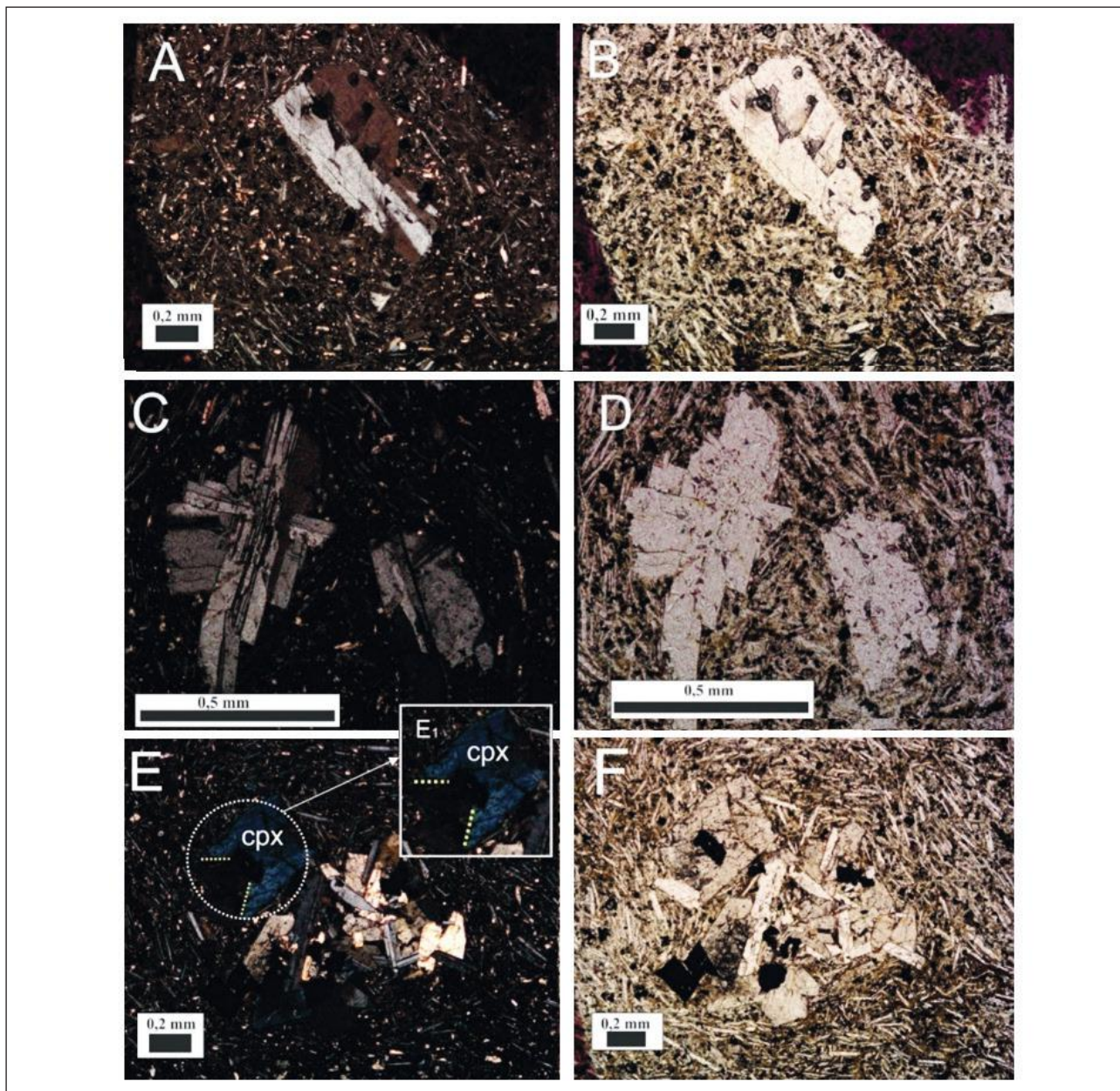


Figura 4 (A), (C) e (E): nicóis cruzados e (B), (D) e (F): nicóis paralelos. (A), (B), (C) e (D): microfenocristais de plagioclásio, com geminação Polissintética. Observa-se que as ripas de feldspato na matriz tendem a contornar os microfenocristais caracterizando uma textura traquidoide. (E) e (F): Textura glomeroporfírica marcada por agregados de plagioclásio, clinopiroxênio e opacos. (E₁) destaca a textura *hourglass* presente no clinopiroxênio.

5.3.2 Clinopiroxênios

Os resultados analíticos revelaram que os microfenocristais de clinopiroxênio apresentam um núcleo mais rico em MgO (~ 14,01 wt.%) quando comparado às bordas (~ 12,00 wt.%) (Tabela 2). Observa-se, ainda, um enriquecimento do TiO₂, Al₂O₃ e FeO do núcleo para as bordas e um empobreci-

mento de SiO₂ em direção às bordas, enquanto que o CaO não apresentou variações significativas. Com base na classificação de Morimoto *et al.* (1988), os cristais de clinopiroxênio analisados possuem composição variando de diopsídio a salita compostos por núcleos de composição mais magnesianos e bordas ligeiramente mais enriquecidas em FeO, quando comparado aos núcleos (Figura 7).

Figura 5 Difratoograma de raios X representativo com as principais fases minerais presentes nas amostras estudadas.

