

5 – LITOGEOQUÍMICA DOS DIABÁSIOS DA REGIÃO DE UBATUBA

5.1 – Introdução

Vinte e sete amostras de diabásios provenientes da região de Ubatuba, Caraguatatuba, Ilha Anchieta e São Sebastião, do Enxame de Diques da Serra do Mar, foram selecionadas para as análises litogeoquímicas neste trabalho. Os resultados foram obtidos pelo pacote 4litho no laboratório Actlabs (*Activation Laboratories Ltd*), no Canadá, e estão apresentados no **Anexo D**.

Os resultados litogeoquímicos compreendem: 1) elementos maiores, sob a forma de óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e PF (perda ao fogo), 2) elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr, V, Co e Sc), elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e U, Th e Hf (Tabela 6). Os elementos maiores são expressos em percentagem de peso (%peso) de seus óxidos, enquanto que os elementos traços são expressos em partes por milhão (ppm). Os dados litogeoquímicos destas amostras serão apresentados e interpretados neste capítulo. A interpretação geoquímica foi baseada, fundamentalmente, na utilização de *softwares* adequados, visando a discriminação de séries, classificação de rochas, cálculo da norma CIPW e interpretação petrogenética. Os métodos analíticos e valores de precisão e exatidão são apresentados no **Anexo D**.

Tabela 6 – Valores máximos, mínimos, médias, desvios-padrão e coeficientes de variação de óxidos e elementos dos diabásios do EDSM da área de estudo.

Fe_2O_3^t = ferro total sob a forma de ferro férrico; PF = perda ao fogo; e n = número de amostras.

Amostra	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Coeficiente de Variação	n
SiO_2	40,57	59,88	50,23	4,42	0,09	27
TiO_2	1,11	4,57	3,17	0,76	0,24	27
Al_2O_3	11,10	14,12	13,00	0,63	0,05	27
Fe_2O_3^t	8,95	15,50	13,44	1,80	0,13	27
MnO	0,10	0,23	0,18	0,03	0,17	27
MgO	1,93	10,52	4,79	2,10	0,44	27
CaO	3,79	13,10	7,70	1,89	0,25	27
Na_2O	2,10	3,52	2,89	0,40	0,14	27
K_2O	0,55	4,62	2,05	0,94	0,46	27
P_2O_5	0,22	1,15	0,63	0,23	0,36	27
PF	-0,33	8,56	1,44	2,19	1,52	27
Total	98,16	100,80	100,07	0,64	0,006	27
Ni	300,00	390,00	333,33	49,33	0,15	3
Cr	20,00	610,00	160,00	178,21	1,11	15
Co	21,00	73,00	52,43	10,77	0,21	27
Sc	11,00	38,00	24,43	5,61	0,23	27
V	112,00	506,00	358,68	103,41	0,29	27
Ba	203,00	1338,00	663,21	290,97	0,44	27
Rb	12,00	124,00	52,00	25,29	0,49	27
Sr	273,00	1333,00	639,82	238,77	0,37	27
Y	18,00	48,00	34,75	8,92	0,26	27
Zr	87,00	487,00	274,43	90,01	0,33	27
Nb	14,00	87,00	33,39	15,56	0,47	27
La	14,00	101,00	47,77	21,00	0,44	27
Ce	29,10	208,00	103,05	42,28	0,41	27
Pr	3,77	25,50	13,50	5,13	0,38	27
Nd	14,60	77,30	47,99	15,98	0,33	27
Sm	3,50	14,10	10,09	2,92	0,29	27
Gd	3,90	11,60	9,11	2,20	0,24	27
Tb	0,70	1,80	1,43	0,33	0,23	27
Dy	4,30	10,10	7,86	1,84	0,23	27
Ho	0,80	1,90	1,41	0,35	0,24	27
Er	2,10	5,00	3,68	0,94	0,25	27
Tm	0,28	0,69	0,50	0,13	0,27	27
Yb	1,50	4,10	2,92	0,82	0,28	27
Lu	0,19	0,56	0,41	0,12	0,30	27
Hf	2,20	11,50	6,77	2,13	0,31	27
Th	1,20	15,20	5,51	2,98	0,54	27
U	0,20	3,40	1,30	0,68	0,52	27

Os valores de perda ao fogo (PF) das amostras selecionadas para este estudo variam consideravelmente. Das vinte e sete amostras, apenas cinco tem valores acima de 2% peso. Como uma aproximação, o valor de perda ao

fogo (PF) das rochas pode ser uma indicação do grau de alteração. Rochas com valores elevados de PF ($>2\%$ peso) são, geralmente, mais alteradas do que aquelas com valores abaixo de 2% peso (Irvine & Baragar, 1971). Regelous (1993) afirma que os diabásios relativamente inalterados e sem matriz vítrea com $PF < 2\%$ peso do Enxame de Diques de Ponta Grossa não teriam sido afetados extensivamente por alteração *subsolidus* e intemperismo. Em contraste, tais processos teriam afetado, aparentemente, assinaturas geoquímicas em amostras vítreas com valores acima de 2% peso de PF no mesmo enxame.

Entretanto, deve ser ressaltado que as determinações de PF são susceptíveis a erros significativos de medidas em consequência, por exemplo, do ganho do peso devido à oxidação do ferro ferroso (Lechler & Desilets, 1987). Mesmo assim, os valores de PF podem ser usados como critério de identificação de amostras alteradas, com alguma confiança, no caso das rochas que contêm volumes relativamente pequenos de fases hidratadas, como basaltos. Deste modo, excluindo-se as amostras com $PF > 2\%$ peso (amostras SSE-JJ-6B, UBA-B-4B, CAR-RS-27A, CAR-RS-27B e SSE-RS-29F, com PF igual a 2,77; 5,23; 5,36; 5,91 e 8,56 respectivamente), pode-se considerar as demais amostras estudadas nesta dissertação de mestrado como minimamente alteradas.

Das 27 amostras estudadas, 26 apresentam totais dos óxidos dentro do intervalo entre 99% e 101% peso, geralmente considerado satisfatório para análises geoquímicas de rocha total. As amostras UBA-II-24A e SSE-RS-29F) tem totais fora desse intervalo, respectivamente iguais a 98,16% peso e 98,81% peso. Contudo, estas amostras foram utilizadas neste trabalho, com atenção especial para possíveis discrepâncias que elas poderiam causar.

O cálculo de coeficientes de variação (obtido pela divisão do desvio padrão pela média) foi feito para se ter uma estimativa da qualidade das análises (Tabela 6). Valores elevados de coeficiente de variação podem indicar:

- 1) Erro analítico, que pode ser testado com dados de precisão e exatidão; **(Anexo E)**;
- 2) Alteração (isso pode ser testado pela checagem dos valores de PF e pelas variações dos elementos traços incompatíveis imóveis (p. ex. Y, Zr e Nb);
- 3) Existência de mais de uma suíte magmática;

Estas três possibilidades foram investigadas durante a fase de interpretação dos dados.

5.2 – Discriminação de séries magmáticas

A discriminação de séries magmáticas pode ser feita com base nos elementos maiores, tais como os álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), SiO_2 , FeO e MgO . O diagrama binário TAS (total de álcalis *versus* sílica) é freqüentemente utilizado para discriminar rochas das séries alcalina e subalcalina (Figura 36). Da mesma forma, o diagrama ternário AFM é utilizado para discriminar afinidades toleíticas e calcioalcalinas para séries transicionais ou subalcalinas (Figura 37). A maioria das amostras estudadas, (22 de um total de 27), plota no campo subalcalino e mostra afinidade toleítica.

A afinidade toleítica é corroborada pela presença de hiperstênio e ausência de nefelina na norma CIPW nas amostras estudadas, com exceção de duas (SSE-JJ-6B e SSE-RS-29F) que apresentam nefelina normativa, sendo, portanto, classificadas como basaltos alcalinos (Tabela 6).

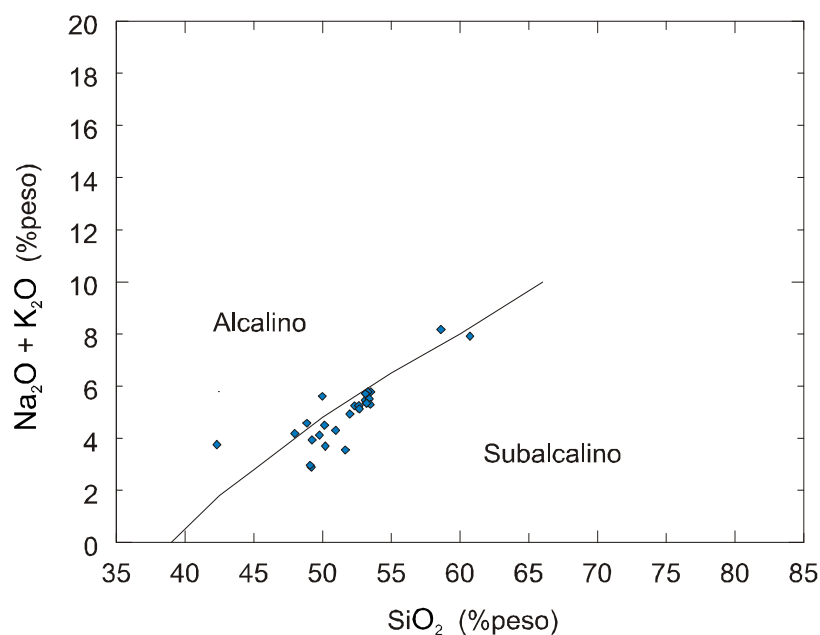


Figura 36 - Diagrama TAS (Total de Álcalis *versus* Sílica) de discriminação de séries (Irvine & Baragar, 1971) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica.

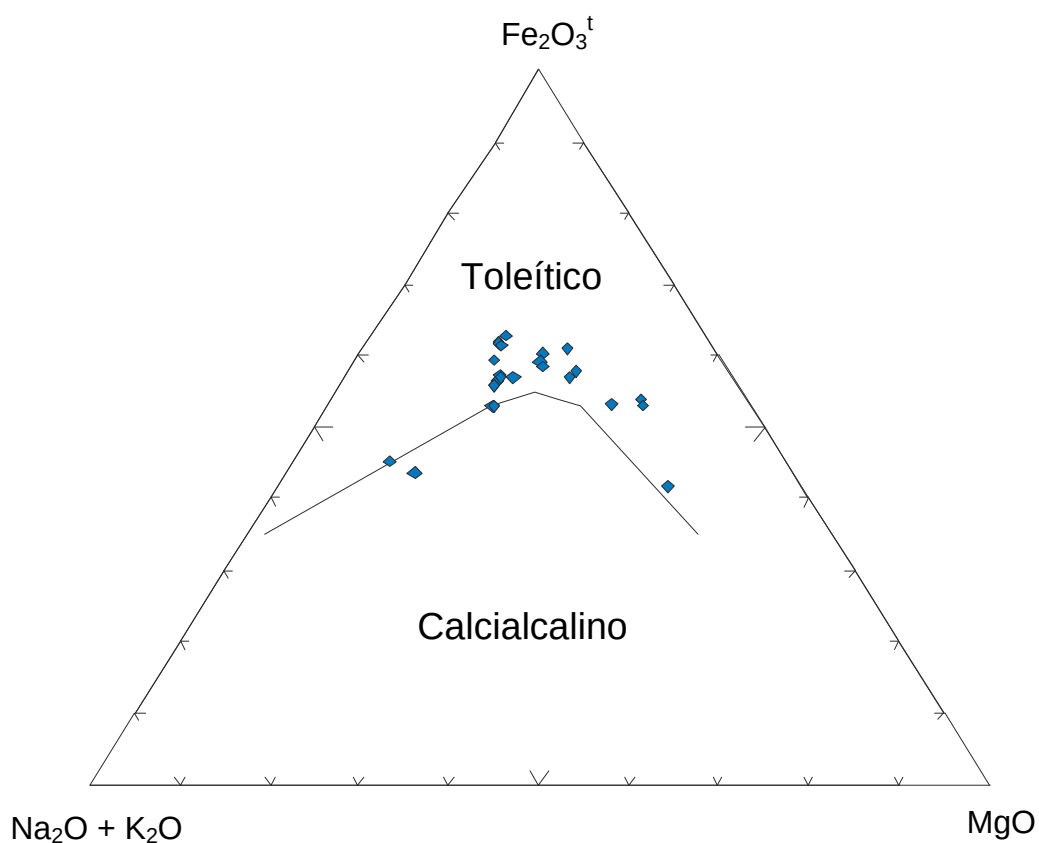


Figura 37 - Diagrama AFM de discriminação de séries toleíticas e calcialcalinas de Irvine & Baragar (1971) para os diabásios estudados. Dados trabalhados em %peso e recalculados para 100% em base anídrica.

Tabela 7 - Valores da norma CIPW, incluindo máximos, mínimos, médias e desvios-padrão. Todos os valores são expressos em %peso e a razão $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ utilizada é a sugerida por **Cox et al. (1979)**, ou seja, de 0,85. Os minerais normativos são os seguintes: Q = quartzo, Or = ortoclásio, Ab = albita, An = anortita, Ne = nefelina, Di = diopísídio, Hy = hiperstênio, Ol = olivina, Mt = magnetita, Il = ilmenita e Ap = apatita.

Amostras	Q	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Ol	Mt	Il	Ap	Total
IAN-III-7A	6,15	13,2	25,49	14,63	0	13,37	15,51	0	3,32	6,88	1,60	100,15
CAR-III-13A	5,60	15,95	26,64	16,22	0	11,02	13,50	0	2,0	6,76	1,96	100,25
CAR-III-13B	5,27	16,02	26,44	16,34	0	10,61	14,16	0	2,63	6,82	1,95	100,26
CAR-RS-27A	0	3,48	19,83	22,92	0	18,29	25,16	2,39	3,28	4,20	0,56	100,10
CAR-RS-27B	0	4,29	19,22	23,58	0	16,00	26,17	2,72	3,24	4,28	0,59	100,10
IAN-II-1B	3,90	9,27	23,63	18,60	0	16,41	17,17	0	3,27	6,53	1,36	100,15
UBA-RS-30A	5,26	13,07	28,01	15,31	0	12,62	14,70	0	2,90	6,33	2,01	100,19
UBA-RS-30B	5,61	13,38	28,12	15,21	0	11,68	15,11	0	2,88	6,2	2,01	100,20
IAN-II-8A	0,48	12,01	30,82	14,01	0	11,41	17,64	0	3,20	7,83	2,84	100,26
IAN-II-8B	11,9	26,98	28,97	8,47	0	5,57	10,73	0	1,99	3,93	1,75	100,26
IAN-II-25A	5,45	13,45	25,77	14,34	0	14,09	15,26	0	3,37	6,88	1,56	100,15
IAN-II-25B	6,29	14,06	24,97	14,37	0	12,55	16,06	0	3,37	6,93	1,57	100,15
IAN-III-7B	5,98	12,92	23,79	15,3	0	14,59	15,55	0	3,42	7,07	1,52	100,15
IAN-III-10B	0	5,61	22,33	21,00	0	17,22	23,09	5,75	2,45	2,12	0,53	100,09
MAR-JJ-01	7,05	27,71	30,18	7,52	0	8,10	11,38	0	2,06	4,59	1,66	100,24
PIC-I-20B	3,04	9,61	24,97	19,63	0	12,60	17,80	0	3,22	7,65	1,65	100,16
UBA-RS-31B	6,65	13,02	26,80	15,95	0	11,66	14,87	0	2,89	6,31	2,04	100,19
SSE-JJ-6B	0	8,56	1,21	24,2	10,20	31,94	0	13,30	3,20	5,64	2,02	100,25
UBA-I-12B	0,45	9,33	25,88	18,15	0	18,65	14,41	0	3,21	8,88	1,22	100,17
SSE-RS-29F	0	8,67	22,64	26,40	0,39	17,07	0	17,40	2,41	4,12	1,04	100,17
UBA-I-4D	2,04	6,12	22,94	21,35	0	19,09	19,18	0	3,36	5,10	0,90	100,09
UBA-I-31	6,56	13,62	26,32	14,52	0	13,66	13,75	0	3,08	7,07	1,59	100,17
UBA-I-32	6,44	13,22	25,08	14,88	0	13,44	15,30	0	3,29	6,96	1,55	100,16
UBA-I-6A	5,88	12,91	27,42	15,76	0	11,84	15,11	0	2,91	6,37	2,00	100,19
UBA-II-24A	1,35	8,99	22,54	20,05	0	17,00	19,22	0	3,20	6,83	0,96	100,08
UBA-II-24B	1,13	8,01	22,37	20,55	0	16,70	19,96	0	3,29	7,25	0,87	100,13
UBA-I-6B	4,66	13,97	28,87	14,33	0	12,33	14,72	0	2,88	6,42	2	100,20
Máximo	11,9	27,71	30,82	26,40	11,5	38,42	26,17	17,4	3,42	8,88	2,84	100,26
Mínimo	0	0	0	7,52	0	5,57	0	0	1,99	2,12	0,53	100,08
Média	3,97	12,13	24,49	17,17	0,39	14,43	15,39	1,54	3,00	6,15	1,53	100,17
Desvio Padrão	3,06	5,55	5,48	4,42	1,96	4,75	5,74	4,22	0,40	1,46	0,55	0,05
Coeficiente de Variação	0,77	0,45	0,22	0,25	5,02	0,33	0,37	2,74	0,13	0,23	0,36	0,0005

As concentrações de hiperstênio normativo chegam a 26,17 %peso, com valor médio de $15,39 \pm 5,74$ %peso (Tabela 7). A grande maioria das amostras (22 em um total de 27) constitui um grupo de quartzo toleítos. Contudo, outras três amostras estudadas têm olivina e hiperstênio normativos (e ausência de quartzo), o que as inclui em um grupo de olivina toleítos. Entre os olivina toleítos, a olivina normativa varia de 2,39 %peso a 17,42 %peso, com média em 8,31 %peso. A presença de quartzo normativo na maioria das amostras indica o caráter evoluído desta série.

