UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**OS DIQUES BÁSICOS E ULTRABÁSICOS DA
REGIÃO COSTEIRA ENTRE AS CIDADES DE
SÃO SEBASTIÃO E UBATUBA, ESTADO DE
SÃO PAULO**

Gianna Maria Garda

Orientador: Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorscher

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004982

SÃO PAULO
1995

RESUMO

A região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba e os costões das ilhas de São Sebastião, Anchieta e Mar Virado (Estado de São Paulo) são cortados por numerosos pequenos enxames e diques isolados de direção N55E. Os litotipos principais variam de básicos a intermediários. Entretanto, também ocorre uma variedade de lamprófiros alcalinos lado a lado com o grupo principal. As espessuras dos diques básicos a intermediários é muito variável, desde alguns centímetros a vários metros, enquanto os lamprófiros são menos espessos (algumas dezenas de centímetros).

Plagioclásio (labradorita/andesina), piroxênio (augita e rara pigeonita) e minerais opacos constituem os diques básicos a intermediários. Biotita com F e Cl é mineral acessório e edenita-hornblenda pode substituir o piroxênio. As bordas de alguns diques apresentam texturas de resfriamento rápido. Os centros dos diques mais espessos são faneríticos, apresentando cristais de plagioclásio rodeados por intercrescimentos granofíricos de quartzo e feldspato alcalino, dando à composição total da rocha um caráter mais intermediário. As temperaturas mínimas de cristalização dos pares augita-pigeonita são de 1000°-1100°C. Ilmenita somente aparece nestas rochas; as temperaturas de exsolução desse mineral em espinélios de Fe e Ti são de $740^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$ e $\log_{10}f_{\text{O}_2}$ de 16 ± 2 .

Os lamprófiros, por sua vez, apresentam abundantes megacristais de olivina pseudomorfizada e clinopiroxênio. A matriz é formada por augita titanífera rica em Ca, plagioclásios cálcicos, minerais óxidos e vidro. Kaersutita, flogopita/bioita, analcima e melilita distinguem um tipo de lamprófiro de outro (camptonitos, monchiquitos, lamprófiros picríticos, biotita lamprófiros e um alnöito). Calcita é comum e forma, com analcima, estruturas globulares (*ocelli*), indicativas de altas pressões de H_2O , que também favorecem a cristalização de kaersutita.

Al tem um papel importante na química mineral do alnöito, pois compensa sua deficiência em sílica. Por exemplo, os cromoespinélios zonados possuem bordas com composições de titanomagnetitas ricas em Al. Flogopitas e cromoespinélios zonados do alnöito e dos biotita lamprófiros mostram comportamentos químicos semelhantes dos núcleos para as bordas, sugerindo que estas variações composicionais ocorreram simultaneamente em ambos os minerais.

As composições dos núcleos frescos das olivinas são $\text{Fo}_{84}\text{Fa}_{16}$. A geotermometria aplicada às inclusões de cromoespinélios em megacristais de olivina indicam temperaturas da ordem de 1000°-1200°C.

Os Mg# dos diques básicos a intermediários são baixos (≤ 39), contrapondo-se aos dos lamprófiros (Mg# = 51-73, *ca.* 80 para os lamprófiros picríticos). Os primeiros são classificados como basaltos, traquibasaltos, traquiandesitos basálticos e traquiandesitos. As quantidades de

Al_2O_3 , Na_2O e K_2O aumentam, enquanto as de TiO_2 , FeO_t , MgO e CaO diminuem dos tipos básicos aos intermediários.

Os lamprófiros são classificados como foiditos, com $\text{SiO}_2 < 47\%$, Al_2O_3 variando entre 5% a 14%, $\text{MgO} > 7\%$ e com quantidades elevadas de H_2O e CO_2 . Além disso, os lamprófiros picríticos classificados como microbasaltos apresentam os mais baixos conteúdos de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , Na_2O e K_2O . A classificação química também distingue um grupo de tefritos, composicionalmente intermediários entre os lamprófiros e as rochas básicas a intermediárias.

Os diques básicos a intermediários apresentam $(\text{La/Yb})_N = 16$ e anomalias negativas de Nb, Ta e Sr. O alnöito apresenta $(\text{La/Yb})_N = 42$ e está enriquecido em P, Ba, Sr, Th, U, Nb, Ta e elementos terras raras leves comparativamente aos outros litotipos. Também difere dos demais lamprófiros por apresentar anomalia negativa de Ti. Os lamprófiros picríticos mostram os perfis menos inclinados nos diagramas multielementares e são os menos enriquecidos em elementos incompatíveis.

Análises pelo método dos mínimos quadrados e cálculos de cristalização fracionada mostram que os lamprófiros picríticos são fases cumuláticas na evolução dos lamprófiros. Por outro lado, não foi possível derivar as rochas intermediárias das basálticas, sugerindo contaminação crustal, respaldada pelo hiato composicional de SiO_2 de 8-9%.

Os diques básicos a intermediários apresentam $\epsilon_{\text{Nd}}(i) \approx -5$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,706 a 0,707, caindo num campo intermediário entre os basaltos de baixo e alto Ti da Bacia do Paraná. Por outro lado, os lamprófiros apresentam $\epsilon_{\text{Nd}}(i)$ entre +1 e +2 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de cerca de 0,705, que indicam uma fonte mantélica mais profunda com maiores proporções de fusão derivadas da astenosfera.

O alnöito está fortemente enriquecido em Pb radiogênico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.94$). Todas as amostras plotam acima da Linha de Referência do Hemisfério Norte (NHRL) nos diagramas Pb/Pb. Os dados de isótopos de Pb para as rochas básicas a intermediárias (incluindo alguns diorito pórfiros e diabásios da região de Bairro Alto), biotita lamprófiros e um traquito da Ilha de São Sebastião evidenciam a anomalia DUPAL, o que não é o caso do alnöito e dos camptonitos/monchiquitos.

Os dados geoquímicos corroboram, portanto, para contribuições de diferentes componentes mantélicos na geração dos diques básicos a intermediários e lamprófiros. Enquanto os primeiros parecem estar relacionados com o magmatismo da Bacia do Paraná, os últimos podem estar associados a um evento magmático alcalino de idade intermediária entre a intrusão dos diques básicos a intermediários (130 Ma) e aquela do complexo sienítico da Ilha de São Sebastião (80 Ma), como indicado pelas isócronas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

ABSTRACT

The coastline between São Sebastião and Ubatuba cities and the shores of São Sebastião, Anchieta and Mar Virado islands (São Paulo State, Brazil) are crosscut by several small swarms and isolated dykes trending N55E. The main rock types range from basic to intermediate, but also a conspicuous variety of alkaline lamprophyres occur side by side with the main group. The thicknesses of the basic to intermediate dykes vary widely, from a few centimetres to several metres, while the lamprophyres are a few tens of centimetres thick.

Plagioclase (labradorite/andesine), pyroxene (augite and rare pigeonite) and iron ores are the rock-forming minerals of the basic to intermediate dykes. Cl- and F-bearing biotite is an accessory mineral and edenite-hornblende may substitute for pyroxene. Quenching textures are found in the rims of some the dykes. The cores of the thicker dykes are usually coarser grained and granophyric intergrowths of quartz and alkali feldspar usually surround plagioclase crystals, leading to more intermediate whole-rock compositions. The minimum augite-pigeonite crystallization temperatures are 1000°-1100°C. Ilmenites only appear in these rocks and temperatures of exsolution in Ti-Fe spinel are 740°C $\pm$ 30°C and log₁₀fO₂ of 16 $\pm$ 2.

In turn, the lamprophyres present abundant megacrysts of pseudomorphosed olivine and clinopyroxene. The groundmass is composed by titaniferous Ca-rich augite, calcic plagioclases, oxide minerals and devitrified glass. Kaersutite, phlogopite/biotite, analcime and melilite distinguish one type of lamprophyre from another (camptonites, monchiquites, picritic lamprophyres, biotite lamprophyres and an alnöite). Calcite is fairly common and forms, with analcime, globular structures (ocelli), indicative of high H₂O pressures, which also favours kaersutite crystallization.

Al plays an important role in the mineral chemistry of the alnöite, to compensate for its deficiency in silica. For example, zoned Cr-spinels have rims of Al-rich titanomagnetite compositions. Zoned phlogopites and Cr-spinels from the alnöite and biotite lamprophyres show similar chemical behaviour from cores to rims, suggesting that these compositional variations occurred simultaneously in both minerals.

Compositions of fresh cores of olivines are Fo₈₄Fa₁₆. Geothermometry applied to the Cr-spinels inclusions in olivine megacrysts indicates temperatures of the order of 1000°-1200°C.

The basic to intermediate dykes have low Mg# ($\leq$ 39) as opposed to the lamprophyres (Mg# = 51-73; ca. 80 for picritic lamprophyres). The former are classified as basalts, trachybasalts, basaltic trachyandesites and trachyandesites. Al₂O₃, Na₂O and K₂O contents increase while TiO₂, FeO_t, MgO and CaO decrease from basic to intermediate types.

The lamprophyres are classified as foidites, with SiO₂ < 47%, Al₂O₃ varying from 5% to 14%, MgO > 7% and with high H₂O and CO₂ contents. Furthermore, the picritic lamprophyres classified as microbasalts have the lowest TiO₂, Al₂O₃, FeO_t, Na₂O and K₂O

contents. The chemical classification distinguishes a tephrite group, compositionally intermediate between lamprophyres and basic to intermediate rock types.

The basic to intermediate dykes have $(La/Yb)_N = 16$ and negative Nb, Ta and Sr anomalies. The alnöite has $(La/Yb)_N = 42$ and is enriched in P, Ba, Sr, Th, U, Nb, Ta and LREE comparatively to the other rock types. It also differs from the other lamprophyres by a negative Ti anomaly. The picritic lamprophyres show the flattest profiles in the multielement diagrams and are the least enriched in incompatible elements.

Least-square analyses and crystal fractionation calculations show that the picritic lamprophyres are cumulate phases in the evolution of the lamprophyres. On the other hand, it was not possible to derive intermediate rocks from basaltic ones, suggesting crustal contamination supported by a silica gap of 8-9%.

The basic to intermediate dykes have $\epsilon_{Nd(i)}$ of ≈ -5 and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ of 0.706 to 0.707, falling in a range between the low- and high-Ti Paraná basalts. In contrast, the lamprophyres show $\epsilon_{Nd(i)}$ between +1 and +2 and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ around 0.705, which indicate a deeper mantle source with greater proportions of asthenospheric-derived melts.

The alnöite is highly enriched in radiogenic Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb = 19.94$). All samples lie well above the Northern Hemisphere Reference Line (NHRL) on Pb/Pb plots. Isotope Pb data for basic to intermediate rocks (including some diorite porphyries and diabases from the inland Bairro Alto region), biotite lamprophyres and a trachyte from São Sebastião Island put the DUPAL anomaly in evidence for these rocks; it is not the case with the alnöite and the camptonites/monchiquites.

The geochemical data support a distinct input of mantle components in the generation of the basic to intermediate and lamprophyric dykes. Whereas the former seem to be related to the Paraná Basin magmatism, the latter may be associated with an alkaline magmatic event intermediate in age between the intrusion of the basic to intermediate dykes (130 Ma) and that of the syenite complex of São Sebastião Island (80 Ma), as indicated by $^{87}Sr/^{86}Sr$ isochrons.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO

1.1. Localização da área.....	1
1.2. Trabalhos anteriores.....	1
1.3. Métodos utilizados.....	3
1.3.1. Trabalhos de campo.....	3
1.3.2. Trabalhos de laboratório.....	5
1.3.3. Trabalhos de Escritório.....	10

2. GEOLOGIA

2.1. Introdução	11
2.2. O Complexo Costeiro	13
2.3. As intrusivas básicas e alcalinas.....	21
2.3.1. Magmatismo básico e alcalino da Ilha de São Sebastião	21
2.3.2. Magmatismo básico e intermediário.....	22

3. OS DIQUES

3.1. Introdução	29
3.2. Bairro Alto	30
3.3. Região costeira entre São Sebastião e Ubatuba e das ilhas Anchieta, do Mar Virado e de São Sebastião	30
3.3.1. Ponta da Questão, Ponta do Guaecá e Praia do Baraqueçaba.....	31
3.3.2. Praia do Cabelo Gordo, Praia Barra Limpa e Ponta do Araçá.....	31
3.3.3. Saco do Morcego, Saco da Cotia e Ponta do Tapuá.....	32
3.3.4. Praia e Ponta do Pulso	33
3.3.5. Praia do Oeste, Praia do Bonete, Praia Grande do Bonete, Praia do Deserto.....	33
3.3.6. Praia Brava da Fortaleza	33
3.3.7. Praia do Sununga, Ponta Grossa, Praia do Flamenguinho e Praia do Flamengo	33
3.3.8. Praia Santa Rita, Ponta do Espia e Praia da Enseada	34
3.3.9. Ponta do Espia, Praia de Fora e Ponta das Toninhas.....	34
3.3.10. Praia do Tenório, Praia Vermelha do Sul, Prainha e do cais do porto de Ubatuba	35

3.3.11. Saco das Andorinhas, Ponta Grossa do Farol e Saco do Cedro.....	35
3.3.12. Ilha Anchieta.....	35
3.3.13. Ilha do Mar Virado	36
3.3.14. Ilha de São Sebastião	36
4. PETROGRAFIA	
4.1. Rochas básicas a intermediárias	59
4.2. Rochas básicas-ultrabásicas.....	60
5. ELEMENTOS MAIORES E MENORES	
5.1. Introdução	71
5.2. Elementos maiores.....	77
5.2. Elementos menores.....	78
6. QUÍMICA MINERAL	
6.1. Piroxênios	83
6.2. Feldspatos	90
6.3. Biotitas e flogopitas	92
6.4. Anfibólios	97
6.4.1. Kaersutitas	99
6.4.2. Os anfibólios das rochas básicas a intermediárias.....	103
6.5. Cromoespinélios e ilmenitas.....	103
6.5.1. Espinélios de Fe e Ti.....	104
6.5.2. Ilmenitas.....	107
6.5.3. Cromoespinélios	108
6.6. Olivinas.....	112
6.7. Titanitas	112
6.8. Estruturas globulares.....	113
6.8.1. Analcimas	113
6.8.2. Carbonatos	114
6.9. Carbonatos	115
6.10. Apatitas	116
6.11. Melilitas	116
7. ELEMENTOS TRAÇOS E ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS	
7.1. Introdução	117
7.2. Elementos traços.....	121
7.3. O magmatismo basáltico do Mesozóico	126
7.3.1. Os basaltos da Bacia do Paraná	126

7.3.2. Os diques do Arco de Ponta Grossa.....	127
7.3.3 Os diques básicos da faixa costeira	127
7.3.4. Os diques da Ilha de São Sebastião	128
7.4. Isótopos radiogênicos.....	129
7.4.1. Idades K-Ar.....	129
7.4.2. Isócronas Rb-Sr.....	131
7.4.3. ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr}	132
7.4.4. Isótopos de Pb.....	135
 8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	
8.1. Introdução	140
8.2. Os diques deste estudo.....	141
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	145

ÍNDICE DAS FIGURAS

FIGURA 1 - Localização da área estudada.....	2
FIGURA 2 - Articulação das cartas topográficas na escala 1:10.000 do IGC com as folhas 1:50.000 de Natividade da Serra, Ubatuba, Caraguatatuba, Ilha de São Sebastião e Paranabi do IBGE.....	4
FIGURA 3 - Principais falhas da área de estudo.....	12
FIGURA 4 - Geologia da área estudada.....	14-15
FIGURA 5 - Geologia da Folha de Natividade da Serra, com a localização dos pontos amostrados (sigla BA) neste trabalho.....	16
FIGURA 6 - Grandes <i>trends</i> de rochas intrusivas básicas.....	24
FIGURA 7 - Posição das figuras 5 e 8 a 23.....	29
FIGURA 8 - Localização dos diques amostrados das regiões da Ponta da Questão, Ponta do Guaecá e Praia do Baraqueçaba.....	37
FIGURA 9 - Localização dos diques amostrados e observados (x) das regiões da Praia do Cabelo Gordo, Praia Barra Limpa e Ponta do Araçá.....	38
FIGURA 10 - Localização dos diques amostrados das regiões do Saco do Morcego, Saco da Cotia e Ponta do Tapuá.....	39
FIGURA 11 - Localização dos diques amostrados das regiões da Praia e Ponta do Pulso.....	40
FIGURA 12 - Localização dos diques amostrados das regiões da Praia do Oeste, Praia do Bonete, Praia Grande do Bonete e Praia do Deserto.....	41
FIGURA 13 - Localização do dique amostrado da região da Praia Brava da Fortaleza.....	42
FIGURA 14 - Localização dos diques amostrados e observados (x) das regiões da Praia do Sununga, Ponta Grossa, Praia do Flamenguinho e Praia do Flamengo.....	43
FIGURA 15 - Localização dos diques amostrados das regiões da Praia Santa Rita, Ponta do Espia e Praia da Enseada.....	44
FIGURA 16 - Localização dos diques amostrados e observados (x) das regiões da Ponta do Espia, Praia de Fora e Ponta das Toninhas.....	45
FIGURA 17 - Localização dos diques amostrados das regiões da Praia do Tenório, Praia Vermelha do Sul, Prainha e do cais do porto de Ubatuba.....	46
FIGURA 18 - Localização dos diques amostrados das regiões do Saco das Andorinhas, Ponta Grossa do Farol e Saco do Cedro.....	47
FIGURA 19 - Localização dos diques amostrados das regiões entre a Praia do Sul, Saco da Aroeira e Enseada das Palmas na Ilha Anchieta.....	48ºA
FIGURA 20 - Localização dos diques amostrados e observados (x) na Ponta Leste e entre a Praia Leste e Ponta Norte na Ilha Anchieta.....	48ºB
FIGURA 21 - Localização dos diques amostrados e observados na porção nordeste da Ilha do Mar Virado.....	49

FIGURA 22 - Localização dos diques amostrados das regiões da Ponta do Veloso e Praia do Bonete da porção sul Ilha de São Sebastião	50A
FIGURA 23 - Localização dos diques amostrados da região da Ilha de São Sebastião contígua à cidade de São Sebastião	50B
FIGURA 24 - Representação no diagrama TAS (LE MAITRE 1989) das análises por fluorescência de raios X.....	73 a 76
FIGURA 25 - Diagrama de classificação e nomenclatura de rochas vulcânicas de alto magnésio	77
FIGURA 26 - Diagramas de variação dos óxidos dos elementos maiores <i>versus</i> SiO ₂	79
FIGURA 27 - Diagramas de variação dos elementos compatíveis (em ppm e escala logarítmica) em relação a MgO#	81
FIGURA 28 - Representação das composições dos piroxênios dos lamprófiros, tefritos e rochas básicas a intermediárias no diagrama En-Wo-Fs	88
FIGURA 29 - Representação dos piroxênios dos lamprófiros, tefritos e rochas básicas a intermediárias em função dos parâmetros <i>Outros</i> e <i>mgp</i>	89
FIGURA 30 - Representação das composições dos feldspatos dos lamprófiros, tefritos e rochas básicas a intermediárias no diagrama Ab-Or-An	91
FIGURA 31 - Variações nos teores de MnO, TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Ba, F e Cl <i>versus</i> Mg/Fe das bordas para os centros de biotitas zonadas das amostras do alnöito PCa-1	93
FIGURA 32a - Variações nos teores de MnO, TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Ba, F e Cl <i>versus</i> Mg/Fe das bordas para os centros de biotitas zonadas das amostras do biotita lamprófiro PBF-1.....	94
FIGURA 32b - Variações nos teores de MnO, TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Ba, F e Cl <i>versus</i> Mg/Fe das bordas para os centros de biotitas zonadas das amostras dos biotita lamprófiros C-2-B(2) e C-2-D.....	95
FIGURA 32c - Variações nos teores de MnO, TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Ba, F e Cl <i>versus</i> Mg/Fe das bordas para os centros de biotitas zonadas das amostras dos biotita lamprófiros 174 e 174-B	96
FIGURA 33 - Variações nos teores de MnO, TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Ba, F e Cl <i>versus</i> Mg/Fe das biotitas das rochas básicas e intermediárias	98
FIGURA 34 - Valores de mg das kaersutitas (mg _K) <i>versus</i> mg dos piroxênios (mg _P)	102
FIGURA 35 - Representação das composições dos espinélios de Fe e Ti dos diversos tipos litológicos deste estudo no diagrama triangular Ülvo-Sp-Mt	105
FIGURA 36 - Variações de TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO e MnO em função de FeO _{total} nos espinélios de Fe e Ti e nas ilmenitas dos diversos tipos litológicos	106
FIGURA 37 - Representação no sistema FeO-Fe ₂ O ₃ -TiO ₂ das composições dos espinélios de Fe e Ti e ilmenitas dos diversos tipos litológicos deste estudo.....	107
FIGURA 38 - Representação das composições dos cromoespinélios zonados	109-110
FIGURA 39 - Representação das melilitas das amostras dos alnöitos PCa-1 e 210-A no diagrama Ca ₂ FeSi ₂ O ₇ -CaNaAlSi ₂ O ₇ -Ca ₂ MgSi ₂ O ₇	116
FIGURA 40 - Diagrama Sm <i>versus</i> La/Yb (elementos não normalizados).....	121

FIGURA 41 - Diagramas multielementares, apresentando os teores de elementos traços normalizados segundo os valores para o manto primitivo de SUN & McDONOUGH (1989).....	122
FIGURA 42 - Isócronas Rb-Sr tentativas para as rochas básicas a intermediárias, lamprófiros picríticos e duas amostras da Ilha de São Sebastião	131
FIGURA 43 - Diagrama ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr} , incluindo as amostras deste estudo.....	133
FIGURA 44 - Diagramas $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$	137

ÍNDICE DOS QUADROS E CROQUI

CROQUI 1 -Relação entre os diques da Ponta do Espia segundo DAMASCENO (1963).....	34
QUADRO 1- Aplicação do geotermômetro olivina-espinélio aos resultados das análises pelo SEM de cromoespinélios inclusos em olivinas	112
QUADRO 2 - Aplicação do programa Mix'n'Mac (MASON 1987) considerando o monchiquito PG-3-2 e o tefrito PB-5-3.....	118
QUADRO 3 - Aplicação do programa Mix'n'Mac (MASON 1987) considerando o lamprófiro picrítico PA-8D e o tefrito PA-2.....	119
QUADRO 4 - Aplicação do programa Mix'n'Mac (MASON 1987) considerando o traquibasalto B-3F e o traquiandesito B-3C.....	120
QUADRO 5 - Coeficientes de distribuição minerais/líquidos basálticos.....	124
QUADRO 6 - Concentrações de elementos traços no líquido acarretadas pela cristalização fracionada considerando como magma inicial o lamprófiro picrítico PA-8D	125
QUADRO 7 - Análises complementares de Pb, Th e U	136

LEGENDA DAS FOTOGRAFIAS

FOTO 1 - Expressão topográfica marcada por vários blocos de rocha diorítica.....	51
FOTO 2 - Porções de dique de rocha ultrabásica cortando migmatitos do Complexo Costeiro.....	51
FOTO 3 - As fotos mostram detalhes de um mesmo lamprófiro, que compõe uma sequência de diques praticamente paralelos que cortam rochas anatexíticas do Complexo Costeiro	51
FOTO 4 - Lamprófiro, paralelo ao dique da FOTO 3, preenchendo um vão em rochas anatexíticas do Complexo Costeiro	52
FOTO 5 - <i>Sill</i> de diabásio cortando migmatitos do Complexo Costeiro.....	52
FOTO 6 - Dique de rocha traquítica, de espessura entre 1-2m e mergulho de 30°, cortando rochas migmatíticas alteradas do Complexo Costeiro.....	52
FOTO 7 - Lamprófiro, com espessura aparente de 1 m, encaixado em rochas gnáissicas do Complexo Costeiro, apresentando juntas que dão o aspecto de foliação esferoidal	52
FOTO 8 - Dique de diabásio ramificado, com espessura total aproximada de 5 m e subvertical, encaixado em migmatitos heterogêneos estromáticos do Complexo Costeiro	53
FOTO 9 - As fotos mostram detalhes de relação de intrusão entre diques de rocha ultrabásica e lamprófiro	54
FOTO 10 - Lamprófiro encaixado paralelamente a um dique de diabásio.....	54
FOTO 11 - Bloco rolado de rocha ultrabásica, apresentando um nível cumulático muito rico em olivina	54
FOTO 12 - Vão, com largura aproximada de 1,5 m, em gnaisses anatexíticos preenchido por lamprófiro	55
FOTO 13 - Alnóito encaixado em gnaisse.....	55
FOTO 14 - Dique de diabásio da Ponta do Bonete.....	55
FOTO 15 - Dique de biotita lamprófiro cortando gnaisse. O dique também corta outro, de granito alcalino.....	55
FOTO 16 - Porções preservadas de dique composto de biotita lamprófiro encaixado em um vão formado em migmatitos do Complexo Costeiro	56
FOTO 17 - Dique fragmentado, de espessura em torno de 30 cm, formado por uma rocha predominantemente vítrea, de coloração preta	56
FOTO 18 - Exposição do dique PF-5 (Ponta Grossa) ao longo de sua maior dimensão	56
FOTO 19 - Cavidade preenchida por calcita (PPM-1)	57
FOTO 20 - Detalhe de porção pegmatítica, com feldspatos brancos e róseos centimétricos, do embasamento gnássico granítico.....	57
FOTO 21 - Lamprófiro apresentando xenólitos da encaixante gnássico granítica.....	57
FOTO 22 - Brecha magmática, formada por blocos irregulares de rocha granítica.....	57