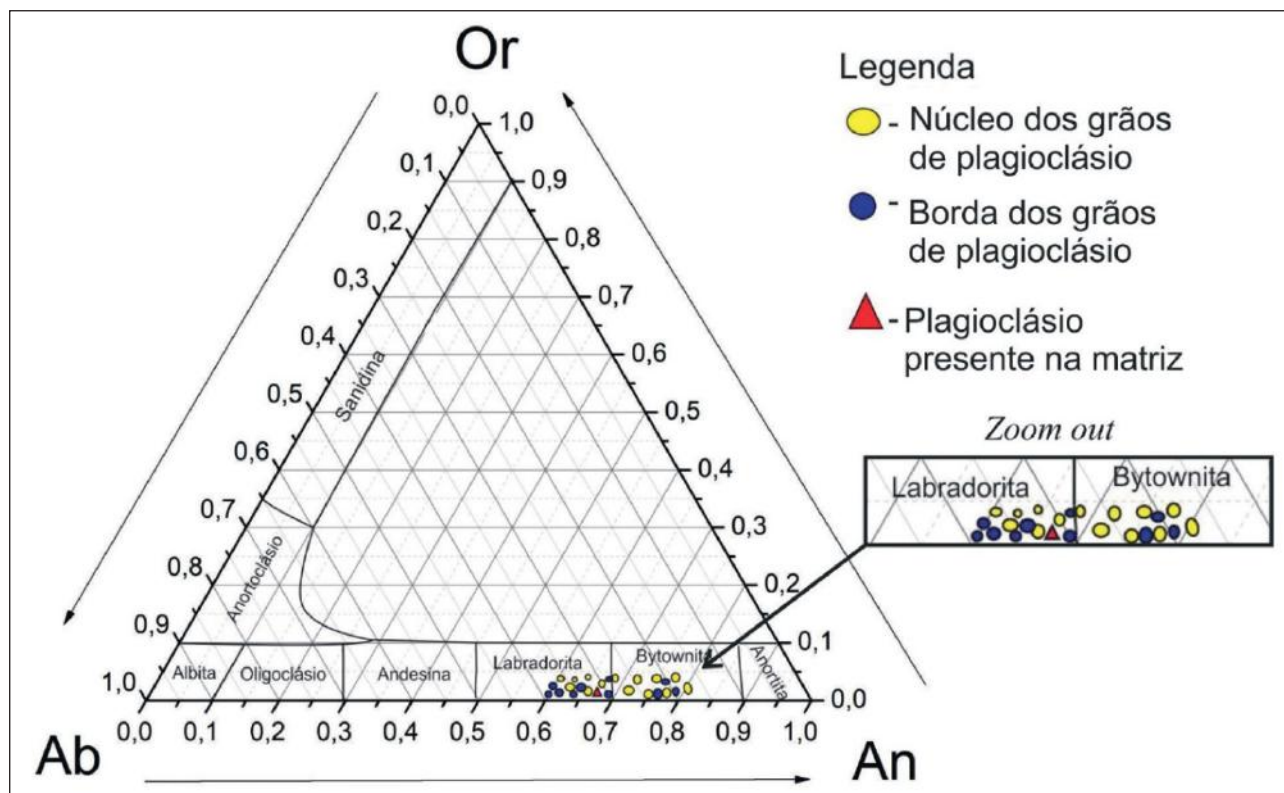
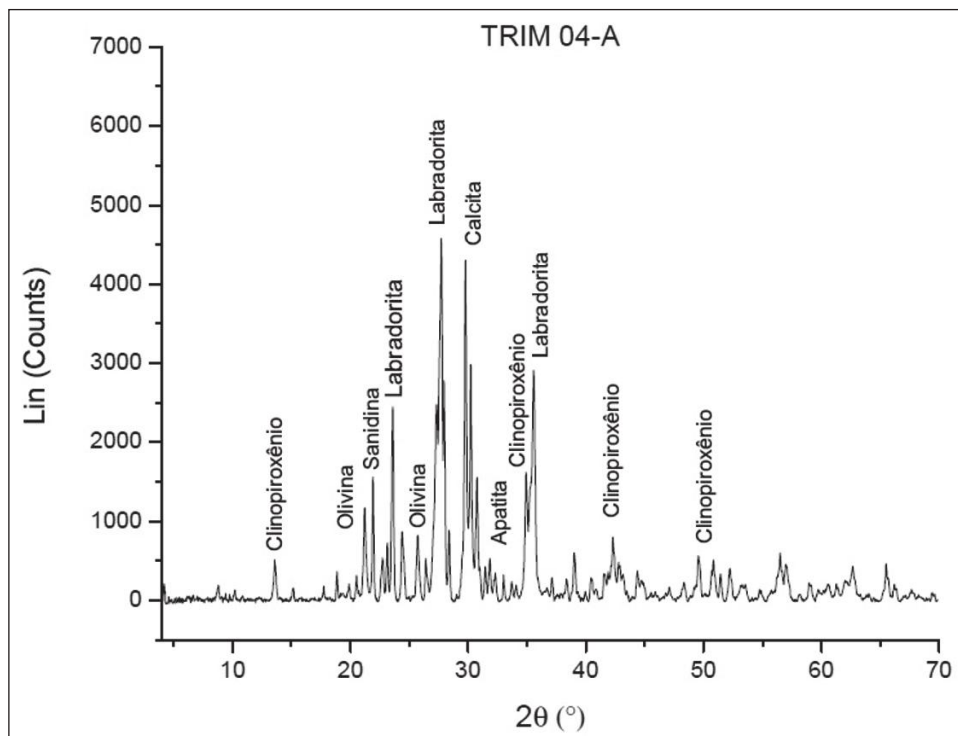


Figura 6 Diagrama ternário com os núcleos e bordas dos três grupos de plagioclásios analisados, além da matriz. As análises dos cristais de plagioclásio presentes na matriz foram retiradas de Santos (2016).

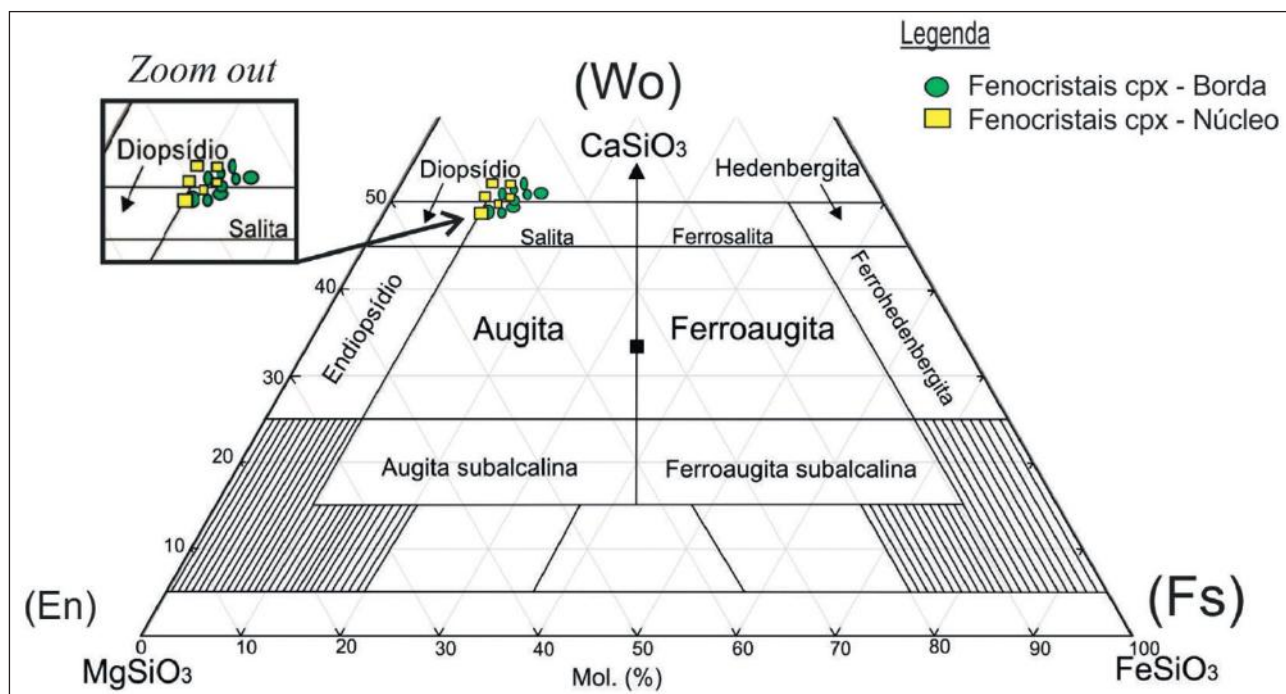


Figura 7 Diagrama de classificação de piroxênios de Morimoto et al. (1988) com as composições químicas dos clinopiroxênios do Banco Davis variando entre diopsídio e salita.