5.3 – Classificação química das rochas estudadas

A classificação química das amostras foi baseada no diagrama TAS de **LeMaitre (1989)**. As amostras dos diques mapeados nesta dissertação classificam-se como basaltos, traquibasaltos, traquiandesitos basálticos e traquiandesitos (Figura 38).

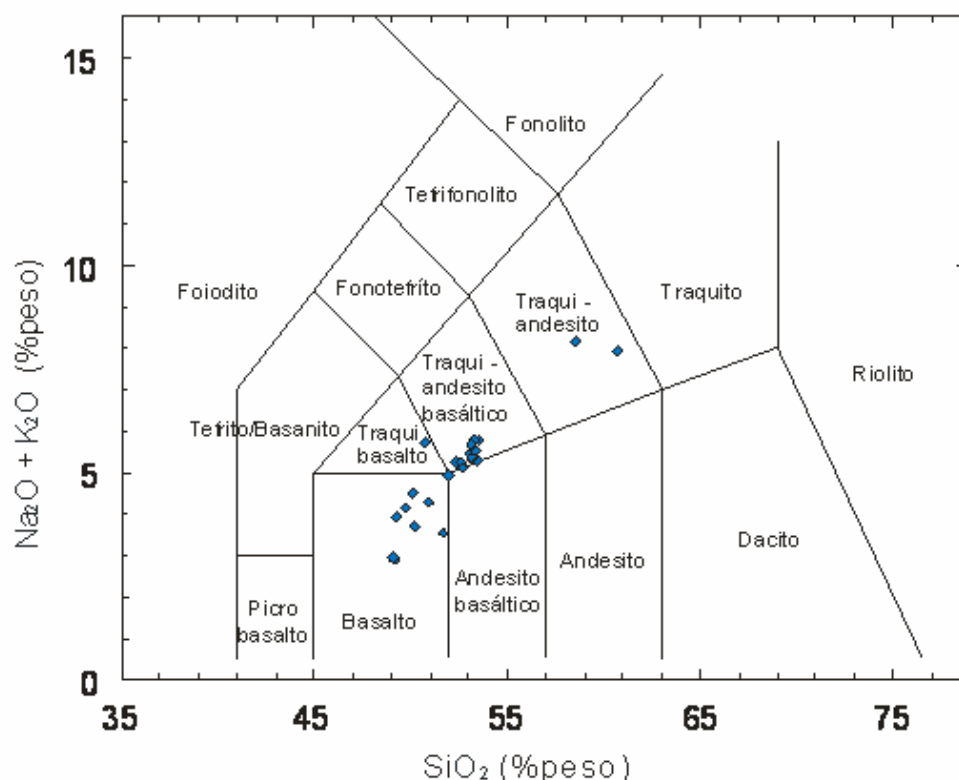


Figura 38 - Diagrama de classificação química de rochas (**LeMaitre, 1989**) para as amostras estudadas. Dados recalculados para 100% em base anídrica.

Como os álcalis são elementos relativamente móveis durante a atuação de processos secundários, seja por ação intempérica e/ou hidrotermal, outro diagrama de classificação de rochas (**Winchester & Floyd, 1997**) foi utilizado (Figura 39) por que utiliza elementos imóveis, como Zr e TiO_2 . Com base no TAS, os litotipos estudados são principalmente basaltos subalcalinos de afinidade toleítica, o que é confirmado pela classificação no diagrama SiO_2 x Zr / TiO_2 ,

Em função do pequeno número de amostras de basaltos alcalinos nas seções seguintes serão tratadas apenas as amostras de basaltos toleíticos.

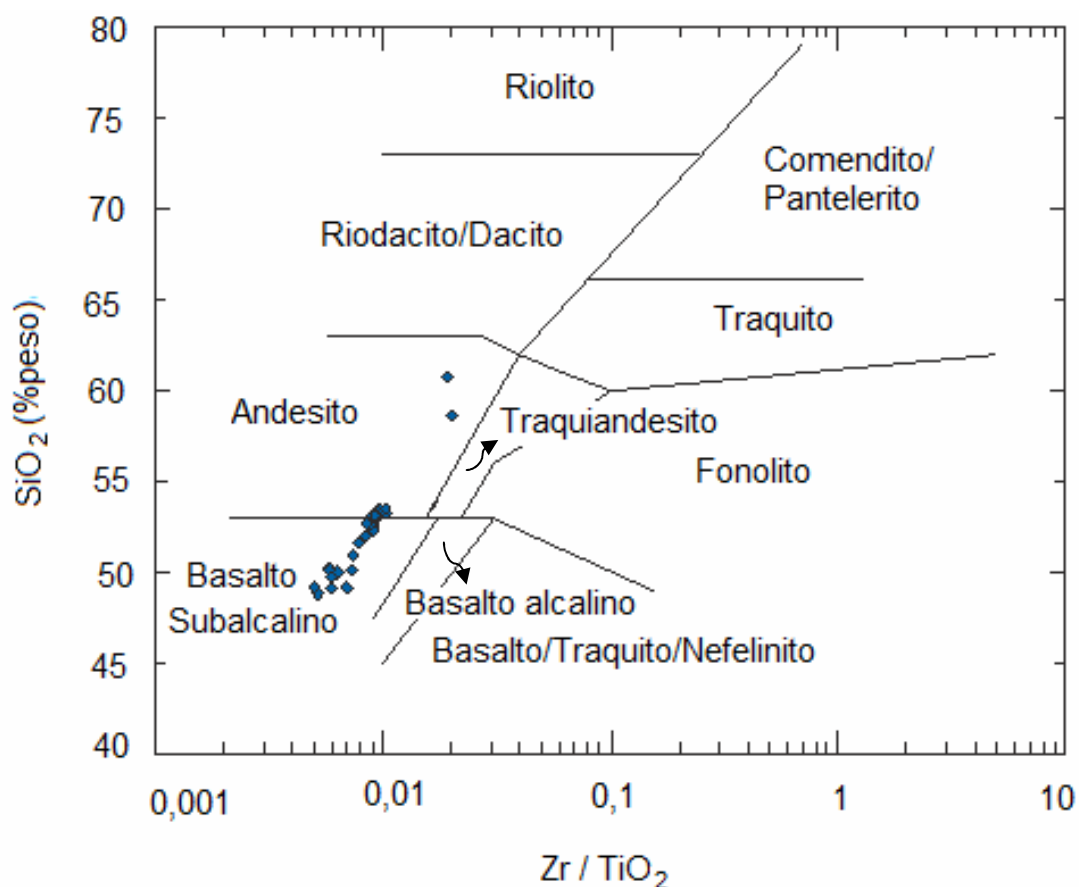


Figura 39 - Diagrama de classificação de rochas para as amostras estudadas (**Winchester & Floyd, 1997**), Zr/TiO_2 versus SiO_2 .

5.4 – Discriminação de suítes de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂

De todas as 25 amostras de diabásios toleíticos estudadas nesta dissertação, 24 foram inseridas dentro de uma suíte de alto-TiO₂ e apenas 1 foi inserida dentro de uma suíte de baixo TiO₂ (**Figura 5.5**), com base em critérios apresentados na literatura ($2\% \text{ peso} < \text{TiO}_2 < 2\% \text{ peso}$, $310 < \text{Ti/Y} < 310$; **Bellieni et al., 1984**; **Hergt et al., 1991**). Para se enquadrar dentro desta suíte de alto-TiO₂ foi preciso obedecer ao menos um dos parâmetros de acordo com os critérios adotados. Vinte e quatro amostras apresentaram valores de $\text{TiO}_2 > 2,00\% \text{ peso}$ e apenas 1 (IAN-III-10B) apresentou valor de $\text{TiO}_2 < 2,00\% \text{ peso}$. Contudo, esta mesma amostra também apresentou valor de $\text{Ti/Y} > 310$, assim como as demais. No entanto, esta amostra (IAN-III-10B; $\text{MgO} \approx 10\% \text{ peso}$) apresenta valores relativamente elevados de SiO₂ ($\approx 52\%$) comparativamente a amostras de alto-TiO₂ com valores comparáveis de MgO (amostra CAR-RS-27B; $\text{MgO} \approx 8\%$ e $\text{SiO}_2 \approx 46\%$). É improvável, portanto, que o diabásio de baixo-TiO₂ seja cogenético aqueles de alto-TiO₂. Deste modo, apenas as 24 amostras de alto-TiO₂ serão consideradas neste estudo.

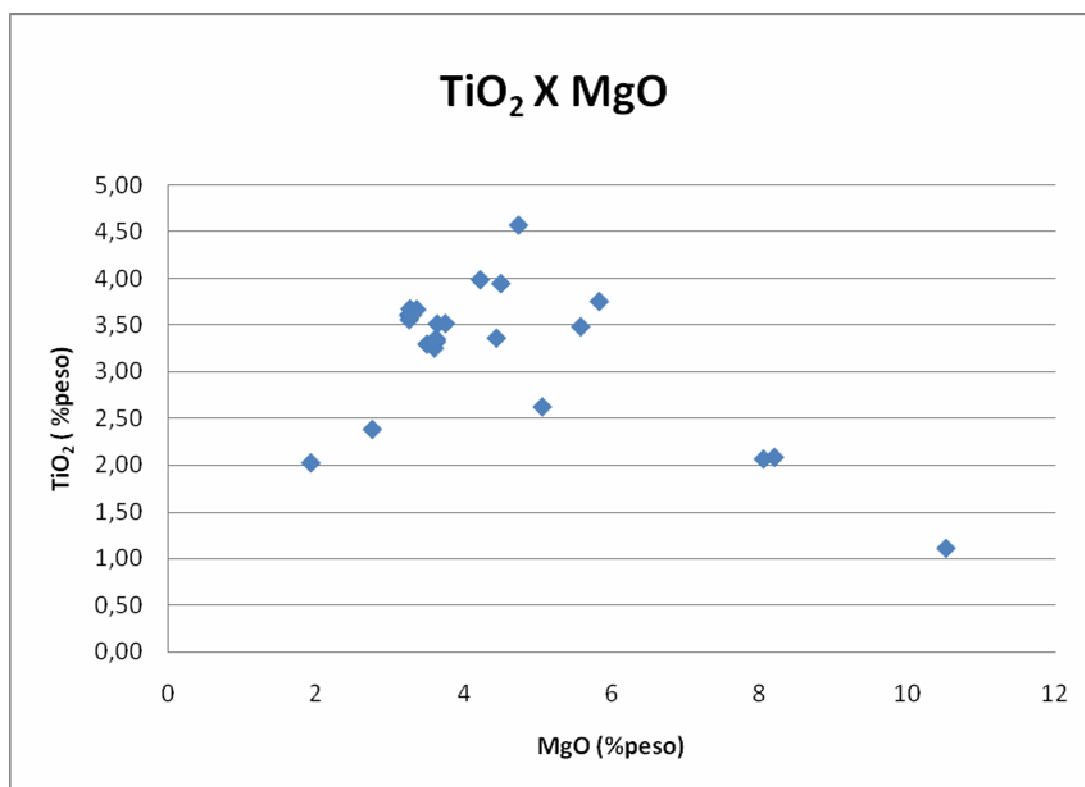


Figura 40 – Diabásios toleíticos plotados no gráfico MgO x TiO₂. Valores em %peso

Tabela 8 - Relação de amostras de diabásio estudadas, com seus respectivos valores de TiO_2 (%peso), Ti (ppm), Y (ppm) e Ti/Y.

Amostra	TiO_2	Ti	Y	Ti/Y
IAN-III-7A	3,56	21354	44	485,3
CAR-III-13A	3,51	21078	35	602,2
CAR-III-13B	3,52	21108	34	620,8
CAR-RS-27A	2,07	12396	22	563,5
CAR-RS-27B	2,09	12510	26	481,2
IAN-II-1B	3,36	20166	35	576,2
UBA-RS-30A	3,32	19926	42	474,4
UBA-RS-30B	3,25	19518	41	476,0
IAN-II-8A	3,99	23916	31	771,5
IAN-II-8B	2,03	12150	43	282,6
IAN-II-25A	3,61	21636	44	491,7
IAN-II-25B	3,61	21666	45	481,5
IAN-III-7B	3,67	22002	42	523,9
IAN-III-10B	1,11	6654	18	369,7
MAR-JJ-01	2,38	14304	34	420,7
PIC-I-20B	3,95	23670	35	676,3
RS-31B	3,30	19776	42	470,9
UBA-I-12B	4,57	27426	27	1015,8
UBA-I-4D	2,63	15750	32	492,2
UBA-I-31	3,67	22044	48	459,3
UBA-I-32	3,61	21660	45	481,3
UBA-I-6A	3,35	20106	44	457,0
UBA-II-24A	3,48	20898	27	774,0
UBA-II-24B	3,75	22524	25	901,0
UBA-I-6B	3,34	20040	43	466,0
Mínimo	1,11	6654	22	282,6
Máximo	4,57	27426	48	1015,8
Média	3,23	19371,1	36	552,6
Desvio Padrão	0,77	4593,2	8,37	164,8
Coeficiente de Variação	0,24	0,23	0,23	0,30

Regressão pelo métodos dos mínimos quadrados (**Anexo F**) foi utilizada para avaliar os possíveis processos evolutivos da série toleítica sob estudo. Os valores de níveis de significância obtidos para correlações lineares e polinomiais (acima de 95%) são praticamente idênticos para a maioria dos óxidos e elementos. Nestes casos, os valores de níveis de significância para as correlações polinomiais não tem significado petrogenético, mas decorrem do fato de que estas são funções lineares elevadas ao quadrado. Ou seja, quanto maior a potência da função no espaço xy maior o seu R^2 . Assim, nos casos em que as funções lineares já apresentam níveis de significância superiores a

95%, como no caso apresentado na Tabela 9, os valores referentes às funções polinomiais são desconsiderados, utilizando-se apenas as funções lineares.

Tabela 9 - Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2) e níveis de significância (NS) para os basaltos de alto-TiO₂ da área estudada. (R^2)_L = coeficiente de correlação linear, (R^2)_P = coeficiente de correlação polinomial, NS_L = nível de significância para correlação linear, NS_P = nível de significância para correlação polinomial e n = número de amostras. Valores de NS < 95% (assinalados em vermelho) indicam dispersão.