FOTO 23 - Seqüência de diques de várias espessuras, encaixados em granito porfirítico	58
FOTO 24 - Detalhe da colocação de dique de diabásio em granito porfirítico, aproveitando fraturas do granito encaixante.....	58
FOTO 25 - Lamprófiro encaixado em embrechitos facoidais da Ilha do Mar Virado	58
FOTO 26 - Dique de diabásio encaixado em gnaisses alterados. Corte de estrada próximo a Pontinha, Ilha de São Sebastião.....	58

LEGENDA DAS FOTOMICROGRAFIAS

FOTO 27 - Diorito pórfiro da Folha de Natividade da Serra (BA-2)	64
FOTO 28 - Diabásio da Folha de Natividade da Serra (BA-14).....	64
FOTO 29 - Vidro (PS-1-1). Efeito do resfriamento rápido.....	64
FOTO 30 - Basalto muito fino, com textura intergranular (PB-1-6)	64
FOTO 31 - Basalto de granulação fina (PE-7).....	65
FOTO 32 - Basalto fino (IA-4)	65
FOTO 33 - Camptonito (PF-3A).....	65
FOTO 34 - Camptonito PPM-5.....	65
FOTO 35 - Camptonito (PF-6B)	66
FOTO 36 - Camptonito (PF-6B).....	66
FOTO 37 - Estruturas globulares, preenchidas por carbonato, são bastante comuns nesta amostra (SM-4)	66
FOTO 38 - Detalhe de glóbulos coalescidos, preenchidos por carbonato (PA-4).....	66
FOTO 39 - Detalhe dos piroxênios rosados da amostra GPF-A2	67
FOTO 40 - Detalhe da matriz muito fina do monchiquito PV-5X	67
FOTO 41 - Detalhe das biotitas zonadas da amostra PBF-1	67
FOTO 42 - O zoneamento das biotitas deste biotita lamprófiro (amostra 174)	67
FOTO 43 - Textura <i>peg</i> das melilitas do alnöito PCa-1	68
FOTO 44 - Detalhe das biotitas zonadas do alnöito PCa-1	68
FOTO 45 - Detalhe de um megacristal de piroxênio, agregado a outros dois menores e alterados de olivina (A-01).....	68
FOTO 46 - Cromitas aparecem inclusas em megacristais de olivina pseudomorfizados do lamprófiro picrítico PA-8C.....	68
FOTO 47 - Megacristais de olivina pseudomorfizada dominam a textura da borda do lamprófiro picrítico PA-8C	69
FOTO 48 - Textura em "pente" dos piroxênios do camptonito A-01	69
FOTO 49 - Aspecto textural da amostra IB-10(e)	69
FOTO 50 - Traquito da Praia do Bonete (IB-16-2).....	69

ÍNDICE DAS TABELAS DO VOLUME DE ANEXOS

TABELA 1 - Relação dos diques básicos e ultrabásicos assinalados nas figuras 5 e 8 a 23	1-1 a 1-4
TABELA 2 - Relação das seções delgadas dos diques básicos e ultrabásicos representados nas figuras 5 e 8 a 23	2-1 a 2-5
TABELA 3 - Composições de rocha total, obtidas por fluorescência de raios X ($\text{FeO} = 0,85 \times \text{FeO}_{\text{total}}$), dos diques da região entre São Sebastião e Ubatuba e das ilhas de São Sebastião, Mar Virado e Anchieta	3-1 a 3-8
TABELA 4 - Normas CIPW correspondentes às análises de rocha total listadas na TABELA 3	4-1 a 4-4
TABELA 5 - Relação por amostra dos minerais analisados por EDS. O asterisco assinala as repetições por WDS	5-1
TABELA 6-a - Análises por EDS dos piroxênios dos alnöitos	6-a-1 a 6-a-2
TABELA 6-b - Análises por EDS dos piroxênios dos biotita lamprófiros	6-b-1 a 6-b-3
TABELA 6-c - Análises por EDS dos piroxênios dos lamprófiros picríticos	6-c-1 a 6-c-7
TABELA 6-d - Análises por EDS dos piroxênios dos camptonitos	6-d-1 a 6-d-7
TABELA 6-e - Análises por EDS dos piroxênios dos monchiquitos	6-e-1 a 6-e-10
TABELA 6-f - Análises por EDS dos piroxênios dos tefritos	6-f-1 a 6-f-6
TABELA 6-g - Análises por EDS dos piroxênios dos basaltos	6-g-1 a 6-g-5
TABELA 6-h - Análises por EDS dos piroxênios dos traquibasaltos	6-h-1 a 6-h-2
TABELA 6-i - Análises por EDS dos piroxênios dos traquiandesitos basálticos	6-i-1 a 6-i-3
TABELA 7-a - Análises por EDS dos feldspatos dos lamprófiros picríticos	7-a-1 a 7-a-2
TABELA 7-b - Análises por EDS dos feldspatos camptonitos	7-b-1 a 7-b-4
TABELA 7-c - Análises por EDS dos feldspatos dos monchiquitos	7-c-1 a 7-c-2
TABELA 7-d - Análises por EDS dos feldspatos dos tefritos	7-d-1 a 7-d-5
TABELA 7-e - Análises por EDS dos feldspatos dos basaltos	7-e-1 a 7-e-6
TABELA 7-f - Análises por EDS dos feldspatos dos traquibasaltos	7-f-1 a 7-f-3
TABELA 7-g - Análises por EDS dos feldspatos dos traquiandesitos basálticos ...	7-g-1 a 7-g-3
TABELA 8-a - Análises por EDS das biotitas/flogopitas dos alnöitos	8-a-1
TABELA 8-b - Análises por EDS das biotitas/flogopitas dos biotita lamprófiros ..	8-b-1 a 8-b-5
TABELA 8-c - Análises por WDS das biotitas/flogopitas dos biotita lamprófiros e alnöitos	8-c-1 a 8-c-5
TABELA 8-d - Análises por EDS das biotitas/flogopitas dos lamprófiros picríticos	8-d-1 a 8-d-2
TABELA 8-e - Análises por EDS das biotitas/flogopitas dos monchiquitos	8-e-1 a 8-e-5
TABELA 8-f - Análises por EDS das biotitas/flogopitas dos camptonitos	8-f-1 a 8-f-3

TABELA 8-g - Análises por EDS das biotitas dos tefritos.....	8-g-1 a 8-g-2
TABELA 8-h - Análises por EDS das biotitas dos basaltos	8-h-1 a 8-h-2
TABELA 8-i - Análises por EDS das biotitas dos traquibasaltos.....	8-i-1 a 8-i-2
TABELA 8-j - Análises por EDS das biotitas dos traquiandesitos.....	8-j-1 a 8-j-2
TABELA 8-k - Análises por WDS das biotitas de rochas basálticas e ultrabásicas.....	8-k-1 a 8-k-2
TABELA 9-a - Análises por EDS das kaersutitas dos monchiquitos	9-a-1 a 9-a-5
TABELA 9-b - Análises por EDS das kaersutitas dos camptonitos	9-b-1 a 9-b-8
TABELA 9-c - Análises por WDS das kaersutitas dos camptonitos	9-c-1
TABELA 10 - Análises por EDS e WDS dos anfíbólios das rochas básicas.....	10-1 a 10-3
TABELA 11 - Análises por EDS dos espinélios de Fe e Ti das rochas básicas e ultrabásicas.....	11-1 a 11-4
TABELA 12 - Análises por EDS das ilmenitas das rochas básicas e intermediárias.....	12-1 a 12-2
TABELA 13 - Análises por EDS dos cromoespinélios das rochas ultrabásicas.....	13-1 a 13-8
TABELA 14 - Análises por EDS das porções frescas das olivinas das rochas ultrabásicas.....	14-1 a 14-4
TABELA 15 - Análises por EDS das titanitas da amostra PA-1.....	15-1
TABELA 16 - Análises por EDS das analcimas dos monchiquitos e biotita lamprófiros.....	16-1 a 16-3
TABELA 17 - Análises por EDS dos feldspatóides dos lamprófiros e tefrito.....	17-1
TABELA 18 - Análises por EDS dos carbonatos das rochas básicas e ultrabásicas.....	18-1 a 18-2
TABELA 19 - Análises por EDS das apatitas de algumas rochas básicas e ultrabásicas.....	19-1
TABELA 20 - Análises por EDS das melilitas dos alnöitos PCa-1 e 210-A.....	20-1 a 20-2
TABELA 21 - Análises de rocha total de elementos traços (ppm) por NAA e ICP-MS.....	21-1
TABELA 22 - Idades K-Ar compilados da bibliografia de alguns diques da área de estudo.....	22-1 a 22-2
TABELA 23 - Dados isotópicos para Rb, Sm e Nd.....	23-1
TABELA 24 - Dados isotópicos para Pb	24-1

AGRADECIMENTOS

Sou muito grata ao Prof. Dr. J. Hans D. Schorscher (IG-USP), por ter assumido, "na metade do caminho", a orientação deste trabalho de doutorado e ao Prof. Dr. Eduardo C. Damasceno (EP-USP), pelo grande incentivo e colaboração, cedendo suas amostras e colocando à disposição os dados de seu trabalho de 1966. Também dirijo o meu muito obrigado aos Profs. Drs. Jorge S. Bettencourt (IG-USP) e Helmut Born (EP-USP) e aos Drs. Lynn Sutherland (Australian Museum) e José C. Gaspar (IG-UnB), pelo seu apoio nas várias fases deste projeto.

Meus agradecimentos são extensivos:

- ao Instituto Geológico (IG-SMA), nas pessoas de Márcia M.N. Pressinotti e Anna Artemisia B. Azevedo, pelo seu empenho na viabilização do afastamento de minhas atividades no IG-SMA para a realização da etapa do trabalho ligada ao Programa de Doutorado no País com Estágio no Exterior (PDEE) da CAPES;
- ao Centro de Biologia Marinha (CEBIMAR), nas pessoas de Álvaro Migotto e Adriano C. da Mota, pelo auxílio nos trabalhos de campo na região da Praia do Cabelo Gordo;
- ao Instituto Oceanográfico (IO-USP), na pessoa do Prof. Dr. Luiz R. Tommasi, por possibilitar o uso as embarcações da Base do IO-USP em Ubatuba para os trabalhos de campo na Ponta do Espia e nas ilhas do Mar Virado e Anchieta;
- aos geólogos Luiz A. Chierigati (CPRM) e Paulo Cesar F. Silva (IG-SMA), pela sua pronta disposição em me acompanhar nas últimas etapas de campo;
- ao Prof. Dr. David I. Groves e ao Dr. Brendon J. Griffin (University of Western Australia - UWA), por colocarem à disposição os laboratórios do Key Centre (microscopia óptica e informática) e do Centre for Microscopy and Microanalysis (microscópio eletrônico de varredura) e as facilidades do Departamento de Geologia (análises de CO₂, compra de material e xerox) ; a Henry Würm, da Biblioteca do Departamento de Geologia da UWA, pela disposição e eficiência em auxiliar nas pesquisas bibliográficas;
- aos Drs. Ian H. Campbell e Steffen Eggins, por possibilitarem a preparação de amostras e a realização das análises de elementos traços no Research School of Earth Sciences da Australian National University e ao Dr. William F. McDonough, pela discussão dos resultados;
- os Profs. Drs. Suzanne Y. O'Reilly e Richard H. Flood, por viabilizarem a preparação de amostras para análise de isótopos de Sr, Sm e Nd tanto na School of Earth Sciences da Macquarie University, como no Centre for Isotope Studies do CSIRO em North Ryde; aos técnicos Geoff Denton e Carol Lawson, pela assistência no preparo dessas amostras e obtenção das análises e ao Dr. Sterling Shaw, pelas sugestões para o tratamento dos dados;

- aos Drs. Richard W. Carlson e Sonia Esperança, por viabilizarem a preparação das amostras para análise dos isótopos de Pb e realização de parte das análises de isótopos de Sr, Sm e Nd no Carnegie Institution of Washington, e ao Prof. Dr. Hatten S. Yoder, pela interessante discussão sobre o mineral melilita;
- aos colegas que me auxiliaram nos trabalhos de campo: geólogos J.H.D. Schorscher, Luciano Pohl e Gustavo Correia de Abreu, geólogas Geysa A.A. Machado (que participou de quase todas as etapas), Angela B.M. Leal e Annabel P.-Aguillar, e às "super-colaboradoras" Kiyo Miotin e Rosely K. Saka; aos pais do Luciano e à Yoko Sugihara, por nos hospedarem, respectivamente, em suas casas em São Sebastião e Ubatuba;
- ao Laboratório de Laminação, na pessoa de Claudio Hopp, ao técnico José Querino da Silva, à Marta José da Silva e à Dra. Mabel N.M.C. Ulbrich do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IG-USP, e ao pessoal da Biblioteca, especialmente à Maristela Prestes Severino, pela colaboração nas diversas fases do trabalho;
- à Gráfica do IG-USP, na pessoa do Sr. Dalton Machado da Silva, pelo esmero nas cópias xerográficas e encadernações;
- ao Relator, pela leitura crítica do texto;
- ao amigão, geólogo Paulo Beljavskis, e à sua muito querida família, pela sempre presente e carinhosa torcida (com direito a LAPHROAIG!);
- e aos meus pais, à Sandra, ao Aldo e à Simone, por tudo, em todas as horas.

Finalmente, agradeço ao CNPq e à CAPES pela concessão, respectivamente, de bolsa de doutorado (processo 140873/90-2) e bolsa PDEE (Proc. 1798/93).

Esta tese é dedicada à memória de N.M.S. Rock.

Muito prazer em conhecê-la

[Handwritten signature]

1. INTRODUÇÃO

O objetivo desta tese de doutorado é a caracterização petrográfica, mineralógica, petroquímica e isotópica dos diques básicos e ultrabásicos que ocorrem entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba (Estado de São Paulo), incluindo-se, também, algumas ocorrências das ilhas de São Sebastião, do Mar Virado e Anchieta e da região de Bairro Alto (Folha de Natividade da Serra). O modelo petrogenético apresentado fundamenta-se na bibliografia nacional e internacional.

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A FIGURA 1 apresenta a localização da área de estudo, situada entre as latitudes 23°15'S e 24°S e longitudes 45°W e 45°30'W e compreendida pelas folhas 1:50.000 de Natividade da Serra, Ubatuba, Caraguatatuba, Ilha Anchieta, São Sebastião e Paranabi. O acesso à área se faz, de São Paulo a São José dos Campos, pela Rodovia dos Trabalhadores ou Rodovia Presidente Dutra (BR116) e, de São José dos Campos a Caraguatatuba, pela Rodovia dos Tamoios (SP99), totalizando aproximadamente 250 km. Seguindo-se pela SP55 (BR-101), chega-se à cidade de São Sebastião, 28 km a sudoeste de Caraguatatuba ou à cidade de Ubatuba, 51 km a nordeste de Caraguatatuba.

1.2. TRABALHOS ANTERIORES

O primeiro trabalho de mapeamento detalhado e classificação petrográfica dos diques básicos e ultrabásicos da costa norte do Estado de São Paulo foi realizado por DAMASCENO (1966). Seguiram-se outros, enfatizando aspectos particulares dos diques daquela região, entre os quais os de GOMES (1973, 1974), GOMES & RUBERTI (1979), GOMES & BERENHOLC (1980), que versaram sobre a petrologia do dique de Toninhas (Ubatuba), e o de GARDA *et al.* (1992), sobre alguns aspectos dos diques da Praia Vermelha do Sul.

Várias ocorrências de diques básicos foram mapeadas durante projetos de enfoque regional, como os apresentados por FREITAS (1976) e SILVA *et al.* (1977a). HASUI *et al.* (1978) enfocam a geologia da região do Vale do Paraíba e Litoral do Estado de São Paulo, assinalando diques de rochas alcalinas e de rochas básicas e intermediárias. CHIEREGATI *et al.* (1982) e CHIODI FILHO *et al.* (1983) relacionaram algumas ocorrências na região de Natividade da Serra e Caraguatatuba, que se encontram representadas na Folha de Santos (DAEE-UNESP, 1989). HASUI *et al.* (1994) apresentam uma síntese da geologia da região litorânea entre Cananéia e Ubatuba, relacionando os diques entre os conjuntos litológicos fanerozóicos.

FIGURA 1 - Localização da área.

COMIN-CHIARAMONTI *et al.* (1983) estudaram alguns diques da região de Peruíbe e ao longo da Rodovia BR-101, desde Ubatuba até Angra dos Reis, colocados num contexto mais amplo relacionado à gênese dos basaltos da Bacia do Paraná (*e.g.* PICCIRILLO & MELFI 1988, PICCIRILLO *et al.* 1988, HAWKESWORTH *et al.* 1992). COUTINHO *et al.* (1991) e COUTINHO & ENS (1992) apresentaram os primeiros resultados de seus estudos petrográficos e petrogenéticos dos diques que ocorrem, respectivamente, em localidades contíguas ao Canal de São Sebastião e entre as cidades de Itanhaém e São Sebastião. GARDA (1994), GARDA & SCHORSCHER (1994) e GARDA *et al.* (1994a, 1994b) apresentam algumas considerações sobre os diques aqui abordados.

CASTRO *et al.* (1984) mencionam a ocorrência de diversos diques entre Mangaratiba e Angra dos Reis, no litoral do Estado do Rio de Janeiro, que se colocaram em arranjo paralelo a subparalelo segundo a direção N45E (localmente N-S e NW-SE) e mergulhos verticais ou para SE. Sua espessura é métrica e podem se estender por centenas de metros. VALENTE *et al.*

(1994) apresentam alguns dados geoquímicos desses diques e MARQUES *et al.* (1992), os dados geoquímicos e paleomagnéticos dos diques do Município do Rio de Janeiro.

A geologia da Ilha de São Sebastião foi apresentada com detalhe por FREITAS (1947), incluindo os diques que ocorrem na costa oeste e na Praia do Bonete daquela ilha. Mais recentemente, BELLINI *et al.* (1990) retomaram essas ocorrências para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

1.3. MÉTODOS UTILIZADOS

Os métodos utilizados compreenderam trabalhos de campo, de laboratório e de escritório.

1.3.1. Trabalhos de campo

Foram mapeados 164 diques, utilizando-se como base as cartas topográficas na escala 1:10.000 do Instituto Geográfico e Cartográfico, as folhas 1:50.000 de Natividade da Serra, Ubatuba, Caraguatatuba, Ilha de São Sebastião e Paranabi do IBGE (FIGURA 2) e os mapas geológicos dos trabalhos de DAMASCENO (1966) e de FREITAS (1947).

A amostragem totalizou cerca de 305 amostras, incluindo bordas e centros dos diques. Os trabalhos de campo foram realizados em etapas distintas, distribuídas como se segue:

- 17 a 19/10/1991 - excursão da disciplina Petrologia das Rochas Ígneas (GMP-302), sob a responsabilidade do Prof. Hans Schorscher, às regiões da Praia do Cabelo Gordo, Ponta da Questão e Ponta do Araçá (a sudeste de São Sebastião), e Praia Vermelha do Sul (a sul de Ubatuba), sendo que a amostragem foi realizada com a colaboração dos então alunos de graduação do IG-USP Frederico Bohland Neto e Luciano Pohl;
- 13 a 16/11/91 - região entre a Ponta de Guaecá e Praia da Barra Limpa, com a colaboração de Luciano Pohl e do geólogo Gustavo Correia de Abreu. Contamos com os técnicos do Centro de Biologia Marinha, Adriano Colares da Mota e Álvaro Migotto para a realização de parte da amostragem na Praia do Cabelo Gordo;
- 21 a 30/03/92 - região entre a Praia de Maranduba e o Cais do Porto de Ubatuba, com a colaboração da geóloga Geysa Machado, de Roseli Saka e de habitantes locais;
- 06 a 08/06/92 - região entre a Praia da Lagoinha e Praia Dura, com a colaboração das geólogas Geysa Machado, Angela Menezes Leal e Annabel P.-Aguillar. Contamos com o segurança Luís Cláudio para o transporte das amostras da porção entre a Ponta Grossa e o Saco da Ribeira;
- 19 a 22/09/92 - porções oeste e sul da Ilha de São Sebastião, com a colaboração do Prof. Hans Schorscher, da geóloga Geysa Machado e Flavio Miguez;

FIGURA 2 - Articulação das cartas topográficas na escala 1:10.000 do Instituto Geográfico e Cartográfico (detalhes à direita da figura maior) com as folhas 1:50.000 de Natividade da Serra, Ubatuba, Caraguatatuba, Ilha de São Sebastião e Paranabi do IBGE.

- 22 a 24/04/93 - ilhas Anchieta, do Mar Virado e a Ponta do Espia, com a colaboração do geólogo do Instituto Geológico Paulo Fernandes da Silva, do geólogo da Secretaria Municipal de Cultura Astolfo Gomes de Melo Araújo e apoio logístico do Instituto Oceanográfico, principalmente do mestre Domingos e do técnico Gildo;
- 27/08/94 - região de Bairro Alto, Folha Natividade da Serra, com a colaboração do geólogo da CPRM Luiz Antônio Chieregati;
- 01 a 02/10/94 - Ponta do Araçá, região de São Sebastião, e Ponta Larga, Ilha de São Sebastião, com a colaboração do Prof. Hans Schorscher;
- 20 a 21/10/94 - região de São Sebastião com os geólogos do Instituto Geológico Paulo Fernandes da Silva e Cristina de Queiroz Telles Maffra.

1.3.2. Trabalhos de laboratório

• *Petrografia e Química Mineral*

Foram confeccionadas 284 seções delgadas e 110 delgadas polidas pela equipe de Claudio Hopp no Laboratório de Laminação do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IG-USP. Dessas seções, 29 são de amostras de diques da região entre Caraguatatuba e Ubatuba cedidas pelo Prof. E. Damasceno. Utilizaram-se os microscópios Zeiss do Laboratório de Óptica do IG-USP, Nikon Labophot-Pol do Key Centre da University of Western Australia e JENAPOL do Instituto Geológico para a descrição das lâminas e as fotomicrografias.

Foram selecionados minerais de 60 seções delgadas polidas para microanálise com o equipamento JEOL 6400 SEM + EDS do Centre for Microscopy and Microanalysis da University of Western Australia. As seções foram previamente recobertas com carbono pela técnica Jeannette Hatch e analisados aproximadamente 45 pontos/seção. As condições de trabalho do SEM foram as seguintes:

- potencial de aceleração: 15 kV, corrente da amostra: 3 nA e tempo de interação: 60 segundos.

O programa utilizado para a análise de silicatos forneceu o seguintes óxidos:

- SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, NiO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e Cl.

O programa utilizado para a análise de minerais óxidos forneceu:

- SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, FeO, NiO, MnO, MgO, CaO, Nb₂O₅, ZnO e V₂O₃.

Foram repetidas algumas análises (totalizando 15 seções delgadas polidas) com a microsonda eletrônica CAMECA SX 50 da School of Earth Sciences, Macquarie University (Australia), de cinco espectrômetros (ou cristais analisadores LiF, TAP, PET, PCo), com a supervisão do Dr. N. Pearson. A microsonda forneceu os seguintes elementos:

- Si, Ti, Al, Cr, Fe, Ni, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ba, Cl e F.

Os dados foram corrigidos para radiação de fundo, *drift* e efeitos de matriz pelo programa Quantiview 2.1.

- **Geoquímica**

Das amostras coletadas durante os trabalhos de campo, 127 foram britadas em britador de mandíbulas de ferro e pulverizadas em moinho de anéis de ágata no laboratório de preparação de amostras do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IG-USP, contando com a colaboração do técnico José Querino da Silva.

