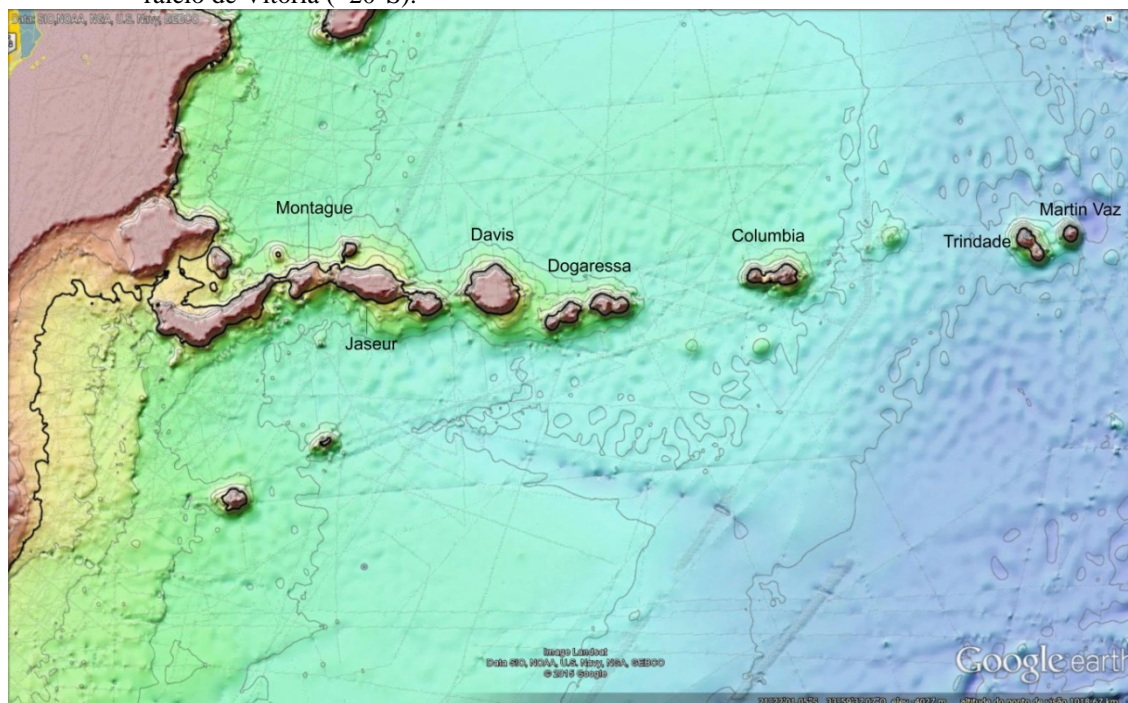


5 INTERPRETAÇÃO SÍSMICA, GRAVIMÉTRICA E MAGNETOMÉTRICA DOS MONTES SUBMARINOS DA CADEIA VITÓRIA-TRINDADE.

A análise de duas linhas sísmicas 2D (501-010 e 501-011) obtidas do banco de dados do LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira), associada à interpretação batimétrica, gravimétrica e magnetométrica, cujos dados encontram-se disponíveis no ICGEM (*International Centre for Global Earth Models*) e no TOPEX (*satellite geodesy*), corrobora para a interpretação estrutural da cadeia Vitória-Trindade (CVT). O resultado nos últimos anos de intensiva pesquisa nas margens brasileiras forneceu informações fundamentais para a interpretação de sua estruturação tectono-estrutural.

A Cadeia Vitória-Trindade encontra-se encaixada numa zona de fraturas homônima no paralelo de Vitória, cujos montes submarinos apresentam forma alongada (figura 53) e estirada devido à intrusão magmática nas zonas de fraturas orientadas E-W (ALMEIDA, 2006).

Figura 54 – Dados batimétricos obtidos do banco de dados do TOPEX sobreposto à imagem de satélite do *Google Earth*® mostrando os montes submarinos e as ilhas objetos deste estudo, no paralelo de Vitória (~20°S).



Fonte: O autor, 2016.

A Cadeia Vitória-Trindade destaca-se no mapa topobatimétrico 3D (figura 53) pelo notável alinhamento das feições vulcânicas que ocorrem entre o Complexo Vulcânico de

Abrolhos (CVA), o monte Besnard e uma série de montes submarinos (MOHRIAK, 2003, MOHRIAK, 2004, GERALDES et al., 2013).

Os principais montes submarinos da CVT estão indicados na figura 53. As ilhas de Trindade e Martin Vaz alinham-se com a direção E-W das feições vulcânicas, localizando-se no extremo leste da CVT.

O mapa de topobatimetria da região da CVA e CVT (figura 53) caracteriza diversos montes submarinos. A localização da seção sísmica regional do LEPLAC ao norte da CVT (501-010) é mostrada na figura 54, atravessando a região de águas profundas desse segmento do Atlântico Sul. Na figura 55 mostra-se a localização da seção sísmica regional do LEPLAC ao sul da CVT (501-011).

O mapa de anomalias gravimétricas *free-air* da região da CVT (figura 56) mostra que os bancos vulcânicos e montes submarinos são associados com fortes anomalias gravimétricas positivas. O perfil ao longo da seção sísmica 501-010 (figura 57) indica que o ponto mais a norte da CVT, na sua porção central, atinge valores de +75 mgal.

Na figura 58 apresenta-se o mapa de anomalias gravimétricas *free-air* com a localização da linha sísmica 501-011 ao sul da CVT. No perfil de anomalia *free-air* ao longo dessa linha (figura 59) observa-se a presença de fortes anomalias gravimétricas, que atingem localmente valores maiores que +150 mgal.

O mapa de anomalia magnética da região da CVA e CVT (figura 60) ilustra o forte alto magnético da região do Alto de Badejo, na Bacia de Campos, e o notável padrão de anomalias magnéticas de direção NE-SW na região de águas profundas a leste do CVA. O perfil magnético ao longo da linha do LEPLAC 501-010 (figura 61) ilustra um alto magnético associado a uma das feições N-S/NE-SW.

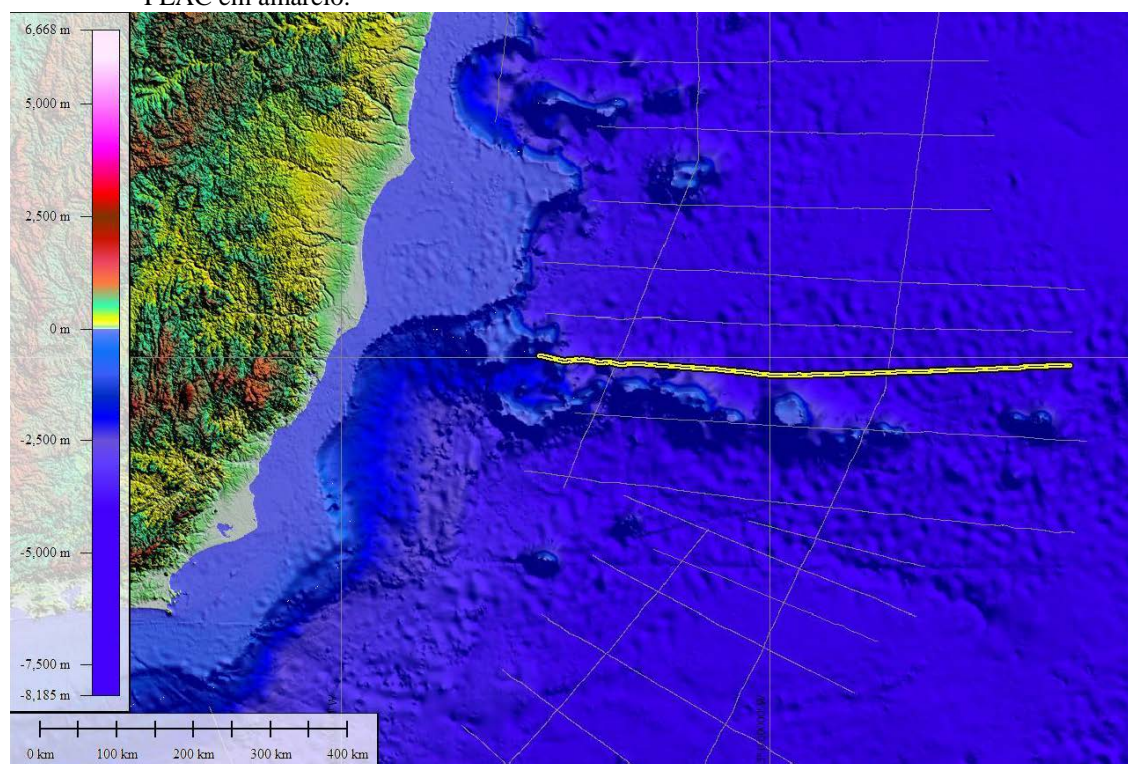
A figura 62 apresenta o mapa de anomalias magnéticas e a localização da linha sísmica 501-011, ao sul da CVT. No perfil magnético (figura 63) observam-se uma série de picos magnéticos positivos associados aos montes submarinos da CVT.

A interpretação preliminar das sequências estratigráficas (figura 64) sugere a presença de sedimentos do Cretáceo Superior acima do embasamento vulcânico na região mais distal da linha sísmica 501-011. Vários montes submarinos são imageados na sísmica, sendo recobertos por bancos carbonáticos e crostas contendo óxidos.

Na figura 65 apresenta-se a composição da linha sísmica regional 501-010 entre o Banco Besnard e a CVT. Observa-se na linha que os montes submarinos estão em batimetrias elevadas, indicando que o ponto mais elevado dessas construções vulcânicas (mais próximos da superfície) está localizado ao sul da linha sísmica.

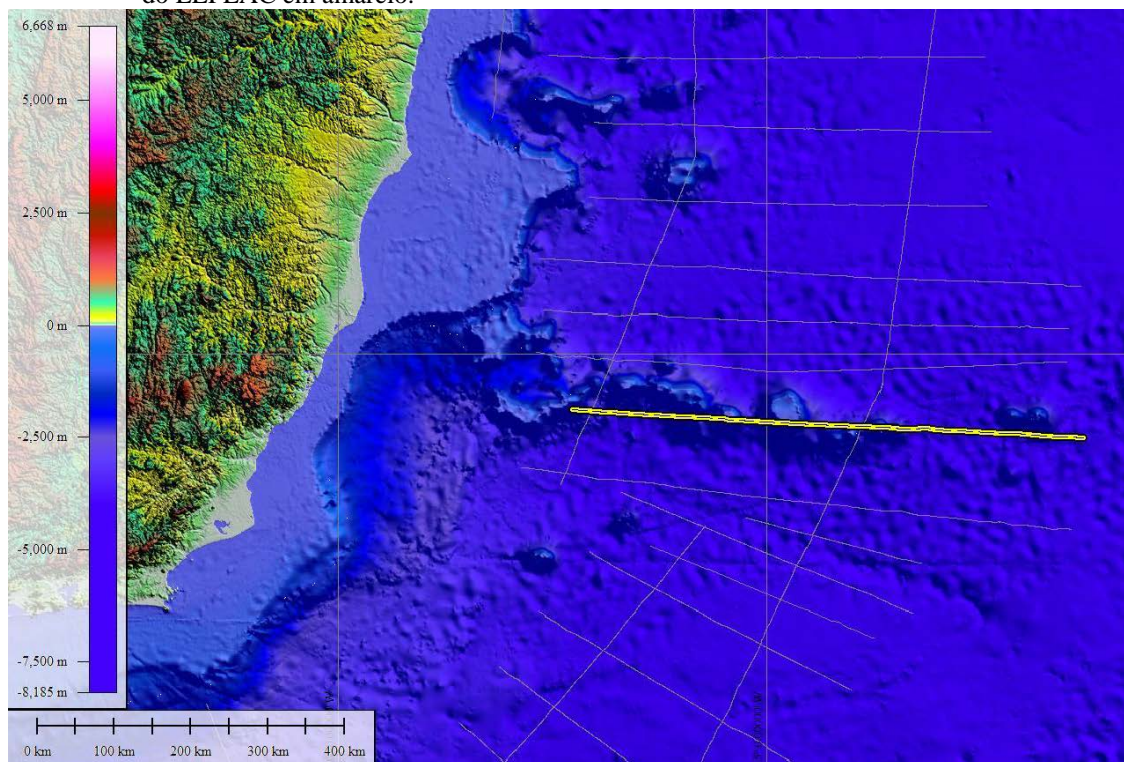
Um modelo esquemático da construção do edifício vulcânico nas Ilhas Canárias (SCHMINCKE & SUMITA, 1998), apresenta um cone intrusivo, feições vulcânicas subaéreas no ápice da estrutura, rochas vulcanoclásticas nos flancos do cone extrusivo, e as fácies de talude e bacia entre a construção vulcânica e os sedimentos da bacia oceânica. Observam-se várias analogias com as feições sísmicas identificadas nas linhas sísmicas do LEPLAC ao longo da Cadeia Vitória-Trindade.

Figura 55 – Mapa regional da topo-batimetria ao longo da margem leste brasileira com destaque para os montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade. Localização da linha sísmica 501-010 do LEPLAC em amarelo.