Elemento	(R^2) _L	(R) _L	NS _L	(R^2) _P	(R) _P	NS _P	N
SiO ₂	0,428	0,654	> 99,9 %	0,871	0,933	> 99,9 %	24
TiO ₂	0,657	0,810	> 99,9%	0,301	0,548	99 - 99,9 %	24
Al ₂ O ₃	0,132	0,363	90 - 95 %	0,135	0,367	90 - 95%	24
Fe ₂ O ₃ ^t	0,003	0,054	< 80 %	0,404	0,635	> 99,9%	24
CaO	0,491	0,700	> 99,9 %	0,790	0,888	> 99,9 %	24
Na ₂ O	0,547	0,739	> 99,9 %	0,622	0,788	> 99,9 %	24
K ₂ O	0,565	0,751	> 99,9 %	0,802	0,895	> 99,9 %	24
P ₂ O ₅	0,556	0,745	> 99,9 %	0,557	0,746	> 99,9 %	24
Ni	1,00	1,00	> 99,9 %	1,00	1,00	> 99,9 %	3
Cr	0,844	0,918	> 99,9 %	0,978	0,988	> 99,9 %	12
Ba	0,623	0,789	> 99,9 %	0,727	0,852	> 99,9 %	24
Rb	0,665	0,815	> 99,9 %	0,786	0,886	> 99,9 %	24
Sr	0,126	0,354	90 - 95 %	0,210	0,458	95 -99 %	24
Y	0,652	0,807	> 99,9 %	0,673	0,82	> 99,9 %	24
Zr	0,763	0,873	> 99,9 %	0,811	0,900	> 99,9 %	24
Nb	0,449	0,670	> 99,9 %	0,564	0,750	> 99,9 %	24
La	0,631	0,794	> 99,9 %	0,708	0,841	> 99,9 %	24
Ce	0,670	0,818	> 99,9 %	0,737	0,858	> 99,9 %	24
Pr	0,705	0,839	> 99,9 %	0,788	0,887	> 99,9 %	24
Nd	0,774	0,879	> 99,9 %	0,837	0,914	> 99,9 %	24
Sm	0,829	0,910	> 99,9 %	0,877	0,936	> 99,9 %	24
Gd	0,760	0,871	> 99,9 %	0,766	0,875	> 99,9 %	24
Tb	0,703	0,838	> 99,9 %	0,709	0,842	> 99,9 %	24
V	0,031	0,176	< 80 %	0,604	0,777	> 99,9 %	24
Hf	0,790	0,888	> 99,9 %	0,834	0,913	> 99,9 %	24
Tm	0,596	0,772	> 99,9 %	0,607	0,779	> 99,9 %	24
Yb	0,585	0,764	> 99,9 %	0,601	0,775	> 99,9 %	24
Co	0,413	0,642	> 99,9 %	0,439	0,662	> 99,9 %	24
Eu	0,608	0,779	> 99,9 %	0,608	0,779	> 99,9 %	24

Os dados da Tabela 9 indicam dispersão para Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$, V e Sr. Deste modo, interpretações petrogenéticas baseadas nestes óxidos e elementos serão evitadas ou feitas somente em associação com dados litogeoquímicos robustos.

À exceção destes poucos óxidos e elementos citados, os diagramas de variação mostram que a suíte de alto- TiO_2 (Figuras 41 e 42) apresenta correlações lineares e polinomiais significantes (Tabela 9), sendo também caracterizada pela ausência de hiatos composicionais para intervalos de MgO entre 28 e 6%. Já o intervalo $6\% < \text{MgO} > 8\%$ pode representar um hiato composicional decorrente de problemas de amostragem. Como os graus de significância obtidos para as correlações lineares (que indicam cristalização fracionada ou AFC sem mudança da assembleia fracionante) e polinomiais (que indicam cristalização fracionada ou AFC com mudança da assembleia fracionante) foram muito similares, optou-se por reavaliar os dados petrográficos, a fim de verificar possíveis evidências da ocorrência ou não de mudanças na assembleia fracionante na evolução dessa suíte. Embora não seja um critério conclusivo, a assembleia de fenocristais pode corresponder à assembleia fracionante derivada das funções mostradas nos diagramas de variação. Os dados petrográficos mostram que amostras com maiores valores de MgO (~8%) têm olivina como fenocristal/xenocristal, enquanto que algumas amostras de valores de MgO $< 4,5\%$ têm plagioclásio ou plagioclásio + clinopiroxênios como fenocristais.

Desta forma, entende-se que é mais provável que, durante a evolução dessa suíte, tenha ocorrido mudança na assembleia fracionante, caracterizada pela cristalização exclusiva de olivina no intervalo $6\% < \text{MgO} > 8\%$ e, posteriormente, de plagioclásio e/ou augita no intervalo $2\% < \text{MgO} < 6\%$. Em conclusão, os dados litogeoquímicos e petrográficos combinados indicam que a série basáltica de alto- TiO_2 evoluiu por cristalização fracionada ou por AFC (*Assimilation and Fractional Crystallisation*), com mudança de assembleia fracionante.

O aumento das concentrações de óxidos e elementos com o progresso da diferenciação, ou seja, decréscimo de MgO, indica o comportamento incompatível de SiO_2 , TiO_2 (nos estágios iniciais de cristalização), Na_2O , K_2O , P_2O_5 , além de Ba, Rb, Nb, Y, Ni, Zr e elementos de terras raras. Sendo assim, o aumento da

concentração destes óxidos e elementos em líquidos cada vez mais evoluídos denota que os mesmos não estiveram envolvidos em cristalização de fases como óxidos, álcali-feldspatos, apatita e zircão por exemplo.

A avaliação preliminar feita na seção 5.4 considera que todos os diabásios da série de alto-TiO₂ sob estudo são cogenéticos por processo evolutivo envolvendo cristalização fracionada de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio. Vale notar que os valores de coeficiente de partição cristal-líquido (K_d) para estas fases em equilíbrio com magmas basálticos por exemplo, é menor que um para La e Yb (**Rollinson, 1993**).

Considerando-se uma típica assembleia fracionante de magmas basálticos toleíticos (10% Ol + 45% Cpx + 45% Pg), os valores de coeficiente de partição total (D) para esses dois elementos seriam: $D_{La} = 0,1$; $D_{Yb} = 0,3$. Tomando-se a amostra CAR-RS-27B como aquela representativa do líquido parental da série e, utilizando-se a equação de Rayleigh (**Wood & Fraser, 1976**), as variações das concentrações de La, Yb e respectivas razões, para diferentes quantidades de cristalização fracionada seriam aquelas mostradas na Tabela 10.

Tabela 10 – Cálculo das concentrações de La e Yb para diferentes valores de cristalização fracionada (% CF) de um líquido parental representado pela amostra CAR-RS-27B (La = 17,6 ppm; Yb = 1,90 ppm) e uma assembleia fracionante com 10% Ol + 45% Cpx + 45% Pg, com base na equação Rayleigh (**Wood & Fraser, 1976**).

% CF	La (ppm)	Yb (ppm)	La/Yb
0	17,6	1,9	9,3
10	19,3	2,0	9,7
30	24,2	2,4	10,1
60	39,7	3,6	11,0
90	136,2	9,2	14,8

Em conclusão, a razão La/Yb dentro da série tenderia a cerca de 15 para improváveis 90% de cristalização fracionada. Isto representaria uma variação de, no máximo 62% para esta razão se todos os diabásios da série fossem cogenéticos. No entanto, este não é o caso, conforme os dados mostrados no **Anexo D**. Adicionalmente, há valores bem diferentes de razões La/Yb para amostras com valores semelhantes de MgO. Estes dados indicam, assim, a possibilidade dos diabásios da área de estudo constituírem mais de uma suíte basáltica, como será discutido no item a seguir.

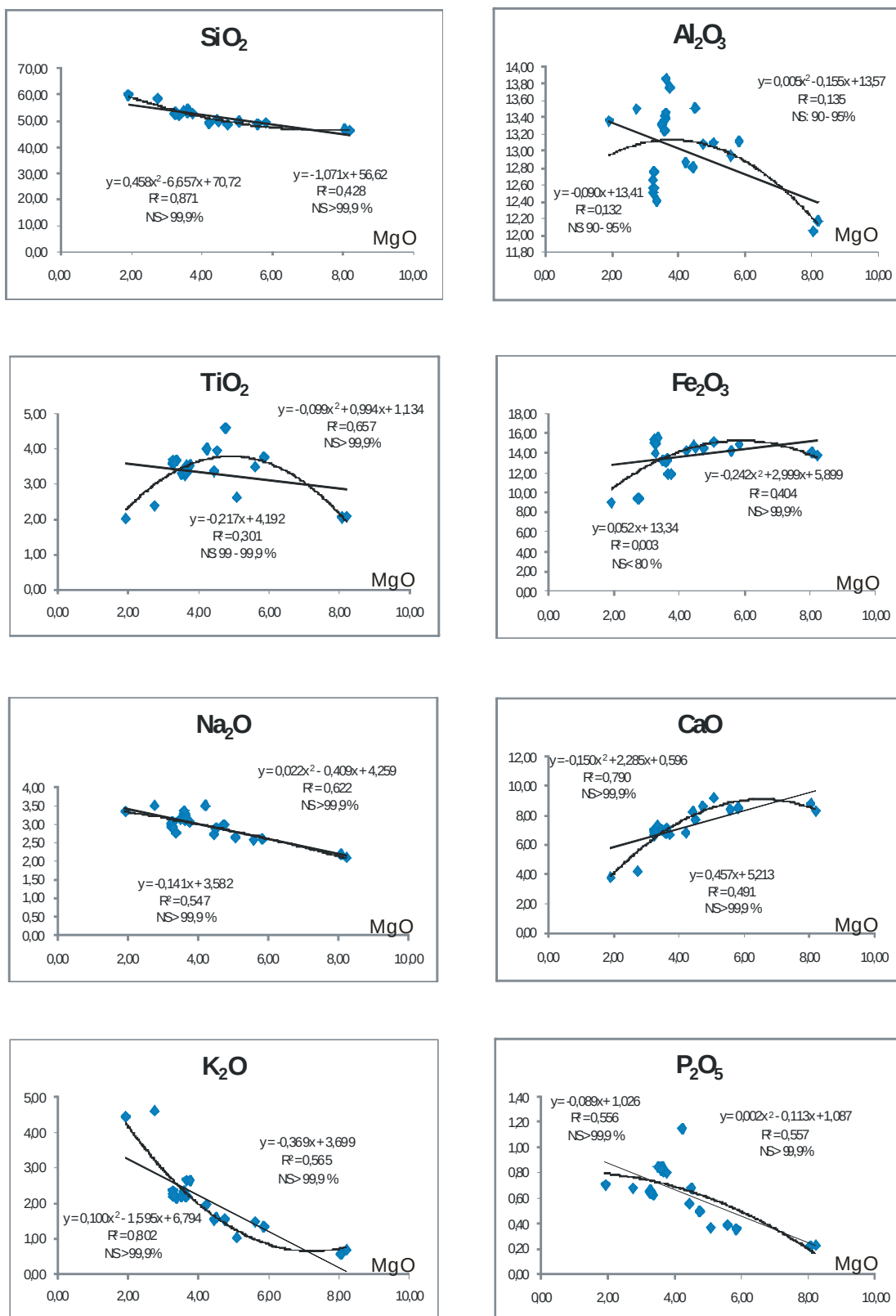


Figura 41 - Diagramas de variação para MgO para elementos maiores dos diabásios da suíte de alto-TiO₂ da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados nos diagramas. Óxidos em %peso.

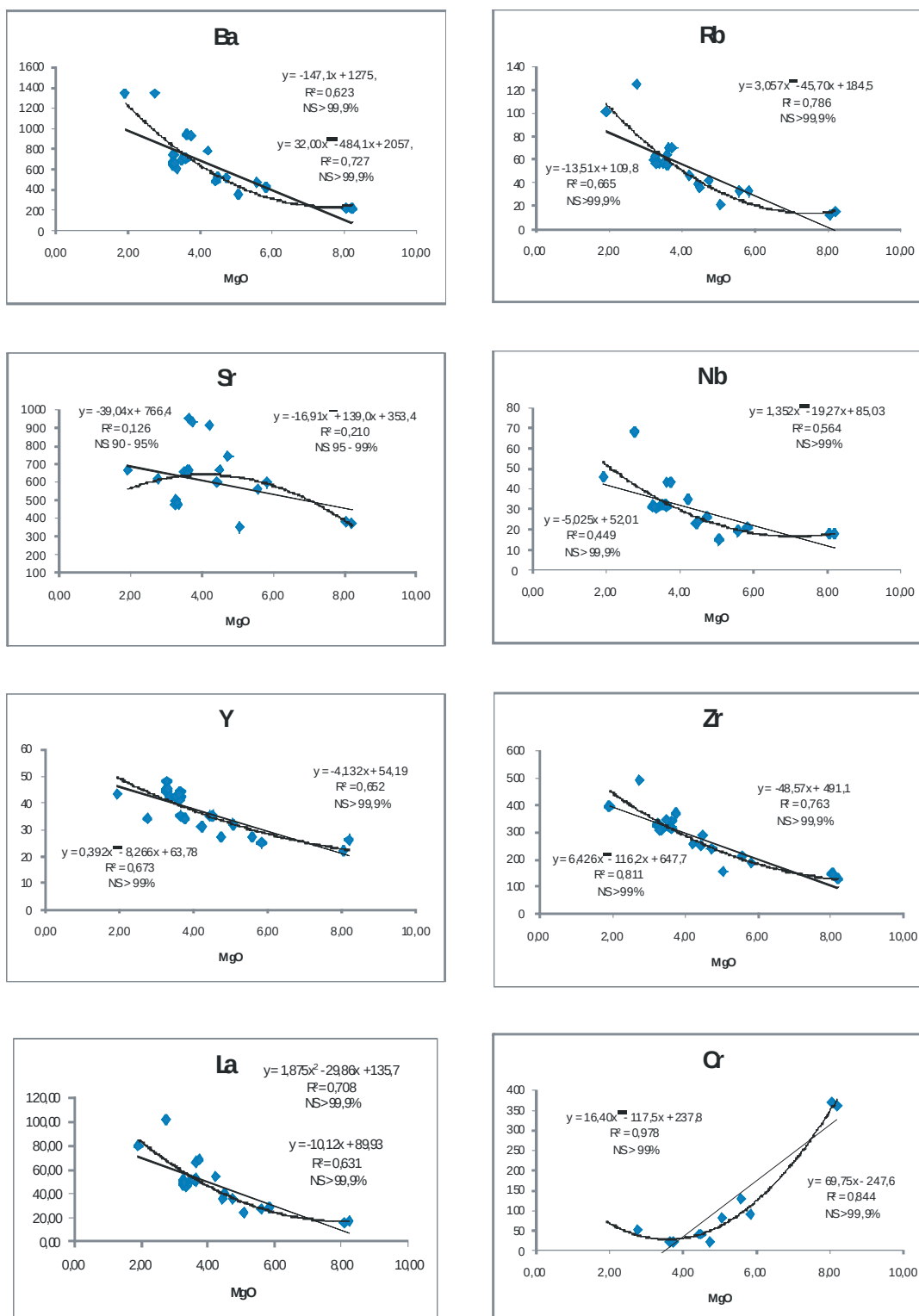


Figura 42 - Diagramas de variação para MgO para elementos traços para os diabásios de suíte de alto-TiO₂ da área estudada. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados nos diagramas. Óxido em %peso. Elementos em ppm.

5.5 – Discriminação das suítes de alto-TiO₂

O diagrama da Figura 43 apresenta as amostras de diabásio da área de estudo plotadas num diagrama MgO *versus* La/Yb.