Óxidos	P1 (B)	P2 (N)	P3(N)	P4(B)	P5(B)	P6(B)
SiO ₂	48,02	50,15	50,66	47,12	46,67	45,93
TiO ₂	0,04	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	32,06	31,39	30,84	33,62	33,58	34,37
FeO	0,39	0,14	0,21	0,20	0,22	0,20
CaO	14,31	13,54	13,00	16,11	16,05	16,72
Na ₂ O	2,75	3,44	3,96	2,18	2,14	1,82
K ₂ O	0,56	0,60	0,62	0,29	0,26	0,24
TOTAL	98,14	99,28	99,33	99,52	98,92	99,29
Fórmula baseada em 32 oxigênios						
Pontos	P1(B)	P2(N)	P3(N)	P4 (B)	P5(B)	P6 (B)
Si	8,96	9,21	9,30	8,70	8,67	8,51
Ti	0,01	0,003	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	7,05	6,80	6,68	7,31	7,35	7,51
Fe ²⁺	0,06	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Ca	2,86	2,67	2,56	3,19	3,19	3,32
Na	1,00	1,23	1,41	0,78	0,77	0,65
K	0,13	0,14	0,15	0,07	0,06	0,06
TOTAL	20,07	20,07	20,13	20,07	20,08	20,09
End-Members	P1 (B)	P2 (N)	P3 (N)	P4 (B)	P5 (B)	P6(B)
An	71,69	66,10	62,22	78,96	79,34	82,38
Ab	24,96	30,40	34,26	19,37	19,13	16,21
Or	3,35	3,50	3,52	1,68	1,54	1,41

Tabela 1 Composição química de um dos três grupos de plagioclásio citados na seção 5.3.1, representativa dos pontos analisados em perfil de cristal de plagioclásio presente em litotipo do Banco Davis, Atlântico Sul. Os valores de cátions e átomos por fórmula e dos end-members são apresentados. *núcleo (N) e borda (B)

Óxidos	P1 (B)	P2 (B)	P3 (B)	P4 (N)	P5 (N)	P6 (B)	P7 (B)
SiO ₂	43,98	44,24	45,27	48,37	48,75	43,29	43,75
TiO ₂	3,36	3,15	2,85	1,85	1,86	3,61	3,55
Al ₂ O ₃	9,14	8,78	8,22	5,59	5,25	9,63	9,62
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,03	0	0	0,01	0
FeO	7,7	7,66	7,26	6,86	6,84	7,48	7,77
MnO	0	0,02	0	0,01	0,01	0	0,01
MgO	12	12,07	12,59	14,01	13,98	11,69	11,79
CaO	23,3	23,13	23,25	23,2	23,21	23,03	23,23
Na ₂ O	0,36	0,47	0,39	0,39	0,38	0,44	0,48
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	99,87	99,53	99,86	100,2	100,2	99,18	100,18
Fórmula Baseada em 6 oxigênios							
Elementos/Pontos	P1 (B)	P2 (B)	P3 (B)	P4 (N)	P5 (N)	P6 (B)	P7 (B)
Si	1,66	1,68	1,7	1,8	1,81	1,65	1,65
Ti	0,1	0,09	0,08	0,05	0,05	0,1	0,1
Al	0,41	0,39	0,36	0,24	0,23	0,43	0,43
Cr	0	0	0	0	0	0	0
Fe(ii)	0,24	0,24	0,23	0,21	0,21	0,24	0,24
Mn	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,68	0,68	0,71	0,78	0,77	0,66	0,66
Ca	0,94	0,94	0,94	0,92	0,92	0,94	0,94
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
K	0	0	0	0	0	0	0
Total	4,05	4,06	4,05	4,04	4,03	4,05	4,06
End Members	P1 (B)	P2 (B)	P3 (B)	P4 (N)	P5 (N)	P6 (B)	P7 (B)
Wo	50,73	50,45	50,13	48,33	48,39	51,11	50,93
E n	36,36	36,65	37,79	40,62	40,56	36,09	35,95
Fs	12,92	12,9	12,08	11,04	11,05	12,8	13,12

Tabela 2 Composição química, fórmula estrutural e *end-members*, de pontos analisados em perfil de cristal de clinopiroxênio presente em litotipo do Banco Davis, Atlântico Sul. *núcleo (N) e borda (B)

5.4 Litogeoquímica

Dentre as quatro amostras analisadas do Banco Davis não ocorrem variações significativas nos conteúdos de elementos maiores e traço. Entretanto, quando esses resultados são comparados com os demais montes submarinos são observadas variações importantes. A média dos valores de SiO₂ das rochas do Banco Davis são de aproximadamente 45 wt. %, implicando em rochas mais evoluídas que os montes adjacentes, que apresentam valores entre 35,92

– 40,28 wt.% (Figura 8). Os teores de MgO e CaO são baixos (ca. 4 wt.% e 9 wt.%, respectivamente) em comparação com as demais rochas analisadas (Figura 9). Os agrupamentos 1, 2 e 3 apresentados na figura 9 são relacionados com grupos de rochas de proveniências distintas. Outro ponto a ser destacado são os menores teores de TiO₂ (ca. 3,6 wt.%) e moderadas quantidades de P₂O₅ (ca. de 1,10 wt.%) quando comparados aos demais montes submarinos (TiO₂ e P₂O₅ em torno de 4,7 wt.% e 0,73 wt.%, res-

pectivamente – Tabela de litogeoquímica em Santos, 2016 e Jesus, 2018). Dentre os minerais normativos apresentados na Tabela 3, é importante ressaltar a ocorrência de nefelina normativa (Ne ~ 6 wt.%).

A Tabela 3 revela valores de olivina normativa maiores ou igual a 10 wt.%, plagioclásio normativo maior que 5 wt.% além de nefelina normativa menor que 20 wt.% (ca. 6 wt.%), permitindo classificar a rocha como nefelina basanito (Le Maître, 2005).

O mesmo padrão divergente característico do Banco Davis também ocorre para os elementos traço, apresentando um padrão de enriquecimento em elementos incompatíveis como Y (~30 ppm), V (250 ppm), Zr (~400 ppm) e Yb (~2,5 ppm) em relação às demais rochas analisadas da CVT (Figura 10). No diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989; Figura 11) é possível observar algumas anomalias negativas e positivas para as amostras analisadas. Entre as negativas, destacam-se as anomalias de Ba e K que podem estar associadas ao fracionamento de plagioclásio e anfibólio como fases residuais no melt. Também vale ressaltar que o enriquecimento em Nb e La acentua essas anomalias negativas. Observando

DAVIS				
Tefrito/Basanito				
	TRIM-04A	TRIM-04M	TRIM-04N	TRIM-04O
Minerais Normativos (wt. %)				
Plagioclásio	37,73	36,98	37,12	38,35
Ortoclásio	17,2	17,37	17,43	17,2
Nefelina	6,51	6,8	7,04	5,24
Diopsídio	13,7	15,08	14,68	13,63
Olivina	11,32	10,85	11,49	11,02
Ilmenita	6,86	6,86	6,86	6,82
Magnetita	1,84	1,81	1,8	1,83
Apatita	2,46	2,53	2,46	2,48
Zircão	0,07	0,09	0,08	0,04
TOTAL	97,69	96,9	98,96	96,61

Tabela 3 Valores obtidos dos minerais normativos com o uso da norma CIPW para as amostras do Banco Davis, valores em wt.% peso, calculados a partir da planilha Excel® CIPW Norm e os parâmetros nela contidos.

o diagrama de elementos terras-raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984) (Figura 12), é possível identificar um padrão de enriquecimento em ETRs leves e pesados das rochas do Banco Davis com relação às demais.