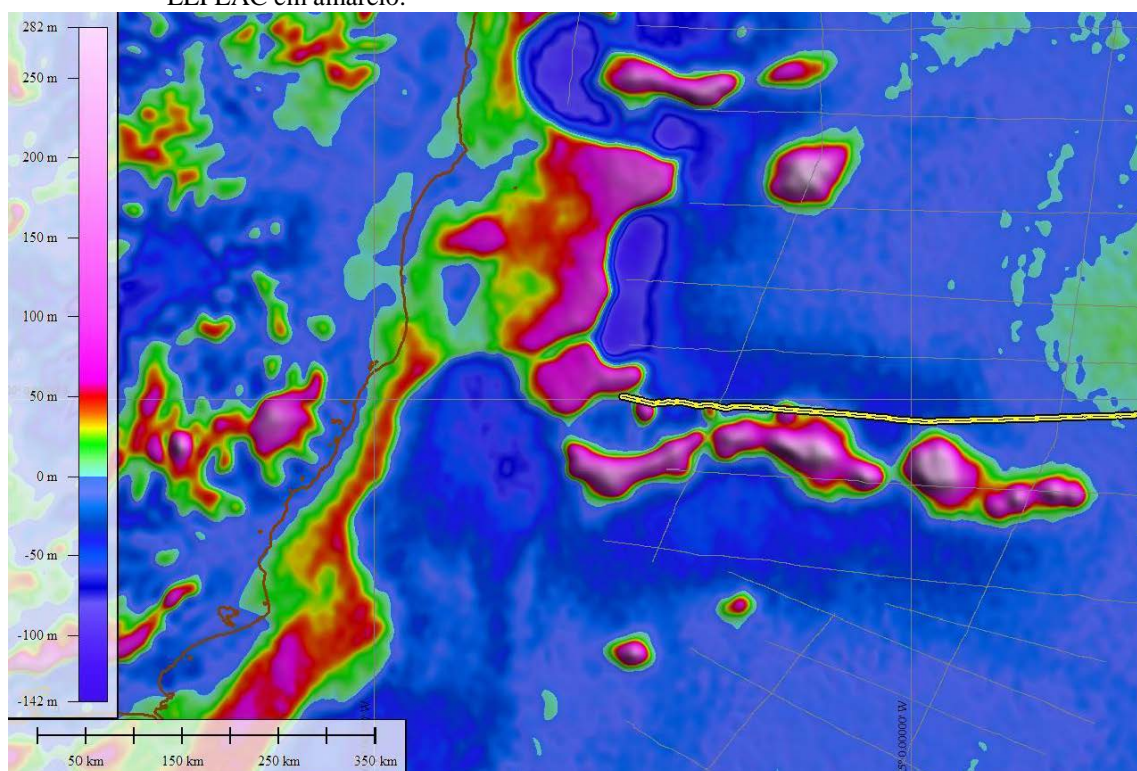
Fonte: O autor, 2016.

Figura 56 – Mapa regional da topo-batimetria ao longo da margem leste brasileira, com destaque para os montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade. Localização da linha sísmica 501-011 do LEPLAC em amarelo.



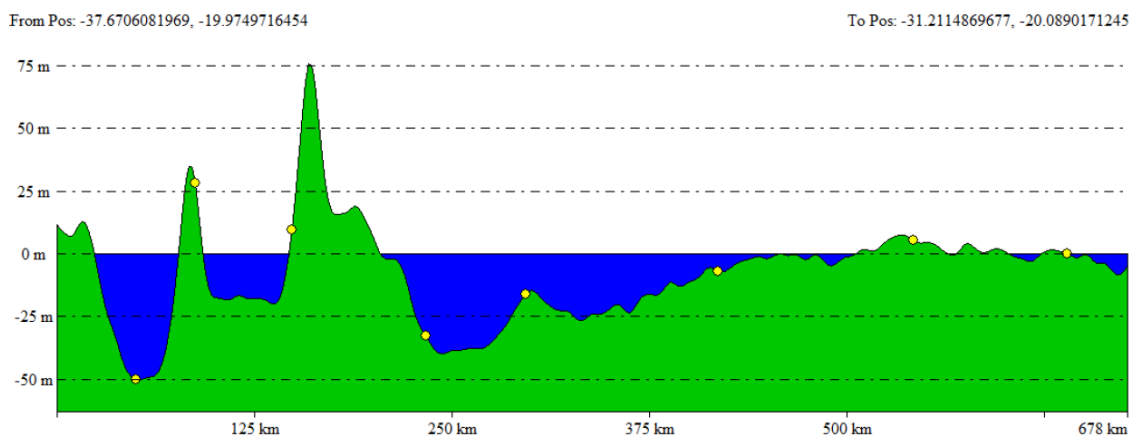
Fonte: O autor, 2016.

Figura 57 – Mapa regional de anomalia *free-air* com localização da linha sísmica regional 501-010 do LEPLAC em amarelo.



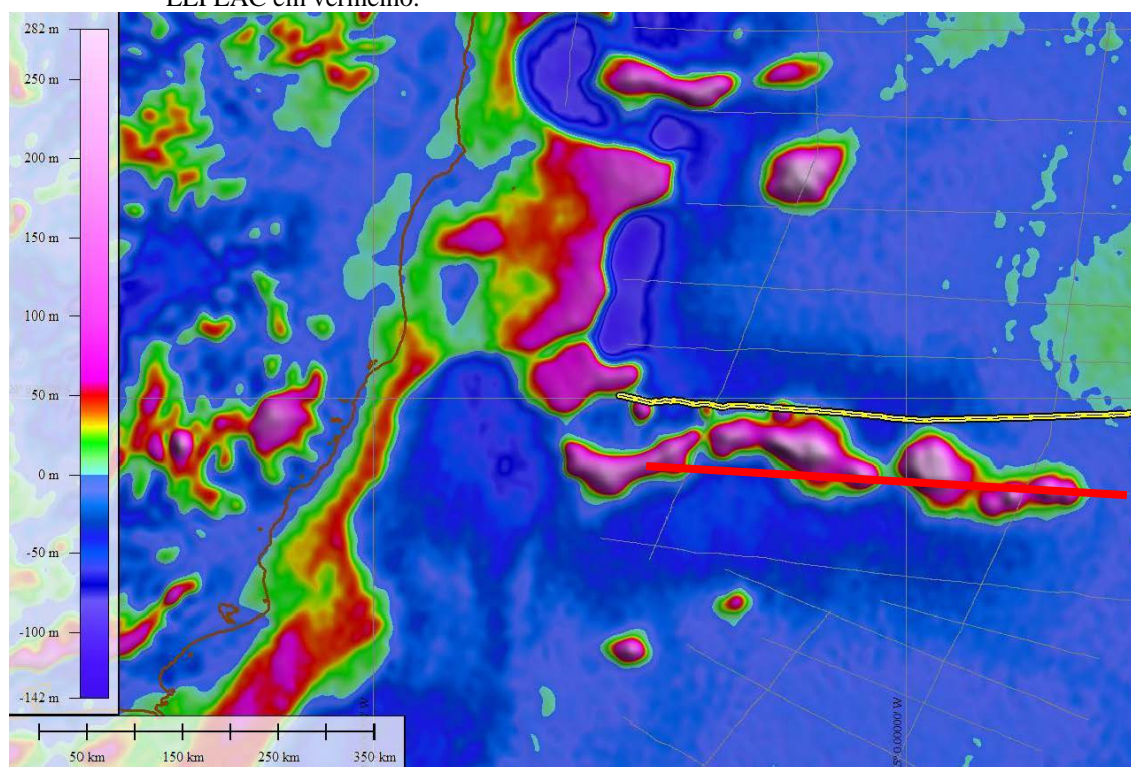
Fonte: O autor, 2016.

Figura 488 – Perfil de anomalia *free-air* ao longo da linha sísmica 501-010 do LEPLAC.

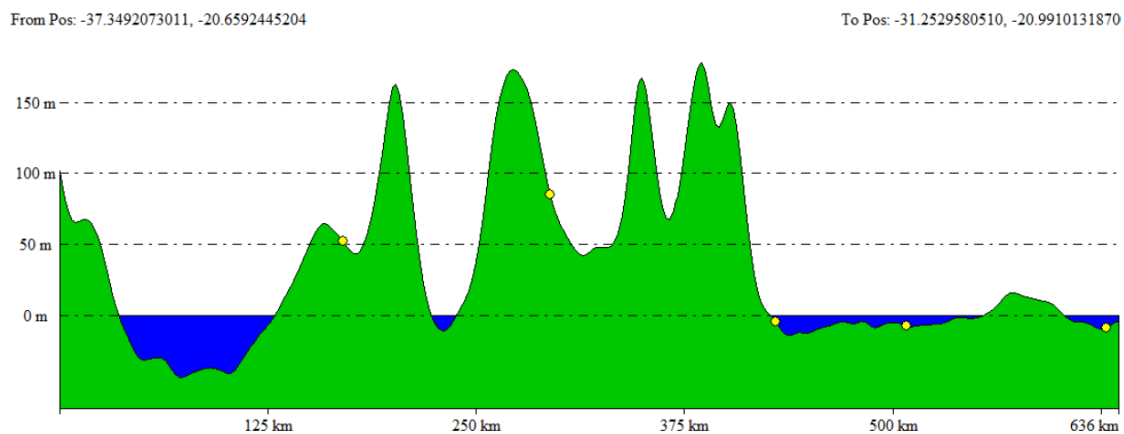


Fonte: O autor, 2016.

Figura 59 – Mapa regional de anomalia *free-air* com localização da linha sísmica regional 501-011 do LEPLAC em vermelho.

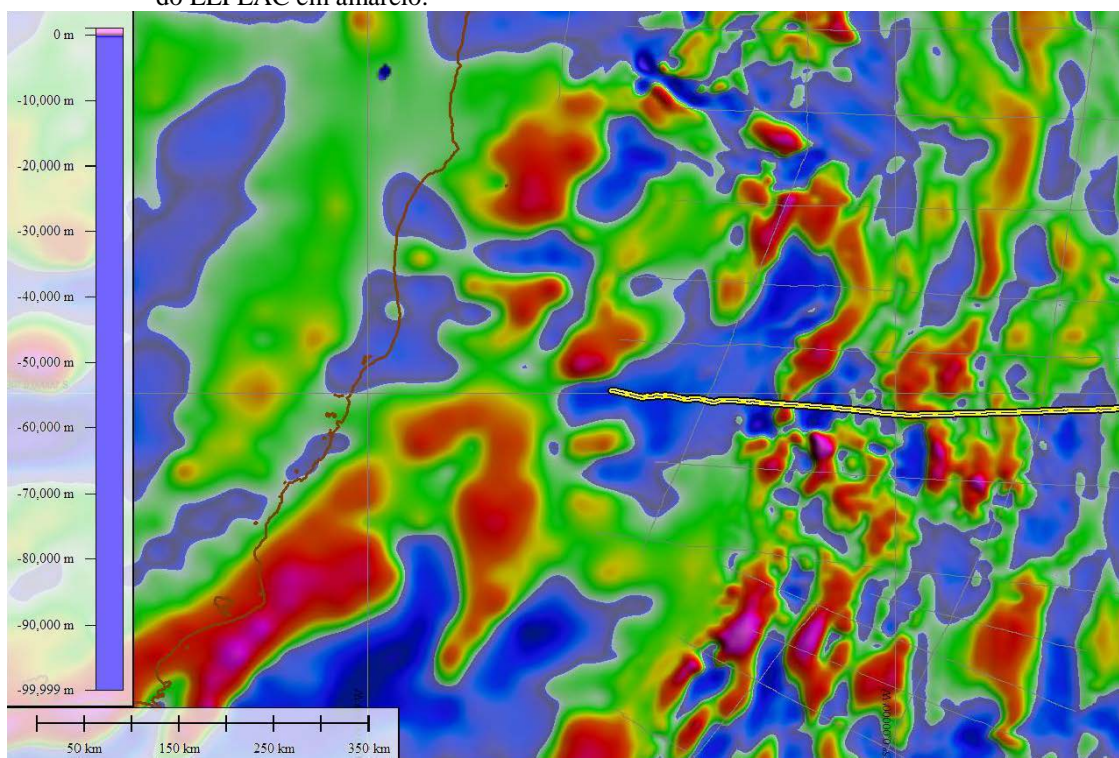


Fonte: O autor, 2016.

Figura 60 – Perfil de anomalia *free-air* ao longo da linha sísmica 501-011 do LEPLAC.

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 61 – Mapa regional de anomalia magnética com localização da linha sísmica regional 501-010 do LEPLAC em amarelo.

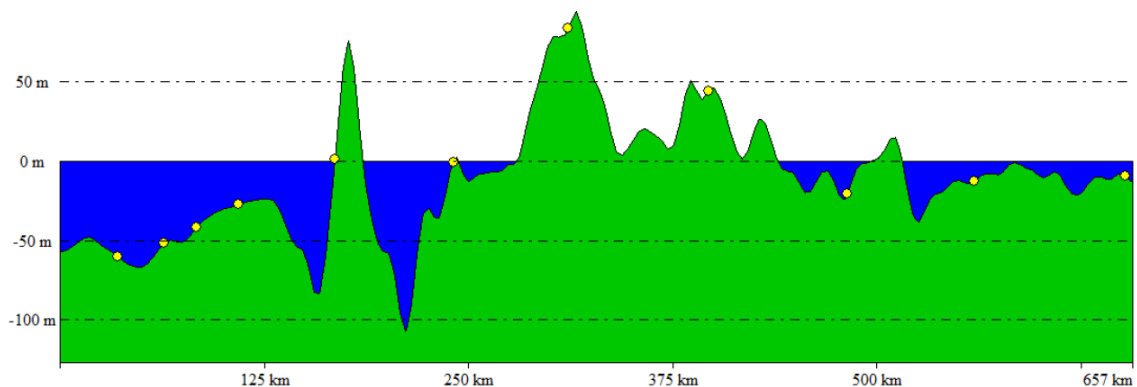


Fonte: O Autor, 2016.

Figura 6249 – Perfil de anomalia magnética ao longo da linha sísmica 501-010 do LEPLAC.