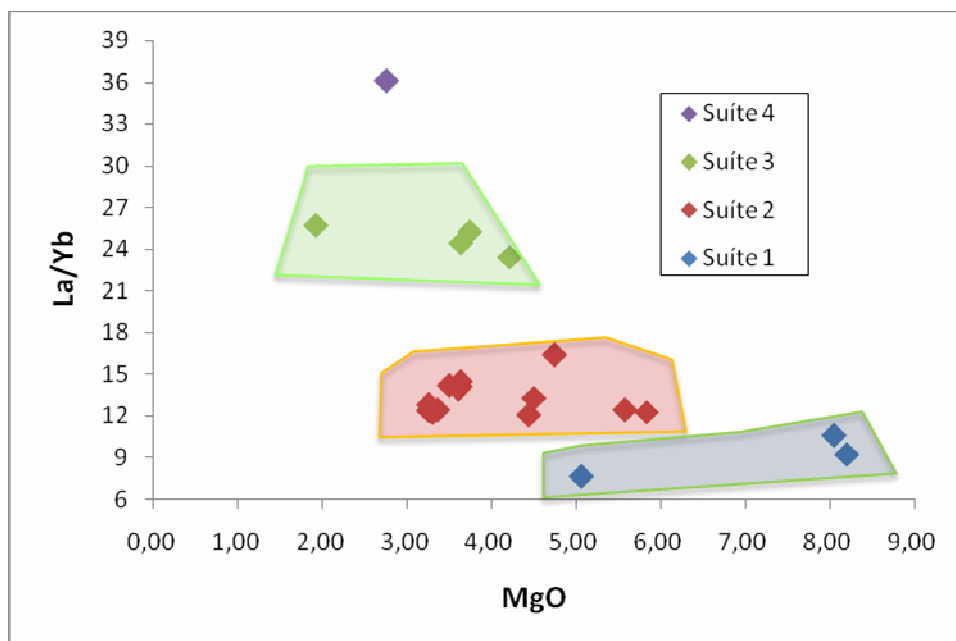


Figura 43 - Amostras de diabásio da área de estudo plotadas no diagrama MgO x La/Yb. As áreas coloridas representam possíveis suítes de alto-TiO₂.

O diagrama mostra uma ampla variação de razões La/Yb para valores muito semelhantes de MgO, o que indica a não cogeneticidade de todos os diabásios estudados, que poderiam, ao contrário, constituir diferentes suítes.

Foram discriminadas, tentativamente, três suítes, sendo uma quarta suíte constituída por apenas uma amostra (MAR-JJ-01), com valor de La/Yb ≈ 36 e MgO ≈ 2,76 %peso.

O diagrama da Figura 43 mostra que diabásios com valores de razões La/Yb entre aproximadamente 12 e 16 (suíte 2) têm valores de MgO entre 3,20 %peso e 5,80%peso com uma média de 3,90%. Esse grupo de amostras não pode ser cogenético, por processos envolvendo cristalização fracionada, com aquelas menos evoluídas, de MgO entre 5,0 e 8,2 e razão La/Yb entre 7,6 e 10,6 (suíte 1), conforme discutido na seção anterior. Mesmo no caso do

processo de cristalização fracionada ter sido acompanhada por assimilação cristal (AFC), seria necessário mais 82% de cristalização fracionada (considerando-se o intervalo de MgO entre 8% 3%) para resultar em razões La/Yb $\approx$ 16 a partir de líquidos parentais não contaminados com razão La/Yb $\approx$ 9. Além disso, as amostras UBA-I-4D e UBA-II-24A representam líquidos com graus evolutivos muito próximos (MgO de 5,06% peso e 5,5% peso, respectivamente) e, no entanto, têm razões La/Yb muito distintas (7,66 e 12,41, respectivamente).

De modo semelhante, é possível observar na Figura 43 e na Tabela 11 que, apesar de amostras da suíte 3 apresentarem valores de MgO muito próximos aos de amostras da suíte 2 (por exemplo, as amostras CAR-III-13A e UBA-RS-30A têm valores de MgO de 3,64% peso e 3,63% peso, respectivamente), suas razões La/Yb são muito distintas (de 24,44 e 14,43, respectivamente); uma variação de quase 80%.

Tabela 11 – Tabela com valores de MgO (%peso) e razões La/Yb para as amostras das diferentes suítes de alto-TiO₂. Estão incluídas também informações sobre a presença ou não de fenocristais.

Amostra	MgO	TiO₂	La/Yb	Suíte	Fenocristais
CAR-RS-27B	8,20	2,09	9,26	1	ol esquelética
CAR-RS-27A	8,05	2,07	10,6	1	ol esquelética
UBA-I-4D	5,06	2,63	7,66	1	---
UBA-II-24B	5,83	3,75	12,3	2	---
UBA-II-24A	5,58	3,48	12,41	2	---
UBA-I-12B	4,74	4,57	16,41	2	---
PIC-I-20B	4,50	3,95	13,3	2	---
IAN-II-1B	4,44	3,36	12,03	2	plg
UBA-RS-30A	3,63	3,32	14,43	2	---
UBA-I-6A	3,63	3,35	14,14	2	---
UBA-RS-30B	3,60	3,25	14,31	2	---
UBA-I-6B	3,60	3,34	13,92	2	---
RS-31B	3,50	3,3	14,17	2	---
IAN-III-7B	3,36	3,67	12,41	2	---
UBA-I-32	3,30	3,61	12,23	2	---
UBA-I-31	3,27	3,67	12,41	2	---
IAN-II-25B	3,26	3,61	12,38	2	plg
IAN-III-7A	3,26	3,56	12,79	2	---
IAN-II-25A	3,25	3,61	12,49	2	---
IAN-II-8A	4,22	3,99	23,43	3	---
CAR-III-13B	3,75	3,52	25,22	3	plg + cpx
CAR-III-13A	3,64	3,51	24,44	3	---
IAN-II-8B	1,93	2,03	25,68	3	plg
MAR-JJ-01	2,76	2,38	36,07	4	---

Com base nos critérios expostos, é possível propor a existência de quatro suítes de alto-TiO₂ na área de estudo, sendo uma representada apenas por uma amostra (MAR-JJ-01). A Tabela 11 lista as amostras destas quatro suítes e seus respectivos valores de MgO, TiO₂ e La/Yb. A escassez de amostras nas suítes 1, 3 e 4 impede a avaliação de processos evolutivos. Possíveis

processos evolutivos para a suíte 2 serão discutidos no próximo capítulo desta dissertação.

5.6 – Discriminação dos processos evolutivos da suíte 2

A metodologia utilizada para discriminar os processos evolutivos da suíte 2 foi a mesma aplicada no grupo constituído por todas as amostras (**Capítulo 5**). Para tanto, diagramas de variação, tendo MgO como índice de diferenciação, foram feitos para elementos maiores (Figura 44), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb) e compatíveis Cr, Sc e V (Figura 45), excluindo-se o elemento Ni que ficou abaixo do nível de detecção em quase todas amostras. As funções lineares e polinomiais e suas respectivas curvas estão inseridas nestes diagramas de variação. Os valores dos quadrados dos coeficientes de correlação de Pearson e seus níveis de significância foram calculados para um total de 16 amostras e estão na Tabela 12.

Os níveis de significância obtidos para correlações lineares (NS_L) foram satisfatórios (>95%) para a maioria dos elementos. Entretanto, houve dispersão para Al_2O_3 , TiO_2 , $Fe_2O_3^t$, Sr, Sc e Co. A ausência de um hiato composicional associado aos níveis de significância obtidos para curvas lineares permitiu concluir que a suíte 2 evoluiu por cristalização fracionada ou AFC sem mudança na assembleia fracionante. Além disso, elementos traços incompatíveis que apresentam níveis de significância superiores a 99,9% (Tabela 12) foram utilizados para discriminar entre os processos de cristalização fracionada e AFC. A análise foi feita com base na variação das razões destes elementos traços incompatíveis (Zr/Y, Zr/Nb e Y/Nb) considerando-se as suas concentrações na amostra parental (UBA-II-24A) e na amostra mais evoluída (IAN-II-25A) da suíte 2. Os resultados (Tabela 13) mostram que estas razões variam no máximo 15%, indicando cristalização fracionada sem mudança de assembleia fracionante como processo evolutivo mais provável para a suíte 2.

O comportamento compatível de CaO (Figura 44) e Sr (Figura 45) pode indicar fracionamento de plagioclásio, o que é corroborado pela presença de fenocristais de plagioclásio em algumas amostras dessa suíte (**Capítulo 4 e Tabela 10**). O fracionamento de clinopiroxênio pode ser sugerido pelo comportamento compatível de CaO (Figura 44), Cr, Co e Sc (Figura 45). Com base na interpretação dos diagramas de variação, a assembleia fracionante da suíte 2 seria composta por plagioclásio e clinopiroxênio. Contudo, conforme dados obtidos por meio da análise petrográficas, apenas o plagioclásio ocorre como fenocristais nestas amostras (**Capítulo 4**).

Tabela 12 - Valores dos quadrados de coeficientes de correlação de Pearson (R^2) e níveis de significância (NS) para os basaltos da suíte 2. (R^2)_L= coeficiente de correlação linear, (R^2)_P= coeficiente de correlação polinomial, NS_L= nível de significância para a correlação linear e NS_P= nível de significância para a correlação polinomial. Elementos, óxidos e valores em vermelho estão relacionados à dispersão e não têm significado petrogenético.

Elemento	(R^2) _L	NS _L	(R^2) _P	NS _P	N
SiO ₂	0,745	> 99,9 %	0,755	> 99,9 %	16
TiO ₂	0,111	80 %	0,132	80 - 90 %	16
Al ₂ O ₃	0,086	< 80 %	0,333	90 - 95%	16
Fe ₂ O ₃ [†]	0,001	< 80 %	0,135	80 - 90 %	16
CaO	0,839	> 99,9 %	0,872	> 99,9 %	16
Na ₂ O	0,384	95 - 99 %	0,489	99 - 99,9 %	16
K ₂ O	0,882	> 99,9 %	0,910	> 99,9 %	16
P ₂ O ₅	0,540	99 - 99,9 %	0,661	> 99,9 %	16
Cr	0,845	> 99,9 %	0,883	> 99,9 %	16
Ba	0,763	> 99,9 %	0,764	> 99,9 %	16
Rb	0,868	> 99,9 %	0,903	> 99,9 %	16
Sr	0,134	80 - 90 %	0,607	> 99,9 %	16
Y	0,924	> 99,9 %	0,934	> 99,9 %	16
Zr	0,920	> 99,9 %	0,924	> 99,9 %	16
Nb	0,874	> 99,9 %	0,875	> 99,9 %	16
V	0,326	95 - 99 %	0,393	99 - 99,9 %	16
Co	0,002	< 80 %	0,142	80 - 90 %	16
Sc	0,089	< 80 %	0,211	90 - 95%	16

Tabela 13 - Variação da razão entre elementos traços incompatíveis imóveis para amostras representativas dos líquidos parental e evoluído da suíte 2 de alto-TiO₂ da área de estudo.

Amostras	Zr/Y	Zr/Nb	Y/Nb
UBA-II-24B (parental)	7,4	8,9	1,2
IAN-II-25A (evoluída)	7,4	10,5	1,4
Variação (%)	0	15	14

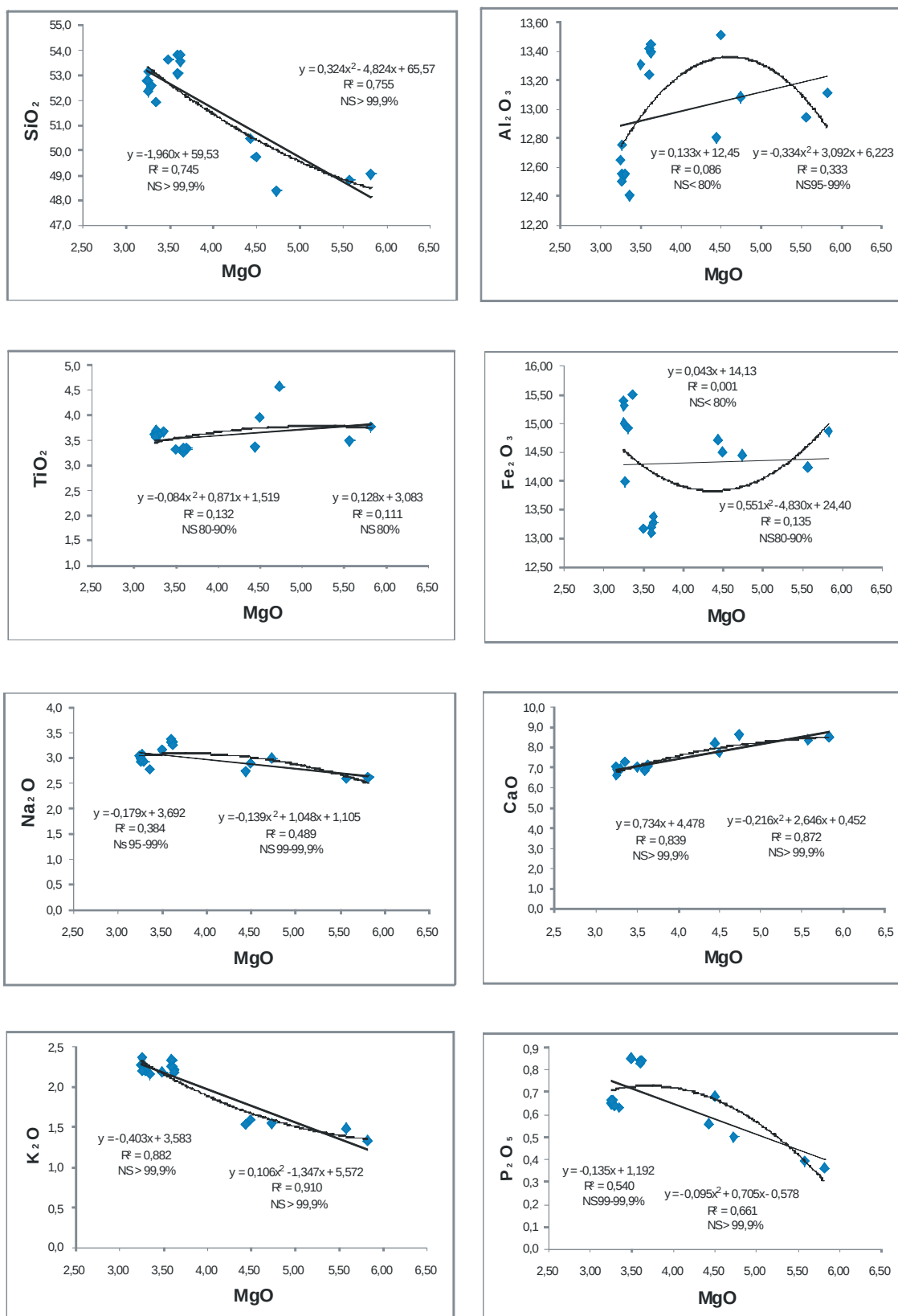


Figura 44 – Diagramas de variação para elementos maiores (%peso) para os diabásios da suíte 2. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados nos diagramas.