Foram enviadas para análise dos **elementos maiores, menores e alguns elementos traços** por espectrometria de fluorescência de raios X (*X-ray fluorescence* - XRF) amostras pulverizadas de rocha total ao Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geologia e Paleontologia da Universidade de Hamburgo (Alemanha), sendo os seguintes os limites de detecção:

SiO₂ e Al₂O₃: 0,004%; TiO₂: 0,0001%; FeO e MnO: 0,002%; MgO e Na₂O: 0,1%; CaO: 0,0004%; K₂O: 0,0003%; P₂O₅: 0,007%; Ce e La: 20 ppm; Co: 15 ppm; Ba e Nd: 10 ppm; Cr, Ni, V, Cu, Pb, Zn, Rb, Sr, Ga, Nb, Zr, Y, Th e U: < 5ppm.

Os pós de seis amostras da região de Bairro Alto foram analisadas por espectrometria de emissão óptica (*optical emission spectroscopy* - ICP-OES), com o equipamento *JY70 type II* no Carnegie Institution of Washington, com a colaboração do técnico David Kuentz e segundo os procedimentos em CIW(1988). Bons resultados foram obtidos apenas para SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, Sc, V, Sr, e Zr. Utilizaram-se os padrões internacionais GA, AGV-1, NBS 688, BIR-1 e BR para calibragem dos resultados.

As concentrações **CO₂** de 53 amostras pulverizadas foram obtidas pela técnica do Department of Geology and Geophysics da University of Western Australia Cai Qiu-Lan, sob a supervisão do Dr. R.W.J. Chang.

Foram enviadas 22 amostras pulverizadas à Dra. Helen Waldron do Becquerel Laboratories (Lucas Heights, Austrália) para análise de 22 **elementos traços** (incluindo os **terras raras**) por ativação neutrônica (*neutron activation analysis* - NAA). Os limites de detecção foram os seguintes:

La: 0,1 ppm; Ce: 1,0 ppm; Nd: 2,0 ppm; Sm: 0,05 ppm; Eu: 0,1 ppm; Tb: 0,3 ppm; Dy: 1,0 ppm; Ho: 0,3 ppm; Yb: 0,1 ppm; Lu: 0,05 ppm; Ba: 100 ppm; Cs: 0,5 ppm; Cr: 2,0 ppm; Co: 0,5 ppm; Hf: 0,2 ppm; Rb: 10 ppm; Sc: 0,05 ppm; Tl: 0,5 ppm; Th: 0,2 ppm; Fe: 0,02%; K: 0,10%; Na: 0,005%.

Foram preparadas 10 amostras para análise dos **elementos traços** por espectrometria de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado (*inductively coupled plasma mass spectrometry* - ICP-MS) no School of Earth Sciences da Australian National University

(Canberra, Australia), sob a orientação do Dr. Steffen Eggins. As preparações foram realizadas em laboratório limpo, com sistema de ventilação apropriado, como se segue:

- aproximadamente 0,07 a 0,10 g de cada amostra e 20 gotas de água destilada são acondicionados em béqueres de teflon seco e previamente limpos (com banhos de ácidos, fervidos e enxaguados com água tri-destilada);
- inclui-se no conjunto de amostras um "branco" de água destilada;
- adicionam-se aproximadamente 100 ml de HF ao béqueres, tampando-os em seguida e deixando-os em capela por 24-48 horas sobre chapa elétrica (80°C);
- as amostras são secas e adiciona-se HNO₃ 6N o suficiente para cobri-las;
- em garrafinhas de teflon previamente lavadas com água destilada, colocam-se 5,00±0,01 g de *spike* e a amostra dissolvida no HNO₃ 6N. Utilizando os béqueres, adiciona-se HNO₃ até completar 100 g.

As 10 soluções assim obtidas foram analisadas conforme os procedimentos descritos em POTTS (1987). Uma amostra foi preparada em duplicata e analisou-se uma solução no início e outra no fim da seção. A comparação dos resultados dessas duas análises forneceu os seguintes erros padrões:

Cs: 0.01 ppm; Rb: 0.6 ppm; Ba: 30 ppm; Th: 0.06 ppm; U: 0.06 ppm; Nb: 0.9 ppm; Ta: 0.001 ppm; La: 0.9 ppm; Ce: 7 ppm; Pb: 0.08 ppm; Pr: 0.1 ppm; Sr: 117 ppm; Nd: 0.2 ppm; Sm: 0.006 ppm; Zr: 3 ppm; Hf: 0.01 ppm; Eu: 0.05 ppm; Gd: 0.04 ppm; Tb: 0.007 ppm; Dy: 0.02 ppm; Li: 1 ppm; Y: 0.5 ppm; Ho: 0.006 ppm; Er: 0.008 ppm; Yb: 0.004 ppm; Lu: 0.0005 ppm.

Foram escolhidas 18 amostras para análise dos isótopos de Sr, Sm e Nd. A preparação para Sr foi realizada no School of Earth Sciences da Macquarie University sob a supervisão da técnica Carol Lawson e para Sm-Nd, no Centre for Isotope Studies do CSIRO em North Ryde, com a colaboração do técnico Geoff Denton.

A preparação das amostras, nos dois casos, divide-se em duas etapas: digestão da amostra pulverizada com o uso de ácidos puros e eluição por meio de cromatografia por troca iônica. A preparação para as análises dos isótopos de Sr segue o seguinte roteiro:

- são pesados 0,02-0,05g da amostra pulverizada (quantidades inversamente proporcionais à concentração de Sr na amostra) e colocados em béqueres de teflon limpos e secos. Umedece-se esse pó com algumas gotas de água super-pura e adicionam-se 4-5 gotas de HClO₄ (para eliminar substâncias orgânicas) e aproximadamente 4 ml de HF. A dissolução por HF dá-se em 24-48 horas. Procede-se à evaporação do líquido em chapa elétrica até a secura e acrescentam-se 8 ml de HCl 2,5M, deixando-se sobre a chapa elétrica, à temperatura branda, por 3-4 horas. A amostra é novamente seca, acrescentando-se, em seguida, 2 ml de HCl 2,5M. A solução assim preparada é centrifugada;

- a eluição é realizada em duas etapas, utilizando-se colunas contendo a resina AGSOW-X8 da Daw (polímero vinil benzeno + divinil benzeno). O arranjo de colunas permite o processamento concomitante de oito amostras. A primeira etapa de concentração de Sr se faz carregando-se as soluções centrifugadas nas colunas. Sempre deve-se esperar passar todo o líquido pela resina, a cada adição de ácido, que se inicia com 1 ml de HCl 2,5M, repetindo-se essa quantidade outras duas vezes, e finalizando com 21 ml do mesmo ácido. Sr é liberado da resina com 10 ml de HCl 2,5M e é coletado em béqueres menores. Evapora-se, em seguida, o líquido dos béqueres;
- para a segunda concentração, as colunas devem ser recondicionadas, o que é feito em duas etapas iniciais, com 5ml e 25 ml de HCl 6,0M cada uma, e em duas etapas finais, com 10 ml de HCl 2,5M cada uma. Carregam-se as colunas com 1ml do material dos béqueres dissolvido em HCl 2,5M. Repetem-se as três passagens de 1ml de HCl 2,5M pelas colunas, seguidas de uma de 22ml de 2,5M. Coleta-se o Sr com 10 ml de HCl 2,5M nos béqueres pequenos, evaporando-se o líquido em seguida.

As análises das razões isotópicas de Sr foram realizadas com o espectrômetro de massa VG354 do Mineral Research Laboratories da CSIRO, pelo técnico Geoffrey Denton, conforme os procedimentos descritos em POTTS (1987). A normalização das razões isotópicas de Sr para a correção do fracionamento de massa foi feita com $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do padrão NBS987 foi $0,710246 \pm 14$. O valor do branco analítico foi de 128 pg em 27/02/1994.

A preparação para análise dos isótopos de Sm e Nd segue as seguintes etapas:

- coloca-se aproximadamente 0,1 g da amostra em béquer limpo e seco, permanecendo diluída em 2 ml de HF de um dia para outro. Acrescentam-se 10 gotas de HClO_4 , ficando aproximadamente 3 horas sobre chapa elétrica (120°C). Adicionam-se 2 ml de HF e 8-10 gotas de HClO_4 , permanecendo a solução sobre chapa elétrica a 120°C por 5 horas, 160°C por 2 horas e 210°C de um dia para outro. Após esfriar, adicionam-se 3 ml de HCl 3M;
- divide-se a solução em duas porções aproximadamente iguais, sendo que uma delas recebe quatro gotas de *spike* (diluição isotópica). São pesadas as quantidades de cada béquer. Evapora-se até a secura a 150°C e o material que sobra permanece em 2 ml de HCl de um dia para outro;
- após centrifugação por 5 min, passa-se à eluição utilizando-se colunas contendo a resina HDEHP (*bio-beads* SM2, recoberta com bis-2 etil hexil ácido ortofosfórico). O arranjo de colunas permite o processamento concomitante de seis amostras. Por duas vezes deixa-se passar 1ml de HCl 2,5M. Acrescentam-se 1 ml + 29 ml de HCl 2,5M. Carregam-se 20 ml de HCl 6M, e, em seguida, coleta-se o líquido em béqueres pequenos, levando-se a solução à secura em chapa elétrica a 150°C ;

- repete-se a eluição em outro arranjo de seis colunas, que apresentam uma proteção especial para a resina. As amostras são passo-a-passo dissolvidas com 9 ml de HCl 0,22N, começando-se com algumas gotas no béquer com a amostra, carregando-se essa solução nas colunas, acrescentando-se 3-4 gotas dos 9 ml quatro vezes, novamente 3 gotas, completando-se o restante. Nd é coletado, adicionando-se 6 ml de HCl 0,22M. Passam-se pela coluna 4,5 ml de HCl 0,45M. Coleta-se Sm adicionando-se 5 ml de HCl 0,45M.

As concentrações e as razões isotópicas de Sm e Nd foram obtidas com o espectrômetro de massa multicoletor VG-354 no Centre for Isotope Studies da CSIRO, pelo técnico Geoffrey Denton, conforme os procedimentos descritos em POTTS (1987). A normalização das razões isotópicas de Nd foi feita com $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do padrão J&M Nd foi $0,511106 \pm 10$. Os brancos analíticos foram: Nd = 790 pg e Sm = 250 pg.

A preparação das amostras para a obtenção das razões **Pb/Pb** foi realizada no Department of Terrestrial Magnetism do Carnegie Institution of Washington (EUA), sob a orientação do Dr. R.W. Carlson e do técnico D. Kuentz. Por questão de controle de contaminação das amostras, repetiu-se a pulverização de algumas amostras britadas, que foram três vezes lavadas em água destilada e submetidas ao ultrassom, secas e pulverizadas em moinho de quartzo. Procedeu-se, então, a digestão da amostra pulverizada com o uso de ácidos puros e eluição por meio de cromatografia por troca iônica, seguindo-se os procedimentos laboratoriais:

- aproximadamente 0,20 g da amostra pulverizada são acondicionados em béqueres de teflon (Saville) de 15 ml. Adicionam-se aproximadamente 0,5 ml de HNO₃ e 1 ml de HF. O béquer é tampado e permanece 48 horas sobre chapa elétrica (80°C). Após esfriar, acrescentaram-se, por duas vezes, 0,5 ml de HNO₃, evaporando-se o líquido a cada adição com auxílio de chapa elétrica e sob lâmpadas. Em seguida, adiciona-se 1 ml de HCl 12 N, completando-se com aproximadamente 5 ml de água destilada (*QD water*). Após a secagem, por duas vezes adiciona-se 1 ml de HBr 0,5N, intercalando-se evaporações lentas;
- para a eluição, preparam-se seis colunas de 12 ml com aproximadamente 0,1 ml da resina AGI-X8 100-200 mesh, lavadas com 12 ml de HNO₃ 0,5 N e 0,5 ml de água ultra-pura (Milli-Q®). Após cada adição de solução ou água espera-se o total escoamento do líquido pela resina, que é, então, carregada com 0,5 ml de HBr 0,5 N. Adiciona-se cuidadosamente a amostra previamente dissolvida em 3,0 ml de HBr 0,5N. Segue-se a adição de 0,3 ml, 0,5 ml e 0,5 ml do mesmo ácido. Pb é coletado em béqueres menores após a adição de 1,0 ml de HNO₃ 0,5N. As amostras são secas sobre chapa elétrica e sob lâmpadas;
- as colunas são limpas com 12 ml de HNO₃ 0,5N em duas etapas. Repete-se a sequência da primeira eluição, lavando-as com 0,5 ml de água Milli-Q® e 0,5 ml de HBr 0,5 N. Adiciona-se cuidadosamente a amostra dissolvida em 1,0 ml de HBr 0,5N, acrescentando-se duas vezes 0,5 ml de HBr 0,5 N. Pb é liberado com 1,0 ml de HNO₃ 0,5N e coletado nos béqueres pequenos, que são levados à secura.

As razões isotópicas de Pb foram obtidas com o espectrômetro de massa multicoletor VG-354 do Department of Terrestrial Magnetism, conforme os procedimentos descritos em POTTS (1987), e corrigidas segundo os valores de W. Todt: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,997670$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,998867$, $^{205}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1,001149$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1,001693$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0,996009$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0,997200$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0,998317$ para o padrão NBS 981. Os brancos analíticos de referência são 100-150 pg.

Cinco amostras analisadas para Pb/Pb foram enviadas ao CHEMEX Labs (Canadá) para análise das concentrações de U, Th e Pb por ativação neutrônica. Estes dados foram utilizados para as correções dos resultados de Pb/Pb em relação às idades das rochas.

1.3.3. Trabalhos de Escritório

Os trabalhos de escritório compreenderam a redação do texto em Word for Windows 2.0, confecção de tabelas e figuras com os programas Excel for Windows 4.0, Autocad 11, Coreldraw! 4.0 e Surfer 5.01 (Golden Software). Contou-se com a colaboração de Sandra Garda para o desenho manual de algumas figuras.

Os dados geoquímicos resultantes das análises por XRF, ICP-OES, NAA, ICP-MS e dos isótopos radiogênicos foram tratados utilizando-se os programas EXCEL 4.0 e NEWPET (CLARKE 1992) para equipamentos IBM e KALEIDAGRAPH 3.01 (Abelbeck Software) para equipamentos Macintosh. As fórmulas estruturais dos minerais analisados por EDS e WDS foram calculadas pelos programas MINTAB (ROCK & CARROLL 1990) para equipamentos Macintosh, RECALC2 (GRIFFIN *et al.* 1991) e AMPHIBOL (RICHARD & CLARKE 1990) para equipamentos IBM.

Várias das referências bibliográficas foram obtidas utilizando-se o banco de dados SIGA da CPRM (Brasília), URICA (University of Western Australia) e GEOREF e GEOPAC (Macquarie University).

Quanto à organização do texto, optou-se por dividi-lo em dois volumes, constando dos Anexos todas as tabelas citadas no volume principal. No final do Capítulo 3 são agrupadas as figuras referentes à localização dos diques e as reproduções das fotos dos afloramentos. No final do Capítulo 4 encontram-se as reproduções das fotomicrografias. As demais figuras estão intercaladas com o texto.

2. GEOLOGIA

2.1. INTRODUÇÃO

Segundo ALMEIDA *et al.* (1981), a região enfocada no presente estudo enquadra-se no domínio tectônico denominado Maciço de Joinvile, situado a sudeste do Falhamento de Cubatão. Essa porção do litoral paulista, entre as serras do Juqueriquerê e do Parati, apresenta-se recortada pelas falhas transcorrentes de Natividade, Bairro Alto e Camburu (ou Bertioga-Caraguatatuba), com a mesma direção SW-NE do Falhamento de Cubatão. Essas falhas delimitam blocos com características próprias, denominados por MELO & PIRES NETO (1977) Jurubatuba, Paraibuna, Ubatuba e São Sebastião (FIGURA 3).

Tal tectônica, caracterizada por blocos falhados e desnivelados, é responsável pela formação da Serra do Mar e o relevo da costa norte paulista, onde os processos erosivos passaram a atuar intensamente a partir do Jurássico Superior, com a Reativação Wealdeniana (ALMEIDA 1967). O quadro geomorfológico constitui-se, assim, de uma série de planaltos dispostos em escadaria, que terminam abruptamente numa escarpa voltada para o mar, bordejada por planícies costeiras (HASUI *et al.* 1978). O vale do Médio Paraíba do Sul corta os planaltos e dispõe-se como um amplo corredor, denominado *rift* da Serra do Mar (ALMEIDA 1964).

A escarpa da Serra do Mar e as planícies costeiras constituem unidades geomorfológicas distintas. A região correspondente ao planalto demarcado pela Serra do Mar apresenta-se dissecada em duas superfícies de erosão, de níveis altimétricos semelhantes e separados pelo espigão da Bacia Paraibuna-Paraitinga. As duas superfícies apresentam, por sua vez, variações setoriais nas suas formas gerais de modelado devido às influências estruturais e sobretudo litológicas, visto que a erosão diferencial desempenhou um papel de importância na elaboração dessas superfícies (CHIEREGATI *et al.* 1982). A escarpa se aproxima do mar, formando esporões que, em alguns locais, mergulham diretamente no oceano, resultando em costões. Junto às planícies costeiras, ela se desfaz de modo abrupto, ligeiramente suavizado por rampas de colúvio e tálus. A drenagem mostra fortes controles litológicos e estruturais e os vales têm seção em V, profundamente entalhados. As linhas de drenagem dispõem-se, geralmente, de modo a formar pequenas bacias em anfiteatros, configurando alvéolos de erosão. Esses circos são as formas básicas de escarpa, a partir das quais se organiza toda uma sequência de formas menores subordinadas (vales de torrente, rios serranos, depósitos de calha e cones de dejeção, escorregamentos e rampas de colúvio).

FIGURA 3 - Principais falhas da área de estudo. FN = Falha de Natividade; FBA = Falha do Bairro Alto; FRO = Falha do Ribeirão do Ouro; FQR = Falha dos Quinhentos Réis; FC = Falha do Camburu (Bertioga-Caraguatatuba). BJ = Bloco Jurubatuba; BP = Bloco Paraibuna; BU = Bloco Ubatuba; BSS = Bloco São Sebastião. Q = depósitos quaternários.

A maior planície litorânea do litoral norte é a de Caragatatuba, perfazendo 109 km². As planícies comumente são resultantes do preenchimento de enseadas e baías pré-atuais, sendo constituídas por cordões litorâneos antigos e atuais e coberturas alúvio-coluvionares. Os vários tipos de depósitos sedimentares estão relacionados à evolução das encostas e da rede de drenagem (HASUI *et al.* 1978).

O processo mais evidente que caracteriza o litoral norte é o de submersão costeira, responsável pelo afogamento e formação das enseadas e costões. A partir de Maresias, caracteriza-se por uma sedimentação restrita a pequenas reentrâncias da costa e pela existência de imponentes paredões rochosos mergulhando diretamente no mar (CHIEREGATI *et al.* 1982).

Sedimentos continentais de granulação variada dispostos em aluviões, coluviões e tálus e sedimentos marinhos da fração areia dispostos em antigos cordões litorâneos e praias atuais também preenchem muitas reentrâncias da costa existentes no Bloco Ubatuba e São Sebastião.

2.2. O COMPLEXO COSTEIRO

Na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape), a unidade que acompanha a costa, do litoral paulista ao litoral do Espírito Santo, foi denominada "Faixa Costeira", englobando diversos conjuntos de rochas com características petrológicas distintas. Os litotipos típicos, embora nem sempre os mais frequentes, são gnaisses facoidais (augen gnaisses), leptinitos, kinzigitos e charnockitos, constituindo faixas ou bolsões entre migmatitos dos mais variados tipos. Esta unidade estaria posicionada no Pré-Cambriano Indiferenciado, segundo SCHOBENHAUS (1979).

No mapa geológico do Brasil 1:2.500.000, a "Faixa Costeira" foi renomeada Complexo Costeiro (SCHOBENHAUS *et al.* 1984). Na porção da costa compreendida pela Folha de Santos (escala 1:250.000), o Complexo é constituído por diversos conjuntos de rochas que, em oposição à seqüência de gnaisses e migmatitos adjacentes, tomados como do Proterozóico Superior, se distinguem pelo seu grau de migmatização e metamorfismo, pela heterogeneidade e irregularidade de distribuição dos tipos litológicos, pela sua complexidade petrológica, pelos indícios de polimetamorfismo e pelo seu desarranjo estrutural. CASTRO *et al.* (1984) descrevem litologias muito semelhantes às do Complexo Costeiro no Estado do Rio de Janeiro, denominando aquelas unidades de Itaoca, Trindade e Ilha Grande.

SILVA *et al.* (1977a) utilizam a denominação Complexo Gnáissico-Migmatítico para o Complexo Costeiro e consideram suas unidades como do Pré-Cambriano Médio-Superior. A FIGURA 4 apresenta a geologia da área enfocada segundo esses autores. A complexidade geológica é marcante, dificultando a associação das unidades mapeadas pelos autores na escala 1:250.000 com outros trabalhos de mapeamento em escalas maiores.

A FIGURA 5 apresenta a geologia de uma porção das folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba, segundo CHIEREGATI *et al.* (1982) e CHIODI FILHO *et al.* (1983). Esses autores denominaram Complexo Paraibuna (Proterozóico Médio a Superior) uma unidade composta por quartzitos feldspáticos e paragnaisses (com níveis subordinados de micaxistos e rochas cálcio-silicáticas) e rochas gnáissicas diversas (biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses, gnaisses quartzíticos, gnaisses bandados e gnaisses grossos a porfiroblásticos) e que compõe uma faixa de afloramentos marcada por notável linearização ENE-WSW. Dentro dessa faixa, ocorrem duas associações de rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Costeiro, considerado pelos autores como do Arqueano, representadas pelas siglas Acgm e Acm.

A associação Acm ocorre em maior proporção a sul da Falha de Freires-São Lourenço e é formada por migmatitos fortemente granitizados, marcados por uma gnaissificação difusa e por estruturas nebulíticas. Estruturas *schlieren* e enclaves metabásicos são comumente observados com desenvolvimento de porfiroblastos de feldspato potássico.

FIGURA 4 - Geologia da área estudada (in: SILVA *et al.* 1977a, modificado).

CENOZÓICO
QUATERNÁRIO

HOLOCENO

Qha	Aluviões em geral
Qhc	Sedimentos coluviais
Qhp	Sedimentos arenosos de deposição praial
Qhm	Sedimentos arenosos de deposição marinha
Qhi	Sedimentos areno-siltico-argilosos de deposição mista (flúvio-marinho-lacustre) indiferenciados

MESOZÓICO-CENOZÓICO
JURÁSSICO-TERCIÁRIO

INTRUSIVAS ULTRABÁSICO-ALCALINAS

Complexo alcalino da ilha de São Sebastião

Kλss	Nefelina sienitos, foiaitos, essexito-foiaitos, essexitos, fonólitos, larvikitos, teschenitos, pulaskitos, augita sienitos e teralitos
Kλn	Nefelina sienitos ou foiaitos
Kλd	nordmarkitos
Kλt	teralitos

INTRUSIVAS BÁSICAS E DIFERENCIADAS

- Diques básicos em geral, incluindo diabásios, diorito pórfiros, microdiorito pórfiros, monzonito pórfiros, andesito pórfiros, traquiandesitos, gabros, lamprófiros e de traquitos.