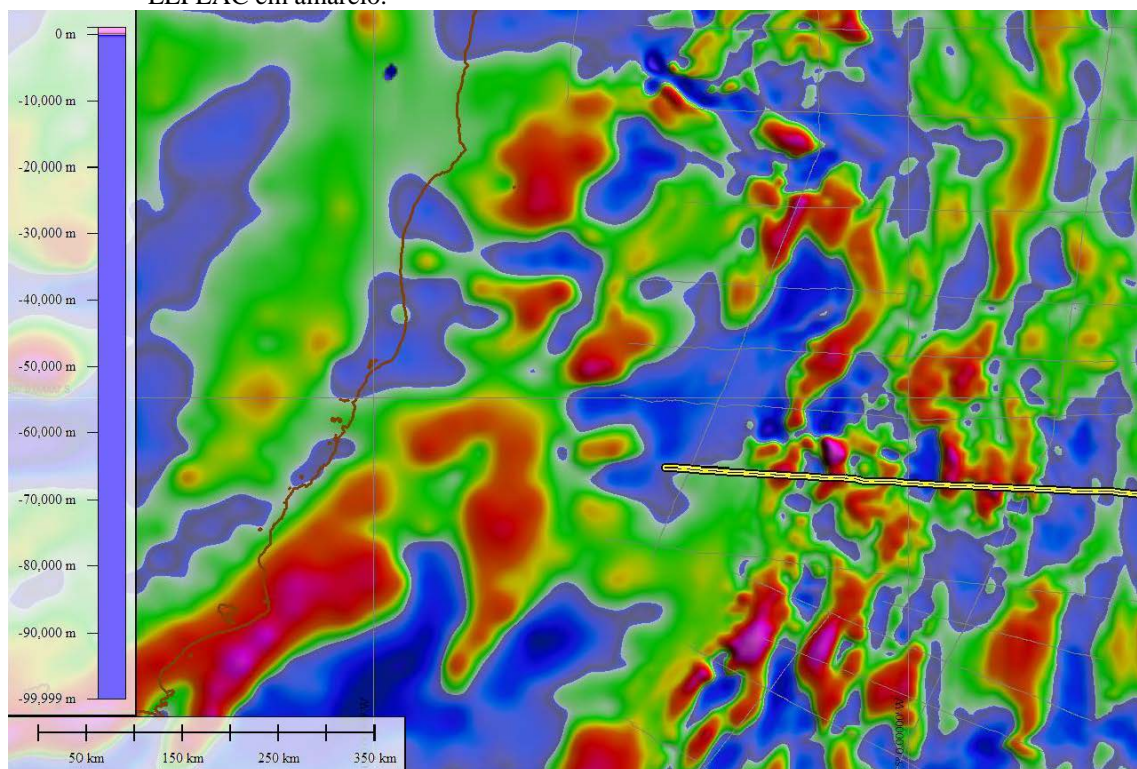
From Pos: -37.6986265606, -19.9685283980

To Pos: -31.4645308660, -20.1523757241



Fonte: O Autor, 2016.

Figura 63 – Mapa regional de anomalia magnética com localização da linha sísmica regional 501-011 do LEPLAC em amarelo.



Fonte: O Autor, 2016.

Figura 64 – Perfil de anomalia magnética ao longo da linha sísmica 501-011 do LEPLAC.

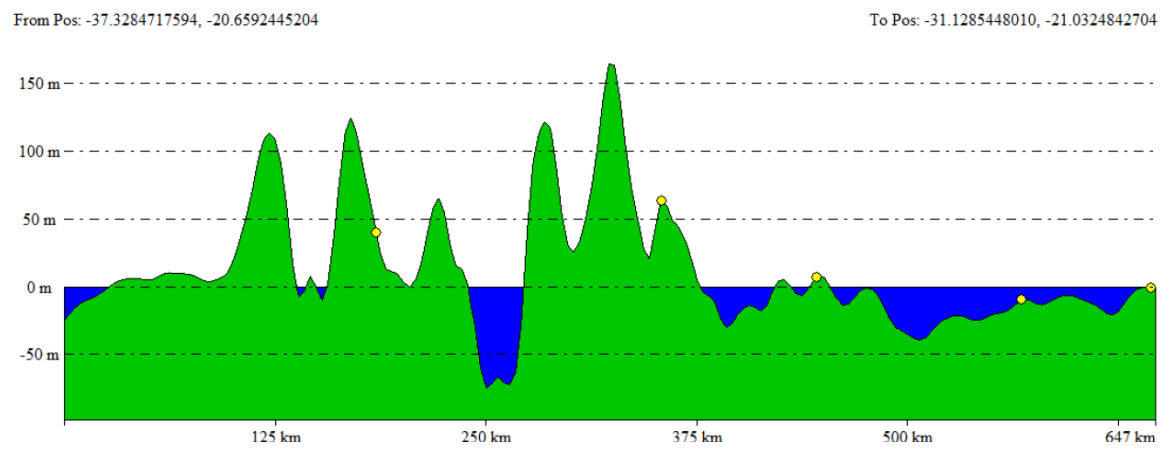
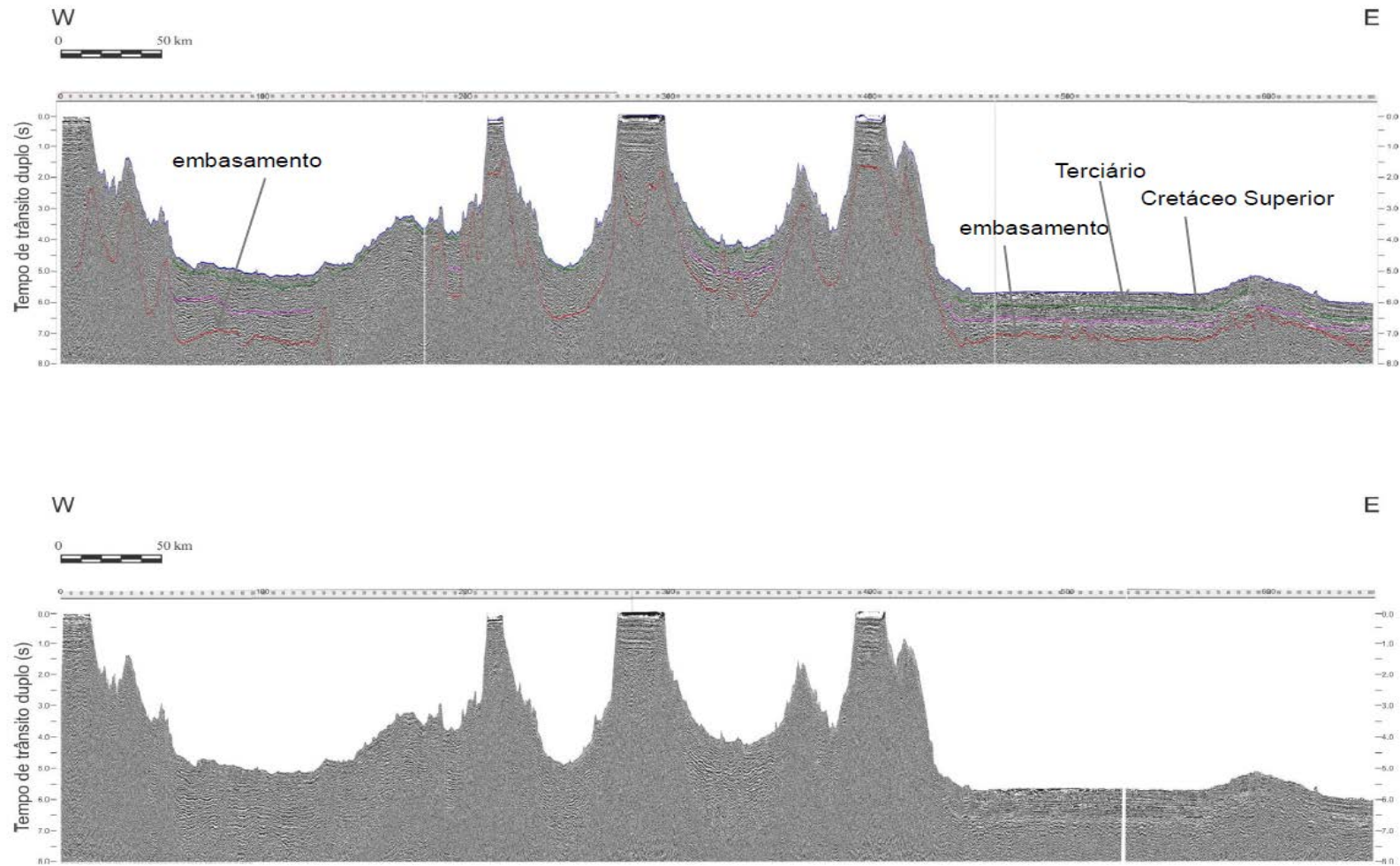
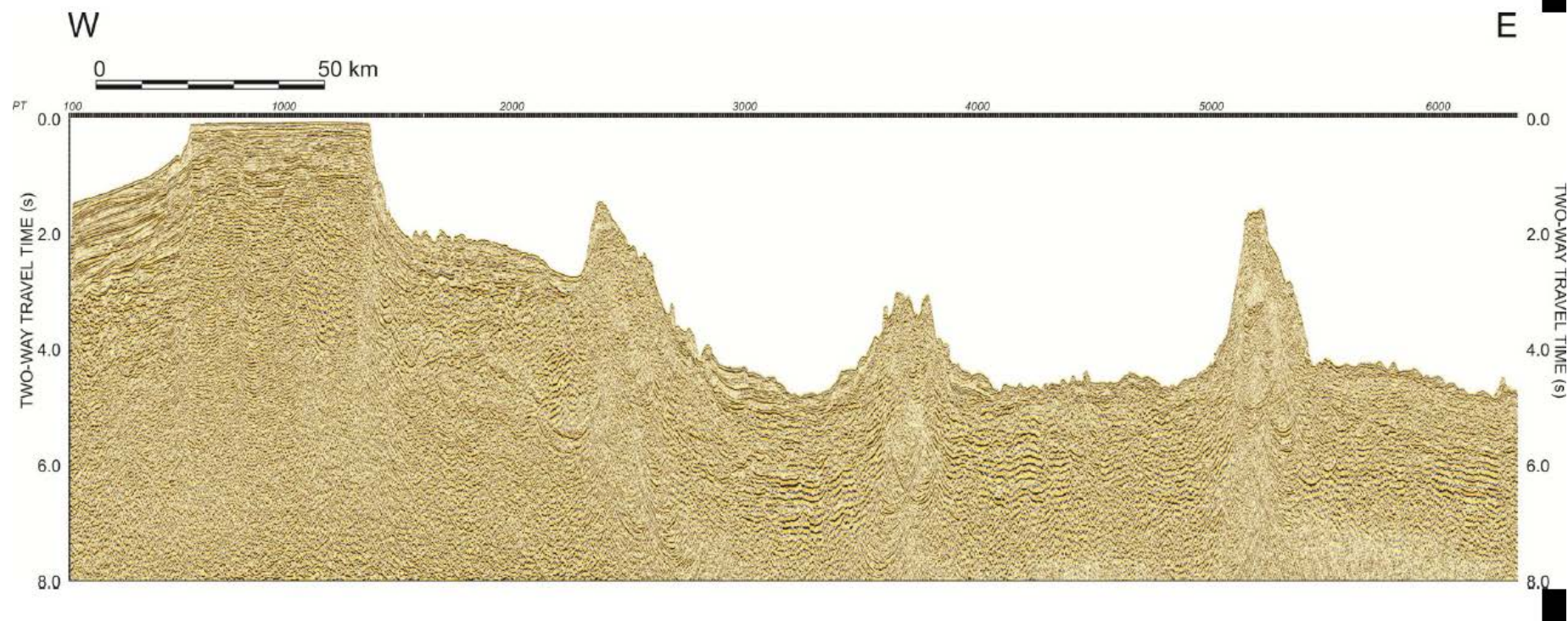


Figura 65 – Seção sísmica regional 501-011 do LEPLAC, a sul da CVT, com interpretação preliminar das sequências estratigráficas e feições vulcânicas.



Fonte: MORIAK, 1989.

Figura 66 – Seção sísmica regional 501-010 do LEPLAC, a norte da CVT.



Fonte: LEPLAC.

6 DATAÇÃO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

6.1 Introdução

Foi utilizada a técnica do *step-heating* para datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Caso o mineral tenha permanecido inalterado durante o tempo geológico, ou seja, não tenha havido a abertura do sistema cristalino, serão obtidas para cada etapa de aquecimento idades iguais gerando um espectro de idades contínuo e constante chamado de idade *plateau*.

Os dados analíticos para as três amostras (02 nefelinitos e 01 dique de fonolito) da ilha principal de Martin Vaz e uma amostra de melanefelinito do monte submarino Davis são apresentados a seguir:

AMOSTRA 01: MVA-04 (figuras 40 e 41; tabela 1)

A amostra MVA-04 é de basanita com 1,25% K_2O . Os resultados estão apresentados na tabela 25, onde se observa que o aquecimento inicial foi de 580°C e a temperatura foi aumentando progressivamente até 1400°C . A figura 66 apresenta o diagrama de idade *plateau* para a amostra, revelando um valor integrado de $623 \pm 127\text{Ka}$.

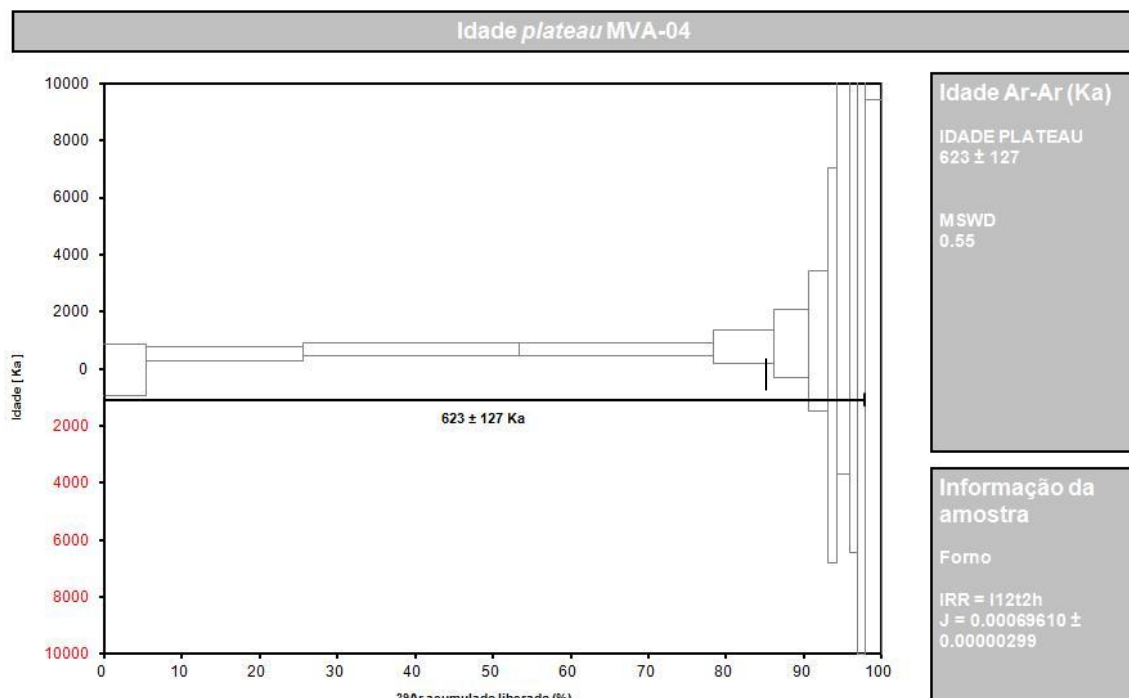
Tabela 25 - Valores discriminados para cada isótopo de argônio liberado durante cada etapa de aquecimento gradual a uma taxa média de $J = 0,00069610 \pm 0,00000299$.