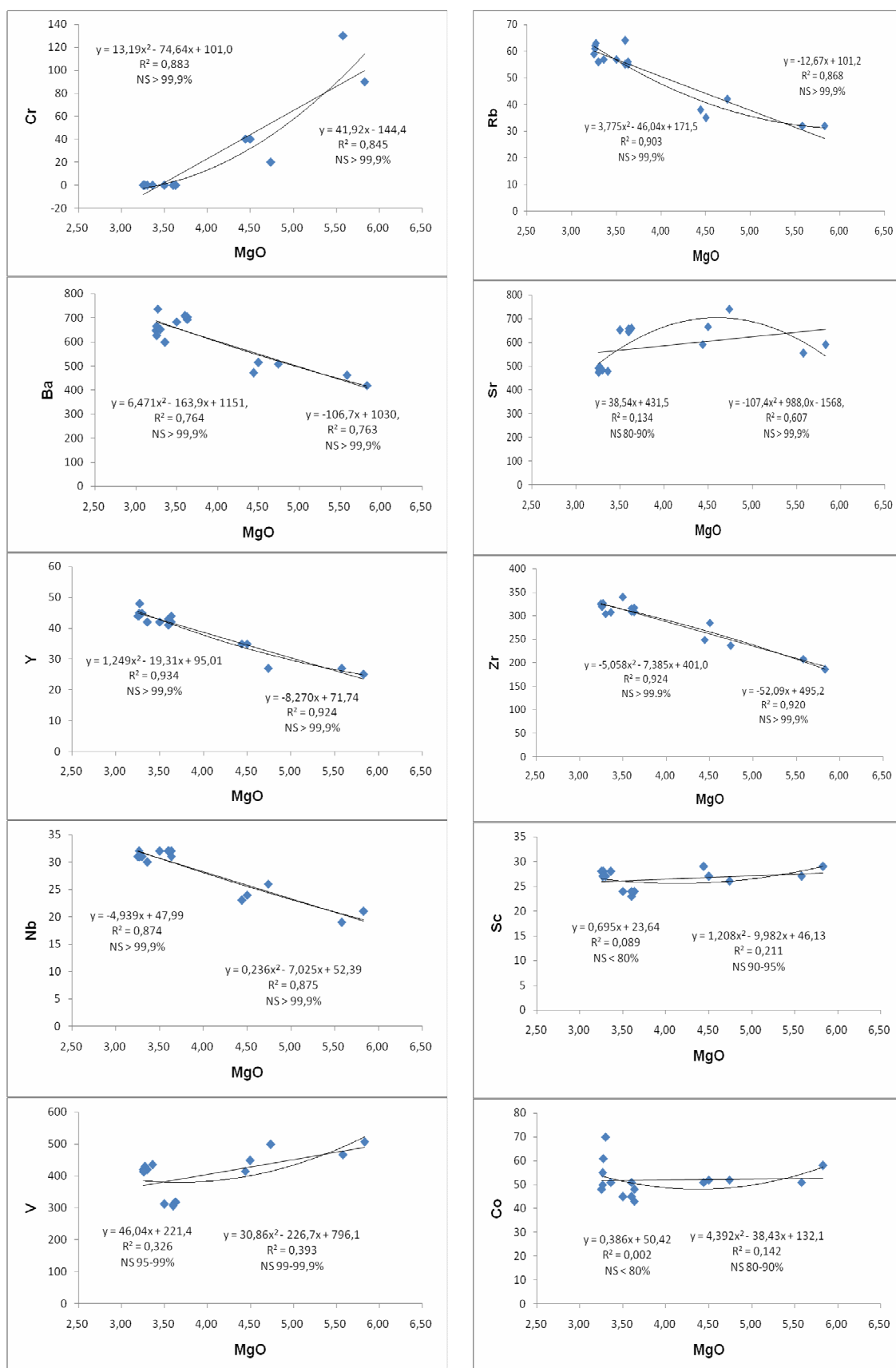


Figura 45 – Diagramas de variação para elementos traços (ppm) para os diabásios da suíte 2. As curvas lineares e polinomiais, suas respectivas equações e quadrados dos coeficientes de correlação (R^2) são mostrados nos diagramas. MgO em %peso.

5.7 – Discriminação de fontes das suítes identificadas

Uma vez discriminado o processo evolutivo, o objetivo da análise petrogenética passou a ser a discriminação de prováveis fontes mantélicas relacionadas às suítes de alto-TiO₂ estudadas. Este estudo foi feito com base na composição do magma parental, ou seja, a amostra representante do líquido menos evoluído de cada uma das suítes. A composição química destas amostras é aquela que mais deve se aproximar da fonte mantélica geradora, muito embora não represente a composição de um líquido basáltico primário, uma vez que seus teores de MgO são baixos e os de Cr e Ni são, respectivamente, inferiores a 1000 ppm e 500 ppm (**Wilson, 1989**) (**Anexo D**).

Desta forma, foram eleitas as seguintes amostras como representantes do magma parental de cada uma das suítes investigadas representadas na Tabela 14.

Tabela 14 – Valores de MgO (em %peso), das razões La/Yb_(N) e La/Nb_(N) de amostras representativas de líquidos parentais das quatro suítes discriminadas na área de estudo.

Suíte	Amostra	MgO	La/Yb _(N)	La/Nb _(N)
1	CAR-RS-27B	8,20	6,2	1,0
2	UBA-II-24B	5,83	8,2	1,4
3	IAN-II-8A	4,22	15,7	1,6
4	MAR-JJ-01	2,76	24,1	1,6

A discriminação da fonte foi feita, principalmente, com base na análise do padrão apresentado pelas amostras parentais CAR-RS-27B, UBA-II-24B, IAN-II-8A e MAR-JJ-01 em diagramas de variação multi-elementares, baseados em elementos traços incompatíveis (Figura 46), incluindo os elementos terras raras (Figura 47). Este é um procedimento adotado pela maioria dos autores e implica na normalização da composição parental segundo um padrão determinado. Três tipos de padrões são comumente utilizados durante este tipo de análise (**Rollinson, 1993**):

1. Condritos;
2. Manto primitivo (ou seja, a composição que o manto possuía antes da formação da crosta continental);
3. MORB (basalto de cadeia oceânica).

Nesta dissertação, o padrão utilizado nos diagramas discriminantes de fontes e de elementos terras raras foi o condrito de **Thompson (1982)** com valores de Pr, Tb, Ho, e Tm de **Haskin et al. (1968)**, valores de K, P, e Rb de **Sun (1980)** e Ba = 3,85 ppm de **Hawkesworth et al. (1984)**. O critério utilizado para discriminação de fontes empobrecidas e enriquecidas está relacionado aos valores das razões $La/Yb_{(N)}$ e $La/Nb_{(N)}$ (Tabela 15). Segundo estes critérios, as razões $La/Yb_{(N)}$ e $La/Nb_{(N)}$ das amostras parentais em questão indicam que as suítes 1, 2, 3 e 4, respectivamente, originaram-se de fontes mantélicas enriquecidas, tendo assim, pelo menos, uma contribuição de componentes litosféricos (Figuras 46 e 47)

Tabela 15 - Critérios geoquímicos para a discriminação dos três tipos fundamentais de fontes geradoras de magma basálticos.

Tipo de Fonte	$La/Yb_{(N)}$	$La/Nb_{(N)}$	Tipo de manto
Fértil	>1	<1	Astenosférico (tipo pluma)
Enriquecida	>1	>1	Litosférico
Empobrecida	<1	<1	Astenosférico (tipo N-MORB)

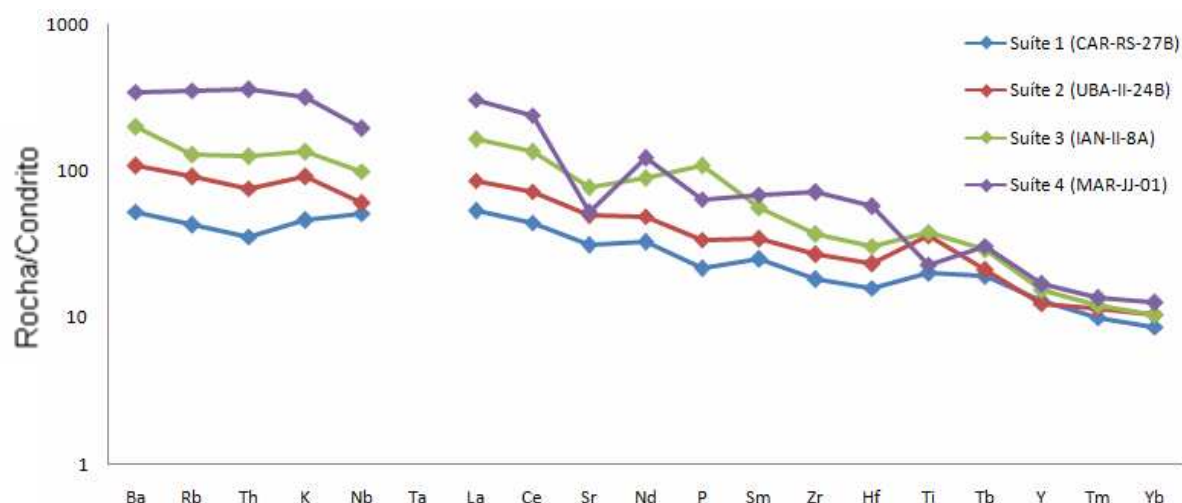


Figura 46 – Diagrama multi-elementar normalizado para o condrito de **Thompson (1982)**, com valores de K, P, e Rb de **Sun (1980)** e de Ba = 3,85 ppm de **Hawkesworth et al. (1984)**, com a projeção das composições das amostras parentais das suítes 1, 2, 3, e 4 de alto-TiO₂ da área de estudo.

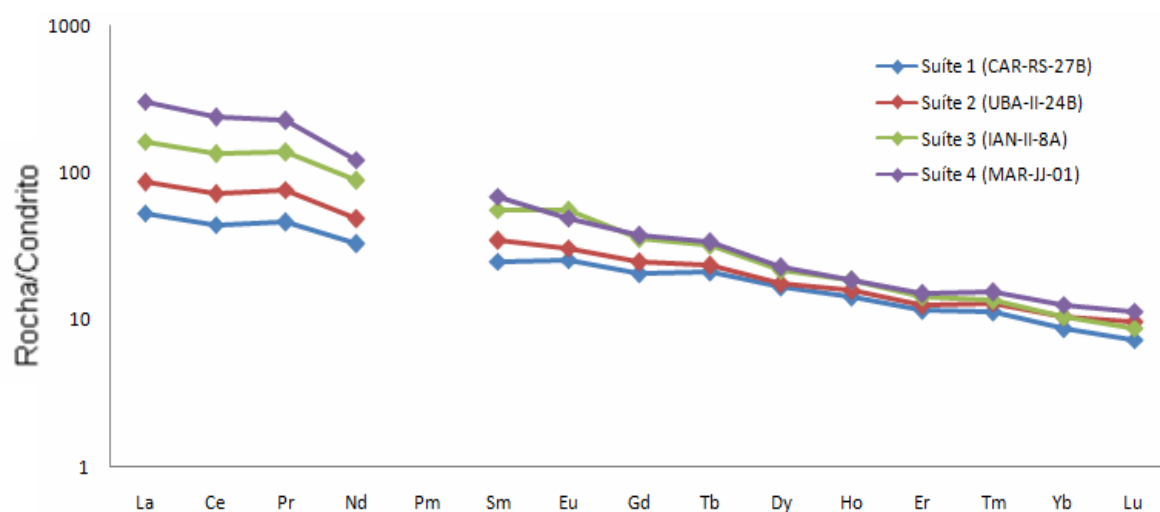


Figura 47 – Diagrama de elementos terras raras normalizados para o condrito de **Thompson (1982)**, com valores de Pr, Tb, Ho, e Tm de **Haskin et al. (1968)**, com a projeção das composições das amostras parentais das suítes 1, 2, 3, e 4 de alto-TiO₂ da área de estudo.

5.8 – Integração dos resultados petrológicos com dados de campo e petrográficos

À luz dos resultados obtidos pela investigação litogeoquímica e petrogenética, optou-se por realizar uma reavaliação das suítes descritas anteriormente, de forma individual, caracterizando possíveis diferenças marcantes nestas suítes.

5.8.1 - Suíte 1

Composta por 3 amostras, CAR-RS-27A, CAR-RS-27B e UBA-I-4D, esta suíte corresponde a diabásios holocristalinos, de granulação fina, texturas porfírica e seriada e matriz composta por plagioclásio, augita e mineral opaco, com presença de fenocristais (xenocristais) de olivina esquelética.

Quanto à sua classificação normativa, as amostras CAR-RS-27A e CAR-RS-27B foram incluídas em um grupo de olivina-toleítos, com olivina normativa na ordem de 2,4 e 2,7 %peso, respectivamente, enquanto a amostra UBA-I-4D foi classificada como pertence ao grupo de quartzo-toleíto devido à presença de quartzo normativo. Quimicamente, as amostras desta suíte foram classificadas como basalto no diagrama de classificação de rochas de **LeMaitre (1989)** e como basalto subalcalino no diagrama de classificação de rochas de **Winchester & Floyd (1977)**.

A direção e o mergulho dos diabásios desta suíte não constituem dados robustos em razão de haver apenas medidas do dique CAR-RS-27 (131/85, 135/84 e 137/84, direção N40-50E), uma vez que o ponto UBA-I-4D corresponde a blocos de diabásio presentes na praia do Sedro, localizada na folha Ubatuba.

5.8.2 - Suíte 2

Composta por 16 amostras, esta suíte corresponde a pontos mapeados de ocorrência concentrada na folha de Ubatuba e Ilha Anchieta. Estas amostras apresentam granulação fina a média, têm a matriz predominantemente holocristalina, composta por plagioclásio, augita/pigeonita carbonatos e minerais opacos, com rara presença de fenocristal de plagioclásio, aparecendo em duas amostras, ambas da folha de mapeamento Ilha Anchieta, IAN-II-1B e IAN-II-25A.

Os diques desta suíte estão colocados segundo a direção N45E, comum para os diques que compõem o EDSM, além de duas outras direções NNW-SSE e E-W (Figura 48) indicando que possivelmente, estes diques se encaixaram e preencheram um sistema de fraturas conduto pré-existent.

Indicadores cinemáticos como pontes e tocos foram notados em diques desta suíte. Contudo, em geral estes diques são caracterizados como sendo retilíneos com espessuras variando de 0,3 m (UBA-RS-30) a 55 m (UBA-I-12).

Todas as amostras desta suíte estão inseridas dentro do grupo de quartzo-toleítos, com quartzo normativo variando de 0,45 %peso (UBA-I-12B) a 6,65 %peso (UBA- RS-31B). Vale ressaltar que todas as amostras da suíte 2 da região e a da suíte 1, com prefixo UBA, são quartzo-toleítos. As amostras desta suíte foram classificadas como basalto no diagrama de classificação de rochas de **LeMaitre (1989)** e como basalto sub-alcálico no diagrama de classificação de rochas de **Winchester & Floyd (1977)** (Tabela 16).

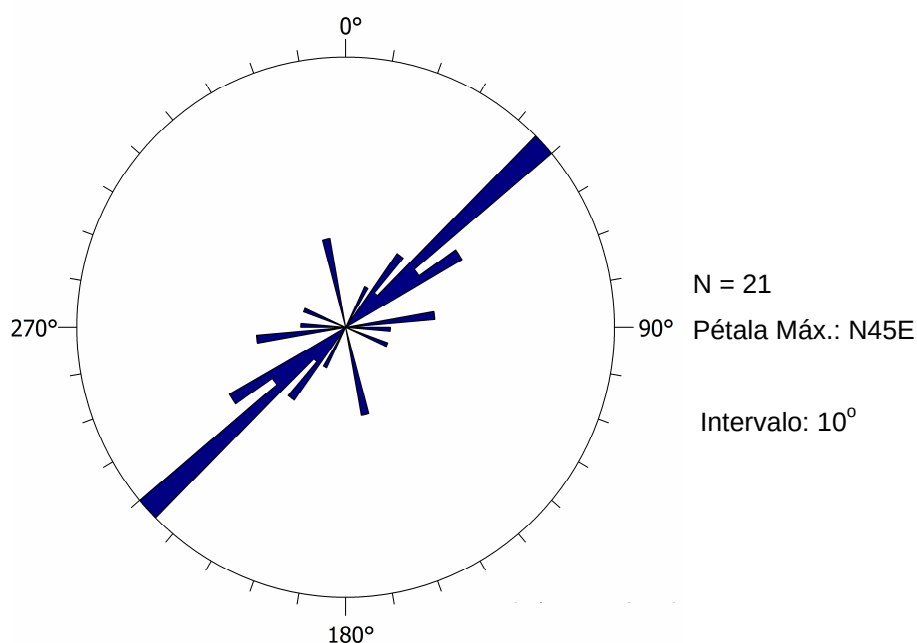


Figura 48 – Diagrama de roseta com as direções dos diques de diabásios toleíticos da suíte 2 de alto-TiO₂ da área de estudo.

5.8.3 - Suíte 3

Esta suíte é composta por diques localizados nas praias da Ponta Aguda (CAR-III-13) e da Fortaleza (IAN-II-8), com espessuras de 1,5 m e 8 m, respectivamente, e direção N50-60E. Os diabásios desta suíte apresentam matriz de granulação fina e predominância da textura porfírica, com fenocristais de augita e plagioclásio. Não se nota indicadores cinemáticos nestes diques, que foram caracterizados como sendo retilíneos.