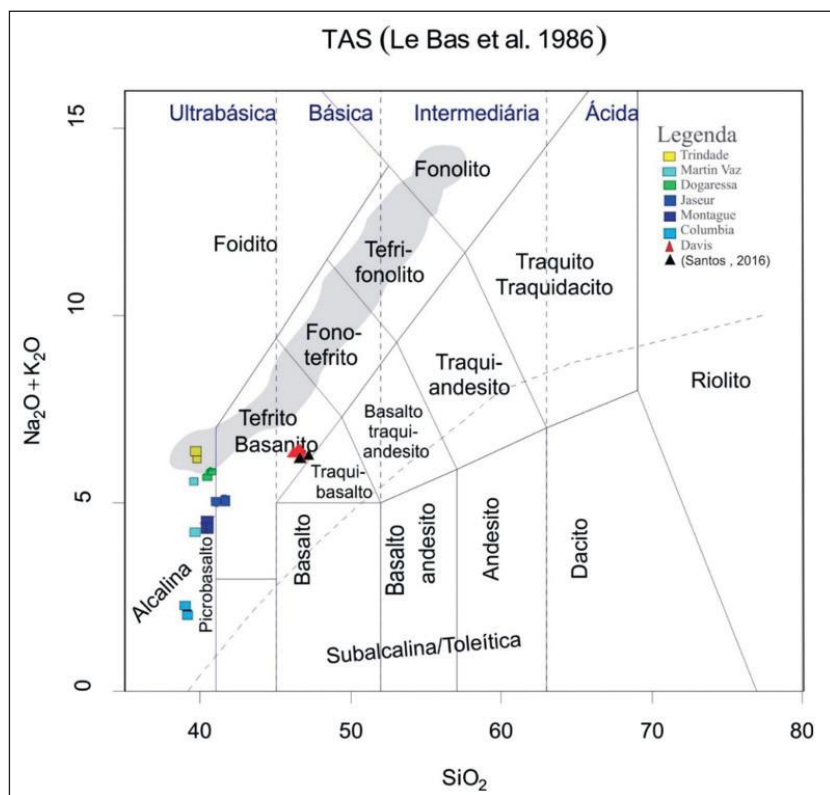


Figura 8 Diagrama TAS (SiO₂), de LeBas et al. (1986), representando a série alcalina insaturada das amostras da Cadeia Vitória-Trindade. A área destacada em cinza representa a variação composicional da série alcalina encontrada na ilha da Trindade. Os dados dos montes submarinos foram extraídos de Santos (2016) e os dados de Martin Vaz foram retirados de Santos et al. (2018). Os dados da ilha da Trindade são inéditos.

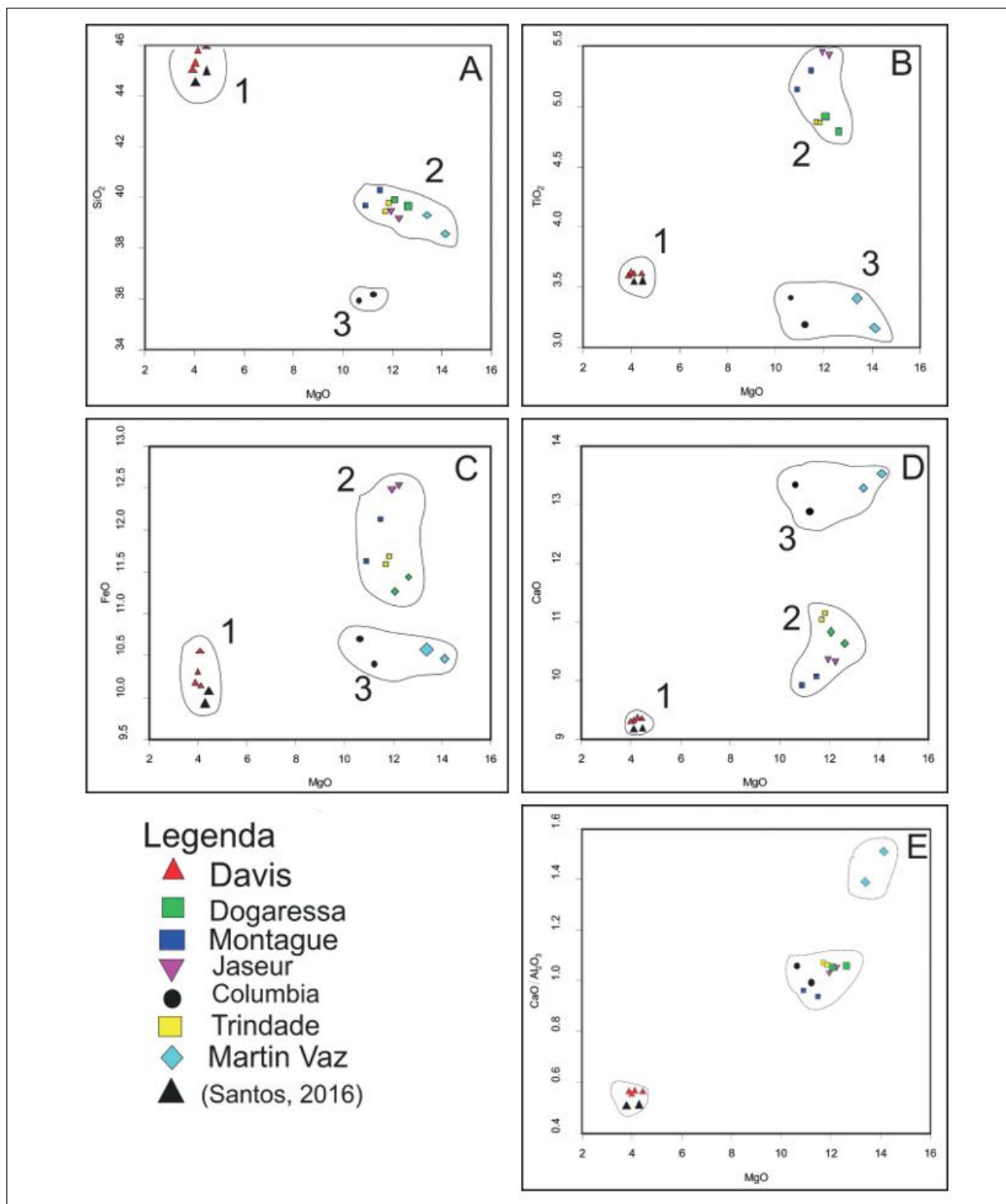


Figura 9 Diagramas binários do tipo Fenner MgO versus FeO, e MgO versus CaO. (A) SiO₂ versus MgO, relevando três agrupamentos distintos (1) Banco Davis, (2) demais montes submarinos e ilha da Trindade e (3) ilha de Martin Vaz e monte Colúmbia. (B) TiO₂ versus MgO, evidenciando os menores conteúdos (wt.%) das amostras do Banco Davis, quando comparado aos demais montes. (C) FeO versus MgO apresenta o padrão mais empobrecido de FeO das rochas do Banco Davis, (D) CaO versus MgO também revela empobrecimento em CaO e (E) CaO/Al₂O₃ versus MgO. Fontes como na Figura 8.