T ($^\circ\text{C}$)	^{36}Ar	^{37}Ar	^{38}Ar	^{39}Ar	^{40}Ar	Idade $\pm 2\sigma$ (Ma)
580 $^\circ\text{C}$	0,000809	0,0163759	0,000965	0,0071812	0,0253491	34,5 \pm 891,8
650 $^\circ\text{C}$	0,0003199	0,0133405	0,0003928	0,0271606	0,1055363	514,0 \pm 239,8
720 $^\circ\text{C}$	0,0004143	0,0091186	0,0005260	0,0374848	0,1428856	666,6 \pm 223,6
800 $^\circ\text{C}$	0,0001412	0,0139455	0,0004623	0,0335956	0,0591286	676,4 \pm 222,7
850 $^\circ\text{C}$	0,0000838	0,0136802	0,0001433	0,0104923	0,0309275	772,5 \pm 596,2
925 $^\circ\text{C}$	0,0001911	0,0203713	0,0001090	0,0058435	0,0594889	891,6 \pm 1182,1
1000 $^\circ\text{C}$	0,0004090	0,0515161	0,0001307	0,0034651	0,1204509	980,3 \pm 2472,0
1020 $^\circ\text{C}$	0,0006776	0,0938756	0,0001551	0,0015431	0,1945334	107,6 \pm 6918,4
1040 $^\circ\text{C}$	0,0016065	0,2819370	0,0003613	0,0025987	0,4628152	3616,8 \pm 7322,2
1060 $^\circ\text{C}$	0,0016029	0,2875366	0,0003386	0,0014236	0,4611151	6982,6 \pm 13404,2
1080 $^\circ\text{C}$	0,0012133	0,4128916	0,0002461	0,0016238	0,3290585	1492,2 \pm 11508,4
1250 $^\circ\text{C}$	0,0038046	0,8024637	0,0007809	0,0034851	1,1158469	20437,2 \pm 11018,7
1400 $^\circ\text{C}$	0,0001704	0,0078491	0,0000224	0,0000241	0,0491781	101724,1 \pm 314472,8

Fonte: O Autor, 2016.

Verifica-se na 25 que o aquecimento inicial foi de 580 °C e aumentando progressivamente até atingir a temperatura final de 1400 °C.

Figura 507 - Diagrama de idade *plateau* para a amostra MVA-04 – derrame nefelinítico, Martin Vaz.



Fonte: O Autor, 2016.

Uma das condições para se obter uma idade *plateau* é que pelo menos 60% do gás liberado pelo grão tenham idades aproximadas, e como é observado no diagrama acima, 80% do gás liberado apresenta uma variação aceitável, porém, as idades *plateau* obtidas geraram uma idade integrada de 623 ± 127 Ka (MSWD = 0,55 e probabilidade de 0,85).

AMOSTRA 02: MVA-05B (figuras 42 e 43; tabela 26)

A amostra MVA-05B é de dique de fonólito com 5,14% K₂O. Os resultados dos isótopos de argônio estão apresentados na tabela 26, onde se vê que o aquecimento inicial foi de 580°C e a temperatura foi aumentando progressivamente até 1400°C. O diagrama de idade *plateau* para a amostra (figura 67), revelando um valor integrado de 649 ± 84 Ka.

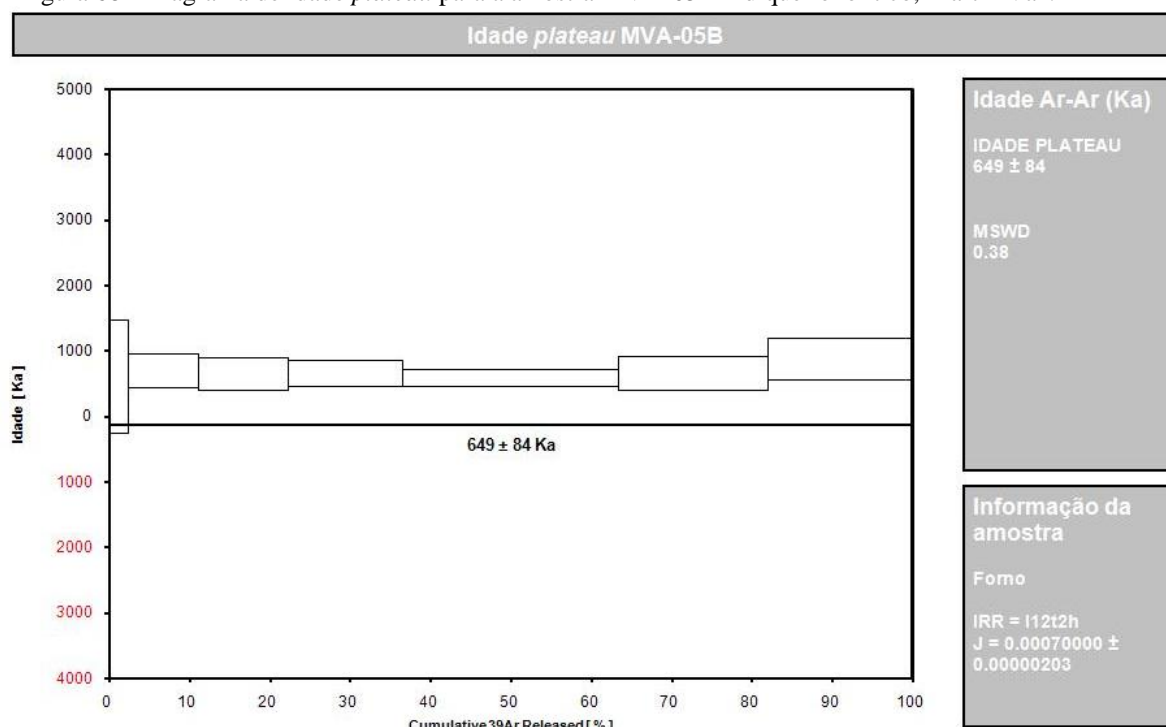
Tabela 26 - Valores discriminados para cada isótopo de argônio liberado durante cada etapa de aquecimento gradual a uma taxa média de $J = 0,00070000 \pm 0,00000203$.

T (°C)	³⁶ Ar	³⁷ Ar	³⁸ Ar	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar	Idade ± 2σ (Ma)
580 °C	0,0000369	0,0053084	0,0001091	0,0074701	0,0151026	613,5 ± 868,7
650 °C	0,0001627	0,0102096	0,0004131	0,0282042	0,0648744	689,5 ± 257,9
720 °C	0,0003211	0,0025236	0,0005349	0,0352350	0,1137698	648,1 ± 245,0
800 °C	0,0003101	0,0079607	0,0006734	0,0455315	0,1157340	659,4 ± 197,0
900 °C	0,0002903	0,0131998	0,0012289	0,0858380	0,1260389	594,1 ± 130,3
1000 °C	0,0007760	0,0921769	0,0009941	0,0594389	0,2551466	662,7 ± 262,1
1050 °C	0,0010767	0,2890866	0,0009664	0,0568657	0,3362043	869,3 ± 317,8
1100 °C	0,0002553	0,2265266	0,0000577	0,0008858	0,0593941	3915,3 ± 12154,3
1250 °C	0,0003022	0,0226514	0,0000523	0,0001068	0,0869934	18817,0 ± 1050488
1400 °C	0,0002886	0,0042436	0,0000411	0,0000139	0,0849218	122339,9 ± 5588674

Fonte: O Autor, 2016.

O aquecimento inicial foi de 580 °C aumentando progressivamente até atingir a temperatura final de 1400 °C.

Figura 68 - Diagrama de idade *plateau* para a amostra MVA-05B – dique fonolítico, Martin Vaz.



Fonte: O Autor, 2016.

100% do gás liberado foram utilizados e as idades *plateau* obtidas geraram uma idade integrada de 623 ± 127 Ka (MSWD = 0,38 e probabilidade = 0,95).

AMOSTRA 03: MVA-07 (figuras 44 e 45; tabela 27)

A amostra MVA-07 é de um ankaramito com 1,48% K₂O. Os resultados dos isótopos de argônio estão apresentados na tabela 27, onde se vê que o aquecimento inicial foi de 580°C e a temperatura foi aumentando progressivamente até 1400°C. A figura 68 apresenta o diagrama de idade *plateau* para a amostra, revelando um valor integrado de 492 ± 87 Ka.

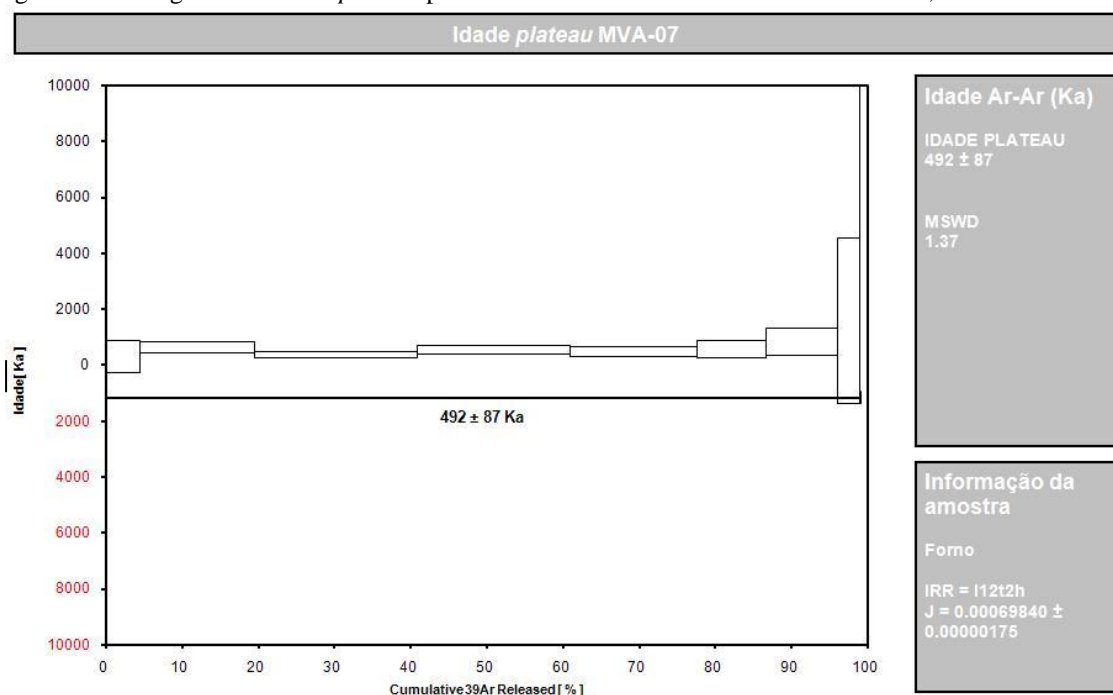
Tabela 27 - Valores discriminados para cada isótopo de argônio liberado durante cada etapa de aquecimento gradual a uma taxa média de $J = 0,00069840 \pm 0,00000175$.

T (°C)	³⁶ Ar	³⁷ Ar	³⁸ Ar	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar	Idade ± 2σ (Ma)	
580 °C	0,0000721	0,0122884	0,0001796	0,0104053	0,0230981	315,8	± 563,2
650 °C	0,0000947	0,0222330	0,0005140	0,0347876	0,0440064	637,1	± 208,8
720 °C	0,0001698	0,0261353	0,0006792	0,0494666	0,0631902	373,2	± 121,2
800 °C	0,0000910	0,0276684	0,0006320	0,0462498	0,0454494	560,2	± 158,4
900 °C	0,0000891	0,0408692	0,0005166	0,0385895	0,0385629	501,7	± 177,0
1000 °C	0,0001481	0,0607559	0,0002862	0,0208127	0,0486659	578,0	± 321,0
1050 °C	0,0004143	0,4004862	0,0003772	0,0220308	0,1043126	828,8	± 496,2
1100 °C	0,0008798	0,9696166	0,0002677	0,0074441	0,1895241	1583,3	± 2947,9
1250 °C	0,0009090	0,3760363	0,0002338	0,0025986	0,2732023	18039,4	± 5813,0
1400 °C	0,0001053	0,0104534	0,0000135	0,0000169	0,0286743	275079,2	± 848281,4

Fonte: O Autor, 2016.

A análise desta amostra obteve idades integradas de quase todos os *plateaus* obtidos. Porém, apresenta valor elevado de MSWD (1,37) e probabilidade baixa (0,21), provavelmente devido ao baixo teor de K₂O (1,48 % peso). As idades *plateau* obtidas geraram uma idade integrada de 623 ± 127 Ka.

Figura 519 - Diagrama de idade *plateau* para a amostra MVA-07 – derrame nefelinítico, Martin Vaz.



Fonte: O Autor, 2016.