Estes diques foram classificados como pertencentes ao grupo de quartzo-toleítos, segundo a classificação normativa, sendo classificados como basalto subalcalino (IAN-II-8A) e andesito (CAR-III-13A, CAR-III-13B, e IAN-II-8B) (*vide* Tabela 16).

5.8.4 - Suíte 4

A classificação normativa e química da única amostra desta suíte encontra-se expressa na Tabela 16.

Portanto, apenas a suíte 1 apresenta olivina como xenocristal. As demais suítes apresentam raros fenocristais de plagioclásio e augita/pigeonita. Não há diferença granulométrica entre os diabásios das suítes e texturas específicas apenas para uma das quatro suítes, já que em cada suíte pode ocorrer mais de um tipo de textura.

Em geral, os diques seguem a direção principal N45-50E em todas as suítes.

De acordo com a norma das amostras, as suítes 2, 3 e 4 puderam ser classificadas como mais evoluídas, devido à presença de quartzo normativo, comparativamente à suíte 1 (olivina toleítos).

Tabela 16 - Relação das amostras que compõem as suítes de alto-TiO₂ com suas respectivas classificações normativa e química, segundo diagramas de classificação de rochas de **LeMaitre (1989)** e **Winchester & Floyd (1977)**.

Amostra/Suíte	Classificação Normativa	LeMaitre (1989)	Winchester & Floyd (1977)
CAR-RS-27B (1)	Olivina-Toleítos	Basalto	Basalto Sub-alcálico
CAR-RS-27A (1)	Olivina-Toleítos	Basalto	Basalto Sub-alcálico
UBA-I-4D (1)	Quartzo-Toleítos	Basalto	Basalto Sub-alcálico
UBA-II-24B (2)	Quartzo-Toleítos	Basalto	Basalto Sub-alcálico
UBA-II-24A (2)	Quartzo-Toleítos	Basalto	Basalto Sub-alcálico
UBA-I-12B (2)	Quartzo-Toleítos	Basalto	Basalto Sub-alcálico
PIC-I-20B (2)	Quartzo-Toleítos	Basalto	Basalto Sub-alcálico
IAN-II-1B (2)	Quartzo-Toleítos	Basalto	Basalto Sub-alcálico
UBA-RS-30A (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
UBA-I-6A (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
UBA-RS-30B (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
UBA-I-6B (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
RS-31B (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
IAN-III-7B (2)	Quartzo-Toleítos	Andesito Basáltico	Andesito
UBA-I-32 (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
UBA-I-31 (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
IAN-II-25B (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
IAN-III-7A (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
IAN-II-25A (2)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
IAN-II-8A (3)	Quartzo-Toleítos	Traqui Basalto	Basalto Sub-alcálico
CAR-III-13B (3)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
CAR-III-13A (3)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito Basáltico	Andesito
IAN-II-8B (3)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito	Andesito
MAR-JJ-01 (4)	Quartzo-Toleítos	Traqui-Andesito	Andesito

6 – COMPARAÇÕES LOCAIS, REGIONAIS E CONSIDERAÇÕES FINAIS

6.1- Comparações locais e regionais

Pretende-se, neste capítulo correlacionar os dados adquiridos nesta dissertação com os de estudos anteriores realizados nesta mesma região (**Garda, 1995**) e áreas circunvizinhas. Os dados extraídos de **Garda (1995)**, apesar de utilizados como parâmetros de comparação com as suítes desta dissertação, não puderam ser estudados a fundo para delimitação de suítes diferentes, em virtude da falta de dados químicos de elementos terras raras como o Yb.

O estudo comparativo regional entre as quatro suítes discriminadas nesta dissertação e as suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (**Peate, 1997**) mostra que as suítes da região de Ubatuba correlacionam-se bem com as suítes Urubici e Pitanga de Paraná-Etendeka. O diagrama da Figura 49 deixa claro que nenhuma das suítes discriminadas neste trabalho correlaciona-se exclusivamente com uma única suíte de Paraná-Etendeka. Pelo contrário, a maioria delas abrange um espectro mais amplo que os delimitados para as suítes daquela província. As amostras da suíte 1 correlacionam-se com os basaltos da suíte Pitanga e com uma interface Pitanga/Paranapanema, enquanto que aquelas da suíte 2 plotam tanto no campo da suíte Urubici quanto naquele da suíte Pitanga. A suíte 3 plota no campo da suíte Urubici, no seu limite e entorno. Algumas amostras das suítes 2 e 3, a amostra da suíte 4 e duas amostras de **Garda (1995)** têm valores muito altos da razão Zr/Y, não aparecendo, portanto, no diagrama da Figura 50. A Tabela 17 mostra os valores da razão Zr/Y e de Sr para as amostras estudadas. No caso das amostras da suíte 4, embora o valor de Zr/Y seja relativamente alto, o valor de Sr assemelha-se aos encontrados para a suíte Pitanga. Isto é interessante na medida em que estudos na porção centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar demonstraram uma clara correlação dos diabásios com os basaltos do tipo Urubici (**Corval, 2009**). Como as suítes basálticas de alto-TiO₂ em Paraná-Etendeka têm sido relacionadas a diferentes fontes mantélicas, refletindo a heterogeneidade química no manto

em escala regional (p. ex.: **Peate, 1997**), é possível que as características litogeoquímicas dos diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar apontem para heterogeneidades também em escala local.

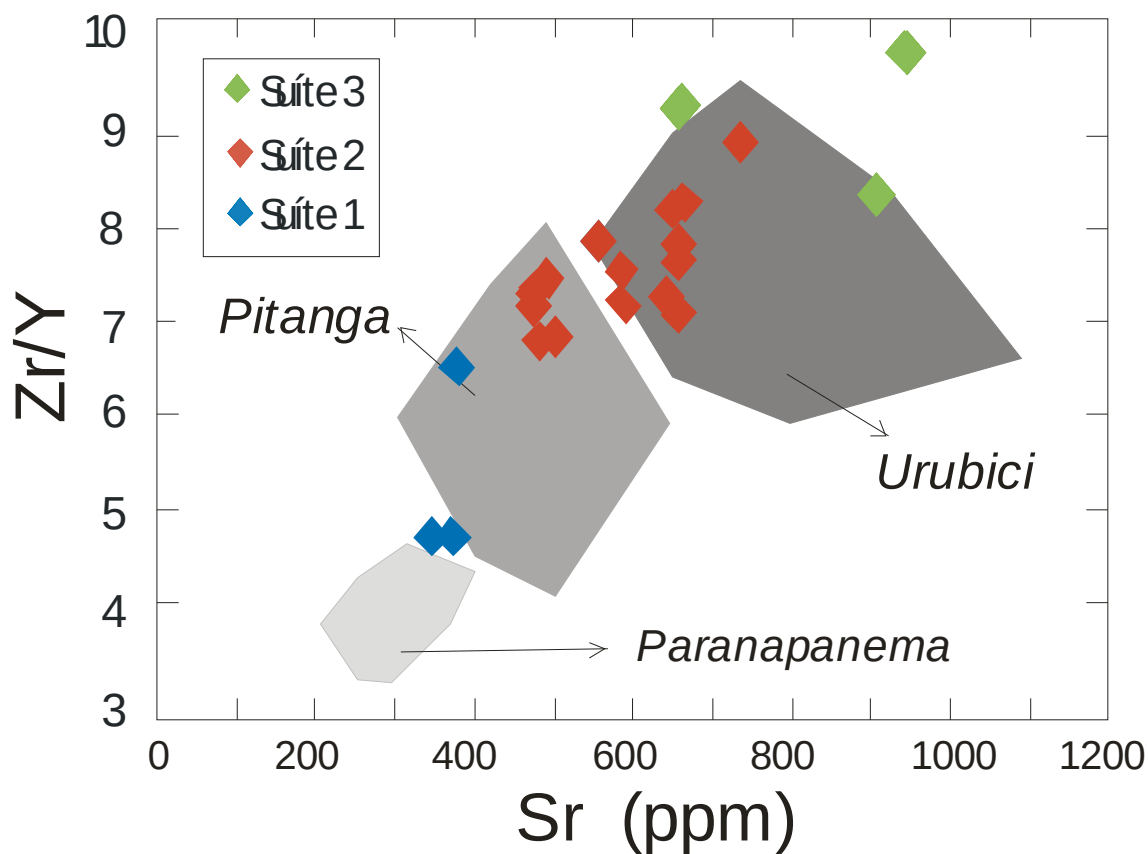


Figura 49 – Diagrama de Sr x Zr/Y com as amostras das três suítes de alto-TiO₂, discriminadas na área de estudo, inseridas nos campos das suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (**Peate, 1997**).

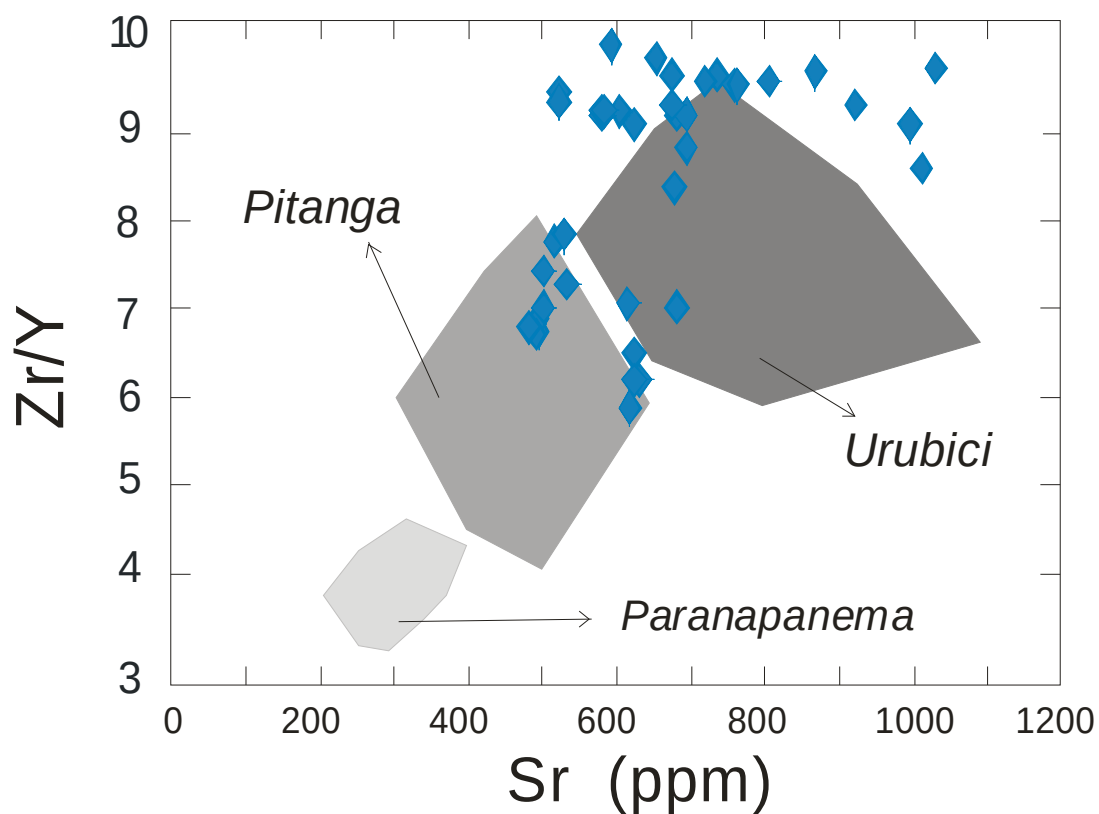


Figura 50 – Diagrama de Sr x Zr/Y com as amostras de alto TiO_2 de **Garda, (1995)** inseridas nos campos das suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (**Peate, 1997**).

Tabela 17 - Valores de Sr (ppm) e da razão Zr/Y e para as amostras estudadas. Suítes 1, 2, 3 e 4 de alto-TiO₂.

Amostra	Sr	Zr/Y	Suíte
CAR-RS-27A	379	6,5	1
CAR-RS-27B	370	4,8	1
UBA-I-4D	344	4,8	1
IAN-II-1B	592	7,1	2
UBA-RS-30A	659	7,6	2
UBA-RS-30B	659	7,7	2
IAN-II-25A	492	7,4	2
IAN-II-25B	474	7,1	2
IAN-III-7B	478	7,3	2
PIC-I-20B	666	8,1	2
RS-31B	652	8,1	2
UBA-I-12B	741	8,7	2
UBA-I-31	500	6,8	2
UBA-I-32	484	6,8	2
UBA-I-6A	661	7,0	2
UBA-II-24A	555	7,7	2
UBA-II-24B	591	7,4	2
UBA-I-6B	644	7,2	2
IAN-III-7A	476	7,3	2
IAN-II-8A	908	8,2	3
IAN-II-8B	662	9,1	3
CAR-III-13A	949	9,6	3
CAR-III-13B	925	10,7	3
MAR-JJ-01	615	14,3	4

Dados de **Famelli (2010)** (Figura 51), obtidos de sua pesquisa realizadas em diabásios da região de Angra dos Reis, foram utilizados como parâmetro de comparação com os dados desta dissertação. Das cinco suítes discriminadas em seu estudo, **Famelli (2010)** demonstrou que apenas a suíte cinco não plota em qualquer campo discriminado para as suítes de Paraná-Etendeka. As amostra das suítes 1 e 2 correlacionam-se predominantemente com os basaltos da suíte Pitanga, enquanto que aquelas da suíte 4 tendem a uma correlação com a suíte Urubici. A suíte 3 plota tanto no campo da suíte Urubici quanto nos limites da suíte Pitanga. Estes dados confirmam o que já foi demonstrado preferencialmente para três das quatro suítes encontradas na

região de Ubatuba, ou seja, que as amostras de diabásio toleítico de alto-TiO₂ desta região correlacionam-se preferencialmente àsquelas das suítes Pitanga e Urubici de **Peate (1997)**.

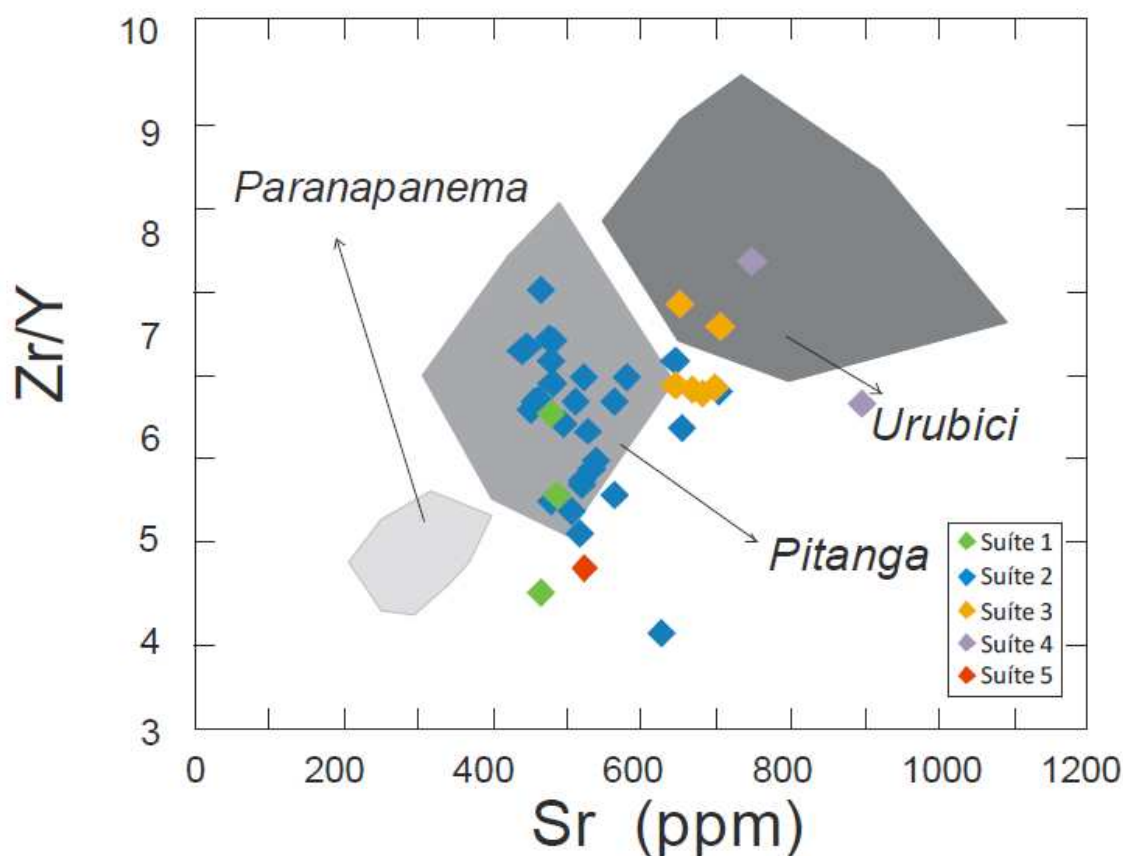


Figura 51 – Diagrama de Sr x Zr/Y com as amostras das cinco suítes de alto-TiO₂ discriminadas na região de Angra dos Reis (**Famelli 2010**), em comparação às suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (**Peate, 1997**).