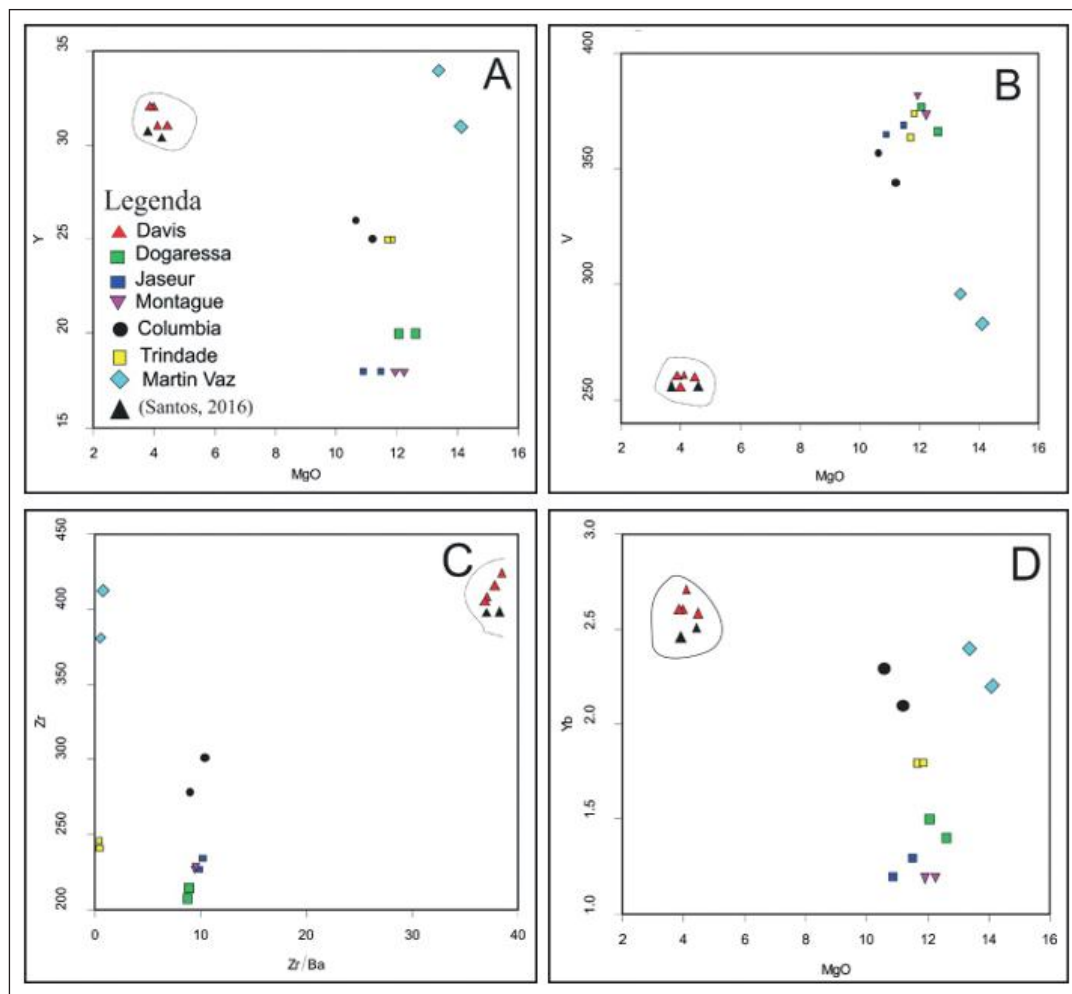


Figura 10 Diagramas binários para elementos traços, (A) Y versus MgO, (B) V versus MgO, (C) Zr versus Zr/Ba e (D) Yb versus MgO. Esses diagramas mostram o caráter primitivo das rochas, além do enriquecimento em elementos incompatíveis. Fontes como na Figura 8.

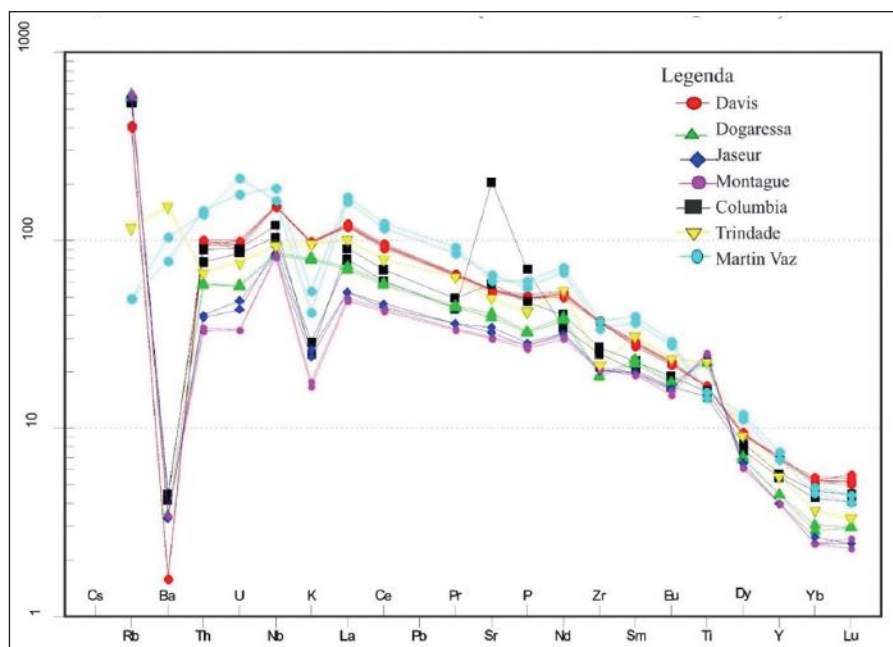
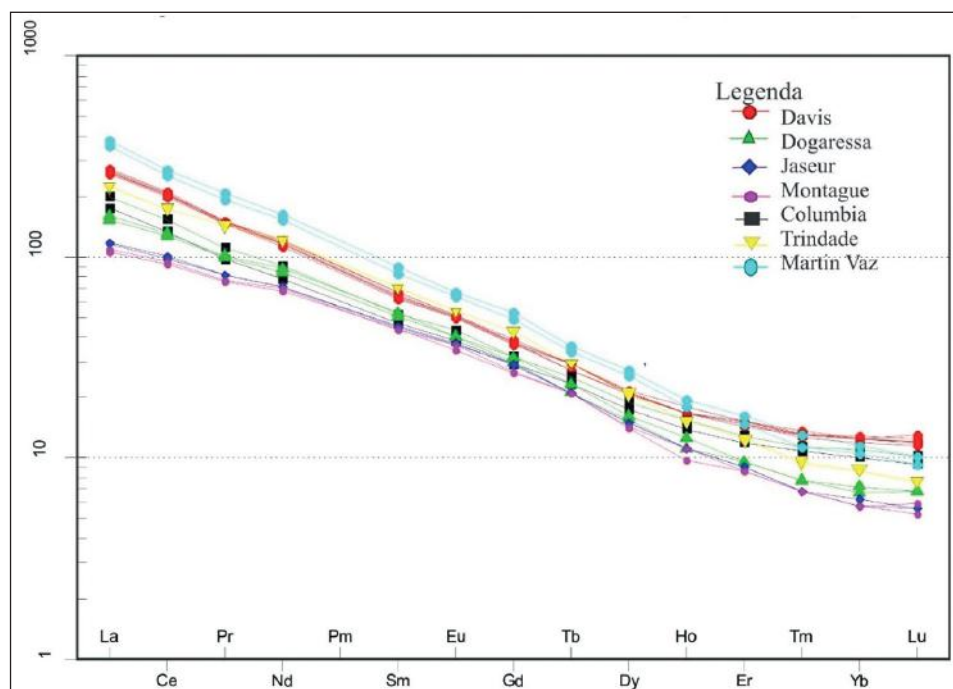