PRÉ-CAMBRIANO - PALEOZÓICO
PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR - CAMBRIANO

ROCHAS GRANÍTICAS E AFINS

pЄγ2	Maçiços graníticos diferenciados sin- a tardi-cinemáticos parautoctones
pЄγ3	Maçiços graníticos diferenciados sin- a tardi-cinemáticos tardi- a pós-cinemáticos

PRÉ-CAMBRIANO MÉDIO - PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO

pЄme2	Migmatitos heterogêneos de estruturas diversas, predominantemente estromatíticas, policíclicos
pЄmo	Migmatitos heterogêneos, fundamentalmente epibolitos oftalmíticos
pЄmg	Migmatitos homogêneos estromatíticos, incluindo biotita gnaisses granitóides, granitos gnáissicos, anatexitos e nebulitos
pЄma	Migmatitos homogêneos representados predominantemente por anatexitos e nebulitos
pЄmp	Migmatitos oftalmíticos, biotita gnaisses porfiroblásticos ou augen gnaisses
pЄmf	Embrechitos facoidais

ROCHAS DE FÁCIES GRANULITO E ASSOCIADAS

pЄmcg	Charnockitos, monzonitos, akeritos, adamelitos, granodioritos, granulitos charnockíticos, leptitos, leucogranitos e granitos gnáissicos com migmatização e feldspatização sobrepostas
pЄmgg	Granitos gnáissicos
pЄmgl	Granada-biotita-muscovita leptitos

- CENOZÓICO: QUATERNÁRIO-Holoceno**
 Qhfm Sedimentos coluviais e areno-siltico-argilosos de deposição mista (flúvio-marinho-lacustre) indiferenciados
- MESOZÓICO: JURÁSSICO-CRETÁCEO - INTRUSIVAS BÁSICAS E DIFERENCIADAS**
 db Diques de diabásio T Diques de diorito porfiro
- PRÉ-CAMBRIANO: PROTEROZÓICO MÉDIO E SUPERIOR: COMPLEXO PARAIBUNA**
 PMSpq Micaxistos e quartzitos com associação de calcófeis e tipos gnaissóides
 PMSpgn Quartzitos e quartzitos feldspáticos, com alternância rítmica de paragneisses
 PMSpgn Rochas gnaissicas intercalando níveis de quartzitos, quartzitos feldspáticos, cálcio-silicatadas e metabasitos, indiferenciados
 PMSpgnr Rochas granitóides gnaissicas com associação de tipos porfiroblásticos grossos
- PROTEROZÓICO INFERIOR: GRANITÓIDES CARAGUATATUBA**
 Pfyg Associação de augen gnaisses com biotita granitos gnaissicos de granulação média a fina
 Pfyb Biotita granitos gnaissicos, frequentemente de caráter alaskítico, com associação subordinada de augen gnaisses
 Pfyg Augen gnaisses ou migmatitos ofiolíticos, subordinadamente granitos gnaissicos, e por vezes restitos granulíticos e metabásicos
- ARQUEANO: COMPLEXO COSTEIRO - ROCHAS GNÁISSICO-MIGMATÍTICAS**
 Acm Rochas migmatíticas nebulíticas e schlieren, com blastese generalizada, exibindo frequentes dobras de fluxo e enclaves metabásicos
 Acgm Migmatitos estromáticos ou gnaisses bandados com frequente associação de prováveis gnaisses meloníticos
- COMPLEXO COSTEIRO - ROCHAS GRANULÍTICAS**
 Acch Charnockitos com associações de augen gnaisses, granitos gnaissicos e metabasitos, indiferenciados
- COMPLEXO COSTEIRO - ROCHAS PARAMETAMÓRFICAS**
 Acq Sillimanita-muscovita quartzitos esverdeados, por vezes gnaissificados

FIGURA 5 - Geologia da Folha de Natividade da Serra, com a localização dos pontos amostrados (sigla BA) neste trabalho (modificado de CHIEREGATI *et al.* 1982 e CHIODI FILHO *et al.* 1983).

A associação Acgm distingue-se da anterior pelo caráter mais marcadamente gnáissico (gnaisses bandados ou migmatitos estromáticos, muitas vezes com feições miloníticas). Ocorre alternância de granitos gnáissicos leucocráticos de granulação fina a média com biotita gnaisses e augen gnaisses. Ocorrem variações para tipos texturalmente muito heterogêneos, nos quais não se define o bandamento e onde se sucedem níveis quartzo-feldspáticos, gnaisses meso-melanocráticos e granitos gnáissicos porfiróides.

O Bloco Ubatuba, delimitado pelas falhas de Bairro Alto e Camburu é, por sua vez, constituído pelos **Granitóides Caraguatatuba**, cortados por muitos diques de rochas básicas e ultrabásicas. Os granitóides são uma associação de augen gnaisses, biotita granitos gnáissicos, hornblenda-biotita granitos, piroxênio-hornblenda granitos, granitos alaskíticos e biotita granitos com estrutura glomero-porfiroblástica e são tidos por CHIODI FILHO *et al.* (1983) como produtos de metassomatismo potássico, no Proterozóico Inferior, sobre as rochas arqueanas do Complexo Costeiro. Encontram-se preservados no meio dos Granitóides Caraguatatuba charnockitos e noritos (Acch), com associações de augen-gnaisses, granitos gnáissicos e metabasitos, e uma faixa muito estreita e descontínua de rochas quartzíticas (Acq) grosseiramente disposta ao longo da Falha de Camburu.

O Bloco São Sebastião (a sul da Falha do Camburu) é formado por migmatitos homogêneos estromáticos do Complexo Costeiro, em que se encontram núcleos metabasíticos envolvidos por migmatitos agmatíticos, intercalações de anfíbolito e um pequeno corpo de rochas granitóides. Junto à Falha do Camburu, estas rochas estão catacladas em intensidade variável, ocorrendo faixas de protomilonitos, milonitos e ultramilonitos. Também se apresenta cortado por muitos diques de rochas básicas e ultrabásicas.

SILVA *et al.* (1977b) reconheceram um desses núcleos metabasíticos a alguns quilômetros a sul da continuação da Falha de Camburu, o qual denominaram Complexo Bairro do Marisco. O corpo possui forma elipsóide (segundo W-E) e é ladeado pelos rios Piraçununga e Novo. É caracterizado pela associação de rochas metabásicas a ácidas (metagabros, metadioritos com inclusões de metahornblenditos, metadioritos quartzosos, anfíbolitos, quartzodioritos gnáissicos, enderbitos e migmatitos básicos de estruturas variadas) e são atravessadas por alguns diques metadioríticos. Esse conjunto de rochas, juntamente com os migmatitos agmatíticos e bandados adjacentes são atravessados por diques de diorito e quartzo diorito (HASUI *et al.* 1978). SILVA *et al.* (1977a) consideram que o Complexo teria sido gerado inicialmente por magmatismo básico a intermediário, provavelmente ultrabásico, no começo da orogênese transamazônica. Em seguida, teria ocorrido metamorfismo de fácies granulito, seguido de uma primeira fase de migmatização. Entre as orogêneses Transamazônica e Brasileira, teria ocorrido magmatismo básico, manifestado como diques, de caráter anorogênico. Durante o Ciclo Brasileiro ocorreu metamorfismo de fácies anfíbolito, além de intensivos processos de migmatização e remobilização.

CAMPANHA & ENS (1993) descrevem o embasamento da Serra do Juqueriquerê como constituído por rochas para- e ortoderivadas de médio e alto grau metamórfico e rochas deformadas e gnaissificadas em intensidades variáveis. Na porção NW ocorrem rochas graníticas gnaissificadas (Granito Pico do Papagaio) e ao sul, separado pela Zona de Cisalhamento de Camburu, o conjunto de rochas que formam o Bloco São Sebastião. A estrutura geral da área mostra uma disposição em leque da foliação (xistosidade, bandamento gnáissico, foliação milonítica) em torno da Falha do Camburu. Esta caracteriza-se como uma zona de cisalhamento dúctil com movimento transcorrente destrai. Para norte e sul a foliação deita-se, mostrando faixas de cisalhamento dúctil localizada, com movimentação oblíqua ou de empurrão e sentidos de deslocamento opostos, para norte no bloco norte e para sul no bloco sul. Esta disposição em leque das estruturas em torno da Falha do Camburu, com a ocorrência de empurrões divergentes nos blocos norte e sul sugere um caráter transgressivo para a deformação dúctil que ocorre na área, provavelmente no final do Proterozóico Superior e início do Paleozóico.

O Complexo Costeiro, na região dos arredores da cidade de São Sebastião limitada pelas serras do Juqueriquerê e do Dom, constitui-se de migmatitos epibolíticos (pCme2), segundo SILVA *et al.* (1977a), sendo que ora predomina o paleossoma ora o neossoma, sendo o primeiro biotítico ou biotita-gnáissico e o segundo constituído por material quartzo-feldspático ou granítico. Localmente os migmatitos epibolíticos apresentam porções nebulíticas e anatexíticas, podendo-se também observar veios pegmatíticos com feldspato potássico róseo e quartzo. Na Serra do Dom passam a predominar os anatexitos epibolíticos, com alternância de níveis biotíticos com outros quartzo-feldspáticos, prevalecendo o caráter anatexítico.

Uma faixa estreita de rochas quartzo-feldspáticas de cerca de 2 km de espessura, correspondente à vertente SE da Serra do Juqueriquerê, entre o Bairro do Pontal (a norte da cidade de São Sebastião) e a Praia do Guaecá, foi denominada por SILVA *et al.* (1977a) **leptitos de São Sebastião** (pCmgl, FIGURA 4). Essas rochas são de uma homogeneidade litológica impressionante, sendo leuco- a hololeucocráticas, de granulação média, e são granada-biotita-muscovita leptitos. Constituem um pacote interestratificado concordantemente nos migmatitos encaixantes e são supostas como da fácies granulito, submetidas a metamorfismo da fácies anfibolito durante o Ciclo Brasileiro.

FREITAS (1947) destaca que Ihering, em 1887, já havia afirmado não haver diferença entre os litotipos pré-cambrianos da Ilha de São Sebastião e os do continente fronteiriço. FREITAS (*op. cit.*) ressalta que o gnaiss facoidal é o litotipo predominante (pCmf, FIGURA 4), apenas diferindo daquele aflorante na Serra do Mar na cor e no tamanho dos porfiroblastos de microclina (Granito Pico do Papagaio? Granitóides Caraguatatuba?). O segundo litotipo mais abundante é um biotita gnaiss, cuja melhor exposição ocorre na Ponta do Viana, encaixado entre oligoclásio gnaiss e hornblenda gnaiss. O oligoclásio gnaiss ocorre em larga faixa no

litoral do canal de São Sebastião, aflorando desde a Ponta da Sela até a altura da Ilha das Cabras. É cortado por veios de quartzo. SILVA *et al.* (1977a) mapeiam a primeira área como p ϵ ma e a segunda, como p ϵ me2. Também reconheceram essa unidade na Ponta do Urubu, que é contígua à região continental entre a Praia do Baraqueçaba e a Ponta do Araçá. Rochas denominadas por FREITAS (*op. cit.*) de antigas básicas metamorfizadas em hornblenda gnaissae afloram na Ponta do Barreiro (Santa Tereza) e na altura da Praia Grande, na Ilha de São Sebastião. O hornblenda gnaissae, segundo o autor, seria uma antiga rocha básica metamorfizada e injetada de veios de quartzo paralelos à estrutura, transformada em uma espécie de anfibolito.

Entre o rio Camburu e a praia Mansa (Ponta de Massaguaçu), penetrando pela Serra do Mar e acompanhando o Ribeirão da Aldeia e o Rio Guaxinduba até o planalto aflora o **Granito Gnáissico de Caraguatatuba** (p ϵ m_{gg}; FIGURA 4). São rochas leucocráticas, de coloração branco-rosada, pobres em minerais máficos, orientadas, de granulação variando entre fina e média. Supostamente foram submetidas a metamorfismo da fácies granulito e foram subsequentemente migmatizadas, num processo semelhante ao descrito para os leptitos de São Sebastião (SILVA *et al.* 1977a). Também sofreram cataclase e possível hidrotermalismo, principalmente próximo à falha transcorrente Bertioga-Caraguatatuba, assumindo aspecto de quartzitos com muscovita. A NW, saindo da zona cataclástica, o granito gnáissico é penetrado por faixas de migmatitos oftalmíticos. A ESE de Caraguatatuba, na Ponta de Massaguaçu, um enclave microquartzodiorítico, constituindo um verdadeiro paleodique, provavelmente semelhante ao descrito por FREITAS (1947) na Ilha de São Sebastião, encaixa-se no granito gnáissico.

A ENE da cidade de Caraguatatuba, no extremo sudeste da Serra do Caçandoca, freqüentes lajes são a exposição de um pequeno maciço granítico porfiroblástico, que sustenta relevos superiores a 400 m de altitude. Foi denominado por SILVA *et al.* (1977a) **Granito da Caçandoca**. Sua coloração é cinza rosada, com orientação incipiente, semelhante ao granito que ocorre na Ilha Anchieta (p ϵ γ 2). Os fenoblastos de microclínio rosa atingem 4 cm de comprimento e a matriz é composta por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Passa gradativamente para NW a embrechitos facoidais e migmatitos oftalmíticos. Novamente ocorrem enclaves de rochas básicas a intermediárias. SILVA *et al.* (*op. cit.*) mapeiam o **Granito da Ilha de Anchieta** na sua posição central e sudoeste e o descrevem como um granito porfiroblástico cinza-rosado, com porfiroblastos de feldspato potássico raramente ultrapassando 2-4 cm de comprimento e com incipiente orientação. A matriz constitui-se de microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, apatita, zircão, opacos, titanita, sericita, argilominerais e intercrescimentos gráficos.

O Granito da Caçandoca passa gradualmente, para nordeste, a embrechitos facoidais e migmatitos oftalmíticos (p ϵ mf), enquanto seu contato a noroeste é marcado pela presença de anatexitos. Os embrechitos facoidais são, provavelmente, os mesmos encontrados na Ilha do Mar

Virado, descritos como embrechitos facoidais de granulação grossa, com feldspatos potássicos rosados de 2-3 cm de comprimento.

Rochas charnockíticas e afins, granitos gnáissicos e leucogranitos e migmatitos geralmente ofthalmíticos constituem o **Complexo Ubatuba** (SILVA *et al.* 1977a) e mostram-se expostas indistintamente na base da escarpa da Serra do Mar, entre a cidade de Maranduba, 20 km a NE de Caraguatatuba e a região correspondente ao baixo Rio Itamumbuca, a NE de Ubatuba, prosseguindo em direção ao Estado do Rio de Janeiro. Esta faixa charnockítica apresenta direção N60E, 50 km de comprimento e largura variável de 3 a 7 km e ocorre de modo descontínuo, sendo entrecortada por aluviões e sedimentos litorâneos (pÊmcg; FIGURA 4). NEUMANN (1993) mapeou pelo menos oito lentes de uma rocha equigranular a porfíritica, de cor verde escuro e granulação média-grossa, a maior de aproximadamente 250 km². Esta se encontra pouco ou não foliada e em geral transiciona para um granito róseo macroscopicamente muito semelhante.

SILVA *et al.* (1977a) citam que, na região do Corcovado, foram detectadas rochas negro-esverdeadas, em tudo semelhantes aos charnockitos, mas classificadas como **akeritos** por FREITAS (1976). Rochas félsicas alternam-se com as rochas charnockíticas e afins (Perequê-Mirim, Lázaro, alto Rio Comprido, Praia Dura), não se observando as relações de contato. São rochas hololeucocráticas, quase desprovidas de minerais ferromagnesianos e, regra geral, orientadas, denominadas por FREITAS (1976) de **leptitos** e **leptito-gnaisses** da fácies granulito.

FREITAS (1976) e SILVA *et al.* (1977a) supõem que, inicialmente, as rochas charnockíticas e afins, bem como as félsicas, foram geradas por magmatismo ácido. Em seguida, teriam sido submetidas a metamorfismo regional da fácies granulito e subsequente migmatização, referíveis possivelmente à orogênese transamazônica ou a ciclos mais antigos como o de Jequié. Posteriormente, as rochas félsicas, as rochas charnockíticas e afins foram submetidas à remigmatização e à feldspatização, em condições de provável fácies anfibolito, durante o Ciclo Brasileiro. Entretanto, GASPARINI & MANTOVANI (1979) mostraram que a composição média dos charnockitos se assemelha muito a granitos de baixo cálcio. A hipótese de uma origem magmática é reforçada pelas isócronas Rb/Sr, representando a idade de cristalização de um magma anatótico de composição granítica intrusivo em nível crustal de condições físico-químicas que favorecem uma gênese charnockítica. NEUMANN (1993) não encontrou nenhuma evidência que pudesse sustentar a hipótese de SILVA *et al.* (1977a) a respeito de metamorfismo regional da fácies granulito, migmatização, remigmatização e feldspatização posteriores à intrusão, sendo a favor de uma evolução decorrente de fusão parcial em ambiente geotectônico tardi-orogênico. Os charnockitos de Ubatuba são, para NEUMANN & VALARELLI (1994), evidência de uma crosta continental duplicada no limite Fanerozóico - Proterozóico Superior.

SILVA *et al.* (1977a) consideram indissociáveis as rochas charnockíticas, os granulitos charnockíticos e os migmatitos (às vezes com granada) que ocorrem na Ponta do Bonete. Tanto os granulitos charnockíticos quanto os migmatitos mostram estruturas dobradas e estromáticas com paleossoma charnockítico. Na Ponta do Bonete também se observa um gnaiss róseo, rico em ortoclásio, que se modifica bruscamente para uma variedade mesocrática de granulação média (biotita-hornblenda gabro, segundo SILVA *et al.* 1977a e HASUI *et al.* 1978), com injeções de veios finos feldspáticos, com grande quantidade de biotita, penetrado por veios aplíticos e pegmatíticos compostos por quartzo e feldspato. Interdigitações de gnaiss leucocrático com o charnockítico são comuns. DAMASCENO (1963) descreve essa fato próximo à Gruta do Sununga, onde o gnaiss leucocrático rico em feldspato, quartzo e biotita está intensamente diaclasado e intercalado por lentes de material biotítico e feldspato e quartzo, que parecem antigos diques afetados por injeções quartzo-feldspáticas.

Na Ponta do Espia reaparece um gnaiss extremamente grosso de aspecto algo facoidal, cortado por veios pegmatíticos constituídos por feldspato róseo e alternando-se com uma variedade melanocrática. Faixas biotíticas podem ocorrer, chegando a constituir gnaiss biotítico com porções mais aplíticas, com veios de quartzo e feldspato (PGma). Provavelmente esta unidade encontre continuidade na porção noroeste da Ilha Anchieta (ver FIGURA 4).

SILVA *et al.* (1977a) citam que, junto à Praia Vermelha do Norte, em talude da Rodovia BR-101, as rochas charnockíticas passam gradativamente a embrechitos facoidais de coloração rosada. Esta transição é mais intensa nas proximidades dos diques pegmatíticos e pseudo-aplíticos intrusivos nas rochas charnockíticas, no sentido desses diques para os núcleos ainda preservados destas últimas. Os diques pseudo-aplíticos parecem constituir em verdadeiro paleodique de coloração cinza e talvez de composição granodiorítica, preservado no seio de uma rocha leucocrática, com granulação variando de fina à média, passando a grossa, e de composição granítica.

2.3. AS INTRUSIVAS BÁSICAS E ALCALINAS

A Reativação Wealdeniana teve início no Jurássico Superior (ALMEIDA 1967) e a ela estão relacionados eventos magmáticos em duas fases distintas. A primeira, de caráter básico e intermediário, é representada por diques e *sills* contemporâneos aos derrames da Bacia do Paraná e aos do fundo da Bacia de Santos. A segunda é representada por stocks ou chaminés e diques de rochas alcalinas.

2.3.1. Magmatismo básico e alcalino da Ilha de São Sebastião

HENNIES & HASUI (1977) descrevem as intrusões magmáticas mesozóicas da Ilha de São Sebastião em dois ciclos: as do primeiro consistem de diques básicos do Cretáceo Inferior e as do segundo, de três *stocks* (Serraria, São Sebastião e Mirante) e diques alcalinos, datados do Cretáceo Superior.

Os *stocks* mostram uma distribuição de tipos litológicos que tende de termos mais ácidos (com quartzo) na periferia para intermediários no centro. Os primeiros são representadas por nordmarkitos, aos quais se associam algumas zonas essexíticas. Adentrando os maciços, são encontradas rochas sieníticas, mais claras, com raro quartzo e biotita relativamente mais abundante. O núcleo do *stock* do Mirante é constituído de sienitos nefelínicos. Blocos destas rochas também ocorrem no *stock* da Serraria.

Um pequeno corpo de rochas básico-alcálinas foi denominado de *stock* de Canas. Seus limites se acham, na maior parte, cobertos por rolados dele derivados, desde ijolitos até gabros nefelínicos. SILVA *et al.* (1977a) descrevem o teralito da Ponta das Canas como uma rocha de textura marcante, composta de grandes cristais de titanaugita e olivina com até 2,5 cm em matriz com feldspatos (labradorita) e feldspatóides (nefelina), apatita e magnetita. HENNIES & HASUI (1968) consideram que a intrusão do *stock* deu-se acompanhando ou seguindo a dos três *stocks* maiores.

Os tipos hipabissais, de expressão bem menor, exibem bostonitos, microfoiaítos, sodalita-microfoiaítos, microteralitos e nefelina-sienito aplitos, sendo raros os hipabissais efusivos. As variedades com textura porfírica, rochas de diques, são sodalita-fonolitos e sodalita-traquitos. FREITAS (1947) apresenta uma foto de sodalita traquito cortando essexito foiaíto (Praia do Viana). Os diques alcalinos finais têm portes e aspectos variados. Podem aparecer como delicados veios ou corpos tabulares de alguns metros. Às vezes mostram aspecto vítreo e alguns são aparentemente múltiplos.

2.3.2. Magmatismo básico e intermediário

Diques e *sills* constituídos por diabásios, olivina diabásios, lamprófiros, traquiandesitos basálticos, andesito pórfiros e outros litotipos de composição básica a intermediária têm sido reconhecidos na região costeira do Estado de São Paulo.

SILVA *et al.* (1977a) classificam essas ocorrências em dois grupos. O primeiro grupo (Folha Iguape, escala 1:250.000) compõe-se de um sistema de diques básicos alinhados preferencialmente para NW, pertencente ao acidente tectônico denominado "Fissuramento Guapiara" (ALGARTE 1972). Sua orientação também coincide com o eixo do "Arqueamento de Ponta Grossa" (STANFORD & LANGE 1960) e outras estruturas menores, tectonicamente semelhantes, de caráter tensional. A densidade de diques decresce à medida que se afasta do foco principal de tectonismo, sendo mais baixa no baixo vale do Ribeira. Ali, ocorrem como diques de pequeno porte, orientados segundo N40-60W, cortando principalmente rochas da seqüência Açungui. Afloram, via de regra, em blocos que exibem notável esfoliação esferoidal. Quando frescos, esses diabásios são cinza-escuros e/ou esverdeados até negros, tendo textura ofítica a subofítica ou porfírica, quando então se ressaltam fenocristais de plagioclásio e augita (subcálcica a pigeonita). A labradorita é predominante, secundariamente aparecendo a andesina.

O segundo grupo (Folha de Santos, escala 1:250.000) é formado por diques de direção preferencial N40-50E, coincidente com as atitudes do sistema de juntas e com a orientação da foliação das encaixantes (HASUI *et al.* 1978). ALMEIDA (1976) assinala que a borda noroeste da Bacia de Santos pode ter atuado como um grande arqueamento ou flexura, permitindo a extrusão de magma basáltico pelas fraturas tensionais que se formaram. Antigos lineamentos de falha devem ter sido reativados, favorecendo o estabelecimento da atividade ígnea. A densidade de diques no litoral norte e ilhas é notavelmente pronunciada, fato explicado como reflexo direto de condições mais energéticas de tectonismo.

FREITAS (1976) classificou os diques do litoral norte do Estado segundo uma seqüência gabro-basáltica de tipo toleítico e outra olivina-alcálica, filiada a um magma gabro-basáltico-olivínico.

A **seqüência toleítica** integra rochas básicas a intermediárias que contêm pouca ou nenhuma olivina. Na área norte da Folha de Santos ocorrem rochas de composição intermediária. Os termos plutônicos estão representados por augita-gabros, hornblenda-gabros e hornblenda-dioritos e os hipabissais por basaltos microfíricos, diabásios normais e porfiríticos, monzonito-pórfitos, diorito-pórfitos e microdiorito-pórfitos, andesito-pórfitos, traquiandesitos, ortófitos e quartzodioritos. A grande diversidade destes diferenciados é motivada por variações granulométricas, texturais e mineralógicas. Estes fatores fazem com que se note, numa mesma ocorrência, tipos petrográficos com características distintas.

Através do pronunciado alinhamento exibido entre afloramentos de rochas semelhantes, puderam ser definidos grandes lineamentos de corpos intrusivos, concordantes ao *trend* característico de colocação dos diques nesta faixa (FIGURA 6). O primeiro grande *trend* (N45E, 60 km) corresponde aos dioritos e monzonito-pórfitos do **Bairro do Marisco**, em cortes da rodovia BR-101. Outros pontos pertencentes a este alinhamento são o do rio Guaxinduba (N de Caraguatatuba) e o do mirante de Ubatuba (alto da serra de Ubatuba). A maior exposição do Bairro do Marisco mostra o núcleo formado por rocha meso- a melanocrática de cor cinza escura e granulação média, onde se destacam alguns cristais maiores de feldspato. O termo de transição para a borda exhibe textura porfirítica e matriz granular subidiomórfica, mais fina que a anterior, com coloração cinza-negra. Na borda a rocha é negro-esverdeada com matriz finíssima, destacando-se cristais de augita e plagioclásio. Em lâmina delgada o termo de transição é composto por plagioclásio (andesina e oligoclásio), feldspato potássico, augita, quartzo, biotita, hornblenda, apatita, titanita, sericita e opacos. A tendência para tipos mais ácidos, diferenciados do próprio magma basáltico ou diabásico, é dada pelas variações para termos andesíticos, granodioríticos e quartzodioríticos.