A Tabela 18 mostra as variações das razões La/Yb das amostras de diques de alto-TiO₂ estudadas durante este mestrado e aquelas estudadas por **Famelli (2010)** na região de Angra dos Reis e **Guedes (2007)** na região próxima a Resende e Barra Mansa. Com base exclusivamente nas razões La/Yb, os dados da Tabela 18 permitem concluir que os diques da suíte 1 da presente dissertação correlacionam-se, muito provavelmente, com os diques da suíte A de **Guedes (op. cit.)** e da suíte I de **Famelli (op. cit.)**, enquanto que os diques da suíte 2 correlacionam-se com aqueles da suíte B de **Guedes (op.**

cit.) e apresentam razões La/Yb dentro do espectro encontrado para os diabásios das suítes II e III de **Famelli (op. cit.)**. A suíte 3 tem valores de razão La/Yb que caem dentro do intervalo de razões La/Yb da suíte C de **Guedes (2007)**. Já a suíte 4, assim como a suíte V de **Famelli (2010)**, apresenta valores relativamente altos de La/Yb. Contudo, estes valores diferem entre si em 80%, o que indica que estas duas suítes (duas amostras) não podem ter sido geradas pelo mesmo percentual de fusão de uma mesma fonte.

Tabela 18 – Razões La/Yb dos diques aflorantes na porção ocidental do EDSM e na área de estudo. As suítes A, B e C foram estudadas por **Guedes (2007)**. As suítes I, II, III, IV e V correspondem, respectivamente, às suítes 1, 2, 3, 4 e 5 de **Famelli (2010)**. As suítes 1, 2, 3 e 4 foram discriminadas nesta dissertação. As razões La/Yb mínimas e máximas encontradas em cada suíte estão na tabela.

Suíte	La/Yb _{mín}	La/Yb _{máx}
A	7,2	11,0
B	11,6	17,7
C	24,8	32,6
I	9,7	11,1
II	11,1	13,1
III	13,6	15,2
IV	16,9	17,5
V	60,3	60,3
1	7,6	10,6
2	12,0	16,4
3	23,4	25,7
4	36,1	36,1

6.2- Considerações finais

Nesta etapa serão apresentados os principais resultados referentes aos trabalhos de campo, petrografia e litogeoquímica realizados para os diabásios da região de Ubatuba.

6.2.1- Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo desta dissertação foram realizados na região litorânea de Ubatuba e adjacências, no litoral norte do Estado de São Paulo. Os principais resultados obtidos foram:

- Os diques estão orientados segundo a direção principal NE-SW, mais precisamente N45E, muito semelhante a encontrada nos diques do Enxame de Diques Serra do Mar em Angra dos Reis (N39E), área vizinha, estudada por **Famelli (2010)**. Isto pode ser indicativo de uma pequena variação nos campos de tensão, entre estas duas áreas, durante o processo de rifteamento do Gondwana no Cretácio Inferior.
Em geral os diques são subverticais e retilíneos. Contudo, em alguns casos, pode-se notar a presença de estruturas tipo ponte, toco, degrau, bifurcação e escalonamento.
- Quanto ao posicionamento das fraturas observadas nos diques, registram-se três famílias principais: fraturas longitudinais, verticais e paralelas ao comprimento maior do corpo; fraturas transversais, verticais e perpendiculares ao comprimento maior do corpo e fraturas oblíquas. Este posicionamento das fraturas pode ser indicativo da atuação de um campo externo de tensão, não paralelo ao conduto, que forçou a reorientação das fissuras recém-nucleadas
- As espessuras dos diques da área de estudo são bastante variáveis, 0,3 metros a 55 metros, o que pode indicar um magmatismo recorrente em diferentes etapas de fragmentação do Gondwana.

6.2.2- Petrografia

- Estas rochas são mesocráticas, em geral, holocristalinas (centro das intrusões). Algumas amostras podem ser hipohialinas (bordo das intrusões), com matriz devitrificada. **Best & Christiansen (2001)** mencionaram amostras devitrificadas como um fato comum nas lavas extravasadas e também nas margens de diques de pouca espessura, cuja intrusão tenha ocorrido em crosta fria e rasa.

- A granulometria dos diabásios, em geral, é fina. Entretanto, algumas amostras, coletadas no centro de diques, apresentam granulação variando de média a grossa, o que, em várias destas amostras, reflete no desenvolvimento de textura seriada. Os diabásios estudados são inequigranulares (preferencialmente), de textura porfirítica e, por vezes, glomeroporfirítica, cujos fenocristais são, principalmente, plagioclásio e clinopiroxênio.
- A textura seriada de três granulações distintas, comum dentre a amostras estudadas, indica mais de dois estágios de cristalização. Com base apenas nos dados petrográficos e considerando-se toda a população de amostras, pode-se concluir que: em um primeiro estágio, provavelmente, cristalizaram-se os fenocristais de olivina, plagioclásio e de clinopiroxênios em câmara magmática: em um segundo estágio, durante a ascensão do magma, houve a cristalização da matriz mais grossa formada de plagioclásio e de dois clinopiroxênios: finalmente, em um terceiro estágio, no momento de intrusão do dique, ocorreu a cristalização da matriz mais fina, depois parcialmente devitrificada.
- A ocorrência de zoneamento e corrosão das bordas nos fenocristais, tanto de plagioclásio quanto de clinopiroxênio, indica um desequilíbrio entre cristal e líquido. A presença de piroxênio pobre em Ca, normalmente pigeonita, nestes basaltos, pode refletir a ocorrência de contaminação pela crosta continental durante a ascensão do magma (Wilson, 1989).

6.2.3- Litogeoquímica

- Os diabásios estudados apresentam afinidade toleítica. Isto corrobora estudos realizados em diabásios de outras porções do EDSM e de outras províncias basálticas continentais contemporâneas ao mesmo, que evidenciam o caráter toleítico do extenso magmatismo basáltico ocorrido durante a fragmentação do Gondwana Ocidental.
- A afinidade toleítica é corroborada pela presença de quartzo e hiperstênio (e ausência de nefelina) na norma CIPW em 93% das amostras estudadas.

Apenas duas amostras (SSE-JJ-6B e SSE-RS-29F) apresentam nefelina normativa, sendo, portanto, classificadas como basaltos alcalinos.

- De todas as 25 amostras de diabásio toleítico estudadas nesta dissertação, 24 foram inseridas em uma suíte de alto-TiO₂ e apenas 1 (IAN-III-10B) foi inserida dentro de uma suíte de baixo TiO₂, com base em critérios apresentados na literatura (2%peso <TiO₂< 2%peso, 310<Ti/Y<310; **Bellieni et al., 1984; Hergt et al., 1991**).
- As variações das razões La/Yb possibilitaram o reconhecimento de quatro suítes de alto-TiO₂ (suítes 1, 2, 3 e 4) na região de Ubatuba, com diferentes quantidades de amostras. Esta diversidade de suítes de alto-TiO₂ já foi diagnosticada em outras porções do Enxame de Diques da Serra do Mar (p.ex: **Corval, 2009** e **Famelli, 2010**), sendo, esta província, de modo geral, mais diversificada do que a Província Paraná-Etendeka.
- Petrograficamente apenas a suíte 1 apresenta olivina como xenocristal. Apenas duas amostras da suíte 2 apresentam fenocristais e estes são de plagioclásio. As amostras da suíte 3 apresentam fenocristais de plagioclásio e de plagioclásio + clinopiroxênio. É possível notar, que mesmo que algumas texturas sejam comuns às várias suítes, ainda ocorrem diferenças. As suítes 1 e 3, por exemplo, são predominantemente, porfíricas; enquanto, a suíte 2 é predominantemente intergranular (não porfírica).
- Estruturalmente, estes diques seguem a direção principal N45-50E em todas as suítes, portanto, seguem o padrão do EDSM.
- A metodologia utilizada para discriminar os processos evolutivos das suítes 2 e 3 foi a mesma aplicada no grupo constituído por todas as amostras (**Capítulo 5**). Para tanto, diagramas de variação, tendo MgO como índice de diferenciação, foram feitos para elementos maiores, elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb) e compatíveis Cr, Sc e V. O resultado obtido indica que estas suítes resultaram de cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante na suíte 2, mas com mudança de assembléia fracionante na suíte 3.

- O estudo comparativo regional entre as quatro suítes discriminadas nesta dissertação e as suítes basálticas reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (**Peate, 1997**) mostrou que as suítes da região de Ubatuba correlacionam-se bem com as suítes Urubici e Pitanga de Paraná-Etendeka. Contudo nenhuma das suítes discriminadas neste trabalho correlaciona-se exclusivamente com uma única suíte de Paraná-Etendeka. Pelo contrário, a maioria delas abrange um espectro mais amplo que os delimitados para as suítes daquela província. Isto é interessante na medida em que as suítes basálticas de alto-TiO₂ em Paraná-Etendeka têm sido relacionadas a diferentes fontes mantélicas, refletindo a heterogeneidade química no manto em escala regional (p. ex.: **Peate, 1997**). Sendo assim, é possível, então, que as características litogeoquímicas dos diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar, na região de Ubatuba, apontem também para heterogeneidades em escala local.
- As razões de La/Yb_(N) e La/Nb_(N) indicam que as suítes 1, 2, 3 e 4 originaram-se de fontes mantélicas enriquecidas, tendo, assim, pelo menos uma contribuição de componentes litosféricos. Propõe-se aqui trabalhos futuros envolvendo geoquímica isotópica e, precisamente, a fonte e a quantidade de fusão parcial das mesmas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M.de 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36 p.

Almeida F.F.M.de, Amaral G., Cordani U.G., Kawashita K. 1973. The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazon River. In: A.E. Nairn, F.G. Stehli (eds) *The ocean basins and margins*. Plenum Publ., New York, N.Y., v. 1, p. 411-446.

Almeida, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 16, p. 325-349.

Almeida, F. F. M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4), 349-364.

Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 1989. Magmatic occurrences of post-Permian of South American Plataform. Boletim do IG-USP - Série Científica, 20, 71-85.

Almeida J.C.H.de, Tupinambá M., Heilbron M., Trouw R.A.J. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...*, Belo Horizonte, p. 32.

Bellieni G., Brotz U P., Comin-Chiaramonti P., Ernesto M., Melfi A.J., Pacca I.G., Piccirillo E.M., Stolfa D. 1983. Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalts to rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, São Paulo, v. 55, p. 355-383.

Bellieni G., Brotzu P., Comin-Chiaramonti P., Ernesto M., Melfi A.J., Pacca I.G., Piccirillo E.M., Stolfa D. 1984a. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrol.*, 25:579-618

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Rosenberg, A. 1986. Petrogenetic aspect of acid and basaltic lavas from Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 27, p. 915-944.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Nardy, A.J.R., Rosenberg, A. 1984. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, Stuttgart/Germany, v. 150, p. 273- 306.

Bellieni G., Montes-Lauar C. R., De Mim A., Piccirillo E. M., Cavazzini G., Melfi A. J., Pacca I. G. 1990. Early and Late Cretaceous magmatism from São

Sebastião island (SE-Brazil): Geochemistry and petrology. *Geochemica Brasiliensis*, 4(1), 59-83.

Best, M. G. & Christiansen, E. H. 2001. *Igneous Petrology*. xvi+458 pp. Oxford: Blackwell Science. *Geol. Mag.* 139, 2002

Cainelli, C. & Mohriak, W.U. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian Continental gin. *Episodes*, Beijing, v. 22(3), p. 206-216.

Campos Neto, M. C. 2000. Orogenic Systems from southwestern Gondwana. An approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.335-365.

Chang, H.K., Kowsman, R.O., Figueiredo, A.M.F. 1988. Novos Conceitos sobre o Desenvolvimento das Bacias Marginais do Leste Brasileiro. *Episodes*, Beijing, v. 11, p. 194-202.

Chang, H.K., Kowsman, R.O., Figueiredo, A.M.F. 1990. New Concepts on the Development of the East Brazilian Marginal Basins. *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Petrobrás.

Chang, H.K., Kowsman, R.O., Figueiredo, A.M., Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System - An overview. *Tectonophysics*, Netherlands, v. 213, p. 97-138.

Cobbold, P.R., Meisling, K.E. and Mount, V.S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85, 1925-1944.

Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Piccirillo, E.M., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., Demin, A., Marzoli, A., Speziale, S., Velázquez, V.F. 1997. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetics relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 38, p. 495-528.

Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., Piccirillo, E.M., Rivalenti, G. 1983. High-TiO₂ basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, Stuttgart/Germany v. 146, p. 133-150.

Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. 2000. *Tectonic Evolution of South America*. SBG, São Paulo, 854p.

Corrêa Gomes, L.C., Tanner de Oliveira, M.A.F., Motta, A.C. & Moreira Cruz, M.J. 1996. *Província de diques máficos do Estado da Bahia: Mapa, estágio atual de conhecimento e evolução temporal*. SGM, Salvador, 144 pp.

Corval, A. 2005. *Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro*. 2005. 92 f. Dissertação (Mestrado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Corval, A. 2009. *Petrogênese e Contexto Geodinâmico das Suítes Basálticas Toleíticas (de alto-TiO₂ e baixo-TiO₂) do Cretáceo Inferior da Porção Centro-oriental do Enxame de Diques da Serra do Mar*. 2009. Tese (Doutorado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 205, p. 295- 308.

Courtillot V., Jaupart C., Manighetti I., Tapponnier P., Besse J. 1999. On casual links between flood basalts and continental break up. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 166, p. 177-195.

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

Damasceno, E.C. - 1966. Estudo preliminar dos diques de rochas básicas e ultrabásicas da região de Ubatuba, Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 38(2):293-304.

Deckart K., Féraud G., Marques L.S., Bertrand H. 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Netherlands, v. 80, p. 67-83.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. *Na introduction to the Rock-Forming Minerals- 2nd*. Edition. Longman, ESSEX, 696 p.

Depaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 53, p. 189-202.

Dias J.L., Sad A.R.E., Fontana R.L., Feijó F.J. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 8(1), p. 235-245, 1994.

Dutra T. 2006. *Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ*. 2006. 111 f. Dissertação (Mestrado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Ebert, H. Ocorrência de fácies granulítica no Sul de Minas Gerais, e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua

origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 40, p. 215-229. 1968. Suplemento.

Eirado Silva, L. G. A., 2006. A interação entre os eventos tectônicos e a evolução geomorfológica da Serra da Bocaina, sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, 2006. Tese de Doutorado. Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. IX, 273p. 29,7

Ernesto, M., Marques, L. S., Piccirillo, E. M., Molina, E. C., Ussami, N., Comin-Chiaromonte, P., Bellieni, G. 2002. Paraná Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Netherlands, v. 118, p. 102-112.

Ernesto M., Raposo M.I.B, Marques L.S., Renne P.R., Diogo L.A., De Min A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, Netherlands, v. 28, p. 321-340.

Ernst R.E., Buchan K.L. 1997. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: J.J. Mahoney, M.F. Coffin (eds). *Large Igneous Provinces*. Washington, D.C., American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series 100, p. 297-333.