Figura 11 Diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Destacam-se anomalias negativas de Ba e K nos montes submarinos, especialmente no Banco Davis, além do leve enriquecimento em titânio no mesmo. Fontes como na Figura 8.

Figura 12 Diagrama de elementos terras-raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984) para os montes submarinos da CVT e as ilhas da Trindade e Martin Vaz, Atlântico Sul. Fontes como na Figura 8.



6 Discussões e Conclusões

Abaixo estão listadas algumas características relevantes apontadas no decorrer do texto e que são importantes para a discussão apresentada:

Quanto à concentração de SiO₂, o Banco Davis (*ca.* 45 wt.%, classificando-o como básico) destoando dos demais montes submarinos (*ca.* 36 a 39 wt.%, classificando-os como ultrabásicos). Ao mesmo tempo, Davis apresenta os teores mais baixos de MgO e CaO, *ca.* 4 wt.% e 9 wt.%, respectivamente.

Um grupo específico de plagioclásios, apresentado nesse estudo, contém zoneamento reverso simples.

As implicações das texturas observadas na análise de lâminas petrográficas para a evolução do Banco Davis.

Padrão de enriquecimento em ETRs leves e pesados, observado na razão (La/Sm)_N ~ 4,1 e (La/Yb)_N ~ 21,7, mais enriquecido que nos demais montes e bancos submarinos da CVT.

Com relação aos demais montes e bancos submarinos da CVT, o Banco Davis representa uma expressão vulcânica mais evoluída a partir de um

magma parental similar à composição das lavas nefelíticas dos demais montes (para maiores detalhes veja Santos (2016)).

6.1 Modelos de Evolução para Banco Davis

6.1.1 As Implicações das Texturas Observadas em Lâmina para a Evolução Magmática do Banco Davis.

Segundo Guil (2010), os fenocristais contribuem para o entendimento da evolução do magma devido ao fato deles mostrarem quais minerais estão se cristalizando na câmara magmática antes da erupção. Nesse sentido, suas composições podem ser usadas para modelar as mudanças ocorridas durante o processo de cristalização. Os fenocristais são formados durante a hospedagem do magma em câmara magmática mais profunda, cujas análises geobarométricas em clinopiroxênio e plagioclásios a posiciona à 27 Km de profundidade no manto superior.

As observações dos fenocristais de clinopiroxênio apresentando embaçamento, além da textura glomeroporfírica contendo microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, indicam, para a primeira observação, mudança química do magma favorecendo a reação das bordas e inclusão de mi-

crólitos presentes na matriz em suas fáceis tornando os limites euédricos incompletos. Da segunda observação, a formação de glómeros em basaltos em um geral, é recorrente, remetendo a diversas possibilidades como por exemplo (1) acúmulos de plagioclásio em um dado nível da câmara magmática através da gravidade ou correntes convectivas; (2) desgaseificação do magma ou liberação de voláteis favorecendo a agregação de grupos minerais separados pela densidade; (3) câmaras magmáticas interconectadas injetando magmas no líquido em processo de cristalização e outros (Shcherbakov *et al.* 2010 e referências neles contida).

A petrografia óptica revelou uma rocha de granulação muito fina, com matriz de textura traquitóide/microlítica, sugerindo atuação de regime de fluxo magmático. Também são observados textura glomeroporfírica, microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio e opacos anédricos a subédricos. Os microfenocristais sugerem uma câmara magmática mais rasa e a matriz microlítica gerada no momento da erupção. Também é possível estimar uma relação temporal entre a matriz e os microfenocristais, uma vez que a matriz contorna os microfenocristais definindo estrutura de deflexão do fluxo magmático, indicando que eles já estavam na câmara quando a matriz foi formada. O plagioclásio apresenta, na maioria das vezes, geminação *Polissintética* e o clinopiroxênio por vezes apresenta textura *hourglass*. A difratometria de Raios X possibilitou a identificação das principais fases minerais presentes nas amostras analisadas: labradorita, calcita, clinopiroxênio, sanidina, apatita e olivina, obtendo-se assim uma caracterização mais precisa da mineralogia da rocha.

Com as análises da microsonda, foi possível determinar com precisão a composição química de plagioclásio e clinopiroxênio sendo estes últimos diopsídio-salita e os plagioclásios variando entre labradorita-bytownita. O grupo de plagioclásio descrito no trabalho com enriquecimento para as bordas em CaO. Aliado às análises da modelagem de melt isobárico no diagrama cotético da assembleia fracionante observada no Banco Davis sugerem um aumento gradual da temperatura, tornando o líquido basanítico menos insaturado em sílica. Desta maneira, uma vez que a solubilidade do CaO diminui com

o aumento da temperatura, sugerimos o modelo de reposição magmática para justificar o zoneamento inverso normal presente nos plagioclásios do grupo analisado.

6.1.2 Evolução por Cristalização Fracionada ou Fusão Direta do Manto?

Dasguspta *et al.* (2007) sugerem que uma das questões que mais influenciam na dinâmica do manto superior é a quantidade de água presente nele, uma vez que uma porcentagem mínima de 2-6 wt.% de H₂O já é suficiente para causar células de convecção locais gerando fusão parcial. Os mesmos autores também sugerem que o CO₂ presente no manto associado com H₂O pode gerar um magma mais rico em sílica devido à capacidade da água em aumentar a solubilidade da mesma, gerando então um magma enriquecido nesse elemento e empobrecido em MgO. O Banco Davis, quando comparado aos demais montes, mostra esse enriquecimento em SiO₂ (Banco Davis ~ 45 wt.% e, para comparação, o Monte Colúmbia apresenta ~ 38 wt.%).