FIGURA 6 - Grandes *trends* de rochas intrusivas básicas (SILVA *et al.* 1977a, modificado). 1 = dioritos e monzonito pórfiros do Bairro do Marisco; 2 = dique básico no corte da rodovia São José dos Campos-Caraguatatuba; 3 = Ponta do Bonete; 4 = Praia Preta; 5 = Ilha de São Sebastião; 6 = dique de Toninhas.

O segundo compreende dique básico com aproximadamente 20 m de espessura que aflora no corte do km 185 da **rodovia São José dos Campos - Caraguatatuba** (rodovia dos Tamoios). A rocha é melanocrática (cor cinza-negra) e apresenta textura fanerítica, porfíritica (diabásio porfíritico). DAMASCENO (1966) descreveu este afloramento como sendo de rochas com textura porfíritica, hipidiomórfica granular, com fenocristais de piroxênio (augita) e feldspato, onde o plagioclásio apresenta-se zonado (centro: An₃₀₋₇₀ e bordas mais sódicas). FREITAS (1976) denominou esta rocha de diorito-pórfito, com fenocristais de augita e andesina. Termos litológicos essencialmente semelhantes foram anotados em três pontos a nordeste desta posição (estrada do Bairro Alto, Briët e fazenda Taguá), formando um perfeito lineamento orientado segundo NE-SW, paralelo ao do Bairro do Marisco. O prolongamento para SW intercepta a expressiva ocorrência de termos intrusivos das ilhas das Couves. A extensão mínima do *trend* é de 80 km.

O terceiro inclui um corpo de diabásio porfíritico com 35 m de espessura e pelo menos 13 km de extensão da **Ponta do Bonete**. DAMASCENO (1966) correlaciona-o às ocorrências da praia da Caçandoca, Morro Escuro, corte da estrada Ubatuba-Caraguatatuba e Bairro da Estufa,

assinalando a semelhança destes termos litológicos àqueles encontrados ao lado do trapiche do *ferry-boat* na Ilha de São Sebastião, que, entretanto, não se alinha a elas. FREITAS (1976) classifica estas rochas como andesito-pórfitos. No caso específico da Ponta do Bonete, são traquiandesitos (provenientes do andesito-pórfito pelo aumento de sanidina).

Paralelos aos três *trends* ocorrem diques potentes de rochas meso- a melanocráticas na Praia da Serraria e Praia de Indaiatuba, respectivamente na borda leste e sul da Ilha de São Sebastião. Exibem textura porfírica, notando-se a diminuição na granulometria da matriz do núcleo para as bordas, onde passa a ser bastante fina e de coloração cinza-negra. O corpo da Praia da Serraria possui espessura superior a 50 m, marcando juntamente com o da Praia de Indaiatuba, menos expressivo, a presença de dioritos ou andesito-pórfitos. Ao lado do trapiche do *ferry-boat* tem-se um grande dique de andesito-pórfito que se estende para a Ponta da Sela a SW e é truncado pelo Maciço Alcalino da Serraria, a N-NE. A ocorrência da Ponta das Furnas, orla norte da ilha, poderia constituir seu prolongamento NE. A melhor exposição se vê no corte da estrada que vai de Ilhabela para SW, próximo à Barra Velha. O dique apresenta disjunção colunar normal às paredes e são vistos xenólitos de microclínio e fragmentos da encaixante. Outros diques existem, paralelos aos citados, com orientação NE, mas de menor extensão, tendo sido observados na zona central da ilha e na região centro-sul. Os grandes diques básicos se refletem no relevo, constituindo cristas lineares ou linhas de morros de direção NE. De tais elevações, as mais salientes são aquelas da região central da ilha, onde constituem verdadeiro elo de ligação entre as zonas acidentadas do SW e NE da ilha (HENNIES & HASUI 1977).

Na **Ponta da Praia Grande** (Toninhas) ocorre dique de diabásio com aproximadamente 90 m de espessura. GOMES (1973, 1974) determinou que o corpo passa da borda basáltica-diabásica (granulação fina) para termos de composição granofírica (granulação grossa) e orientação pronunciada dos minerais, no núcleo, demonstrando que, para os plagioclásios, a maior porcentagem situa-se no campo da andesina e que ortoclásio é o mais representativo dos feldspatos potássicos. Realça a natureza toleítica supersaturada destas rochas, indicando que as partes centrais do corpo (concentrações maiores de Si, Na e K) são mais diferenciadas em relação às bordas.

O dique da **Praia Preta** (próxima à Ilha das Couves) foi classificado como augitgabro, de composição limite para rochas intermediárias, sendo no entanto reconhecido em diversos trabalhos como um diorito-pórfito. Sua colocação deve estar condicionada ao lineamento do Alto da Serra de Caraguatatuba, pois se posiciona a 1,6 km deste, podendo constituir um outro lineamento paralelo, não devidamente confirmado, imediatamente a NW.

COUTINHO & OLIVEIRA (1966) encontraram a meio caminho entre São Sebastião e Bertioga um grande dique que tangencia a Praia Preta, corta as praias de Juqueí e Una, desaparece por certa extensão e reaparece na metade leste da praia do Boracéia. A descrição dos autores é de que se trata de uma rocha de granulação média e tendência porfírica, constituída

essencialmente de andesina/labradorita formando cristais maiores e parte da massa restante. A geminação polissintética é extremamente fina. Um ortoclásio sódico, pouco mais abundante que o plagioclásio, ocorre em grãos equidimensionais na massa mais fina e também rodeando fenocristais de plagioclásio. Augita aparece como fenocristais e, em ordem decrescente de frequência: magnetita, quartzo, micropegmatita, hiperstênio, biotita, hornblenda, apatita, clorita, pirita e serpentina, os três últimos resultantes de alteração hidrotermal incipiente.

A **seqüência olivina-basáltica** compreende as rochas básicas ricas em olivina e augita cálcica, tendo o plagioclásio dominante no campo da labradorita-bytownita. É representada por olivina-diabásios e olivina-gabros, não exibindo feldspatóides na composição mineralógica.

Ocorrências de olivina-diabásios são menos expressivas que os termos da seqüência toleítica. DAMASCENO (1966) descreveu as ocorrências da região costeira entre Caraguatatuba e Ubatuba como rochas melanocráticas de cor cinza-negra e textura porfírica (fenocristais de olivina e plagioclásio). O plagioclásio mais comum é An₅₀₋₇₀ e o piroxênio é a aegirina-augita. Apatita, minerais opacos (magnetita e ilmenita), carbonatos, anfibólios, minerais isotropos, clorita e sericita são os acessórios. A característica destas rochas é a presença de vesículas e amígdalas preenchidas por carbonatos e minerais isotropos.

Olivina-gabros foram somente reconhecidos na região de Curucutu (GOMES 1956, FELICÍSSIMO JR. & FRANCO 1956, *apud* SILVA *et al.* 1977a). A rocha tem coloração cinza-negra, às vezes com aspecto manchado, e granulação média a grossa, distinguindo-se alguns cristais de piroxênio. Compõe-se de plagioclásio (labradorita-bytownita: 46 e 45%), piroxênio (augita e hiperstênio: 36,8 e 40%) e olivina (12,2 e 9%). Biotita e hornblenda são secundários. Magnetita, ilmenita (0,12 e 2%) e clorita apresentam-se como os acessórios mais comuns. As dimensões deste corpo não são conhecidas. SADOWSKI (1974) assinala que vários *stocks* alinham-se nas proximidades do Falhamento de Cubatão. O magmatismo básico relacionado com a reativação mesozóica está representado por olivina gabro com razões isotópicas próprias de material do manto, diabásios e lamprófiros.

SILVA *et al.* (1977a) acrescentaram à classificação de FREITAS (1976) os lamprófiros e os diques alcalinos. Nos primeiros, somente os minerais máficos formam fenocristais. As variedades presentes na área normalmente incluem olivina e feldspatóides, podendo se classificados como básicos a ultrabásicos, alguns deles com afinidades alcalinas. Aqueles autores consideram difícil a sua associação a qualquer das seqüências anteriormente citadas. PICHLER & SANTOS (1955, *apud* SILVA *et al.* 1977a), estudando algumas rochas básicas de Santos, haviam concluído que os lamprófiros ali presentes, em relação aos diabásios, são intrusões distintas de idade geológica diversa, onde os primeiros teriam consolidação próxima à superfície e os últimos, em profundidade. Na **Pedreira Voturuá** (São Vicente) os lamprófiros são de caráter ultrabásico, sendo uma variedade limburgítica de um analcima-ankaratrito, semelhantes, por seu aspecto geral e composição mineralógica, aos jacupiranguitos. Lamprófiros

também foram descritos na Ilha Montão de Trigo, juntamente com diques de sienobasaltos e microshonkinitos (COUTINHO & MELCHER 1973).

Rochas alcalinas, representadas por diques de menor expressão, foram ainda assinaladas em três localidades:

1. Peruíbe: dique de rocha alterada e coloração marrom-café com aproximadamente 0,5 m de espessura cortando migmatitos do embasamento. Trata-se de um monchiquito.
2. Itanhaém: dique de provável shonkinito, também cortando migmatitos. AMARAL *et al.* (1967) obtiveram uma idade K-Ar de 130 Ma.
3. Ilha de Alcatrazes (Cretáceo Superior): dique de rocha melanocrática e granulação fina até média, com 10 m de espessura, N10E, cortando embrechitos facoidais. A borda foi classificada como basanito e o núcleo, microteralito.

COUTINHO *et al.* (1991) descrevem os diques que ocorrem na região compreendida entre a Falha do Camburu e a cidade de São Sebastião (planalto do Juqueriquerê), classificando-os em diabásios toleíticos, microdioritos pórfiros e um conjunto de rochas lamprofíricas. Os mais espessos são os diabásios e os microdiorito pórfiros (2 a 30 m). Os lamprófiros apresentam espessuras entre 0,4 e 2 m, ocorrendo como diques zonados em que as partes centrais são usualmente ricas em fenocristais e amígdalas.

De São Sebastião à Juréia, em direção ao Litoral Sul, COUTINHO & ENS (1992) registraram os diques máficos expostos ao longo de estradas e especialmente escarpas rochosas (costões) no continente e ilhotas próximas. Anotaram-se cerca de 250 diques, 55% dos quais classificados como álcali lamprófiros e ankaramitos e 37% de rochas basálticas (diabásios toleíticos e termos porfíricos com características transicionais para lamprófiros), 3% de diorito e monzonito pórfiros e 5% formado por uma miscelânea de rochas raras como polzenito, micronorito, traquiandesito e carbonatito. Os lamprófiros ocorrem em diques subverticais de espessuras entre 30 e 200 cm e cores variando entre cinza escuro e preto. Apresentam faixas ricas em amígdalas e/ou ocelos e faixas ou lentes laterais porfíricas. Bordas vítreas podem conter numerosos fenocristais. Um olivina-titanaugita lamprófiro ultramáfico são denominados pelos autores **ankaramito**. Outras rochas máficas com aspectos lamprofíricos mas contendo maiores quantidades de feldspato ou feldspatóides (modais ou normativos) foram caracterizados como olivina diabásios alcalinos, analcima basanitos e tefritos. Os enxames de Juqueriquerê se estendem entre a Ponta das Canas na Ilha de São Sebastião (onde ocorre um corpo gabróide alcalino) e a região costeira ao norte das ilhas de Monte de Trigo (intrusão teralítica) e das Couves (blocos de teralito em cascalheira litorânea).

Nos álcali lamprófiros, como demonstrado pelo corriqueiro preenchimento de amígdalas e ocelos por calcita, bem como pela carbonatização da matriz e fenocristais, as fases residuais da cristalização devem ter se enriquecido notavelmente em substâncias carbonáticas. Nas

proximidades de Boiçucanga se observam corpos tabulares de espessura métrica, dispostos lateralmente ou em continuidade com diques lamprofíricos, e formados por brechas com fragmentos de rocha encaixante totalmente carbonatizados e silicificados.

Em "As Ilhas" foi encontrado dique de sílcio carbonatito, composto essencialmente de calcita, flogopita, apatita, filossilicatos e titanomagnetita, contendo ainda granada andradítica e perovskita. A textura é em grande parte substitutiva ou secundária mas a borda, cujo carbonato é dolomita, exhibe feições magmáticas, tratando-se de um beforsito de granulação fina, rico em fenocristais de apatita orientada com alguns cristais esqueléticos ou zonados, pouca magnetita e amígdalas calcíticas.

O carbonatito de Itanhaém é um beforsito em diques de espessura decimétrica. Compõem-se de camadas paralelas de cristais de dolomita tabular (0001) suborientados, por vezes associados a apatita em prismas também suborientados e outras vezes a mineral máfico (magnetita?) silicificado e limonitizado. Fenocristais e amígdalas, ambos com dolomita, são comuns. A textura é de fluxo magmático. ULBRICH & GOMES (1981) citam também a ocorrência de olivina sóvito na mesma área de Itanhaém.

3. OS DIQUES

3.1. INTRODUÇÃO

A FIGURA 7 apresenta a posição das figuras 5 e 8 a 23, onde estão representados os diques mapeados na região entre São Sebastião e Ubatuba e nas ilhas de São Sebastião, do Mar Virado e Anchieta. Por problemas de representação, estão indicadas nas FIGURAS 8 a 23 apenas a localização dos diques, sendo que suas dimensões reais não correspondem às apresentadas nas figuras. Foram indicados, também, os diques que, por problemas de acesso, foram apenas observados.

A TABELA 1 apresenta a relação dos diques localizados em cada figura, acompanhados de sua classificação preliminar de campo, espessura, atitude e tipo de ocorrência.

FIGURA 7 - Posição das figuras 5 (porção da Folha Natividade da Serra na escala 1:50.000) e 8 a 23 (composições das cartas topográficas do Instituto Geográfico e Cartográfico na escala 1:10.000).

A seguir, serão apresentados aspectos gerais dos afloramentos, destacando-se as ocorrências que serão citadas ao longo dos próximos capítulos. A descrição detalhada das litologias será assunto do Capítulo 4.

3.2. BAIRRO ALTO

Foram amostrados alguns diques mapeados no Projeto Folhas Natividade da Serra-Caraguatatuba (CHIEREGATI *et al.* 1982). Os pontos visitados estão assinalados na FIGURA 5 com a sigla BA. As direções assinaladas na TABELA 1 foram retiradas do mapa geológico daquele projeto, pois, no campo, afloram apenas blocos demarcando ressaltos topográficos (FOTO 1). Macroscopicamente podem-se distinguir dois tipos diferentes, os **diorito pórfiros** formados por fenocristais arredondados de feldspato, às vezes associado a piroxênios e minerais opacos em matriz muito fina, e os **diabásios**, relativamente homogêneo e de granulação um pouco mais grossa.

3.3. REGIÃO COSTEIRA ENTRE SÃO SEBASTIÃO E UBATUBA E DAS ILHAS ANCHIETA, DO MAR VIRADO E DE SÃO SEBASTIÃO

Ao longo dos costões da região entre São Sebastião e Ubatuba e das ilhas Anchieta, do Mar Virado e de São Sebastião, os diques apresentam-se muito pouco ou não alterados e aparecem formando pequenos enxames de seis ou mais diques com espessuras que variam desde alguns centímetros a vários metros (TABELA 1). Os agrupamentos de diques distribuem-se de maneira irregular, não ocorrendo, por exemplo, nos arredores de Caraguatatuba.

Os diques podem não estar totalmente preservados. Quando erodidos, em alguns casos encontram-se restos de suas bordas incrustados na rocha encaixante. Blocos de diferentes tamanhos e formas podem preencher as fraturas antigamente ocupadas pelos diques.

Apesar de sua granulação bastante fina, é possível distinguir-se macroscopicamente algumas das litologias.

Entre as **rochas de composição básica a intermediária** predominam os diabásios, de textura em geral afanítica, coloração cinza-preta, por vezes levemente acastanhada ("ferrugem"). Os termos mais ácidos são um pouco mais grossos e quase sempre porfiríticos, conferindo à rocha uma tonalidade cinza um pouco mais clara. Bordas muito finas a vítreas, resultado do resfriamento rápido, são comuns e as espessuras dos diques variam desde alguns centímetros a vários metros.

Os **lamprófiros** são geralmente porfiríticos, com fenocristais raramente ultrapassando 1 cm e apresentando-se em proporções muito variadas. A densidade e o tamanho dos fenocristais podem diminuir do centro para as bordas dos diques. Sua coloração é cinza escuro a preto. Apresentam aspecto "poroso", devido à lixiviação de glóbulos ou de fenocristais. Não atingem as espessuras máximas dos tipos anteriores, restringindo-se entre 30-40 cm a 1-1,5 m.

3.3.1. Ponta da Questão, Ponta do Guaecá e Praia do Baraqueçaba

Os diques da Ponta da Questão, Ponta do Guaecá e Praia do Baraqueçaba estão representados na FIGURA 8, respectivamente pelas siglas GPF e PD, PG e PB.

A leste da Ponta da Questão, na Praia de Dentro, uma variedade de lamprófiro caracteriza-se por apresentar megacristais centimétricos de piroxênio e olivina parcialmente alterados predominando sobre a matriz muito fina (PD-1 e PD-2). Esta litologia reaparece em outro dique, parcialmente preservado (FOTO 2), na Praia de Fora, a oeste da Ponta da Questão (GPF-1).

Na Ponta do Guaecá, contígua à praia homônima, ocorre outra variedade de lamprófiros, como uma seqüência de diques que apresentam fenocristais milimétricos, em quantidade e tamanhos variáveis do centro para as bordas dos corpos. A FOTO 3 apresenta detalhes de um desses diques (PG-1), de cerca de 1 m espessura, encaixado em migmatitos anatexíticos de coloração rosada. Em segundo plano, aparece outro lamprófiro de mesma composição (PG-2). A FOTO 4 mostra outro dique dessa seqüência (PG-3) preenchendo uma fratura do embasamento.

Os lamprófiros da porção leste da Ponta do Guaecá (PB), contígua à Praia do Baraqueçaba, provavelmente são a continuidade daqueles da porção oeste, como indicam suas direções e composição. É exceção nesse conjunto um *sill* de diabásio afanítico (PB-1), encaixado nos migmatitos anatexíticos daquela região (FOTO 5).

3.3.2. Praia do Cabelo Gordo, Praia Barra Limpa e Ponta do Araçá

O dique PB-6 e os da Praia do Cabelo Gordo, Praia Barra Limpa e Ponta do Araçá (respectivamente CB, PP e PA) estão representados na FIGURA 9.

Num corte da SP-55, próximo às torres de água da SABESP, ocorre um dique alterado de traquito (CB-15), com mergulho 30°, de coloração levemente arroxeadada, com fenocristais de feldspato que são milimétricos junto às bordas e centimétricos, formando aglomerados, nas porções mais centrais (FOTO 6). COUTINHO (1966) já havia assinalado que entre as praias do Cabelo Gordo e Segredo e as de Baraqueçaba e Guaecá ocorrem *sills* subhorizontais de rocha traquítica, sendo que na primeira ocorrência são distintos dois *sills* de 1,5 e 2,5 m de espessura e na segunda, num morro de 50 m de altura, superpõem-se quatro *sills*, sendo o inferior duplo e tendo cada um aproximadamente 2 m de espessura. Esses traquitos também cortam diques de diabásio e piroxênio lamprófiros. Pela composição e textura aquele autor os classifica como quartzo bostonitos e são rochas que se assemelham aos sienitos e nordmarkitos da Ilha de São Sebastião. O autor conclui que os *sills* são os correspondentes hipabissais desses magmas, ocorrendo sob a forma de *cone-sheets* no continente.

Próximo a essa ocorrência aflora um dique de rocha lamprofírica (CB-16), de aspecto alterado, apresentando próximo ao contato com a encaixante estruturas de fluxo e na porção

mais central, olivinas centimétricas abundantes em matriz afanítica. Este corpo deve ter continuidade com os da Praia do Cabelo Gordo, onde uma sequência de diques de direção praticamente paralela à costa apresenta espessuras variadas. Dentre estes, predominam lamprófiros com abundantes fenocristais sub-milimétricos. Podem apresentar feições de alteração semelhantes à esfoliação esferoidal, como mostra a FOTO 7 (CB-4). A encaixante é um migmatito bastante heterogêneo, com porções estromáticas e anatexíticas.

No meio da sequência de lamprófiros foi encontrado um dique de diabásio (CB-6), de espessura aparente de 5 m e subvertical, que se apresenta ramificado e encaixado numa porção mais predominantemente estromática do migmatito heterogêneo, de coloração cinza claro (FOTO 8).

Na Ponta do Araçá outra sequência de diques corta migmatitos estromáticos que passam rapidamente para porções graníticas, cortadas por veios pegmatíticos e de quartzo. Os diques não são retilíneos e às vezes estão interrompidos.

Os pontos PA-1 e PA-7 são os raros casos em que relações de intrusão entre diques podem ser observadas (FOTOS 9 e 10). No primeiro, um lamprófiro é atravessado por um dique de rocha muito fina, praticamente afírica, que aparentemente une-se a outros dois de mesma composição, seguindo paralelamente ao lamprófiro na direção NE. No segundo, um dique de diabásio trazendo xenólitos da encaixante, segue paralelamente a um dique de lamprófiro, que é, por sua vez, cortado em suas bordas por outros diques mais finos, de espessura muito irregular, de diabásio.

Lamprófiros semelhantes aos da Ponta da Questão reaparecem como blocos rolados no ponto PA-18, apresentando níveis cumuláticos muito ricos em olivina (FOTO 11).

3.3.3. Saco do Morcego, Saco da Cotia e Ponta do Tapuá

Os diques reaparecem na região da Serra do Caçandoca (ou Cassandoca), sendo que, até Ubatuba, a densidade é mais baixa do que na região de São Sebastião. Os diques do Saco do Morcego, Saco da Cotia e Ponta do Tapuá estão representados na FIGURA 10 com as siglas SM, PSC e PCa.

No Saco do Morcego predominam lamprófiros que cortam o Granito da Caçandoca de SILVA *et al.* (1977a). A FOTO 12 mostra um dique parcialmente erodido (SM-4), encaixado em um vão do granito de composição alaskítica. O dique apresenta glóbulos milimétricos relativamente abundantes preenchidos por carbonato.

No Saco da Cotia aparece um pequeno enxame de sete diques de diabásio com espessuras variáveis, entre 15 cm a 7 m.

Da Ponta do Tapuá à Praia de Maranduba as ocorrências são esparsas, como a de um dique de diabásio (PCa-2) encaixado em embrechitos facoidais e que corre paralelo a outro, aflorante no mar (indicado na FIGURA 10).

3.3.4. Praia e Ponta do Pulso

A FIGURA 11 mostra a localização de apenas dois diques, representados como PCa-1 e PPU-1. A amostra 210, da coleção do Prof. E. Damasceno e indicada em DAMASCENO (1966) com a numeração 112, equivale à amostra PCa-1 (FOTO 13). Estas rochas distinguem-se das demais na composição mineralógica e comportamento geoquímico, como será visto nos capítulos seguintes.

3.3.5. Praia do Oeste, Praia do Bonete, Praia Grande do Bonete, Praia do Deserto

Os diques amostrados na Praia do Oeste, Praia do Bonete, Praia Grande do Bonete e Praia do Deserto estão representados na FIGURA 12 com as siglas B e C. As amostras 174 e 174B são da coleção do Prof. E. Damasceno estão indicadas em DAMASCENO (1966) como ponto 99 e foram coletadas em Prainha, a norte da Ponta Oeste. Até a Praia do Bonete, as ocorrências são esparsas, encaixadas em gnaiss facoidal de granulação grossa apresentando veios pegmatóides. Entretanto, na Ponta do Bonete, ocorre um dique de 30 m de espessura (B-3) encaixado em gnaiss granítico de granulação grossa (FOTO 14). Das bordas para o centro do corpo observam-se acentuadas variações da granulação, que é praticamente vítrea nas bordas, com raros xenólitos (ou fenocristais) pequenos, e passando a fina e de textura porfirítica em direção ao centro. A encaixante do dique é mais leucocrática no contato SE e de composição alaskítica. Na Praia Grande do Bonete a encaixante sofre uma mudança brusca de composição, passando a uma variedade mesocrática, com múltiplas injeções de finos veios feldspáticos.