Famelli, N. P. 2010. Petrologia dos diabásios da região de Angra dos Reis, RJ 2010. 107 p. Dissertação (Mestrado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Fodor, R.V. 1987. Low- and high-TiO₂ flood basalts of Southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 84, p. 423-430.

Fodor, R.V., Mckee, E.H., Asmus, H.E. 1983/84. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, Netherlands, v. 54, M1-M8.

Fodor, R.V. & Vetter, S.K. 1984. Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 88, p. 307-321.

Garda, G.M. 1995. *Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo*. 1995. 156 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Garland F., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M. 1995. Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites (*sic*), Southern Brazil. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 36, p. 1193-1227.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Dickin, A.P., Leonardos, O.H. 1995a. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 136, p. 149-165.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G. 1995b. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 36, p. 189-229.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Weska, R.K., Dickin, A.P., Leonardos, O.H. 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 126, p. 303-314.

Guedes, E. 2007. *O magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento da Bacia de Santos: região entre Resende e a Baía da Ilha Grande*. 2007. 300 f. Tese (Doutorado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Guedes, E.; Heilbron, M.; Vasconcelos, P.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.H; Teixeira, W., Thomaz Filho, A. K-Ar and Ar-Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of Santos Basin, Resende Area, SE, Brazil: Implications for the South Atlantic opening and a Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, Netherlands, v. 18, p. 145-178, 2005.

Guedes, E., Heilbron, M. and Valente, S.C., 1999, Litogeoquímica e petrografia dos diques máficos da região entre Pedra Selada e Barra do Piraí, RJ, SE do Brasil: Boletim de Resumos Expandidos do 5º Congresso de Geoquímica de Países de Língua Portuguesa e 7º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Seguro, SBG-BA, 516.

Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A., Wildman, T. R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens L. H. (ed), *Origin and distribution of the elements*, vol. 1. Pergamon, Oxford, pp 889-911.

Hawkesworth, C.J., Van Calsteren, P. W. C. 1984. Radiogenic isotopes – some geological applications. In: Hederson P. (ed), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 375-421.

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M., Peate, D.W., Regelous, M., Rogers, N.W. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Storey, B.C., Alabaster, T. & Pankhurst, R.J. (eds). 1992. *Magmatism and the causes of continental breakup*. London: Special Publication of the Geological Society of London. v. 68, p. 221-240.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, LC., Trow, R.A.J., Janasi, V.A., 2004, Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., e Brito-Neves, B.B., eds, *Livro Geologia do*

Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Fiávio Marques de Almeida: São Paulo, Editora Beca, primeira edição, 647p.

Heilbron, M., Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125, 87-112.

Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M. Milani, E., Almeida, J.C.A., Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W.U. and Talwani, M. (eds.) Atlantic rifts and continental margins. Washington, *American Geophysical Union, Geoph. Monogr. Ser.* 115, pp. 1-32. Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trow, R.A.J.,

Hergt, J.M., Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 105, p. 134-148.

Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Canada, v. 8, p. 523-547.

Jaques, A.L. & Green, D.H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 73, p. 287-310.

Klein V.C., Valença J.G. 1984. Mecanismo de colocação de brechas fluidizadas na área de Cabuçu (complexo alcalino do Mendanha), Rio de Janeiro. Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, SBG/RJ, p. 4355-4361.

Lechler, P.J. & Desilets, M. O. 1987. A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis. *Chemical Geology*, 63, 341-344.

Leinz V., Bartorelli A., Sadowki G.R., Isotta C.A.L. 1966. Sobre o comportamento espacial do *trapp* basáltico da Bacia do Paraná. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 15, 19-91.

Lemaitre, R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms. (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks)*. Blackwell, Oxford, 193p.

Lobo, J.T. 2007. *Petrogênese das rochas basálticas do Eocretáceo das Bacias de Campos e Pelotas e implicações na geodinâmica de rifteamento do Gondwana Ocidental*. 2007. 172 f. Tese (Doutorado em Petrologia, Tectônica e Recursos Minerais) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Lobo, J.T., Valente, S.C., Thomaz Filho, A., and Szatmari, P., 1999a, Diabásios da Serra do Mar e basaltos da Bacia de Campos - comparação dos processos de AFC através de modelamento geoquímico quantitativo: Boletim de Resumos Expandidos do 5º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, SBG, 56,

Lobo, J.T., Valente, S.C., Thomaz Filho, A., and Szatmari, P., 1999b, Diabásios da Serra do Mar e basaltos da Bacia de Campos - comparação dos processos de AFC através de modelamento geoquímico quantitativo: Boletim de Resumos Expandidos do 5º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, SBG, 56.

Machado, F.B, Rocha Júnior, E.R.V., Nardy A.J.R., Marques, L.S. 2008. A Província Magmática do Paraná em Mato Grosso do Sul (Br): Considerações Geológicas, Petrológicas e Geoquímicas. In: IV SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2008, Foz do Iguaçu. *Anais do IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Foz do Iguaçu: Editora Coluna do Saber, 2008. p. 44 – 46.

Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, London, 1982. 148p.

Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., Souza, M.A., Civetta, L., Atalla, L., Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, Oxford, v. 26, p. 187-209.

Marini. O. J., Fuck, R. A., Trein, E. 1967. Intrusivas básicas Jurássico-Cretáceas do primeiro planalto do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v. 23-25 p. 307-324.

Marques L.S. 2001. *Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná*. 2001. 86 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, 2001.

Marques, L.S., Dupré, B., Piccirillo, E.M. 1999. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry: *Journal of Geodynamics*, Netherlands, v. 28(4-5), p.439-458.

Marques, L.S. & Ernesto, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Britoneves, B.B. (Eds). *Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 647.

Marques, L.S., Figueiredo, A.M.G., Saiki, M., Vasconcellos, M.B.A. 1989. Geoquímica analítica dos elementos terras raras - Aplicação da técnica de análise por ativação neutrônica. In: M.L.L. Formoso, L.V.S. Nardy, L.A. Hartmann (eds.) *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. CPRM/DNPM - SBGq, p. 15-20.

Marques, L. S., Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Figueiredo, A. M. G., MIN, A. 2003. Caracterização geoquímica dos diques mesozóicos de natureza toleítica da costa sudeste do Brasil In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1., 2003, Belém. *Livro de Resumos Expandidos do IX Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Belém: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 2003. p. 652 – 654.

Marques, L. S., Ernesto, M.; Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Figueiredo, A. M. G., MIN, A. 2005. Identificação de diferentes pulsos magmáticos no Enxame de Diques Serra do Mar. In: III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2005, Cabo Frio. *Anais...SBG*, 2005. V,1. p. 289-293.

Meisling K.E., Cobbold P.R., Mount V.S. 2001. Segmentation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **85**(11):1903-1924.

Milani E.J. 2004. Considerações sobre a estratigrafia do Fanerozóico no Brasil. In: SBG, Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia, 1, Porto Alegre, 2004. *Atas...*, Porto Alegre, p. 1-7.

Milani E.J., Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 389-449.

Mincato R.L., Enzweiler J., Schrank A. 2003. Novas idades ^{40}Ar - ^{39}Ar e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP na Província Ígnea Continental do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2003, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos do Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Belém: Sociedade Brasileira de Geoquímica – SBGq, 2003. p. 425-427.

Mizusaki A.M.P. 1986. *Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos: caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos*. 104 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Mizusaki, A.M.P., Petrini, R., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., Demin, A., Piccirillo, E.M. 1992. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer Berlin / Heidelberg, v. 111, 143-160.

Mizusaki, A.M.P. & Thomaz Filho, A. 2004. O Magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., BRITONEVES, B.B. (Eds). *Livro Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 647.

Mizusaki A. M. P., Thomaz-Filho A., Cesero P. de 1998. Ages of the magmatism and the opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas*, 25:45-57.

Mohiak W.U. 2004. Recursos Energéticos Associados à Ativação Tectônica Mesozóica-Cenozóica da América do Sul. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (org.) *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando de Almeida*, cap. XVIII, p. 293-318.

Mohriak, W. U., Rosendahl, B.R., Turner, J. P., Valente, S. C. 2002. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. *Volcanic rifted margins*, Geological Society of America, v.362, p. 159-202.

Monteiro, H.L.J. & Valente, S.C. 2003. Estudo Petrológico comparativo das suítes de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar. In: JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFRURALRJ, 2003, Seropédica/RJ. *Anais da Jornada de Iniciação Científica da UFRuralRJ*. Seropédica: UFRuralRJ, 2003. p. 54-55.

Mysen, B.O. & Kushiro, I. 1977. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle, *American Mineralogist*, USA, v. 62, p. 843-865.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Netherlands, v. 38, p. 757-775.

Nardy, A.J.R., Betancourt, R.H., Verdugo, D.R.H. Mapa geológico das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná. In: <http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/pbgm.html>. 2001.

O'Nions, R.K. & McKenzie, D.P. 1988. Melting and continent generation. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 449-456.

Peate, D. W. 1997. The Paraná-Etendeka province. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN, M.F. (Eds.). *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism*. USA: Geophysical Monograph Series, 1997. p. 438.

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

Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M., Rogers N.W., Turner S.P. 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high-Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of 'Dupal'-type mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 40(3), p. 451- 473.

Pereira M.J., Feijó F.J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8(1), p. 219-234.

Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Cavazzini, G., Comin-chiaromonti, P., Petrini, R., Melfi, A.J., Pinesi, J.P.P., Zantadeschi, P., Demin, A. 1990. Lower Cretaceous

tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chemical Geology*, Netherlands, v. 89, p. 19-48.

Piccirillo E.M., Comin-Chiaramonti P., Melfi A.J., Stolfa D., Bellieni G., Marques L.S., Giaretta A., Nardy A.J.R., Pinese J.P.P., Raposo M.I.B., Roisenberg A. 1988. Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (Eds). *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo: Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 1988. p. 600.

Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 1988. 600p.

Pinese J.P.P. 1989. *Caracterização geoquímica e petrológica dos diques do Arco de Ponta Grossa*. 1989. 197 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

Porto JR., R. & Valente, S.C. 1989. Ocorrência de traquito orbiculóide na região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: 1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1989, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos do 1º Simpósio de 185 Geologia do Sudeste*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1989. p.180-181.

Porto JR., R., Valente, S.C. & Duarte, B.P. 1991. Textura orbicular em traquitos: uma abordagem petrográfico-geoquímica. In: 1º CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1991, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos do 1º Congresso Internacional de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 130-133.

Raposo M.I.B., Ernesto M., Renne P.R. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Netherlands, v. 108, p. 275-290, 1998.

Regelous, M. 1993. *Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil*. 1993. 200 f. PhD thesis - Open University.

Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Ferand, G, Piccirillo, E.M. 1996a. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 144, p. 199-211.

Renne P.R., Ernesto M., Milner S. 1997. Geochronology of the Paraná-Etendeka Magmatic Province. *Eos*, 742p.

Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M., Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, USA, v. 258, p. 975-979.

Renne, P.R., Glen, J.M., Milner, S.C. & Duncan, A.R. 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in Southwestern Africa. *Geology*, Geological Society of America, v. 24, p. 659-662.

Renne P.R., Mertz D.F., Ernesto M., Marques L.S., Teixeira W., Ens H.H., Richards M.A. 1993. Geochronologic constrains on magmatic and tectonic evolution of the Paraná Province. *Eos*, 26:553.

Richards M.A., Duncan R.A., Courtillot V.E. 1989. Flood basalts and hot spot tracks: plume heads and tails. *Science*, USA, v. 246, p. 103-107.

Rollinson, H. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman scientific & Technical, 1993. 352p.

Schmitt R.S., Trouw R.J.A., Van Schmus W.R. & Pimentel M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of the West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **133**:29-61.

Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C.J., Kirstein, L., Mantovani, M. 1996. 3-D, Ar/Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 143, p. 95- 109.

Sun, S. S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc.*, **A297**, 409-445.

Tetzner, W. 2002. Tectônica, petrografia e geoquímica dos diques totéiticos do Cabo de Búzios (RJ). Dissertação de Mestrado, UERJ, 88p.

Thiede, D.S. & Vasconcelos, P.M. 2008. Paraná Flood basalts: rapid extrusion hypothesis supported by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. In: 44^o CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2008, Curitiba. *Anais do 44^o Congresso Brasileiro de Geologia*. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleo Paraná), 2008, p. 563.

Thomaz Filho, A.T.; Misuzaki, A.M.P.; Milani, E.J., Cesero, P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa breakup. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30 (1), p. 17-19.

Thompson, R.N. 1992. British Tertiary volcanic province. *Scott. F. Geol.*, 18, 49-107.

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, London, A310, p. 549-590.

Tomazzoli, E. R. 2007. O Enxame de Diques de Florianópolis, no setor norte da Ilha de Santa Catarina (SC). In: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2007, Natal/RN. *Anais do XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Natal/RN: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007. p. 287-288.

Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Andreis R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 287-310.

Tupinambá M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo. 222p.s

Tupinambá, M., Teixeira, W., Heilbron. M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1), 07-11.

Turner, S. & Hawkesworth, C.J. 1995. The nature of the subcontinental mantle: constraints from the major element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, 120, 295-314.

Turner, S.P., Kirstein, L.A., Hawkesworth, C.J., Peate, D.W., Hallinan, S., Mantovani, M.S.M. 1999. Petrogenesis of an 800 m lava sequence in eastern Uruguay: insights into magma chamber processes beneath the Paraná flood basalt province. *Journal of Geodynamics*, Netherlands, v. 28, p. 471-487.

Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, v. 121, p. 333-348.

Valente, S.C. 1997. *Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil*. 1997. 366 f. Tese (Doutorado), The Queen's University of Belfast.

Valente, S.C., Corval, A., Duarte, B.P., Ellam, R.B., Fallick, A.E., Dutra, T. 2007. Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plumesubcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar Dyke Swarm, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 37 (1), p. 194 – 201.

Valente, S.C., Duarte, B.P., Heilbron, M., Corval, A., Valladares, C.S., Almeida, J.C.H. & Guedes, E. 2005. Provincialidade geoquímica do Enxame de Diques da Serra do Mar e domínios tectônicos do Orógeno: o Cretáceo como uma janela para o Proterozóico. In: 7 SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS E 1 SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE TECTÔNICA, 2005, Curitiba/PR. *Boletim de Resumos do 7 Simpósio Nacional de Estudos*

Tectônicos e 1 Simpósio Internacional de Tectônica. Curitiba/PR: Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleo Paraná), 2005. p. 283-285.

Valente, S. C., Meighan, I. G., Fallick, A. E., Ellam, R. L. 2002. The assessment of post-magmatic processes in the Serra do Mar Dyke Swarm SE BRAZIL: proposals for acid leaching techniques and criteria for petrogenetic interpretations. *Revista da Universidade Rural – Série Ciências Exatas e da Terra*, Seropédica-RJ, v. 21, p.1-21.

Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G.. and Fallick, A.E., 1998a, Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do Cretáceo Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área de do Rio de Janeiro, RJ: Boletim de Resumos do 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG, 471.

Valente, S.C., Ellam, R.L., Meighan, I.G., and Fallick, A.E., 1998b, Petrogênese dos diques alcalinos do Rio de Janeiro e a natureza dos processos mantélicos no Cretáceo Superior sob a Serra do Mar, RJ: Boletim de Resumos do 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG, 486

Valente, S. C., Duarte, B.P., Porto JR., R., Almeida, M.E., Paixão, M.A.P., Monteiro, M.A.S. 1992a. Ocorrência de intrusão composta (diabásio fonolito) em Pedra de Guaratiba, Rio de Janeiro, RJ. In: 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1992a, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992a, v. 2. p. 61-62.

Valente, S.C., Porto Jr., R., Almeida, M.E., Paixão, M.A.P., Monteiro, M.A.S. 1992b. Alteração deutérica e metassomatismo provocados por intrusão de alcaliolivina basalto em granito no Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. In: 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1992b, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992b, v. 2. p. 63-64.

White, R.S. & Mckenzie, D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, USA, v. 94, p. 7685-7730.

White R.S & Mckenzie D.J. 1995. Mantle plumes and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, USA, v. 100, p. 17543-17585.

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Harper Colins Academic, New York. 466p.

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

Wood, B.J. & Fraser, D.G. *Elementary thermodynamics for geologists*. Oxford University Press, Oxford, 1976. 303p.