O conteúdo de água no magma somado a alta pressão pode inibir a cristalização de plagioclásio, sugerindo que talvez o magma que deu origem ao Banco Davis não devia ter um grande conteúdo de água ou não foi cristalizado sob altas pressões, haja vista a presença de glómeros de plagioclásio presente na rocha. Além disso, modelagem geoquímica de elementos incompatíveis sugerem a geração do Banco Davis de um granada-anfibólio lherzolito contendo TiO₂ (~90 Km; 3 GPa: Nb alto *ca.* 107 ppm e K/Nb alto *ca.* 224) com baixa fusão parcial (1-2%; Santos, 2016) em uma litosfera oceânica de 120 Ma e *ca.* 100 Km de espessura. A essa profundidade, os voláteis (H₂O e CO₂) apresentam baixa solubilidade em magmas silicáticos anidros e, por conseguinte, desempenham uma influência à medida que o magma ascende (Thompson *et al.*, 2005).

Com base nas amostras analisadas, as rochas do Banco Davis são características de magma basanítico, destoando dos demais montes submarinos ultramáficos nefeliníticos, sendo caracterizado como o mais evoluído com relação ao teor de sílica (~ 45 wt.% SiO₂) e menor teor de MgO (~ 4 wt.%), quando

comparado aos demais montes e as ilhas da Trindade e Martin Vaz. Além disso, a presença de grande quantidade de nefelina normativa como principal foida e o conteúdo de olivina normativa maior que 10 wt.% justifica a classificação da rocha como nefelina basanita.

Os diagramas binários de elementos maiores, menores e traços reforçam a separação das amostras da CVT em grupos distintos e também reforçam a ideia do caráter mais primitivo destas rochas (Figuras 9 e 10). Relacionando-os com o conteúdo mineralógico e de química mineral, eles refletem essas diferenças; por exemplo, o Banco Davis é pobre em CaO e isso confere aos clinopiroxênios presentes nele teores mais elevados em FeO do que CaO. Dessa forma, o Monte Colúmbia e a ilha de Martin Vaz que possuem seus clinopiroxênios mais cálcicos e a matriz rica em feldspatos cálcicos, possuem teores de CaO mais elevados em relação ao Banco Davis na química de rocha total. Além disso, a baixa razão CaO/Al₂O₃ indica um forte fracionamento de clinopiroxênio, sendo essa razão nas rochas do Banco Davis (~ 0,55), nos demais montes e a Ilha da Trindade (~ 1,0) e no Arquipélago de Martin Vaz (~ 1,39) (Figura 9E).

Segundo os modelos petrogenéticos descritos por Thompson *et al.* (2005), a lava basanítica do Banco Davis apresenta, similarmente, padrões de FeO (*ca.* 10 wt.%) e Na₂O (*ca.* 3,3 wt.%) com os dados por eles apresentados, posicionando as lavas geradas a partir de um manto fértil na base da litosfera durante a descompressão plotadas a uma pressão de 2,6 GPa na curva adiabática de 3,0 GPa, em consonância com o modelo presente em Santos (2016). Contudo, os valores de MgO das análises dos tefritos do Banco Davis (*ca.* 4,3 wt.%) são mais baixos do que os valores para fracionamento somente de olivina (MgO > 8,0 wt.%), reiterando as observações da análise de DRX contendo olivina, porém não observadas no exame petrográfico, sugerindo, assim, um intenso fracionamento de clinopiroxênio (razões CaO/Al₂O₃ mais baixas (Figura 9); razões La/Yb altas *ca.* 31 com MgO baixo *ca.* 4,0 wt.%), e consequentemente que a lava tefrítica do Banco Davis está longe de ser considerada primitiva e é produto do forte fracionamento de olivina e clinopiroxênio (ver Thompson *et al.*, 2005 para maiores discussões).

A análise multielementar do Banco Davis e dos demais montes submarinos indicam anomalias negativas de K e Ba. De acordo com Deniz & Kadioglu (2015), tais elementos são fracionados pelo k-feldspato e por minerais do grupo do plagioclásio, sugerindo a formação de fases residuais nesses minerais ou acúmulo dos mesmos, uma vez que é observado textura glomeroporfirítica de feldspato na rocha.

A norma CIPW (Tabela 3), quando comparada com o diagrama (Ne+Hy+Di+Ol±Qz) apresentando cotéticos a 1 atm, para a paragênese observada nas lavas do Banco Davis (±Ol+plg+cpX+líquido basáltico (alcalino)), associado aos teores altos de K₂O (*ca.* 2,9; demais montes *ca.* 0,6 wt.%), indicam participação de CO₂ como principal volátil gerando líquido anidro a partir de um manto lherzolítico fértil contendo Ne (±Lc) normativa(s) cujo aumento na T reitera o caráter menos insaturado do *melt* isobárico (SiO₂ *ca.* 45 wt.%; veja Thompson *et al.*, 2005 para maiores detalhes).

Os microfenocristais de plagioclásio apresentam um leve enriquecimento de CaO do núcleo (~ 13 wt.% CaO) em direção às bordas dos grãos (~ 15 wt.% CaO). Sendo assim, a variação do teor de Ca em alguns cristais de plagioclásio pode ser reflexo de algumas hipóteses: (a) ocorrência de uma variação da disponibilidade iônica de Ca na câmara magmática, (b) modificação na composição do magma, que pode ser motivada por entrada de magma mais rico em Ca. Em tese a hipótese (b) seria mais plausível se ao mesmo tempo em que as bordas do plagioclásio também ocorresse um aumento de Ca nas bordas dos clinopiroxênios, mas como não é observado isso no Banco Davis e também não se sabe o volume de um possível magma que foi reinjetado e misturado, tornando essa menos viável porém não podemos descartar totalmente essa situação. A hipótese (a) é a mais factível visto que há a possibilidade de ter acontecido um crescimento de cristais de plagioclásio e clinopiroxênio em um range temporal que tenha resultado em cristais com núcleos um pouco mais ricos em Ca do que outros. Na natureza, a cristalização magmática geralmente ocorre em um estado de não equilíbrio, ou seja, permite a formação de cristais zonados e a chance de crescimento de minerais em mais de um estágio durante o resfriamento.