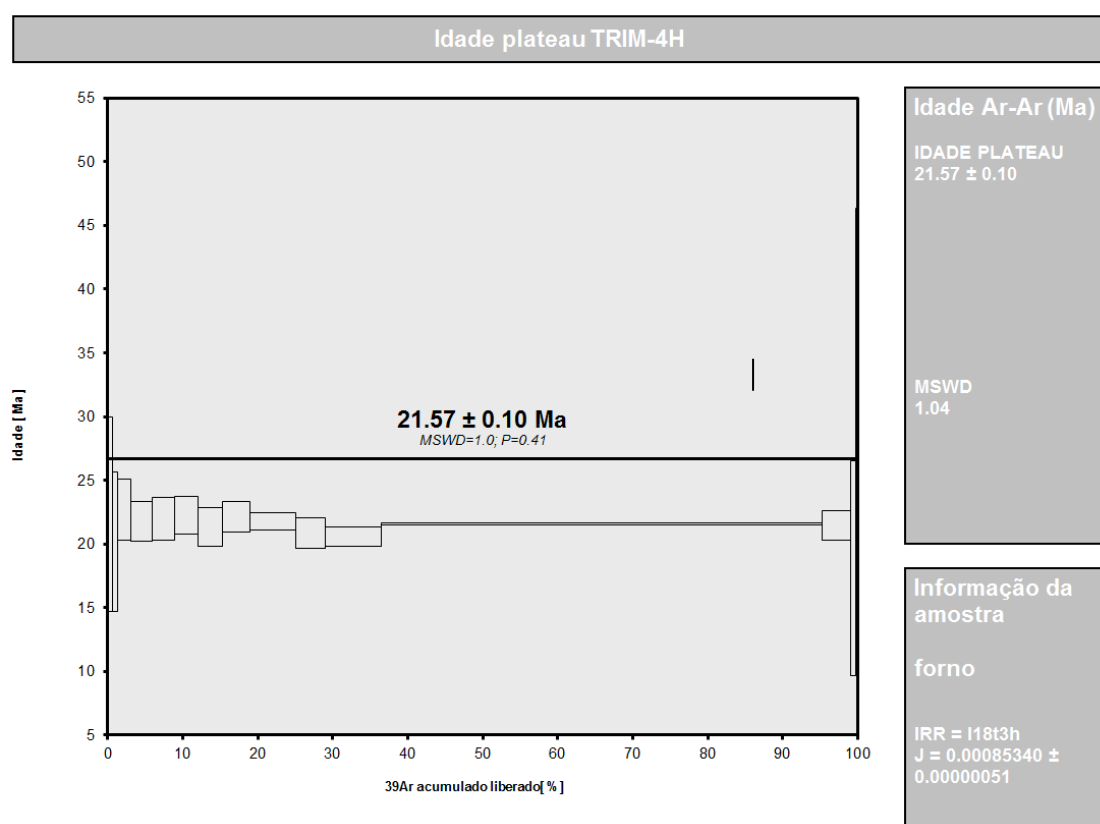
AMOSTRA 04: TRIM-04H – Monte Davis (figuras 40; tabela 28)

A amostra TRIM-04H é um melaneferinito e possui 1,25% K_2O . Os resultados estão apresentados na tabela 28, onde se observa que o aquecimento inicial foi de 540°C e a temperatura foi aumentando progressivamente até 1300°C . A figura 69 apresenta o diagrama de idade *plateau* para a amostra, revelando um valor integrado de $21,57 \pm 0,10$ Ma.

Tabela 28 - Valores discriminados para cada isótopo de argônio liberado durante cada etapa de aquecimento gradual a uma taxa média de $J = 0,00069610 \pm 0,00000299$.

T (°C)	^{36}Ar	^{37}Ar	^{38}Ar	^{39}Ar	^{40}Ar	Age $\pm 2 \sigma$ (Ma)
540 °C	0,0000021	0,0048870	0,0000192	0,0020776	0,0291782	22,34 \pm 7,66
580 °C	0,0000205	0,0023110	0,0000356	0,0029346	0,0445174	20,19 \pm 5,45
620 °C	0,0000088	0,0043232	0,0000837	0,0067827	0,1025915	22,69 \pm 2,38
660 °C	0,0000415	0,0035114	0,0001327	0,0104044	0,1599028	21,79 \pm 1,57
700 °C	0,0000322	0,0035456	0,0001310	0,0117783	0,1778521	21,95 \pm 1,68
740 °C	0,0000828	0,0091910	0,0001750	0,0117079	0,1937514	22,25 \pm 1,47
780 °C	0,0000454	0,0063127	0,0001740	0,0120249	0,1800996	21,32 \pm 1,50
820 °C	0,0000167	0,0087808	0,0001806	0,0142601	0,2100857	22,14 \pm 1,19
900 °C	0,0000367	0,0194041	0,0002861	0,0231245	0,3373565	21,77 \pm 0,70
975 °C	0,0000274	0,0173923	0,0001939	0,0147729	0,2075586	20,87 \pm 1,19
1050 °C	0,0000960	0,0516696	0,0003876	0,0282751	0,4031068	20,57 \pm 0,74
1100 °C	0,0006941	0,5138309	0,0029201	0,2233093	3,3019231	21,58 \pm 0,10
1150 °C	0,0000905	0,1181742	0,0002009	0,0149285	0,2249029	21,44 \pm 1,14
1200 °C	0,0000666	0,0159118	0,0000258	0,0021836	0,0441978	18,10 \pm 8,43
1300 °C	0,0000776	0,0088711	0,0000317	0,0010902	0,0442281	30,73 \pm 15,64

Figura 70 - Diagrama de idade *plateau* para a amostra TRIM-04H – Monte Davis.

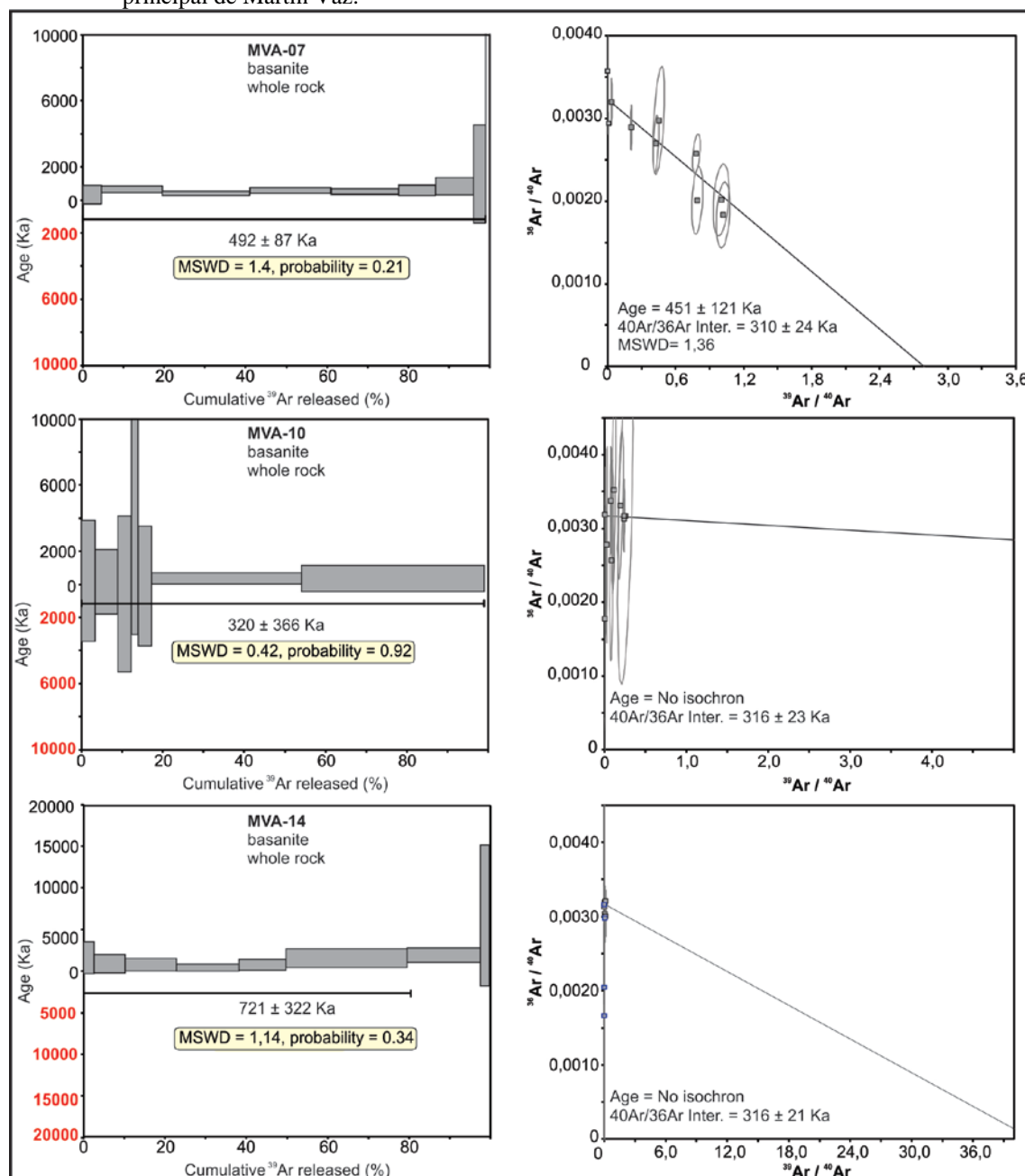


Fonte: O Autor, 2016.

95% do gás liberado pelo grão têm idades aproximadas e geraram uma idade integrada de $21,57 \pm 0,10$ Ma (MSWD = 1,04 e probabilidade de 0,41).

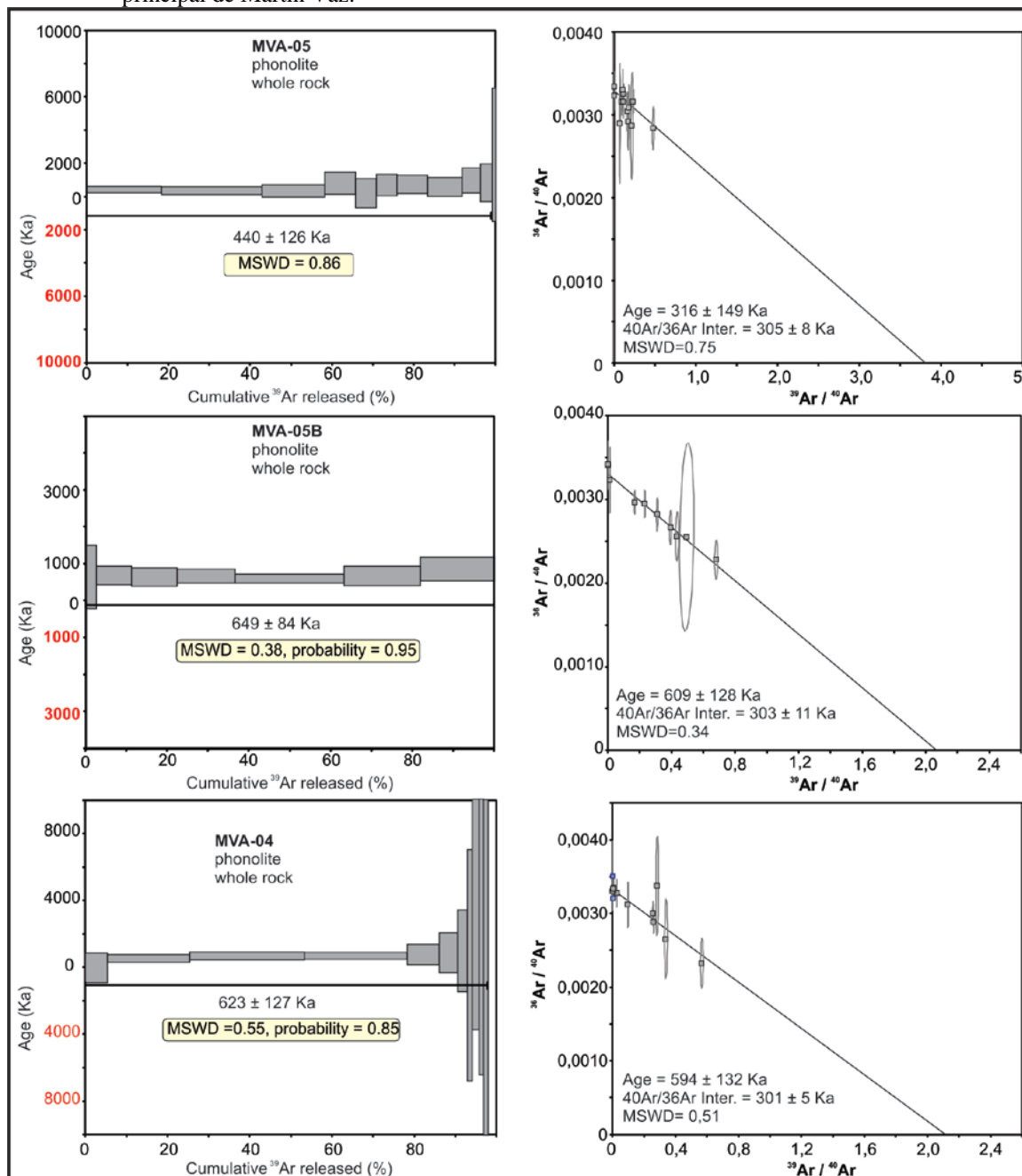
As figuras 70 e 71 apresentam um resumo das idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para as amostras nefelíticas e fonolíticas de Martin Vaz.

Figura 71 – Diagramas de idades *plateau* e isocrômica inversa para amostras do derrame nefelítico da ilha principal de Martin Vaz.



Fonte: O Autor, 2016.

Figura 72- Diagramas de idades *plateau* e isocrônica inversa para amostras das intrusivas fonolíticas da ilha principal de Martin Vaz.



Fonte: O Autor, 2016.