Na Praia do Deserto retorna o gnaiss facoidal, com intercalações de rocha de composição alaskítica, assim como diferenciados máficos, níveis mais feldspáticos e veios de quartzo. Nessa praia foi encontrado um dique de lamprófiro com biotitas centimétricas (C-2), que também corta um dos níveis alaskíticos do embasamento (FOTO 15). Seguem-se, ao longo da praia, outros lamprófiros, alguns erodidos e agora ocorrendo como blocos.

3.3.6. Praia Brava da Fortaleza

Em apenas uma localidade entre a Praia Brava da Fortaleza e a Praia Dura (FIGURA 13) foram encontrados diques, com algumas dezenas de centímetros de espessura. As bordas do lamprófiro PBF-1 encontram-se incrustadas nas paredes de uma fenda no migmatito gnáissico róseo encaixante (FOTO 16).

3.3.7. Praia do Sununga, Ponta Grossa, Praia do Flamenguinho e Praia do Flamengo

Os diques amostrados na Praia do Sununga e Ponta Grossa, Praia do Flamenguinho e Praia do Flamengo estão representados na FIGURA 14 com as siglas PS e PF.

Na Praia do Sununga ocorre um dique fragmentado, de espessura em torno de 30 cm, formado por uma rocha predominantemente vítrea, de coloração preta (PS-1, FOTO 17). Seguem-se outros diques, de diferentes composições, sendo que um deles aflora no teto da Gruta do Sununga, em contato com o embasamento granítico-gnáissico com estrutura flebítica.

Da Ponta do Flamengo à Ponta Grossa aflora uma série de diques de composição basáltica (exceto o lamprófiro do ponto PF-6), dos quais um é ramificado (PF-4) e outro, do ponto PF-5, foi erodido de forma que sua extensão maior ficasse exposta (FOTO 18). Xenólitos da encaixante (gnaisse granítico róseo) encontram-se parcialmente assimilados pelo magma basáltico.

3.3.8. Praia Santa Rita, Ponta do Espia e Praia da Enseada

A pequena Ponta do Espia, delimitada pelas praias do Perequê-Mirim e da Enseada, é praticamente a única que pode ser totalmente circundada a pé (FIGURA 15). Foram encontrados lamprófiros nos pontos PPM-1 (FOTO 19) e PPM-5.

Principalmente na porção leste, são encontrados muitos blocos da encaixante e dos diques. Na Ponta do Espia observa-se o cruzamento de vários diques, alguns com textura vítrea e outros de textura fina (PPM-6, 7 e 8). A observação das relações de intrusão é dificultada pela maré. O esquema abaixo é uma reprodução da descrição do ponto 53 do trabalho de DAMASCENO (1966).

CROQUI 1 - Relação entre os diques da Ponta do Espia, segundo DAMASCENO (1963).

3.3.9. Ponta do Espia, Praia de Fora e Ponta das Toninhas

A FIGURA 16 traz a localização dos diques na Ponta do Espia, Praia de Fora e Ponta das Toninhas com as siglas PE e PTO.

Foram observados vários diques, provavelmente basálticos, a partir da Praia Xandrá, contornando a Ponta do Espia, contígua à Ilha Anchieta. Apenas foram amostrados os pontos PE-7 e PE-1, por problemas de acesso.

A FOTO 20 mostra um detalhe do embasamento entre a Praia do Godoy e a Ponta das Toninhas, em que níveis pegmatóides aparecem no gnaíse granítico róseo. Na Ponta das Toninhas outro dique de grande porte (20 m de espessura) e composição basáltica é provavelmente a continuidade do dique de Toninhas, do qual foram encontrados apenas blocos num barranco da SP-55, um pouco antes da Praia Grande, uma parte restos do contato entre o dique de diabásio e a rocha charnockítica do embasamento.

3.3.10. Praia do Tenório, Praia Vermelha do Sul, Prainha e do cais do porto de Ubatuba

Os diques encontrados na Praia do Tenório, Praia Vermelha do Sul, Prainha e do cais do porto de Ubatuba estão assinalados na FIGURA 17 com as siglas PT, PV e PUB.

Na parte leste da Praia do Tenório ocorrem muitos seixos e blocos de diques e do embasamento (гнаíse leucocrático). A partir desse ponto, ocorre uma sequência de diques de composição basáltica, em boa parte encobertos pelo mar.

Na praia Vermelha do Sul aparece outra sequência de diques, entre os quais lamprófiros, como o da FOTO 24. Esse lamprófiro apresenta muitos xenólitos da encaixante, que é um gnaíse granítico róseo.

3.3.11. Saco das Andorinhas, Ponta Grossa do Farol e Saco do Cedro

Os diques e blocos encontrados no Saco das Andorinhas, Ponta Grossa do Farol e Saco do Cedro estão assinalados na FIGURA 18 com as siglas SA, PG e PC. O acesso a esses afloramentos é difícil. A amostra 161, da coleção do Prof. E. Damasceno, é da Ponta Grossa do Farol.

No Saco das Andorinhas, apenas os contatos de um dique de diabásio (SA-1) com o gnaíse encaixante, intensamente trabalhado, estão preservados. Muitos blocos mostram que o diabásio torna-se mais grosso das bordas para o centro.

Também foram encontrados apenas blocos de provável lamprófiro no Saco do Cedro (PC-1).

3.3.12. Ilha Anchieta

Foi possível amostrar apenas a porção SW, entre a Praia do Sul, Saco da Aroeira e Enseada das Palmas (FIGURA 19), e NW (FIGURA 20) da Ilha Anchieta. Os pontos visitados estão assinalados com a sigla IA nas duas figuras.

Foram encontrados lamprófiros apenas nos pontos IA-2 e IA-8. A FOTO 22 é de uma brecha magmática (IA-5), formada por blocos irregulares da encaixante granítica (Granito da Ilha Anchieta de SILVA *et al.* 1977a). Não foi possível amostrar a matriz da brecha, de coloração escura. Bem próximo a ela ocorrem restos de um dique bastante largo de diabásio, que deve fazer parte do sistema de grandes diques da região, apesar da direção N55W.

3.3.13. Ilha do Mar Virado

Pudemos contornar com a chata do Instituto Oceanográfico apenas a porção nordeste da Ilha do Mar Virado, onde se observa uma seqüência de diques, tendo-se obtido medidas aproximadas de suas direções (sigla MV, FIGURA 21).

Uma vista da porção NE da ilha é mostrada na FOTO 23. Uma seqüência de diques de composição basáltica, de espessuras variáveis, cortam uma rocha granítica (embrechitos facoidais de SILVA *et al.* 1977a), onde são muito abundantes cristais centimétricos de feldspato róseo, como pode ser visto no detalhe da FOTO 24 (MV-1).

No ponto MV-2 ocorrem alguns lamprófiros, como o da FOTO 25.

3.3.14. Ilha de São Sebastião

Estão assinalados com a sigla IB na FIGURA 22 os diques amostrados na porção sudoeste da Ilha de São Sebastião e na FIGURA 23, os da região oposta à cidade de São Sebastião, em relação ao Canal de São Sebastião. O ponto IB-10 na Ponta da Armação, 4 km a norte da cidade de Ilhabela, não está representado nas figuras. Nessa localidade são encontrados blocos de litologias variadas, inclusive das rochas alcalinas da ilha. A amostra IB-10(e) é um exemplo de um dique fino cortando o sienito, utilizado na região como material de construção.

Na Praia do Bonete, no sul da ilha, uma série de diques corta a rocha encaixante, que é um gnaiss granítico de granulação média-grossa, com abundantes fenocristais centimétricos de feldspato. A encaixante é atravessada por níveis de anfibolito, que podem ou não acompanhar a foliação. Na FIGURA 22 estão apenas assinalados os diques IB-15 e IB-16, mas outros também ocorrem, às vezes entrecortando-se e em geral encaixados nas fraturas do gnaiss. Entre diques máficos e diques mais finos de aspecto vítreo, foi encontrada uma variedade com características mais intermediárias, aparentemente de origem anterior, e que também aparece na região da Cachoeira do Toca e do Parque Florestal.

Não serão abordados neste trabalho os diques que ocorrem em Ponta Larga, entre Itapeperica e Borrifos, por não dispormos das análises químicas. Aparentemente a variedade litológica que ocorre nessa região é semelhante à da Praia do Bonete, merecendo estudos detalhados futuros.

Na região da ilha contígua à cidade de São Sebastião observa-se a continuidade de uma série de diques de diabásio (como o da FOTO 26) que afloram principalmente nos barrancos da estrada que segue paralela ao Canal de São Sebastião. Os diques encontram-se, em geral, alterados, predominando os de diabásio.

FIGURA 8 - Localização dos diques amostrados das regiões da Ponta da Questão, Ponta do Guaecá e Praia do Baraqueçaba. A área corresponde ao campo 8 da FIGURA 7.

FIGURA 9 - Localização dos diques amostrados e observados (x) das regiões da Praia do Cabelo Gordo, Praia Barra Limpa e Ponta do Araçá. A área corresponde ao campo 9 da FIGURA 7.

FIGURA 10 - Localização dos diques amostrados das regiões do Saco do Morcego, Saco da Cotia e Ponta do Tapuá. A área corresponde ao campo 10 da FIGURA 7.

FIGURA 11 - Localização dos diques amostrados das regiões da Praia e Ponta do Pulso. A amostra 210 foi-nos cedida pelo Prof. Dr. E.C. Damasceno. A área corresponde ao campo 11 da FIGURA 7.

FIGURA 12 - Localização dos diques amostrados das regiões da Praia do Oeste, Praia do Bonete, Praia Grande do Bonete e Praia do Deserto. As amostras 174 e 174B foi-nos cedida pelo Prof. Dr. E.C. Damasceno. A área corresponde ao campo 12 da FIGURA 7.

FIGURA 13 - Localização do dique amostrado da região da Praia Brava da Fortaleza. A área corresponde ao campo 13 da FIGURA 7.

FIGURA 14 - Localização dos diques amostrados e observados (x) das regiões da Praia do Sununga, Ponta Grossa, Praia do Flamenguinho e Praia do Flamengo. A área corresponde ao campo 14 da FIGURA 7.

FIGURA 15 - Localização dos diques amostrados das regiões da Praia Santa Rita, Ponta do Espia e Praia da Enseada. A área corresponde ao campo 15 da FIGURA 7.

FIGURA 16 - Localização dos diques amostrados e observados (x) das regiões da Ponta do Espia, Praia de Fora e Ponta das Toninhas. A área corresponde ao campo 16 da FIGURA 7.

FIGURA 17 - Localização dos diques amostrados das regiões da Praia do Tenório, Praia Vermelha do Sul, Prainha e do cais do porto de Ubatuba. A área corresponde ao campo 17 da FIGURA 7.

FIGURA 18 - Localização dos diques amostrados das regiões do Saco das Andorinhas, Ponta Grossa do Farol e Saco do Cedro. A amostras 161 foi-nos cedida pelo Prof. Dr. E.C. Damasceno. A área corresponde ao campo 18 da FIGURA 7.

FIGURA 19 - Localização dos diques amostrados das regiões entre a Praia do Sul, Saco da Anchieta e Enseada das Palmas na Ilha Anchieta. A área corresponde ao campo 19 da FIGURA 7.

FIGURA 21 - Localização dos diques amostrados e observados na porção nordeste da Ilha do Mar Virado. A área corresponde ao campo 21 da FIGURA 7.

FIGURA 22 - Localização dos diques amostrados das regiões da Ponta do Veloso e Praia do Bonete da porção sul Ilha de São Sebastião. A área corresponde ao campo 22 da FIGURA 7.

FIGURA 23 - Localização dos diques amostrados da região da Ilha de São Sebastião contígua à cidade de São Sebastião. A área corresponde ao campo 23 da FIGURA 7.

FOTO 1 - Expressão topográfica marcada por vários blocos de rocha diorítica. Ponto BA-10, região de Bairro Alto, Folha de Natividade da Serra.

FOTO 2 - Porções de dique de rocha ultrabásica cortando migmatitos do Complexo Costeiro. Ponto GPF-1, Ponta da Questão.

FOTO 3 - As fotos mostram detalhes de um mesmo lamprófito, que compõe uma sequência de diques praticamente paralelos que cortam rochas anatecticas do Complexo Costeiro. PGI-1, Praia do Guacca, próximo a cidade de São Sebastião.

FOTO 4 - Lamprófiro, paralelo ao dique da FOTO 3, preenchendo um vão em rochas anatecticas do Complexo Costeiro. PG-3, Praia do Guacacá, próximo à cidade de São Sebastião.

FOTO 5 - Sítio de diabásio cortando migmatitos do Complexo Costeiro. Ponto PB-1, Praia do Baraqueçaba.

FOTO 6 - Dique de rocha traquítica, de espessura entre 1-2m e mergulho de 30°, cortando rochas migmatíticas alteradas do Complexo Costeiro. Ponto CB-15, estrada SP-55.

FOTO 7 - Lamprófiro, com espessura aparente de 1 m, encaixado em rochas gnaissicas do Complexo Costeiro, apresentando juntas que dão o aspecto de foliação estereoidal. CB-4, Praia do Cabelo Gordo.

FOTO 8 - Dique de diabásio ramificado, com espessura total aproximada de 5 m e subvertical, encaixado em migmatitos heterogêneos estromáticos do Complexo Costeiro. CB-6, Praia do Cabelo Gordo, próximo à cidade de São Sebastião.

FOTO 9 - As fotos mostram detalhes de relação de intrusão entre diques de rocha ultrabásica e lamprófiro. O lamprófiro mergulha 45-50°, enquanto dos diques que o cortam mergulham a 65-80°. A encaixante dos diques são migmatitos do Complexo Costeiro. Ponto PA-1, Ponta do Araçá, próximo à cidade de São Sebastião.

FOTO 10 - Lamprofiro, com espessura aproximada de 60 cm, encaixado paralelamente a um dique de diabásio, de 90 cm de espessura. Um sistema de diques de diabásio mais finos ($\approx$ 5cm), posterior, corta irregularmente as rochas encaixantes e insere-se nos contatos dos diques. Ponto PA-7, Ponta do Araçá.

FOTO 11 - Bloco rolado de rocha ultrabásica, apresentando um nível cumulatíco muito rico em olivina. Ponto PA-18, Ponta do Araçá.

FOTO 12 - Vão, com largura aproximada de 1,5 m, em gnaisses anatexíticos preenchido por lamprófiro. Ponto SM-4, Saco do Morcego.

FOTO 13 - Dique de 50 cm de espessura, encaixado em gnaisses. Ponto PCa-1, Praia do Cassandoca.

FOTO 14 - Dique de diabásio, de 30 m de espessura. Ponto B3, Ponta do Bonete.

FOTO 15 - Dique de biotita lamprófiro, de 18 cm de espessura, cortando gnaisses. O dique também corta outro, de granito alcalino. C2, Praia do Deserto.

FOTO 16 - Porções preservadas de dique composto de biotita lamprofiro encaixado em um vão formado em migmatitos do Complexo Costeiro. Ponto PBF-1, Praia Brava da Fortaleza, entre as cidades de Caraguatatuba e Ubatuba.

FOTO 17 - Dique fragmentado, de espessura em torno de 30 cm, formado por uma rocha predominantemente vítrea, de coloração preta. Ponto PS-1, Praia do Sununga.

FOTO 18 - Exposição do dique PF-5 (Ponta Grossa) ao longo de sua maior dimensão

FOTO 19 - Cavidade preenchida por calcita. Ponto PPM-1, próximo a Praia Santa Rita.

FOTO 20 - Detalhe de porção pegmatítica, com feldspatos brancos e róseos centimétricos, do embasamento gnássico granítico entre a Praia do Godoy e a Ponta das Toninhas.

FOTO 21 - Lamprófiro apresentando xenólitos da encaixante gnássico granítica. PV-5, Praia Vermelha do Sul.

FOTO 22 - Brecha magmática, formada por blocos irregulares de rocha granítica. Ponto 1A-5, porção noroeste da Ilha Anchieta.

FOTO 23 - Vista geral do ponto MV-1 (porção nordeste da Ilha do Mar Virado). Sequência de diques de várias espessuras, encaixados em granito porfíritico.

FOTO 24 - Detalhe da colocação de dique de diabásio (MV-1A) em granito porfíritico, aproveitando fraturas do granito encaixante. Observar na foto a textura do granito, formada por uma trama densa de feldspatos roseos centimétricos.

FOTO 25 - Lamprófiro (MV-2) encaixado em embrechitos facoidais da Ilha do Mar Virado.

FOTO 26 - Dique de diabásio encaixado em gnaisses alterados. Corte de estrada próximo a Pontinha, Ilha de São Sebastião.

4. PETROGRAFIA

Na TABELA 2 estão relacionados por amostra, seguindo-se a seqüência dos diques apresentada na TABELA 1, os minerais identificados na petrografia. Desse estudo, foram escolhidas as seções para as análises minerais por microscopia de varredura e eletrônica, que serão apresentadas no Capítulo 6.

4.1. ROCHAS BÁSICAS A INTERMEDIÁRIAS

Foram laminadas seis das amostras coletadas na região de Bairro Alto (FIGURA 5). Três correspondem aos **diorito pórfiros**, que apresentam matriz fina, onde predomina feldspato sobre piroxênio de aparência alterada, com biotita alterando-se para um material verde. Os fenocristais ou autólitos de piroxênio (alguns com inclusões de mineral pseudomorfizado) são arredondados e formam aglomerados associados a opacos e alguma apatita (FOTO 27, amostra BA-2). Comumente minerais opacos isolados apresentam-se alterados nas bordas. Feldspatos também pode formar aglomerados, de contornos arredondados, com piroxênios e minerais opacos. Alguns feldspatos apresentam feições de recristalização, com inclusões muito finas de minerais da matriz. Intercrescimentos de feldspato e quartzo também são encontrados.

Os **diabásios** são homogêneos, formados por plagioclásio ripiforme geminado e por piroxênios que aparecem granulares e podem formar aglomerados (FOTO 28, amostra BA-14) aos quais se associam opacos e material de coloração verde-oliva de forma regular (hexagonal ou retangular). Biotita normalmente altera-se para material verde. Intercrescimentos de feldspato e quartzo também podem aparecer onde a granulação é mais grossa. Nos diabásios porfíricos, os fenocristais são de feldspato, alguns com inclusões de piroxênio.

Entre as rochas classificadas macroscopicamente como básicas a intermediárias da região costeira entre São Sebastião e Ubatuba e das ilhas Anchieta, Mar Virado e São Sebastião (FIGURAS 8 a 23), encontram-se tipos afaníticos e muito finos a finos, de texturas afírica e porfírica.

Dentre os **tipos afaníticos** de aspecto vítreo, o dique irregular da Praia do Sununga (PS-1) apresenta feições de resfriamento rápido, onde apenas cristais esqueléticos de feldspato destacam-se na matriz vítrea, de coloração preto-acastanhada (FOTO 29, amostra PS-1-1).

Quando a granulação é muito fina a fina, as texturas predominantes são a intergranular (FOTO 30, amostra PB-1-6), a ofítica/subofítica (FOTO 31, amostra PE-7) e, localmente, a intersertal. A mineralogia é dominada por feldspato de hábito ripiforme, às vezes em arranjo radial com outros feldspatos, e piroxênio. Biotita pode aparecer associada ao piroxênio ou a opacos.

Os tipos com granulação mais grossa apresentam intercrescimentos de quartzo e feldspato arranjados ao redor de cristais de plagioclásio (FOTO 32, amostra IA-4). Os plagioclásios apresentam as geminações Carlsbad e polissintética e podem aparecer intercrescidos.

Os tipos porfiríticos apresentam feldspato como fenocristal e também incluem autólitos formados por feldspatos (também tecoblásticos; AUGUSTITHIS, 1978), piroxênios e opacos, com bordas aparentemente corroídas. Também são comuns xenólitos das encaixantes. Às vezes, o reconhecimento de um xenocristal de feldspato é feito pelas suas bordas de reação e aspecto alterado.

Minerais opacos, predominantemente ilmenita e titanomagnetita, apresentam, em geral, textura dendrítica ou esquelética. Pirita é mais rara, constituindo cristais cúbicos muito pequenos, disseminados.

Os minerais secundários mais freqüentes são sericita e clorita, que aparecem como manchas irregulares. Podem ocorrer também formas regulares, normalmente associadas a opacos, sugerindo ser alteração completa de algum mineral. Quartzo, pela textura, pode também ser mineral secundário, aparecendo arredondado em algumas lâminas. Veios muito finos constituídos por quartzo ou carbonato e/ou clorita também podem ocorrer.

As texturas variam dentro de um mesmo dique. O dique B-3 da Ponta do Bonete apresenta bordas com espessuras de aproximadamente 20 cm, onde a granulação é muito fina a vítrea, de cor marrom e birrefringência muito baixa. Destacam-se algumas formas arredondadas (amígdalas?) e ripas de plagioclásio. Em direção ao centro, a matriz torna-se mais grossa, sendo formada por uma trama de plagioclásios, piroxênios, opacos de hábito esquelético e biotita. Aparecem raros fenocristais de plagioclásio geminado, de bordas irregulares. Nas porções centrais do dique há um leve predomínio de feldspato sobre piroxênio, porém os opacos ainda aparecem com formas esqueléticas a irregulares. Os fenocristais de piroxênio às vezes associam-se aos plagioclásios (autólitos?). Os fenocristais de plagioclásio podem apresentar bordas recristalizadas, com inclusões, não raro intercrescidas com quartzo.

4.2. ROCHAS BÁSICAS-ULTRABÁSICAS

As rochas básicas-ultrabásicas distinguem-se das rochas básicas a intermediárias pela predominância de piroxênio sobre feldspato e pela abundância de fenocristais de minerais máficos, principalmente piroxênio e olivina.

DAMASCENO (1966) descreve duas variedades de **lamprófiros** da região da Praia das Sete Fontes (FIGURA 14), uma com textura fanerítica-porfirítica e fenocristais de olivina, anfibólio castanho e augita titanífera, sendo a matriz composta pelos mesmos minerais que ocorrem como fenocristais, além de plagioclásio, ortoclásio, biotita, apatita, carbonatos, feldspatóides isótopos, clorita, sericita, serpentina, epidoto, vidro, magnetita, pirita, ilmenita e

xenocristais de quartzo. A outra variedade não apresenta feldspato, sendo constituída por augita titanífera e olivina (fenocristais e matriz), bem como carbonatos e material isótropo, provavelmente zeólitas e feldspatóides.

O anfibólio a que o autor se refere é a kaersutita que, juntamente com a biotita, foram, neste trabalho, os minerais utilizados para distinguir os lamprófiros das demais rochas ultrabásicas, conforme sugere ROCK (1991). Este parâmetro de classificação distingue, por exemplo, os lamprófiros dos **basanitos/tefritos** da Praia do Baraqueçaba. Nestes, a matriz é muito fina, constituída por piroxênio augítico, ripas de plagioclásio e biotita e opacos disseminados. Olivina fresca aparece na matriz, onde também se observam formas regulares totalmente cloritizadas, que podem corresponder a alteração de fôide. Às vezes, reconhece-se analcima, porém de hábito arredondado. Cristais maiores isolados ou, mais comumente, agregados formados por feldspato, piroxênio ou olivina, ou os três minerais em proporções variáveis, destacam-se da matriz.

Os lamprófiros deste estudo podem ser subdivididos em: camptonitos, monchiquitos, biotita lamprófiros e lamprófiros picríticos. A kaersutita encontra-se em quantidades variáveis nos camptonitos e monchiquitos. Nos tipos mais finos (FOTO 33, amostra PF-3A), a kaersutita distingue-se pela cor castanha, podendo aparecer associada ao piroxênio. Este mineral predomina na matriz, onde também aparecem os minerais opacos, e são freqüentes os aglomerados de piroxênio augítico.

A kaersutita pode aparecer associada às porções félsicas da matriz dos **camptonitos** (FOTO 34, amostra PPM-5). Nessas porções também se distinguem biotitas verdes muito finas. Nos lamprófiros de granulação mais grossa, a kaersutita também associa-se ao piroxênio augítico, como na amostra PF-6B (FOTO 35). Também nessa amostra, carbonato aparece consumido de forma peculiar, aparecendo imerso num material de coloração amarelada (FOTO 36).

Outra feição particular dos lamprófiros são as estruturas globulares preenchidas por carbonato (FOTO 37, amostra SM-4). Essas estruturas podem coalescer, como mostra a FOTO 38 (PA-4).