Já os clinopiroxênios variam de composição entre diopsídio e salita, compostos por núcleos de composição mais magnesianos com às bordas. Essa última, é ligeiramente mais enriquecida em FeO, quando comparado aos núcleos. O CaO não apresentou variações significativas ao longo dos perfis analisados dos clinopiroxênios. Além disso, dois cristais de clinopiroxênio apresentaram textura *hourglass*, que é melhor desenvolvida em fenocristais, segundo Duncan & Preston (1980). Diversos mecanismos têm sido propostos para o desenvolvimento deste zoneamento setorial ou *Hourglass*. Strong (1969) diz que os diferentes setores podem ser resultados de diferentes estágios de cristalização. Por outro lado, Leung (1974) sugere que o setor zonado do mineral pode ser associado a diferentes taxas de crescimento e absorção preferencial de certos elementos químicos com respeito a diferentes direções cristalográficas, gerando um desequilíbrio na fusão próximo a face do cristal em desenvolvimento.

O Banco Davis possui um papel muito importante na CVT, devido ao fato dele representar o edifício vulcânico mais representativo da cadeia, com altura estimada de 4 Km e 60 Km de diâmetro (Santos, 2016). Isso, sugere que a câmara magmática evoluiu durante um considerado período de tempo, e que pelo seu tamanho, quando a possível Pluma da Trindade atingiu aquele ponto da Litosfera onde hoje é localizado o Banco Davis, ocorreu uma erupção vulcânica de grande proporção para conseguir gerar um monte submarino de tal magnitude.

8 Referências

- Courtillot, V.; Davaille, A.; Besse, J. & Stock, J. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4): 295-308.
- Dasgupta, R. & Hirschmann, M.M. 2007. Effect of variable carbonate concentration on the solidus of mantle peridotite. *American Mineralogist*, 92: 370-379.
- Davis, F.A.; Hirschmann, M.M. & Humayun, M. 2011. The composition of the incipient partial melt of garnet peridotite at 3GPa and the origin of OIB. *Earth and Planetary Science Letters*, 308(3-4): 380-390.
- Deniz, K. & Kadioglu, Y.K. 2015. Assimilation and fractional crystallization of foid-bearing alkaline rocks: Buzlukdağ intrusives, Central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25: 341-366.
- Duncan, A.M. & Preston, R.M.F. 1980. Chemical variation of clinopyroxene phenocrysts from the trachybasaltic lavas of Mount Etna, Sicily. *Mineralogical Magazine*, 43: 765-770.
- Ernst, G.W. 1988. *Minerais e Rochas*. São Paulo, Edgard Blucher (ed.), 155p.
- Gill, R. 2010. *Igneous rock and processes: A practical guide*. Bookman cia (ed.), 438p.
- Hirano, N.; Kawamura, K.; Hattori, M.; Saito, K. & Ogawa, Y. 2001. A new type of intra-plate Volcanism: young alkali-basalts discovered from subducting Pacific Plate, northern Japan Trench. *Geophysical Research Letters*, 28(14): 2719-2722. doi.org/10.1029/2000GL012426
- Hirano, N.; Machida, S.; Abe, N.; Morishita, T.; Tamura, A. & Arai, S. 2013. Petit-spot lava fields off the central Chile Trench induced by plate flexure. *Geochemical Journal*, 47(2):249-257. doi.org/10.2343/geochemj.2.0227
- Jesus, J.V.M. 2018. *Petrologia das rochas do Banco Davis, Cadeia Vitória-Trindade, Atlântico Sul.: dados de química de rocha total, DRX e Microsonda..* Monografia – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 109p.
- Le Maître, R.W. 2005. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2nd Edition. Cambridge University Press. 256p.
- Le Roex, A.; Class, C.; O'Connor, J.M. & Jokat, W. 2010. Shona and Discovery aseismic ridge systems, South Atlantic: Trace element evidence for enriched mantle sources. *Journal of Petrology*, 51: 2089-2120.
- LeBas, M.J.; Lemaitre, R.W.; Streckeisen, A & Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkalis Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Leung, I.S. 1974. Sector-zoned titanogarnets: Morphology, crystal chemistry, and growth. *American mineralogist*, 59(1): 127-138.
- Machida, S.; Hirano, N. & Kimura, I.J. 2009. Evidence for recycled plate material in Pacific upper mantle unrelated to plumes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73:3028-3037.
- Machida, S.; Kogiso, T. & Hirano, N. 2017. Petit-spot as definitive evidence for partial melting in the asthenosphere caused by CO₂. *Nature Communications* 8, 14302. doi: 10.1038/ncomms14302.
- Morimoto, N. 1988. The Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52: 425-433.
- Motoki, A.; Melo, D.P. & Kenji, F.M. 2012. Submarine morphology characterization of the Vitória-Trindade chain and the adjacent areas, state of Espírito Santo, Brazil, based on the predicted bathymetry of the topo version 14.1. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2: 151-170.
- Niu, Y.; Wilson, M.; Williams, H.E. & O'Hara, J.M. 2012. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML). *Episodes*, 35: 310-327.
- Pilet, S. 2015. Generation of low-silica alkaline lavas: Petrological constraints, models, and thermal implications, In: FOULGER, G.R.; LUSTRINO, M. & KING, S.D. (eds.), *The Interdisciplinary Earth: A Volume in Honor of Don L. Anderson*, Geological Society of America, Special Paper 514 and American Geophysical Union, Special Publication 71: 281-304, doi:10.1130/2015.2514(17)

- Santos, A.C. 2016. *Petrology of Martin Vaz Island and Vitória-Trindade Ridge seamounts: Montague, Jaseur, Davis, Dogaressa and Columbia. Trace elements, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and Sr and Nd isotope analysis related to the Trindade Plume evidences*. Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 218p.
- Santos, A.C.; Geraldes, M.C.; Siebel, W.; Mendes, J.; Bongiolo, E.; Santos, W.H.; Garrido, T.C.V. & Rodrigues, S.W.O. 2018a. Pleistocene alkaline rocks of Martin Vaz volcano, South Atlantic: low-degree partial melts of a CO₂ metasomatized mantle plume. *International Geology Review*, 60: 1–18.
- Santos, A.C.; Mohriak, W.U.; Geraldes, M.C.; Holanda, W.H.; Ponte-Neto, C.F. & Stanton, N. 2018b. Compiled potential field data and seismic surveys across the Eastern Brazilian continental margin integrated with new magnetometric profiles and stratigraphic configuration for Trindade Island, South Atlantic, Brazil. *International Geology Review*, 1-17. doi: 10.1080/00206814.2018.1542634
- Shcherbakov, V.D.; Plechov, P.Y.; Isbekov, P.E. & Shipman, J.S. 2010. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1): 83-99. doi: 10.1007/s00410-010-0584-1
- Santos, A.C.; Rodrigues, S.W.O; Geraldes, M.C. & Vargas, T. 2015. Geology of Martin Vaz. South Atlantic. *Journal of Maps*, 11(2): 314-322.
- Santos, A.C. 2013. *Petrografia, litogeoquímica e datação Ar-Ar dos Montes Submarinos e dos rochedos de Martin Vaz – Cadeia Vitória-Trindade*. Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 115p.
- Strong, D.F. 1969. Formation of the hourglass structure in augite. *Mineralogical Magazine*, 37: 472-479.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics in ocean basalt: Implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins edited by Saunders, A.D. & Norry, M.J. *Geological Society Special Publication*, 42: 313-345.