7 DISCUSSÕES

Algumas observações merecem destaque quanto às características da fonte destes magmas alcalinos insaturados da Cadeia Vitória-Trindade:

- a) lavas insaturadas (SiO_2 ~40 wt,%) e de alto TiO_2 (~4 wt,%);
- b) os montes Columbia, Dogaressa, Jaseur, Montague e o derrame ultramáfico da ilha principal de Martin Vaz apresentam altos teores de MgO (~14 wt,%) e Ni (~370 ppm), O monte Davis baixos teores de MgO (~4 wt,%) e Ni (<20);
- c) valores elevados de Nb (~90 ppm), Ta (~5,8 ppm), Zr (~341 ppm) e Hf (~7,2 ppm);
- d) as amostras apresentam forte anomalia negativa de Rb, K e P (figuras 47 e 49);
- e) três grupos distintos são observados ao analisarmos as relações entre Nb, Ba e Zr dos montes submarinos: Grupo A (Monte Davis) apresenta razões mais elevadas de Nb (~107 ppm); Grupo B (Monte Columbia) apresenta razões moderadas de Nb (~80 ppm) e Grupo C (Montes Dogaressa, Jaseur e Montague) apresenta razão mais baixa de Nb (~60 ppm) (figura 72); As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reiteram estes agrupamentos (figura 52) e a razão MgO/CaO (figura 76);
- f) razões Zr/Hf constante (~47) (tabela 21);
- g) todas as amostras são enriquecidas em LREE relativos ao condrito ($\text{La}/\text{Sm}_n = 2,39-4,19$; $\text{La}/\text{Yb}_n = 17,20-22,92$) apresentando padrões subparalelos;
- h) apresentam razões médias de Ba/Nb (~0,23), Zr/Nb (~3,8) e Y/Nb (~0,3) muito baixas;
- i) apresentam razão Nb/Ta subcondrítica (~15,4 – valor do condrito: $19,9 \pm 0,6$; média de OIB: $15,9 \pm 0,6$) e Zr/Hf supercondrítica (~47 – valor do condrito: $34,3 \pm 0,3$) (MÜNKER et al., 2003; PFÄNDER et al., 2012);

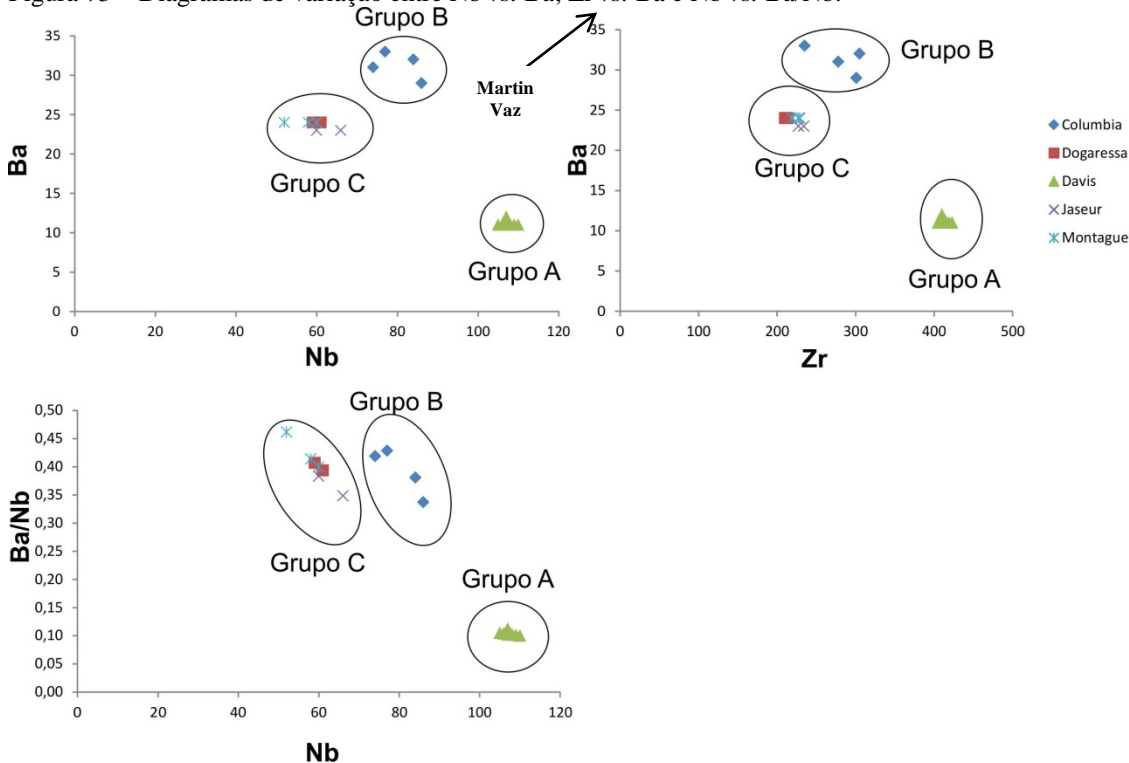
As fontes que deram origem as lavas dos montes submarinos apresentam *time-integrated values* of Sm/Nd e Rb/Sr, Respectivamente, mais baixa (Monte Davis) a relativamente mais alta (Monte Columbia) e baixa (Monte Davis, Dogaressa, Jaseur e Montague) a muito alta (Columbia) comparada ao BSE (figura 52).

Ao estudar as amostras destes montes submarinos vale ressaltar o ambiente marinho, cujos efeitos da alterabilidade devem ser levados em conta antes de tentar acessar a composi-

ção química do magma original e, assim, determinar a composição da fonte. Elementos incompatíveis imóveis (HUMPHRIS & THOMPSON, 1982) como Zr, Nb, Ta e Hf fornecem importantes *insights* petrogenéticos, diferentes dos elementos alcalinos e LILE, que são facilmente mobilizados.

As amostras analisadas apresentam baixa perda ao fogo (~1,8 wt.%) com exceção de duas amostras do derrame nefelinítico de Martin Vaz (P.F. ~4,5 wt.%), do monte Columbia (P.F. ~6 wt.%) e dos fonolitos de Martin Vaz (P.F. ~7,0 wt.%) e apresentam padrões de elementos terras-raras homogêneos (figuras 42 e 44). Cautela deve ser tomada ao analisar elementos maiores do monte Columbia, uma vez que fases secundárias foram encontradas nas vesículas como esmectita e uma fase hidratada rica em $MgO-Al_2O_3-SO_3$ (FODOR & HANNAN, 2000).

Figura 73 – Diagramas de variação entre Nb vs. Ba; Zr vs. Ba e Nb vs. Ba/Nb.



Legenda: Diagramas de variação para amostras dos montes submarinos de Columbia, Dogaressa, Davis, Jaseur e Montague – Cadeia Vitória-Trindade.

Fonte: O autor, 2016.

7.1 Origem de olivinas e núcleos verdes dos clinopiroxênios

7.1.1 Coeficiente de partição do Fe²⁺ e Mg²⁺ no Sistema olivina-líquido

Roeder e Emslie (1970) foram os primeiros a tratar a partição de Fe²⁺ e Mg entre olivina e líquido através de observações experimentais e naturais. Conduzindo experimentos em 1,0 atm em amostras de basaltos do Haváí, demonstraram que o coeficiente de partição (K_D) olivina-líquido Fe/Mg^{ol/liq} K_D ~ 0,30 ± 0,03 onde FeO e MgO referem-se à concentrações em peso (wt,%) e é independente da composição e da temperatura do líquido. Trabalhos posteriores indicam, através de experimentos variando a pressão, temperatura e a composição do líquido, que ocorre um efeito significativo no valor do coeficiente de partição (SACK et al., 1987; GEE & SACK, 1988). Contudo, o valor obtido por Roeder e Emslie (1970) é uma referência em termos de modelagem petrológica.

O coeficiente de partição Fe/Mg^{ol/liq} é dado através da relação da equação 4:

$$\text{Equação 4: } K_D = \frac{(X_{\text{FeO}}^{\text{Ol}}) (X_{\text{MgO}}^{\text{liq}})}{(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}) (X_{\text{MgO}}^{\text{Ol}})}$$

A tabela 29 sintetiza as razões obtidas para as olivinas presentes nos montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade.

Tabela 29 - Composição da olivina e a razão cristal/líquido assumindo Fe/Mg^{ol/liq} K_D ~ 0,3 obtidas da equação 4.

Equilíbrio cristal-líquido			
Monte	Líquido*	Cristal/líquido	FeO/MgO
Submarino			
Columbia	0,92	Ol/liq	0,99
Dogaressa	0,90	Ol/liq	1,12
Jaseur	1,07	Ol/liq	1,67
Montague	1,01	Ol/liq	1,68

*Onde Fe²⁺ é 85% de todo o Fe como FeO.
Fonte: O autor, 2016.

Os valores na tabela 29 foram obtidos através dos dados químicos de rocha total da tabela 21 substituindo os valores de FeO e MgO na equação 4. Assim sendo, obteve-se os valores da razão FeO/MgO para o líquido e para as respectivas olivinas presentes em rocha.

A composição dos fenocristais de olivina nos montes submarinos sugere um desequilíbrio com o líquido (tabela 29), uma vez que apresentam valores acima do esperado para o líquido em equilíbrio. Processos como alteração e acúmulo de clinopiroxênio podem baixar o número de magnésio do líquido, como o observado no monte Columbia (FeO/MgO ~0,92) mas não justifica a enorme discrepância observada nos demais montes.

7.1.2 Coeficiente de partição do níquel no Sistema olivina-líquido

Dentre os elementos traços e maiores, o níquel apresenta um comportamento único no que tange o mineral olivina: a sua compatibilidade. Ela é útil ao estudar a evolução das lavas, baseada no conteúdo de Ni que, por sua vez, é sensível ao fracionamento e acúmulo de olivina. Matzen et al., (2013) conduziram experimentos a fim de investigar o particionamento de Ni entre o líquido e a olivina de composição constante em um intervalo variado de pressão e temperatura. Tal experiência separou de maneira eficiente os efeitos da composição em relação à pressão e temperatura para um líquido com MgO igual a 18 wt.%, e demonstrou que o coeficiente de partição do Ni no sistema Ol-Liq diminui de 5,0 para 3,8 a medida que a temperatura e a pressão aumentam de 1400 para 1550°C e de 1-atm para 3,0 Ga, respectivamente. Com isso, ficou comprovado que o efeito da pressão e da temperatura, pode contribuir para a geração de olivinas de alto conteúdo de NiO, como observado nos basaltos havaianos e em outros basaltos de ilhas oceânicas, como àqueles presentes na cadeia Vitória-Trindade (figuras 32 e 37).

A partir de combinações entre os resultados e as equações de coeficiente de partição do Ni^{ol/liq}, demonstrou-se que quando um *melt* produzido em profundidade (3,0 GPa) é trazido para ambientes de mais baixa pressão (0,1GPa) e cristaliza olivinas de baixa pressão, têm um conteúdo de NiO relativamente mais alto (~0,43 wt, %) que as olivinas do manto peridotítico (0,36 wt,%) do qual o *melt* foi extraído. Este efeito pode contribuir para o teor alto de níquel nos fenocristais de olivinas magnesianas do Havá e de outros OIBs (MATZEN et al., 2013).

Hart e Davis (1978) mostraram que os teores de Ni no *melt* são sensíveis ao fracionamento de olivina e que basaltos de alto MgO, como por exemplo aqueles do vulcão Kilauea,

são improváveis de serem líquidos primários ricos em olivina, mas sim, o resultado do acúmulo de olivina.

A maioria dos fenocristais de olivina em MORB têm conteúdos de NiO entre 0,19 e 0,36 % peso, enquanto olivinas em espinélio peridotitos geralmente têm 0,31-0,43 wt.%, As olivinas de algumas ilhas oceânicas (ilhas havaianas, por exemplo) têm conteúdos de NiO superiores a 0,5 wt.% (SOBOLEV et al., 2005; 2007).

Dada a dificuldade de gerar olivinas de alto Ni por fusão parcial do manto peridotítico normal, alternativas têm sido propostas para explicar os fenocristais de olivina com estes teores elevados. Ryabchikov (2003) sugeriu que o teor de Ni da pluma do Hawaí foi elevado devido à interação com o núcleo da Terra.

Por outro lado, Sobolev et al., (2005; 2007) propuseram que a fusão parcial de eclogito rico em sílica reage com o peridotito para formas piroxenitos livres de olivina. Sem a presença desta fase mineral, o coeficiente de partição total do $\text{Ni}^{\text{ol-liq}}$ para o piroxenito é baixo, e, assim, *melts* com alto conteúdo de Ni podem ser produzidos durante processos posteriores de fusão parcial do piroxenito metassomatizado. Se este *melt* de alto-Ni é misturado com um *melt* “normal” proveniente de um manto peridotítico, é possível que ocorram olivinas em *melts* de teores moderados de níquel. Assim sendo, se $D_{\text{Ni}}^{\text{ol-liq}}$ é uma função da temperatura e pressão (MYSEN & KUSHIRO, 1979), olivinas com altos teores de Ni podem ser cristalizadas, seguindo a ascensão e resfriamento de *melts* de um manto peridotítico “normal” (MATZEN et al., 2009; PUTIRKA et al., 2011).

Desta maneira, observa-se nas olivinas dos melnefelinitos de Martin Vaz uma quantidade em %peso alta de NiO (maior que 0,35 wt.%) reiterando a ascensão de material mantélico profundo através da pluma de Trindade, uma vez que olivinas com alto teor de níquel requerem que o *melt* gerador da lava melnefelínica seja uma mistura do *melt* produzido em pressões mais altas (3,0GPa) com *melts* de mais baixas pressões, a exemplo de *melts* de um manto peridotítico “normal”.