Os **monchiquitos** apresentam, além da mineralogia dos camptonitos, analcima e vidro.

Os diques da Ponta da Questão apresentam abundantes fenocristais (autólitos?) de piroxênio, que chegam a atingir 1,7 mm de maior dimensão. Apresentam aspecto quebrado, com faces em contato mútuo. Olivina normalmente está completamente pseudomorfizada (carbonato e clorita), podendo atingir 4 mm de maior dimensão. A matriz (fanerítica fina) constitui aproximadamente 33% da rocha e é dominada por titanaugita, usualmente com kaersutita associada (FOTO 39, amostra GPF-A2). Feldspato aparece como ripas, mesclado com o material

intersticial de birrefringência muito baixa. Os opacos assumem formas dendríticas, aciculares ou irregulares.

Os diques da Ponta do Guaecá são monchiquitos em que os aglomerados de fenocristais de piroxênio chegam a atingir 1 mm de diâmetro. Em função da quantidade desses aglomerados a textura da rocha pode tornar-se glomeroporfírica. Os fenocristais de piroxênio, quando isolados, atingem até 4 mm de maior dimensão. São zonados, com bordas mais escuras. Podem apresentar inclusões de olivina pseudomorfizada. A matriz é formada por aglomerados de piroxênio augítico, em cujos interstícios aparecem feldspato alcalino, analcima, kaersutita e massa alterada. As porções félsicas são constituídas por plagioclásio ripiforme a acicular em arranjo com kaersutita. Os minerais opacos apresentam formas esqueléticas. Carbonato pode aparecer disperso na matriz. Analcima é abundante (15%), de hábito arredondado ou mais irregular, chegando a 1,5 mm de diâmetro. As bordas são marcadas por inclusões muito finas de kaersutita. Estruturas semelhantes também podem ser constituídas por combinações de analcima, carbonato e clorita, assim como feldspato alcalino. A FOTO 40 apresenta um monchiquito da Praia Vermelha do Sul (PV-5), com matriz bastante fina, destacando-se analcima associada a carbonato.

Foram denominadas de **biotita lamprófiros** as rochas em que biotita ocorre em proporções ao redor de 20%, superando as de kaersutita (quando presente). Foram principalmente encontradas na Praia do Deserto (FIGURA 12). Biotita aparece na matriz (com bordas finas escuras e núcleo claro), com pleocroísmo variando de quase incolor a marrom alaranjado claro, ou como fenocristais (atingindo 2mm de maior dimensão), com núcleos mais escuros, fortemente pleocróicos e com inclusões de minerais opacos, e bordas mais claras. No ponto C-2, as biotitas são centimétricas. Pseudomorfos, provavelmente a partir de fóides, são também comuns. Minerais opacos podem ser abundantes. Analcima aparece irregularmente, às vezes misturada a carbonato e com inclusões de mineral verde muito fino. Fenocristais de piroxênio compõem textura seriada com os piroxênios da matriz. Geralmente formam uma trama densa. Olivina pode aparecer totalmente alterada, chegando a atingir 1 mm de maior dimensão. Não foi encontrado feldspato em várias amostras, apenas uma massa vítrea, de birrefringência muito baixa.

As FOTOS 41 e 42 apresentam algumas características das biotitas dos biotita lamprófiros PBF-1 e 174. As flogopitas/biotitas de PBF-1 são zonadas, com centros mais flogopíticos e bordas mais biotíticas, o oposto ocorrendo com 174.

Melilita foi identificada nas amostras 210 da coleção do Prof. E. Damasceno e PCa-1, coletadas entre Maranduba e Praia Dura. A rocha apresenta as características de um **alnôito** (e.g. ROCK 1986 e YODER 1979). O mineral apresenta-se bastante fresco, alongado e orientado e foi identificado pela sua característica cor de interferência azul anômalo e estrutura em pente (*peg structure* - FOTO 43). Piroxênio é o segundo mineral mais freqüente e pode formar aglomerados

com diâmetro de até 0,35 mm. Uma provável granada, não isótropa, da série andradita-melanita, distingue-se do piroxênio pela cor. As flogopitas/biotitas podem aparecer zonadas, com bordas mais escuras (FOTO 44). Os cromoespinélios, abundantes e disseminadas pela rocha, também são zonados, com as bordas mais escuras. Aparecem, também, agulhas muito finas de apatita, além de prováveis fôides totalmente alterados para material verde. Esferulitos preenchidos por feldspato representam imiscibilidade líquida (FOTO 44).

Os biotita lamprófiros e os alnöitos são rochas freqüentemente encontradas associadas a complexos carbonatíticos. De fato, foram encontrados em alguns biotita lamprófiros pequenos fragmentos constituídos por carbonato, com textura muito semelhante a dos carbonatitos finos (grãos de carbonato com 0,1 mm).

Foram denominadas de **lamprófiros picríticos** as rochas muito ricas em megacristais de olivina. Kaersutita, biotita e analcima são mais raras ou ausentes nessas rochas. A matriz é composta predominantemente por piroxênio, contendo, em certos casos, feldspato. Megacristais de olivina podem estar associados aos de piroxênio (FOTO 45, amostra A-01). Cromoespinélio é encontrado não somente incluso em olivina (FOTO 46, amostra PA-8C), como também disseminado na matriz. As olivinas podem estar parcialmente frescas, como aquelas das bordas do lamprófiro PA-8C (FOTO 47).

Às vezes, a classificação de uma rocha lamprofirica não é simples, por não existirem critérios absolutos para sua caracterização, como é o caso dos diques que ocorrem na Ponta do Araçá. Vários apresentam características mistas dos lamprófiros picríticos e dos camptonitos. Um exemplo é a amostra A-01 (FOTO 48), que apresenta uma feição de contato interessante, que é a textura "em pente" dos piroxênios (*c.f.* MACKENZIE et al. 1982)..

Na Ponta da Armação (Ilha de São Sebastião) foi amostrado um dique de rocha ultrabásica (IB-10(e)) que corta a rocha alcalina. A matriz do dique apresenta plagioclásios tabulares e piroxênios abundantes. O feldspato pode parecer como fenocristal, juntamente com piroxênio (FOTO 49).

Outro tipo litológico encontrado na Ilha de São Sebastião (Praia do Bonete) e no ponto CB-15, corte da estrada SP-55 é representado pelos **traquitos**, correlatos à atividade alcalina na ilha. São rochas predominantemente constituídas por feldspato, às vezes contendo biotita (FOTO 50, amostra IB-16-2).

FOTO 27 - Diorito pórfiro da Folha de Natividade da Serra (BA-2). Autólito formado por aglomerado de grãos arredondados de piroxênio. Observar que os minerais opacos maiores estão circundados por biotita nas bordas. Na matriz, os opacos são muito finos e predomina feldspato sobre piroxênio muito alterado (uralita?). Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 5 mm

FOTO 28 - Diabásio da Folha de Natividade da Serra (BA-14). Detalhe de um aglomerado de piroxênios zonados. Matriz formada por feldspato ripiforme e piroxênio granular. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 5 mm.

FOTO 29 - Vidro (PS-1-1) Efeito do resfriamento rápido. Na matriz aparecem cristais esqueléticos de feldspato e piroxênio de forma acicular dispostos em tramas radiadas ou paralelas, semelhantes à textura esferulítica. Aparecem cristais melhor desenvolvidos de feldspato com textura intrafasciculada. Polarizadores paralelos. Lado maior da foto: 2,5 mm.

FOTO 30 - Basalto muito fino, com textura intergranular (PB-1-6). A matriz é muito fina, destacando-se feldspato, biotita, piroxênio de aspecto alterado, além de minerais opacos. Detalhe de um aglomerado de minerais opacos e apatita. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 1,35 mm.

FOTO 31 - Basalto de granulação fina (PF-7). Feldspato aparece em arranjo radial, com piroxênio as vezes compondo textura subofítica. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 0,65 mm.

FOTO 33 - Camptonito (PF-3A - Praia do Flamenguinho). Aglomerado de fenocristais de piroxênio, contornados por biotita e feições irregulares preenchidas por carbonato (e provavelmente argilomineral). A matriz é muito fina, constituída por feldspatos ripiformes, piroxênio, minerais opacos de hábito esquelético. Nicóis paralelos. Lado maior da foto: 1,12 mm.

FOTO 32 - Basalto fino (IA-4). Detalhe do intercrescimento granofírico entre feldspato alcalino e quartzo em rocha de composição basáltica. Nicóis paralelos. Lado maior da foto: 1,34 mm.

FOTO 34 - Camptonito PPM-5 (Ponta do Espia - Praia da Enseada). Detalhe da matriz, fina a muito fina, onde predomina piroxênio. As kaersutitas destacam-se nas porções félsicas, onde predomina feldspato. Os minerais opacos são mais abundantes junto aos piroxênios. Nicóis paralelos. Lado maior da foto: 2,5 mm.

FOTO 35 - Camptonito (PF-6B - Ponta Grossa). Detalhe de um aglomerado de piroxênios coloridos. Kaersutita e biotita estão associados tanto a estes como aos piroxênios da matriz. Olivina aparece preservada no núcleo de pseudomorfos (canto superior da foto). Nicóis paralelos. Lado maior da foto: 2,3 mm.

FOTO 36 - Camptonito (PF-6B - Ponta Grossa). Detalhe da amostra PF-6B em que aparecem formas muito peculiares (folhas) em que predomina carbonato, imersas em material amarelado, provavelmente argilomineral. Nicóis paralelos. Lado maior da foto: 2,3 mm.

FOTO 37 - Estruturas globulares, preenchidas por carbonato, são bastante comuns nesta amostra (SM-4 - Saco do Morcego) e macroscopicamente visíveis. A matriz é formada por piroxênio e material intersticial, também podendo conter carbonato. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 4 mm.

FOTO 38 - Detalhe de glóbulos coalescidos, preenchidos por carbonato (PA-4 - Ponta do Araçá). A matriz é formada por uma trama de feldspatos ripiformes e piroxênios granulares. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 4 mm.

FOTO 39 - Detalhe dos piroxênios rosados da amostra GPF-A2 (Ponta da Questão). Kaersutita pode alojar-se nas bordas dos piroxênios ou aparecer isolada. Feldspato aparece mais fino e ripiforme. Nicóis desceuzados. Lado maior da foto: 1 mm.

FOTO 41 - Detalhe das biotitas zonadas da amostra PBF-1 (Praia Brava da Fortaleza), destacando-se pela presença de analcima, que contém inclusões muito finas de biotita verde. A matriz é constituída por piroxênio e material de alteração de birrefringência baixa e são freqüentes carbonato e clorita. Nicóis desceuzados. Lado maior da foto: 2,5 mm.

FOTO 40 - Detalhe da matriz muito fina do monchiquito PV-5X (Praia Vermelha do Sul), que apresenta xenólitos da encaixante envolvidos por coroa de reação (centro da porção direita da foto). A esquerda e para cima, detalhe de um góbulo preenchido por carbonato, envolto por analcima. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 4 mm.

FOTO 42 - O zoneamento das biotitas deste biotita lamprófito (amostra 174 - coleção do Prof. Damasceno) é caracterizado por núcleos biotíticos e bordas illogopíticas. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 5 mm.

FOTO 43 - Textura *peg* das melilitas do alnöito PCa-1 (Praia do Caçandoca). Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 1,12 mm.

FOTO 45 - Detalhe de um megacristal de piroxênio, agregado a outros dois menores e alterados de olivina. A matriz é formada por ripas de feldspato de aspecto alterado, piroxênio e minerais opacos. Amostra A-01 (Ponta do Araçá). Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 2,3 mm.

FOTO 44 - Detalhe das biotitas zonadas do alnöito PCa-1 (Praia do Caçandoca) e de uma porção fêlsica, em forma de "leque". Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 0,56 mm.

FOTO 46 - Cromitas aparecem inclusas em megacristais de olivina pseudomorfizados do lamprolito picroítico PA-8C (Ponta do Araçá). A foto também mostra um detalhe de glóbulo preenchido por carbonato e provavelmente argila. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 2,3 mm.

FOTO 47 - Megacristais de olivina pseudomorfizada dominam a textura da borda do lamprófiro picritico PA-8C (Ponta do Araçá). Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 4 mm.

FOTO 48 - Textura em "pente" dos piroxênios do camptonito A-01 (Ponta do Araçá). Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 4 mm.

FOTO 49 - Aspecto textural da amostra IB-10(e) (Ponta da Armação, Ilha de São Sebastião). Plagioclásio tabular aparece na matriz, que é muito rica em piroxênio. Minerais opacos são relativamente abundantes. Esta rocha também contém olivina. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 2,3 mm.

FOTO 50 - Traquito da Praia do Bonete (IB-16-2, Ilha de São Sebastião) apresentando fenocristais de feldspato. A matriz é também dominada por feldspato. Segundo COUTINHO (1966), trata-se de um bostonito. Nicóis cruzados. Lado maior da foto: 4 mm.

5. ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Os óxidos dos elementos maiores e alguns elementos menores e traços de 133 amostras foram analisados por fluorescência de raios X (XRF), como já assinalado no Capítulo 1. Essas análises encontram-se listadas na TABELA 3, completadas com os valores de CO₂ determinados nas rochas básicas-ultrabásicas.

Dada a dificuldade em se determinar precisamente a moda de rochas de granulação fina em geral, LE MAITRE (1989) recomenda o uso do diagrama TAS (total de álcalis *versus* sílica) para sua classificação química. Alguns princípios para utilização do TAS são:

- as rochas devem apresentar-se frescas ($H_2O^+ < 2\%$ e $CO_2 < 0,5\%$), exceção feita aos picritos, komatiitos, meimechitos e boninitos;
- as análises devem ser recalculadas para um total de 100% (base anidra);
- análises de rochas alteradas, intemperizadas, metassomatizadas, metamorfizadas ou cumuláticas devem ser usadas com cautela.

Não foram seguidos esses princípios para os **lamprófiros** deste estudo. Foi testado o recálculo para base anidra no diagrama TAS, utilizando-se o programa NEWPET (CLARKE 1993), e observou-se um considerável deslocamento dos pontos para teores de SiO₂ mais elevados devido às altas taxas de voláteis dessas rochas, distorcendo a classificação. Optou-se, então, pelos resultados das análises por XRF sem correção, o que resultou em boa correspondência com a classificação petrográfica apresentada no Capítulo 4.

A FIGURA 24-a traz a representação no TAS dos basanitos/tefritos da Praia do Baraqueçaba (PB), que caem no campo homônimo (com exceção da amostra PB-1, que corresponde ao *sill* de diabásio), com total de álcalis $\approx 5\%$ e SiO₂ $\approx 43,5\%$. Apenas três amostras da Ponta do Araçá (PA, FIGURA 24-a), duas amostras da Praia do Flamengo (PF) e PS-3 (FIGURA 24-b) caem próximas. Os monchiquitos e camptonitos, em geral, apresentam total de álcalis inferiores a 5%, assim como SiO₂ $< 43\%$, plotando ou no campo dos foiditos ou dos tefritos.

Os biotita lamprófiros apresentam SiO₂ $< 39\%$ (PBF-1, B-2 e as amostras C; FIGURA 24-b). Outros valores extremos são para PCa-1 (FIGURA 24-b) e os lamprófiros picríticos, com os teores mais baixos em total de álcalis. Três amostras caem no campo dos picrobasaltos, como mostra a FIGURA 25.

Totais de álcalis superiores a 5% ocorrem apenas para PPM-1 (FIGURA 24-c), IA-8 e IB-4A (FIGURA 24-d).

A maioria dos **basaltos** concentra-se no limite basalto/traquibasalto e próximo da intersecção $\text{SiO}_2 = 52\%$ e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5\%$. Fogem um pouco dessa tendência duas amostras da Praia do Tenório (PT, FIGURA 24-c). A amostra PB-1-6 é uma exceção (FIGURA 24-a), com 7% de total de álcalis, e corresponde à borda inferior do *sill* de diabásio da Praia do Baraqueçaba.

Foram coletadas amostras das bordas, do centro e intermediárias do dique da Ponta do Bonete:

B-3A1 = borda NW	B-3F = borda SE
B-C2 = 30 cm da borda NW	B-3E = 30 cm da borda SE
B-3B = 1,3 m da borda NW	
B-3C = 9,5 m da borda NW	B-3D = 8 m da borda SE

A FIGURA 24-b (amostras B dos campos dos traquibasaltos e traquiandesitos) mostra que existe um intervalo relativamente grande de SiO_2 (48 a 59%) ao qual correspondem valores crescentes de total de álcalis, indicando uma tendência de diferenciação a partir das bordas, de composições mais básicas, para porções internas, mais intermediárias.

Os **diorito pórfiros** da Folha Natividade da Serra, analisados por ICP-OES, caem no campo dos traquiandesitos, enquanto os **basaltos** plotam nos campos dos traquibasaltos e traquiandesitos basálticos (FIGURA 24-d).

Tem-se, ainda, duas amostras da Ilha de São Sebastião (IB-16, FIGURA 24-d) que caem no campo dos traquitos, sendo correlatas as rochas alcalinas daquela ilha.

A classificação pelo TAS foi comparada com o cálculo normativo feito com o programa NEWPET (CLARKE 1993), considerando FeO como 85% do $\text{FeO}_{\text{total}}$, a formação das moléculas calcita e magnesita para as amostras com totais abaixo de 97% e a formação das moléculas pirita, zircão e cromita (TABELA 4). As amostras da Folha de Natividade da Serra (BA) não apresentam apatita normativa, pois não foram consideradas as análises ruins de P_2O_5 por ICP-OES.

As rochas classificadas como basaltos pelo TAS são quartzo-normativas, com exceção da PPM-8. Vários traquibasaltos são olivina- e hiperstênio-normativos.

Os foiditos não apresentam quartzo na norma, sendo vários nefelina-normativos. Leucita aparece em alguns cálculos e o ortossilicato de cálcio (Ca_2SiO_4) normativo no alnóito PCa-1 corresponde à melilita dessa rocha.

Indicadores de alteração também são dados pelo cálculo normativo. A amostra PP-3-3, cujo total dos óxidos é muito baixo (87,3%), apresenta quartzo normativo, porém com uma quantidade elevada de calcita normativa (21,5%).

FIGURA 24-a - Representação no diagrama TAS (LE MAITRE 1989) das análises por fluorescência de raios X das amostras assinaladas nas FIGURAS 8 e 9.

FIGURA 24-b - Representação no diagrama TAS (LE MAITRE 1989) das análises por fluorescência de raios X das amostras assinaladas nas FIGURAS 10, 11, 12, 13 e 14.

FIGURA 24-c - Representação no diagrama TAS (LE MAITRE 1989) das análises por fluorescência de raios X das amostras assinaladas nas FIGURAS 15, 16 e 17.

FIGURA 24-d - Representação no diagrama TAS (LE MAITRE 1989) das análises por fluorescência de raios X das amostras assinaladas nas FIGURAS 5, 19, 20, 21, 22 e 23.

FIGURA 25 - Diagrama de classificação e nomenclatura de rochas vulcânicas de alto magnésio (LE MAITRE 1989).

5.2. ELEMENTOS MAIORES

Foram plotadas as quantidades dos óxidos dos elementos maiores em função de SiO₂, não reajustados para 100%. Os símbolos que aparecem na FIGURA 26 correspondem à classificação pelo TAS. Observa-se a existência do discriminador SiO₂ = 46%, que separa as rochas básicas a intermediárias dos tefritos e lamprófiros.

O diagrama TiO₂ x SiO₂ mostra duas tendências bastante claras e que seguem praticamente paralelas (FIGURA 26-a). Existe uma forte diminuição no teor de titânio dos tefritos com o aumento de sílica. O picrobasalto CB-9-2 aparece no final da tendência, com teores tão baixos quanto os dos lamprófiros picríticos. Os teores de TiO₂ nos basaltos concentram-se entre 3 e 5%, havendo uma queda para os traquiandesitos. Os traquitos da Ilha de São Sebastião apresentam-se os mais empobrecidos no elemento. A amostra PB-1-6 não se enquadra em nenhuma das tendências.

A FIGURA 26-b mostra um comportamento diferente de Al₂O₃ x SiO₂. Os basaltos, traquibasaltos e traquiandesitos basálticos concentram-se em Al₂O₃ = 13% (exceto PB-1-6). Os foiditos apresentam os valores mais baixos de alumina, que, entretanto crescem com o aumento de sílica. Para um grupo de tefritos os valores mais elevados chegam a atingir os dos traquitos da

Ilha de São Sebastião e traquiandesitos. Novamente a amostra CB-9-2 não se enquadra em nenhuma tendência.

Para os basaltos, traquibasaltos e traquiandesitos FeO apresenta comportamento semelhante ao de TiO₂, ou seja, diminuição dos teores com o aumento de sílica. Para os lamprófiros não fica definida uma tendência, destacando-se, apenas, a amostra CB-9-2 com FeO = 6,08%.

Os valores de MnO ficam restritos ao intervalo 0,1 - 0,3%, sendo a maior variação para os tefritos. Os teores nos traquiandesitos são relativamente baixos.

Os teores de MgO dos lamprófiros são os mais elevados, especialmente entre os foiditos. Destacam-se principalmente as amostras PA-8-C2, PA-8-D e B-2A (FIGURA 26-e). É possível observar uma diminuição no teor de MgO em direção aos tefritos. As rochas básicas a intermediárias definem uma tendência onde MgO diminui com o aumento de sílica.

Existe uma grande dispersão dos valores de CaO nos lamprófiros e tefritos, devido à presença de carbonato na matriz, nos glóbulos e como mineral de substituição. Destaca-se que a amostra de alnóito (PCa-1) apresenta o teor mais elevado de CaO (19,61%). As amostras "secas" (básicas e intermediárias) mostram a diminuição do cálcio com o aumento de sílica. Os traquitos da Ilha de São Sebastião apresentam comportamento distinto dos demais litotipos.

De uma maneira geral, há o aumento de Na₂O com o aumento de SiO₂. Novamente, os traquitos da Ilha de São Sebastião apresentam comportamento distinto (FIGURA 26-g).

No diagrama K₂O *versus* SiO₂ (FIGURA 26-h) destacam-se os traquiandesitos e os traquitos da Ilha de São Sebastião pelos seus teores mais elevados de K₂O.

Entre as rochas básicas a intermediárias, os teores mais elevados de P₂O₅ são os dos traquibasaltos, inclusive a amostra PB-1-6 e as do dique da Ponta do Bonete. O alnóito PCa-1 é o que apresenta os teores mais elevados de P₂O₅ entre as rochas ultrabásicas, depois de IA-8 (FIGURA 26-i).

5.2. ELEMENTOS MENORES

Apesar da TABELA 3 apresentar os teores de 18 elementos menores e traços determinados por XRF, a FIGURA 27 mostra apenas Cr, Ni, Co, V, Pb, Cu e Zn (valores em escala logarítmica) *versus* Mg# [= MgO_{molar}/(MgO_{molar} + FeO_{molar})]. Esse método de análise é problemático particularmente para os elementos listados na tabela a partir de Rb. Estes e demais elementos traços foram, para algumas amostras, analisados por ativação neutrônica (NAA) e espectrometria de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) e os resultados serão apresentados em diagramas multielementares no Capítulo 7.

FIGURA 26 - Diagramas de variação dos óxidos dos elementos maiores versus SiO_2 . Os símbolos são os da FIGURA 27.

São poucos os elementos que apresentam tendências bem definidas em relação a Mg#. Por exemplo, nos monchiquitos, camptonitos e biotita lamprófiros, os teores de Cr, Ni e Co crescem com o aumento de Mg#, sendo os mais elevados para os lamprófiros picríticos.

Quanto ao vanádio, existe uma concentração de pontos no intervalo 150-500 ppm, exceto para três amostras de traquiandesitos da Ilha de São Sebastião (ver FIGURA 24-d).

Chumbo e cobre apresentam fortes dispersões. Como será visto no Capítulo 7, os dados de Pb obtidos por XRF são discrepantes quando comparados aos de NAA ou ICP-MS. Os teores de Cu nos traquitos, traquiandesitos, alguns traquiandesitos basálticos, traquibasaltos e tefritos são mais baixos do que os das demais rochas.

A tendência dos teores de zinco é diminuir com os teores de Mg# crescentes.

Alguns destes elementos foram detectados na análise mineral por EDS e serão retomados no próximo capítulo.

6. QUÍMICA MINERAL

A TABELA 5 apresenta a relação por amostra dos minerais analisados com o microscópio eletrônico de varredura (SEM) JEOL 6400 do Centre for Microscopy and Microanalysis da University of Western Australia, referido neste texto como EDS, e pela microsonda eletrônica CAMECA SX 50 da School of Earth Sciences (Macquarie University), aqui referida como WDS.