7.1.3 Origem dos núcleos verdes de piroxênios

As lavas máficas presentes na Cadeia Vitória-Trindade apresentam uma ampla variação química dos clinopiroxênios (Tabela) e diferenças petrográficas importantes onde os mesmos contêm núcleos verdes anédricos e mantos euédricos com pleocroísmo variado e por vezes com textura poiquilítica, mais evidente nas lavas presentes na ilha principal de Martin Vaz, (figuras 20, 21, 24 e 25). Diagramas de Al^4/Al^6 da figura 40 indicam como cenários de cristalização para os clinopiroxênios:

- a) os cristais de clinopiroxênio de Martin Vaz apresentam uma mudança química do núcleo para a borda com um forte zoneamento dos grãos migrando de um núcleo anédrico cristalizado em um ambiente de alta pressão para uma borda euédrica cristalizada em pressão variada a medida que o magma ascende à superfície;
- b) os cristais dos montes submarinos onde a distinção petrográfica e química entre núcleo e borda é mais sutil comparado aos cristais da lava nefelinítica de Martin Vaz, foram cristalizados em um ambiente de mais alta pressão;

As análises das razões Al^4/Al^6 dos cristais de clinopiroxênios presentes nos nefelinitos de Martin Vaz, junto com a textura em peneira observada nos núcleos verdes (composição fassaítica ou diopsídica titanífera aluminosa ferrosa), sugerem que tais núcleos ricos em ferro foram cristalizados em um ambiente de pressão mais alta que a observada nas bordas mais ricas em magnésio e mais primitiva, reiterando o processo de reposição magmática. Estes núcleos anédricos ricos em ferro experimentaram forte reabsorção que pode ter ocorrido quanto a temperatura do magma na câmara aumentou devido a injeção de um magma mais primitivo que favoreceu a cristalização das bordas euédricas. Esta mistura magmática contriuiu para estas feições de desequilíbrio alternando períodos de crescimento, dissolução, reação e/ou falta de crescimento do mineral (DOBOSI & FODOR, 1992), onde refletem mudanças na composição total do líquido, temperatura, pressão e estado de oxidação (PEARCE & KOLLISNIK, 1990).

A feição observada no estudo petrográfico revela histórias pré-erutivas do magmatismo nefelinítico de Martin Vaz e representam uma história de mistura magmática e estágios múltiplos de cristalização fracionada, reiterando a hipótese de um estágio anterior ao da cris-

talização das bordas dos clinopiroxênios mais primitivos que de seus núcleos fassaíticos mais evoluídos.

Segundo Dobosi e Fodor (1992), a ocorrência das texturas e variações composicionais supracitadas evocam uma origem xenocrística dos núcleos verdes dos clinopiroxênios, que, em contrapartida, é derrubada pela ausência de outras fases, como as que ocorrem em xenólitos da encaixante. Markl et al., (2010) ao estudar a influência de fluidos metassomáticos sódicos transformando o manto peridotítico contendo granada e gerando produtos como clinopiroxênios e olivinas, cita a ocorrência de núcleos verdes de piroxênio ricos em ferro e contendo até 20% de componente aegerina.

Jung et al., (2006) citam a ocorrência de núcleos verdes nos piroxênios no maciço de Hoheifel, Alemanha, como oriundos de ambientes de alta pressão ou, pelo menos, de um processo de fracionamento polibárico, podendo ocorrer, caso este processo se dê em níveis crustais mais profundos, contaminação crustal.

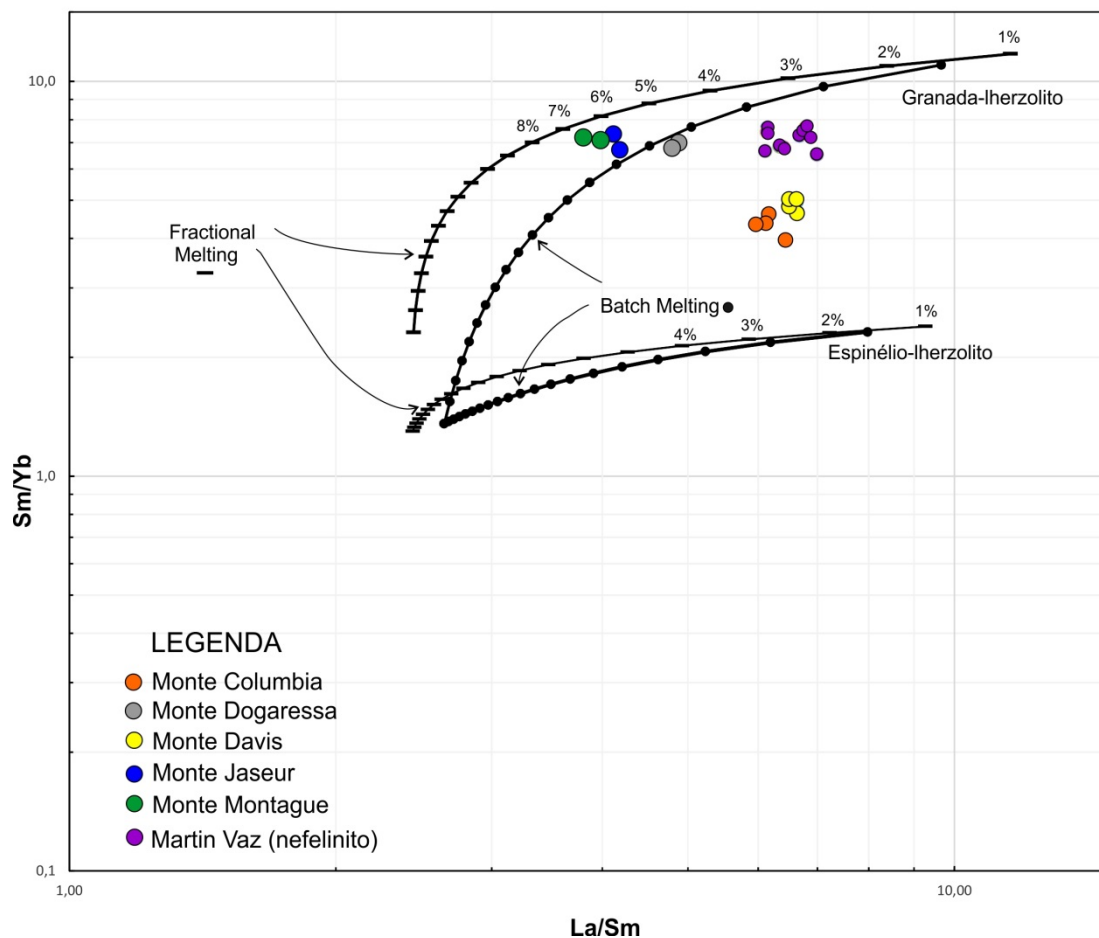
As mudanças químicas observadas em todos os cristais de piroxênios (montes submarinos e Martin Vaz) refletem o grau de estabilização dos piroxênios em alta pressão, que infere a correlação existente entre os coeficientes de partição observados e o conteúdo de SiO_2 , TiO_2 , K_2O e P_2O_5 no líquido, uma vez que a estabilização do piroxênio diminui a concentração de SiO_2 no líquido ao passo que aumenta o teor de elementos incompatíveis, refletindo, assim, uma significativa mudança na composição do líquido (SACK et al., 1987; SEAMAN et al., 2004).

7.2 Fusão parcial, metassomatismo e heterogeneidade da fonte.

Analisando a tabela 21 (composição de rocha total) observa-se uma abundância de elementos traços incompatíveis nos montes submarinos da cadeia Vitória-Trindade reiterando sua natureza insaturada em sílica, e sugerindo um baixo grau de fusão que gerou o magma parental ou do seu *melt* precursor (GIBSON et al., 1995).

Com o intuito de caracterizar a gênese dos magmas da Cadeia Vitória-Trindade, utilizou-se o diagrama das razões La/Sm e Sm/Yb indicando as curvas de *melt* obtidos a partir dos modelos não-modais de *batch* e *fractional melting* (figura 73).

Figura 73 – Diagrama de La/Sm versus Sm/Yb indicando as curvas de melt obtidas a partir de equações não-modais de *batch* e *fractional melting* (SHAW, 1970).



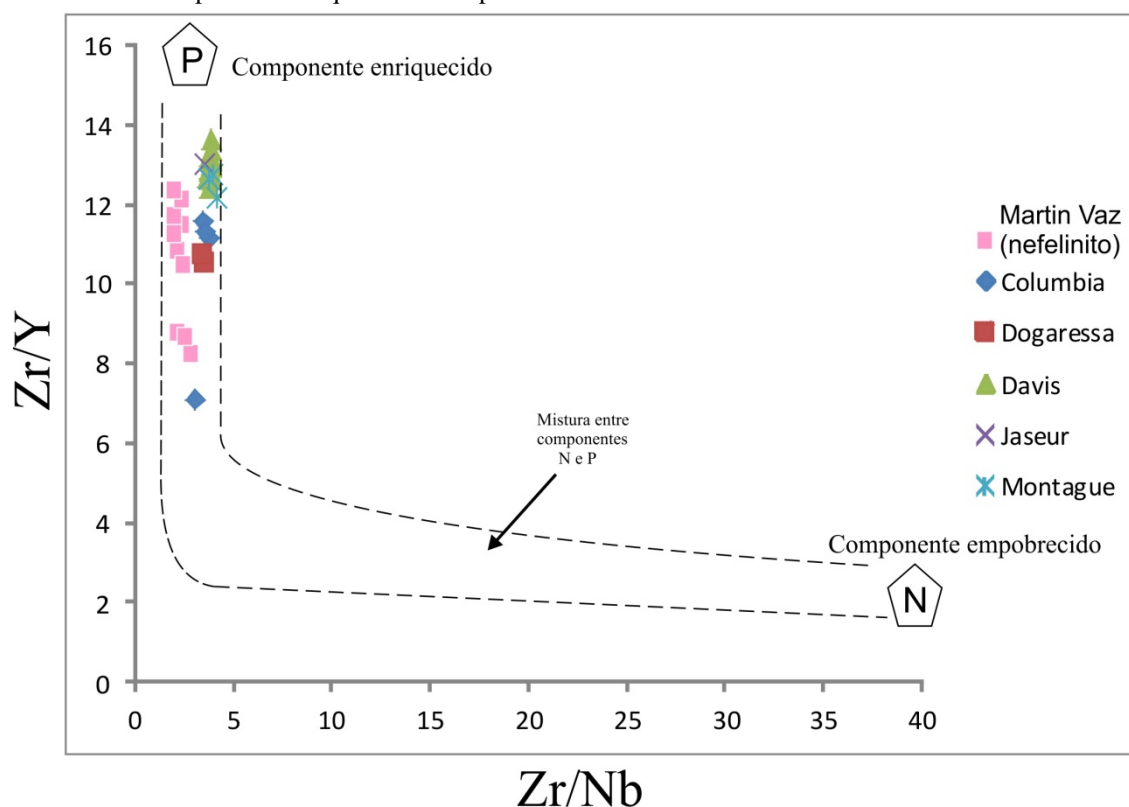
Legenda: Coeficientes de partição *melt/cristais* foram obtidos de Adam e Green (2006); laTourrette et al., (1995); McKenzie e O’Nions, (1991; 1995). As fontes são granada-Iherzolito (moda - cpx: 0,20; opx: 0,15; ol: 0,55; gt: 0,10; melt -) e espinélio-Iherzolito (cpx: 0,20; opx: 0,15; ol: 0,55; sp: 0,10 (ALDANMAZ et al., 2006). Composição da fonte (La 6,30; Sm 2,60; Yb 2,37 – E-MORB, SUN & MCDONOUGH, 1989).

Fonte: O autor, 2016.

A partir dos testes de modelamento geoquímico, estes magmas ultramáficos e máficos podem ser interpretados como oriundos de uma fusão parcial de ~2,0-7,0% de um granada-espinélio Iherzolito, cuja proporção entre a granada e o espinélio é variável (ver ANEXO E, destacado em vermelho). Além disto, a interação entre material mantélico enriquecido e empobrecido tem sido sugerida como fonte dos OIB e suas composições variadas de elementos-traço (FODOR & VETTER, 1984; FODOR et al., 1985). Esta característica pode ser assegurada para as lavas dos montes submarinos e da ilha principal de Martin Vaz, onde há uma forte influência do componente enriquecido e uma pequena porção do componente empobrecido (figura 74). O modelo exemplificado na figura 73 sugere *melts* provenientes do granada-Iherzolito, com mínima participação do espinélio-Iherzolito. O limite de transição entre estes

dois campos é em torno de 2,5-3,0 Gpa, aproximadamente 75-90 Km (MCKENZIE e BICKLE, 1988; JUNG et al., 2006).

Figura 74 – Razão Zr/Nb e Zr/Y dos montes submarinos e da ilha de Martin Vaz representativa da mistura de componentes enriquecidos e empobrecidos.



Legenda: Diagrama baseado em curvas de mistura hiperbólica (para detalhes veja: LE ROEX et al., 1983; FODOR & VETER, 1984; FODOR et al., 1985; HUMPHRIS et al., 1985), Modificado de FODOR et al., (1989).

Fonte: O autor, 2016.

O forte fracionamento dos elementos terras-raras pesados nos montes Dogoressa, Jaseur, Montague e na ilha de Martin Vaz (nefelinitos) $Dy/Yb > 2,0$, sugere que as lavas foram oriundas do granada peridotito, enquanto que as lavas presentes nos montes Columbia e Davis (ETR_P; $Dy/Yb < 2,0$), representam uma mistura de fonte entre o granada e o espinélio-lherzolito.

O metassomatismo do manto tem sido, geralmente, associado a líquidos silicáticos e/ou a líquidos carbonatíticos (RUDNICK et al., 1993; KOGARKO, 2005), cujo resultado concomitante ao aumento das razões La/Yb , Zr/Hf e CaO/Al_2O_3 reiteram a presença deste último líquido como fonte do enriquecimento de mantos peridotíticos. Ao analisar estas razões nos magmas geradores dos montes submarinos, observa-se uma baixa razão de La/Yb , Zr/Hf e CaO/Al_2O_3 , excluindo um predomínio do fluido carbonatítico como precursor do enriquecimentos em ETR da fonte.

Niu et al., (2012) propuseram um modelo para geração de magma mantélico enriquecido através do espessamento da crosta oceânica com o tempo, pela acreção de material da zona de baixa velocidade e a ascensão de uma parcela de material mantélico por decompressão (NIU & O'HARA 2003; 2009; HUMPHREYS & NIU, 2009 e NIU et al., 2012), a partir de um modelo para a petrogênese de magmas basaníticos e nefeliníticos altamente enriquecido pelo metassomatismo.

A contaminação carbonatítica de fontes peridotíticas produzem razões altas de forte fracionamento Zr/Hf em qualquer *melt* resultante (WOODHEAD, 1996; CHAUVEL et al., 1997), contrastando com a média de basaltos do tipo MORB, derrames basálticos e algumas lavas do tipo OIB (~33-49) (WEAVER, 1991; DUPUY et al., 1992; WOODHEAD, 1996; LE ROEX et al., 2010; HASTIE et al., 2011) (figura 77). As amostras da Cadeia Vitória-Trindade apresentam dois grupos litológicos distintos: àqueles dos montes submarinos, cujos diagramas normalizados pelo condrito de Boynton (1985) e pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995), não apresentam anomalia negativa de Ti e baixas a moderadas razões Zr/Hf (~35,9-53,6) e outro grupo referente ao derrame nefelinítico de Martin Vaz, que apresentam anomalia negativa de Ti e razões mais altas de Zr/Hf (46,1-93,8). O segundo grupo apresenta características esperadas para fontes mantélicas metassomatizadas por *melts* carbonatíticos (WOODHEAD, 1996; CHAUVEL et al., 1997). Além disso, segundo Hastie et al., (2011), fluidos carbonatíticos permitem a migração, através de fluxos ascendentes, de $ETR_L (>> 100)$, aumentando, assim, sua concentração no *melt* (NAKAMURA & TATSUMOTO, 1988, DUPUY et al., 1992; HAURI et al., 1993, 1994; WOODHEAD, 1996; CHAUVEL et al., 1997).

Griffin et al., (1988) e O'Reilly e Griffin (1988) sugerem que o metassomatismo no manto litosférico é gerado por componentes voláteis liberados pela cristalização de veios de magmas básicos alcalinos (derivados da astenosfera). Esta liberação de componentes voláteis favorecerá o enriquecimento em elementos incompatíveis que, dependendo das condições de temperatura e pressão, precipitarão e formar-se-á uma sequência de cristalização dependente da estabilidade de cada mineral, e seu enriquecimento se dará a partir do coeficiente de partição mineral/fluido.

As idades-modelo de Nd (tabelas 23 e 24) sugerem que os eventos de enriquecimento metassomáticos se deram num período entre 620-400 Ma, indicando que o fracionamento de Sm/Nd se deu durante a gênese do *melt* gerador das lavas (THOMPSON et al., 1998). As lavas presentes nos montes submarinos e em Martin Vaz apresentam razões isotópicas altas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e baixas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figura 52; tabela 24), típico de rochas do tipo OIB, Possuem

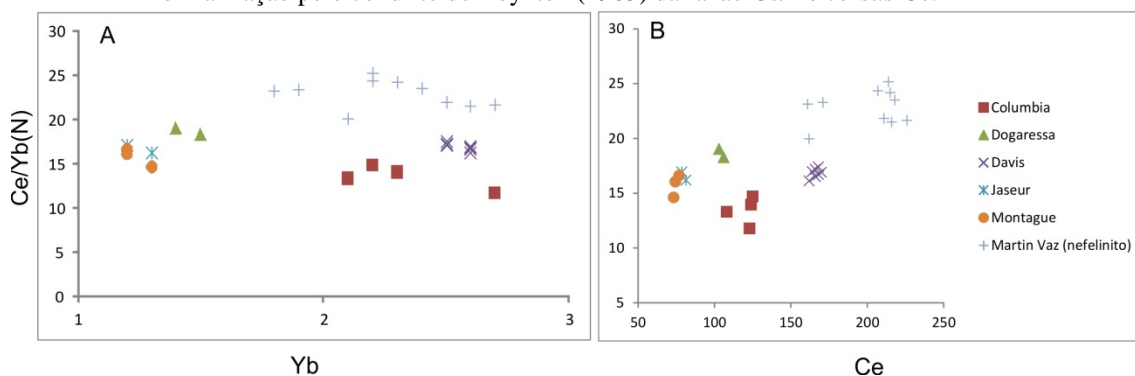
uma variação restrita de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512622-0,512820) e baixas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70365-0,70403) por toda a cadeia, indicando que as fontes mantélicas destes magmas alcalinos prevaleceram isotopicamente homogêneas durante a formação destas lavas.

Segundo Bongiolo et al., (2015), a partir de dados comparativos de Rollinson (1992), é possível gerar lavas com composição química referente aos elementos terras-raras similar com as lavas nefeliníticas através da fusão parcial de 0,1-7% do granada lherzolito. Dasgupta et al., (2005) estimam a geração de magmas nefeliníticos a partir de 1-5% fusão parcial de um lherzolito rico em TiO_2 contendo 0,1-0,24 wt, % de CO_2 .

Um diagrama La/Sm versus Sm/Yb é muito útil ao distinguir melts provenientes dos campos de estabilidade da granada ou do espinélio lherzolito, uma vez que a granada fraciona os elementos terras-raras pesados. A mistura entre estas duas fontes produziria trends lineares (figura 73). Os nefelinitos de Martin Vaz são provenientes de 1-2% de fusão parcial de um granada lherzolito ($\text{La}/\text{Sm} \sim 6,5$; $\text{Sm}/\text{Yb} \sim 7,5$). Os melanefelinitos dos montes submarinos são originados a partir da fusão parcial do granada-lherzolito de 3% (Dogaressa – $\text{La}/\text{Sm} \sim 4,8$ / $\text{Sm}/\text{Yb} \sim 6,9$), 3-4% (Jaseur e Montague – $\text{La}/\text{Sm} \sim 4$; $\text{Sm}/\text{Yb} \sim 7,1$). Columbia e Davis ($\text{La}/\text{Sm} \sim 6,2$; $\text{Sm}/\text{Yb} \sim 4,3$) são originados a partir da fusão de 1-2% de uma mistura entre o granada e o espinélio-lherzolito (ANEXO E).

As amostras dos montes submarinos e de Martin Vaz apresentam um forte fracionamento dos elementos terras-raras pesados: Martin Vaz $\text{Dy}/\text{Yb} > 3,5$ e os montes submarinos de Davis, Dogaressa e Columbia $\text{Dy}/\text{Yb} > 2,2$ e Jaseur e Montague $\text{Dy}/\text{Yb} > 3,6$. Fusão parcial no campo da estabilidade do espinélio-lherzolito produziria uma correlação positiva entre $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$ e Yb (JUNG et al., 2006). Os montes submarinos e a ilha principal de Martin Vaz apresentam uma correlação negativa de $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$ e Yb (figura 75) e uma correlação positiva no diagrama $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$ e Ce. Segundo Jung et al., (2006) estas características indicam que: (i) os melanefelinitos, nefelinitos e tefritos foram gerados por fontes com padrão similar de enriquecimento em terras-raras leve; (ii) a variação na concentração de terras-raras pesados (Yb) é relacionada a mudança no grau de fusão parcial; (iii) e o enriquecimento em terras-raras leves indica uma participação maior da influência do espinélio na fonte, reiterado pelas baixas razões de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e La/Yb (tabela 21). Para as amostras de Martin Vaz, observa-se altas razões de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e de La/Yb (tabela 21), sugerindo uma participação maior da fusão no campo de estabilidade do granada-lherzolito.

Figura 525 – Diagrama A de $(Ce/Yb)_N$ normalizado pelo condrito de Boynton (1985) versus Yb, Diagrama B é a normalização pelo condrito de Boynton (1985) da razão Ce/Yb versus Ce.

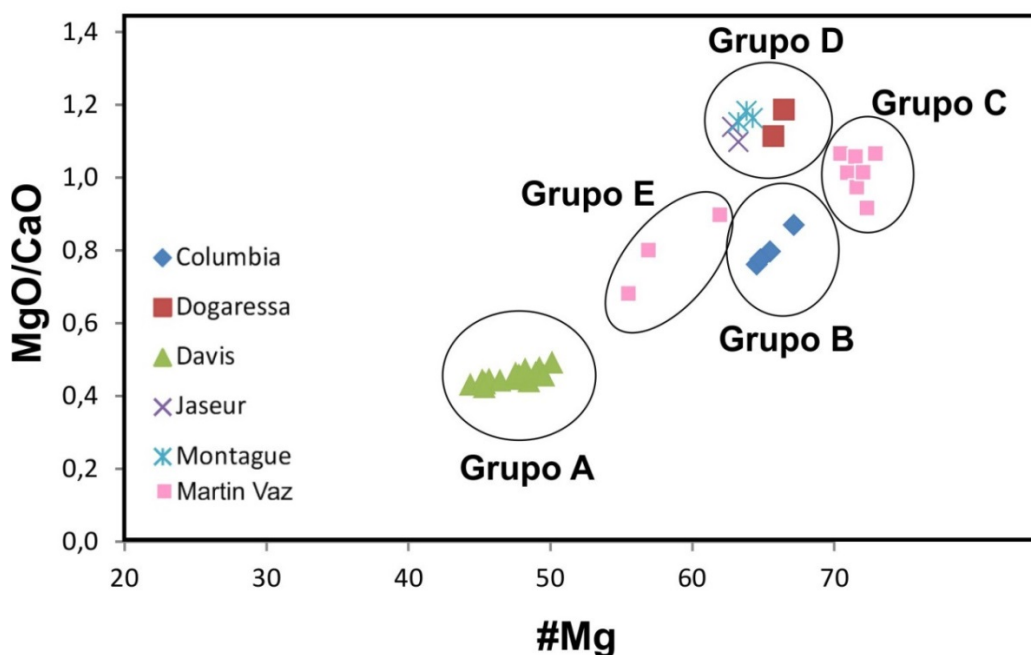


Legenda: Modificado de Jung et al., (2006).

Fonte: O autor, 2016.

Os variados graus de fusão parcial podem ser melhor visualizados na figura 76 quando são correlacionados o número de magnésio e a razão entre MgO e CaO. Os agrupamentos presentes na figura abaixo reiteram os variados graus de fusão obtidos através do modelamento geoquímico no diagrama de La/Sm por Sm/Yb (figura 73).

Figura 76 – Variação entre $Mg^\#$ e MgO/CaO dos montes submarinos da cadeia Vitória-Trindade.



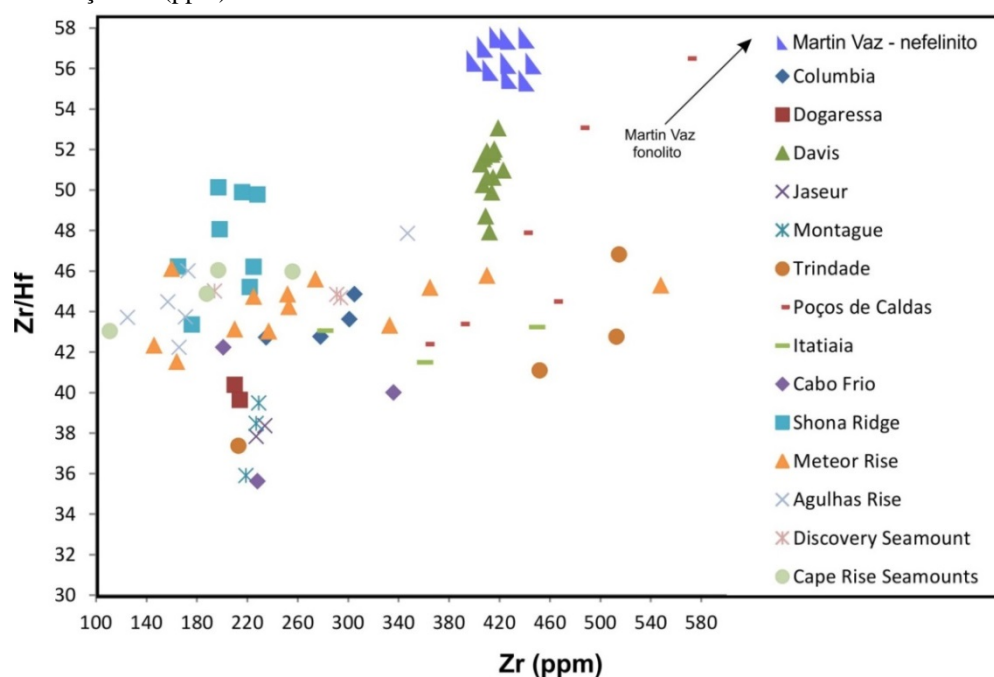
Fonte: O autor, 2016.

David et al., (2000; 2001) mostraram uma forte correlação entre o Zr e Hf para OIBs de diversas localidades do mundo (figura 77), sugerindo que a variação destes elementos incompatíveis imóveis são, principalmente, controladas pelo processo de fusão parcial ou heterogeneidade da fonte. Comparando com a razão Zr/Hf de MORB (~36; K. DAVID et al., 2000; 2001), a razão Zr/Hf do OIB da Cadeia Vitória-Trindade (~46) apresenta uma razão

maior, sendo interpretada como um reflexo do grau de fusão em vez de heterogeneidade da fonte, uma vez que $D_{Zr} < D_{Hf}$ em anfibólitos e clinopiroxênios onde os coeficientes de partição deste elementos diminui a medida que a pressão aumenta (FUJINAWA & GREEN, 1996; 1997; DAVID et al., 2000; 2001) (figura 77). Contudo, as variações de certos elementos traços (Zr/Hf; Zr/Nb) e a variação isotópica restrita da fonte, reiteram a ideia desta diversidade química estar atrelada a variação do grau de fusão parcial em vez de corresponder à uma heterogeneidade da fonte.

No diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da figura 52 mostra as amostras plotadas em um campo de mistura que se estende desde o DM (*depleted mantle*) até o EM (*Enriched mantle*), no quadrante empobrecido em direção ao *Bulk Silicate Earth* (BSE) indicando, assim, uma história da fonte mantélica relacionada com o tempo de depleção em elementos incompatíveis, sugerindo que o processo de enriquecimento metassomático que deu origem às lavas presentes na cadeia Vitória-Trindade é um evento recente e não um ciclo antigo de enriquecimento da fonte.

Figura 77 – Relação Hf (ppm) versus Zr/Hf das amostras dos montes submarinos da Cadeia Vitória-Trindade.



Legenda: Comparação com as alcalinas da Província Ígnea Serra do Mar (THOMPSON et al., 1998), dos monte submarinos do sistema de cadeias assísmicas Shona e Discovery (LE ROEX et al., 2010) e da Ilha da Trindade (SIEBEL et al., 2000).

Fonte: O autor, 2016.