O cálculo da fórmula estrutural do mineral em foco foi feito imediatamente após sua análise por EDS pelo programa RECALC2 (GRIFFIN *et al.* 1991), instalado em um computador IBM-PC acoplado ao SEM. Posteriormente, vários desses cálculos foram revisados, assim como foram tratadas as análises por WDS, com o programa MINTAB para equipamentos Macintosh (ROCK & CARROLL 1990) e com planilhas de cálculo do EXCEL, seguindo-se o procedimento explicado em DEER *et al.* (1966 - Apêndice I), levando-se em conta os ajustes de Fe² e Fe³ dos minerais máficos e dos óxidos, conforme será visto a seguir.

Neste capítulo, o número de cátions (representados pela sigla dos elementos químicos) foi normalizado em relação ao número de átomos de oxigênio correspondente ao mineral em questão, ou seja: piroxênios: 6, feldspatos: 8, biotitas e flogopitas: 11, anfibólios: 23, cromoespinélios e magnetitas: 32; olivinas: 4, ilmenitas: 3, analcimas e melilitas: 7 e apatitas: 26 (também contabilizados OH e F). As razões entre cátions representam proporções atômicas.

6.1. PIROXÊNIOS

DROOP (1987) deduziu uma equação bastante simples para a estimativa do Fe³ a partir de uma microanálise que fornece apenas FeO_{total}, assumindo que o ferro é o único elemento com estado de oxidação variável em certos óxidos e silicatos. No caso dos piroxênios, ao se calcular sua fórmula com base em quatro cátions, o total de oxigênios não atinge 6, pois para cada Fe² fica alocado um átomo de oxigênio, quando, na realidade, uma parte desse ferro é Fe³, a qual deveriam corresponder 1,5 átomos de oxigênio. Por outro lado, quando sua fórmula é calculada com base em seis oxigênios, a soma dos cátions não atinge 4, pois todo o ferro foi assumido como Fe². Essas discrepâncias permitem estimar o Fe³ de um piroxênio segundo a fórmula:

$$\text{Fe}^3 = 12 (1 - 4/S)$$

onde S é a soma dos cátions calculados com base em 6 oxigênios.

A fórmula estrutural padrão dos piroxênios é M₂M₁T₂O₆, onde M₂ corresponde aos cátions em coordenação octaédrica distorcida, M₁ aos cátions em coordenação octaédrica regular e T aos cátions em coordenação tetraédrica. O procedimento para alocar os elementos

nessas posições recomendado pela Subcomissão de Piroxênios da IMA - International Mineralogical Association (MORIMOTO 1988), é o seguinte:

- 1) Preencher a posição T, até um total de 2,000, usando todo Si^4 e, se necessário, completando com Al^3 e Fe^3 ;
- 2) Preencher a posição M1, até um total de 1,000, usando todo o Al^3 e Fe^3 que restou de (1) e completando com Ti^4 , Cr^3 , V^3 , Ti^3 , Zr^4 , Sc^3 , Zn^2 , Mg^2 , Fe^2 e Mn^2 ;
- 3) Preencher a posição M2 usando todo Mg^2 , Fe^2 e Mn^2 restantes de (2). Adicionar Li, Ca^2 e Na até somar 1,000. Se o total estiver muito aquém de 1,000, a análise é suspeita.

Após o cálculo da fórmula estrutural, uma primeira classificação é feita utilizando-se o diagrama Q-J, sendo $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^2$ e $J = 2 (\text{Na})$. Nesse diagrama são representados os quatro grupos de piroxênios: o do quadrilátero denominado *Quad*, os piroxênios cálcico-sódicos, os piroxênios sódicos e os *Outros*.

Os piroxênios formadores de rochas mais comuns são os ferromagnesianos e os cálcicos e constituem soluções sólidas que podem ser representadas no quadrilátero *Quad*, que é um polígono definido no sistema enstatita (MgSiO_3) - wollastonita (CaSiO_3) - ferrossilita (FeSiO_3). A representação no *Quad* pressupõe a normalização do número de átomos de Ca, Mg e Fe ($= \text{Fe}^2 + \text{Fe}^3 + \text{Mn}$) para um total de 100%.

CAMERON & PAPIKE (1981) apresentam um procedimento para aferir a qualidade de uma análise de piroxênio. Uma análise é confiável se, para seis oxigênios:

- 1) $\text{Si} + \text{IVAl} = 2,00 \pm 0,02$;
- 2) $\text{Mn} + \text{Fe}^2 + \text{Fe}^3 + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Cr} + \text{VIAl} > 0,98$;
- 3) $\text{M2} = 1,00 \pm 0,02$;
- 4) $\text{VIAl} + \text{VIFe}^3 + \text{VICr}^3 + 2 (\text{VITi}^4) = \text{IVAl} + \text{M2Na}$ (até uma diferença de $\pm 0,03$).

A relação (4) denomina-se **equação de balanço de carga** (PAPIKE *et al.* 1974) e expressa o fato de que um excesso de carga resultante de uma substituição deve ser compensado por uma deficiência causada por outra substituição, relativamente ao *Quad*. Assim, ficam definidas, inclusive, as substituições mais importantes dos piroxênios denominados *Outros*. A porcentagem de *Outros* na composição de um piroxênio é o valor mais elevado de um dos três parâmetros:

- $\text{Na} \times 100$
- $\text{IVAl} \times 100$
- $\Sigma(\text{VIAl} + \text{VIFe}^3 + \text{VICr}^3 + \text{VITi}) \times 100$

Quad é calculado subtraindo-se a porcentagem de *Outros* de 100% (CAMERON & PAPIKE 1981).

A equação de balanço de carga pode ser escrita de forma simplificada:

$$\text{VIR}^3 + 2 (\text{VI}^{\text{Ti}4}) = \text{IVAl} + \text{M}^2\text{Na}$$

onde $\text{VIR}^3 = \text{VIAl} + \text{VI}^{\text{Fe}3} + \text{VICr}^3$. Quaisquer três das quatro variáveis dessa equação podem ser utilizadas como membros extremos de diagramas ternários que representam os piroxênios *Outros*. CAMERON & PAPIKE (1981) apresentam um quadrilátero que divide os piroxênios *Outros* em cinco grupos, que são finalmente subdivididos em 19 membros extremos individuais. Esta classificação não foi adotada pela Subcomissão de Piroxênios da IMA, que considera como *Outros* apenas a donpeacorita, a kanoíta, a johannsenita, a petedunnita, a esseneíta e o espodumênio (MORIMOTO 1988).

As análises dos piroxênios deste estudo, conforme plotam no diagrama Q-J (não apresentado), podem ser representadas pelo *Quad*. Nas TABELAS 6a a 6i, as análises e as respectivas fórmulas calculadas para seis oxigênios estão relacionadas segundo o litotipo. Os programas RECALC2 (GRIFFIN *et al.* 1991) e MINTAB (ROCK & CARROLL 1990) calculam Fe^3 segundo a fórmula simplificada de DROOP (1987) e as porcentagens de *Outros* e de *Quad* segundo CAMERON & PAPIKE (1981).

Os *alnöitos* são um exemplo de que o *Quad* é deficiente para representar a composição de certos piroxênios. Estes apresentam os teores mais elevados de TiO_2 (4-8%) e Al_2O_3 (10-14%), contrapondo-se aos de SiO_2 (34-43%), cuja deficiência é típica nessas rochas (TABELA 6-a). Praticamente todo o Al deve ser somado a Si para completar a posição T. Todo Ti, Mg e Fe ficam alocados na posição M1 e Ca, praticamente sozinho, ocupa a posição M2. O diagrama *Quad* apenas destaca as quantidades elevadas de CaO nesses piroxênios, que plotam acima do limite diopsídio-hedenbergita ($\text{Wo} > 50$), fora do campo dos piroxênios ferro-magnesianos e cálcicos típicos (FIGURA 28-a).

Os piroxênios de Fen (Noruega) apresentam composições semelhantes e foram classificados por ROCK (1986) como Ti-Al salitas, termo cujo uso não é recomendado pela IMA, tendo sido substituído por diopsídio, que recebe os modificadores "subsilícico", "com Al" e "com Ti", caso Si, Al e Ti ultrapassem, respectivamente, os mínimos e máximos admitidos para esse piroxênio cálcico.

RUBERTI (1983), por sua vez, utiliza as moléculas Tschermak para expressar a fórmula química de piroxênios egrínicos, aplicando a sequência de formação desses "componentes moleculares teóricos" segundo CAWTHORN & COLLERSON (1974). No caso dos piroxênios dos *alnöitos*, considerando a composição média $\text{Wo} = 61\%$, $\text{En} = 31\%$ e $\text{Fs} = 8\%$ (FIGURA 28-a), tem-se:

Ca-tschermakita férrica = 4%	Ca-Ti-tschermakita = 12%	Ca-tschermakita = 6%
$\text{Ca}(\text{Fe}^{3+}\text{Cr})_2\text{SiO}_6$	$\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$	$\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$

além de Wo = 40%, En = 30% e Fs = 8%, ou seja, 22% da composição média desses piroxênios é representada pelas moléculas Tschermak, que embutem em sua fórmula Al e Ti.

Posições fora do *Quad* também podem ser explicadas pelo parâmetro *Outros*, já que, aplicando-se o procedimento de CAMERON & PAPIKE (1981) aos piroxênios dos alnöitos, *Outros* é definido por $4\text{Al} \times 100$. A FIGURA 29-a mostra que, para piroxênios de alnöitos com $\text{mgp} [= \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$ equivalente a 0,85, o valor correspondente de *Outros* é 50%, ou seja, sua composição é representada por 50% de *Outros* (substituições envolvendo principalmente Al e Ti) e 50% de *Quad* (Ca, Mg e Fe).

O mesmo se dá com os piroxênios dos demais lamprófiros (TABELAS 6b a 6f e FIGURAS 28-b1 a b4 e 28-c). Novamente Ca é responsável pelo preenchimento de M2 e as composições posicionam-se acima do limite diopsídio-hedenbergita. Observa-se um certo incremento de Fs em algumas composições. Uma parcela menor de Ti ocupa M1, nela também entrando Al, pois a posição T não é tão deficiente em Si quanto os piroxênios dos alnöitos. Para $\text{mgp} = 0,80$, as porcentagens de *Outros* são 30% para os monchiquitos e camptonitos (FIGURA 29-b1 a b4) e 20% para os tefritos (FIGURA 29-c).

O balanço entre Ti, Al e Fe também pode ser percebido nos megacristais zonados. Por exemplo, as bordas dos piroxênios das amostras PA-1-2E e 161 ($\text{mgp} \approx 0,76$ e $\text{Wo} \approx 53$) são mais ricas em Fe, Al e Ti, sendo, ao microscópio óptico, mais rosadas (Ti mais abundante) que as porções centrais desses megacristais ($\text{mgp} \approx 0,87$ e $\text{Wo} \approx 49$). As bordas são, ao SEM, mais "brilhantes" (maior reflexão de elétrons), devido principalmente ao ferro. As composições das bordas dos megacristais aproxima-se das composições dos piroxênios da matriz, indicando, pelo leve aumento de Wo a partir das suas porções centrais, o caráter alcalino do magma gerador da rocha.

As rochas de composição básica a intermediária apresentam piroxênios com $\text{mgp} \leq 0,75$ (TABELAS 6g a 6i). As FIGURAS 29-d, 29-e e 29-f mostram que a porcentagem do componente *Outros* nesses piroxênios é inferior a 25%, tornando o *Quad* mais adequado para a representação de suas composições. Outra diferença entre essas rochas e os lamprófiros e tefritos é que Cr, nas primeiras, é praticamente inexistente, enquanto nas últimas pode atingir 1,5% (lamprófiros picríticos).

A FIGURA 28-d mostra a variação composicional de piroxênios de diferentes diques basálticos. Os piroxênios das amostras IA-7B, PSC-7 e SA-1-B1 caem no campo da augita ($20 < \text{Wo} < 45$), enquanto as amostras PE-1A, PE-7 e IA-7A apresentam tanto augitas (também subcálcicas) como pigeonitas.

Os traquibasaltos (FIGURA 28-e) estão representados pelas amostras do dique da Ponta do Bonete. Apesar de terem sido analisadas apenas as provenientes das bordas do dique (B-3A2, B-3E e B-3F), observa-se que os piroxênios dessas rochas apresentam $Wo > 38$. MONTEIRO (1994) observou a ocorrência de augitas titaníferas nas zonas de borda de um *sill* de rocha tholeiítica mesozóica, havendo mudança gradual na composição desses piroxênios para augitas em direção às partes internas do corpo. Estas tendências são opostas ao que ocorre no dique de Toninhas (GOMES & RUBERTI 1979). Nas bordas desse dique aparece pigeonita intermediária e, mais raramente, ferroaugita subcálcica e pigeonita magnesiana. A cristalização da pigeonita cessa nas rochas das porções centrais do dique, dando lugar a augitas mais cálcicas. Esta tendência alcalina em direção ao centro do dique também é mostrada pela composição das rochas do dique, que passam, das bordas para o centro, de traquiandesitos basálticos para traquiandesitos.

Os piroxênios dos traquiandesitos basálticos deste estudo caem nos campos da augita subcálcica e pigeonita (FIGURA 29-f). Ressalta-se que, apesar da amostra PB-1-6 ter sido classificada como traquiandesito basáltico pelo diagrama de LE MAITRE (1989), seus piroxênios plotam no campo do diopsídio, com Fs entre 20 e 25%.

As composições dos piroxênios das amostras PE-7 (basalto), IA-3A (traquibasalto) e IA-4 (traquiandesito basáltico) definem *trends* que, sobrepostos ao diagrama de relações politermais dos piroxênios do *Quad* para 1 atm de LINDSLEY (1983), indicam como temperaturas mínimas de cristalização das pigeonitas e augitas valores entre 1000° e 1100°C. Estas temperaturas também são confirmadas pelo diagrama, do mesmo autor, de variação da temperatura crítica no *solvus* augita-pigeonita e de estabilidade mínima da pigeonita a 1 atm (GARDA & SCHORSCHER 1995).

BELLIENI *et al.* (1988) reexaminaram as análises dos piroxênios dos diques da região costeira entre Santos e Rio de Janeiro (COMIN-CHIARAMONTI *et al.* 1983) dentro do contexto dos derrames basálticos da Bacia do Paraná. Os piroxênios ricos em Ca dos andesibasaltos (classificação de LA ROCHE *et al.* 1980), de afinidade tholeiítica, apresentam leve decréscimo de Wo , quando comparados àqueles cristalizados inicialmente com os mais tardios. Por outro lado, os piroxênios ricos em Ca dos latibasaltos (LA ROCHE *et al.* 1980) apresentam tendência inversa, plotando os mais tardios no campo das augitas subcálcicas, o mesmo das augitas da matriz dos basaltos subalcalinos. Apesar de aparentemente homogêneas ao microscópio óptico, essas augitas subcálcicas, ao microscópio eletrônico de transmissão, revelaram-se compostas de exsoluções lamelares de pequena escala de augita e pigeonita, resultado da decomposição espinoidal (SECCO *et al.* 1988, MELLINI *et al.* 1988). Os raros ortopiroxênios dessas rochas são de cristalização tardia e distinguem-se por Fe_{total} alto.

FIGURA 28 - Representação das composições dos piroxênios dos lamprófiros, tefritos e rochas básicas a intermediárias no diagrama En-Wo-Fs.

FIGURA 29 - Representação dos piroxênios dos lamprófiros, tefritos e rochas básicas a intermediárias em função dos parâmetros Outros e mgP.

Do acima exposto, conclui-se que as tendências composicionais distintas para os piroxênios dos lamprófiros e tefritos (augitas ricas em Ti) e das rochas básicas a intermediárias (augitas e pigeonitas) retratam as composições e afinidades dessas rochas. No primeiro caso, os piroxênios mostram uma evolução com tendências alcalinas que, nos tefritos, expressa-se com o aumento de Wo do centro para as bordas dos megacristais zonados de piroxênio e, nos demais lamprófiros, na própria composição do piroxênio, muito rico em Ca, até o extremo dos alnöitos, onde Ti, Al e Fe passam a ter um papel muito importante nas substituições que tentam compensar deficiências em Si. Por outro lado, pigeonitas e augitas subcálcicas, no caso dos diques de composição básica a intermediária, indicam tendências tholeiíticas.

6.2. FELDSPATOS

A FIGURA 30 traz a representação dos feldspatos deste estudo no triângulo clássico albíta (Ab) - ortoclásio (Or) - anortita (An). O cálculo desses parâmetros é feito pelo programa RECALC2 (GRIFFIN *et al.* 1990) que considera outros cátions, no caso Fe, além de Na, K e Ca como componentes dos feldspatos, de forma que a soma Ab + Or + An nem sempre é 100 (TABELAS 7a a 7g).

Os plagioclásios dos **lamprófiros picríticos** (TABELA 7a) caem no campo labradorita/bytownita, com An máximo de 90 (FIGURA 30-a1), ao passo que os dos **camptonitos** (TABELA 7-b) e os dos **monchiquitos** (TABELA 7-c) caem nos campos andesina/labradorita/bytownita (FIGURA 30-a2) e labradorita/bytownita (FIGURA 30-a3) respectivamente, ambos com An máximo de 80. Os feldspatos alcalinos analisados nessas rochas podem encontrar-se tanto em meio a uma matriz vítrea, coexistindo com agulhas de apatita, como associados foides (ver adiante).

Os plagioclásios dos **tefritos** (TABELA 7-d) apresentam composições variadas, com composições entre andesina e labradorita/bytownita ($An < 90$). As amostras PA-11 e PA-8 destacam-se por apresentar feldspatos com composições próximas ao vértice da albíta. Nessas rochas, o feldspato alcalino pode aparecer como ripas muito finas ou xenomórficos, preenchendo espaços entre outros minerais.

Os plagioclásios das rochas básicas a intermediárias apresentam composições com $An < 65$. Os feldspatos dos **basaltos** (TABELA 7-e) caem no campo da andesina/labradorita (FIGURA 30-c), assim como os **traquibasaltos** (TABELA 7-f). A amostra IA-3A (FOTO 37) destaca-se por apresentar feldspatos intercrescidos com quartzo, que se instalam nas periferias dos plagioclásios. Em geral, dos feldspatos alcalinos dos intercrescimentos caracterizam-se por $Or > 60$, sendo que An e Fe são totalmente ausentes da sua composição (FIGURA 30-d).

Os feldspatos dos **traquiandesitos basálticos** (TABELA 7-g) caem no campo andesina/labradorita com $An < 60$.

FIGURA 30 - Representação das composições dos feldspatos dos lamprófiros, tefritos e rochas básicas a intermediárias no diagrama Ab-Or-An.

6.3. BIOTITAS E FLOGOPITAS

As TABELAS 8-a, 8-b, 8-d a 8-j apresentam as análises por EDS das biotitas e flogopitas das diversas rochas de dique. Algumas amostras foram reanalisadas por WDS, conforme mostram as TABELAS 8-c e 8-k. O ferro é apresentado como $\text{Fe}^{2}_{\text{total}}$, já que, devido à complexidade cristaloquímica das micas, é praticamente impossível obter-se a relação $\text{Fe}^{2}:\text{Fe}^{3}$ e nenhum método particular para sua estimativa é recomendado na literatura (ULBRICH 1983).

O parâmetro $\text{mg}_B [= \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2}_{\text{total}})]$ é aqui usado como uma das variáveis representantes das composições das biotitas e flogopitas, pois as mudanças mais fortes na cor e no esquema pleocróico dessas micas acham-se relacionadas com variações no teores de Fe e Mg. Observou-se, por exemplo, que as flogopitas ($\text{mg}_B > 0,5$) apresentam coloração marrom alaranjada e pleocroismo tênue, enquanto as biotitas são mais escuras e mais fortemente pleocróicas. As biotitas presentes nos glóbulos félsicos apresentam coloração marrom mais esverdeada, com pleocroismo em tons de verde claro a escuro ($\text{mg}_B < 0,5$).

Os campos composicionais das flogopitas e biotitas (sem Li) podem ser representados num retângulo delimitado pelos quatro membros extremos: annita $[\text{K}_2\text{Fe}_6\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$, siderofilita $[\text{K}_2\text{Fe}_5\text{Si}_5\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$, flogopita $[\text{K}_2\text{Mg}_6\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$ e eastonita $[\text{K}_2\text{Mg}_5\text{Si}_5\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$. Segundo DEER *et al.* (1966) a separação dos campos dá-se em $\text{Mg}/\text{Fe} = 2$. Usando-se Mg/Fe como parâmetro de distinção entre as flogopitas e biotitas deste estudo, seus campos composicionais ficam separados pela faixa $2,0 < \text{Mg}/\text{Fe} < 2,5$. Os valores mais elevados de Mg/Fe correspondem às flogopitas dos alnöitos, monchiquitos e biotita lamprófiros e os menores, às biotitas das rochas basálticas.

Os **alnöitos** e os **biotita lamprófiros** comumente apresentam flogopitas zonadas, com núcleos mais claros e bordas mais escuras. Por exemplo, o alnöito PCa-1 (FOTO 51 e FIGURA 31) e os biotita lamprófiros PBF-1 (FOTO 47 e FIGURA 32a), C-2B(2) e C-2D (FIGURA 32b) apresentam núcleos com Mg/Fe entre 2,4-4,2 e 3-4,5 respectivamente, correspondendo teores de alumínio, bário e flúor mais elevados do que os encontrados nas bordas (onde $0 < \text{Mg}/\text{Fe} < 1,2$), que são, por sua vez, mais ricas em ferro, manganês, permanecendo titânio praticamente constante ($\text{TiO}_2 \approx 6\%$) nos alnöitos e C-2B(2) e C-2D, observando-se em PBF-1 uma provável diminuição e uma rápida subida nas quantidades do elemento com valores de $\text{Mg}/\text{Fe} < 0,5$. As análises por WDS (TABELA 8c) mostraram que BaO ($\approx 3\%$) e cloro (traços) são mais altos nos centros das flogopitas dos alnöitos.

O zoneamento das biotitas dos lamprófiros pode apresentar tendências químicas contrárias. A FIGURA 32-c apresenta as variações químicas das biotitas de um biotita lamprófiro (amostras 174 e 174B da coleção do Prof. Damasceno - FOTO 48). Observa-se, com o aumento de mg_B (do centro para a borda, Mg/Fe varia desde 0,9 até valores superiores a 3,4, ultrapassando aqueles dos núcleos de PCa-1 e PBF-1), aumentos dos teores de alumínio, cromo, silício, potássio, bário e flúor e decréscimos em manganês, sódio e titânio.

FIGURA 31 - Variações nos teores de MnO, TiO₂, Al₂O₃, Ba, F e Cl *versus* Mg/Fe das bordas para os centros de biotitas zonadas das amostras do alnöite PCa-1.

FIGURA 32a - Variações nos teores de MnO, TiO₂, Al₂O₃, Ba, F e Cl *versus* Mg/Fe das bordas para os centros de biotitas zonadas das amostras do biotita lamprófiro PBF-1.

FIGURA 32b - Variações nos teores de MnO, TiO₂, Al₂O₃, Ba, F e Cl *versus* Mg/Fe das bordas para os centros de biotitas zonadas das amostras dos biotita lamprófiros C-2-B(2) e C-2-D.

FIGURA 32c - Variações nos teores de MnO, TiO₂, Al₂O₃, Ba, F e Cl *versus* Mg/Fe das bordas para os centros de biotitas zonadas das amostras dos biotita lamprófiros 174 e 174-B.

Quando não zonadas, as micas dos biotita lamprófiros e alnöitos são flogopitas ($mg_B = 0,78-0,81$). Por outro lado, nos demais lamprófiros, as micas apresentam $Mg/Fe < 2,4$, predominando, portanto, composições biotíticas (TABELAS 8e e 8f). Nestes casos, como também nas micas dos tefritos (TABELA 8g), os teores de Al_2O_3 situam-se ao redor de 15%, sendo muito variáveis os de TiO_2 e de BaO .

As biotitas das rochas básicas a intermediárias (FIGURA 33) destacam-se daquelas dos lamprófiros pelos seus teores mais baixos de Al_2O_3 (ca. 11%) e TiO_2 (abaixo de 6%). As análises por EDS (TABELAS 8h a 8j) já haviam acusado teores de cloro entre 0,2 e 1,4% para algumas amostras de basalto, assim como flúor (por WDS - TABELA 8k) também é mais abundante nessas rochas.

6.4. ANFIBÓLIOS

A fórmula estrutural dos anfibólios, segundo a IMA (LEAKE 1978) é a seguinte:

onde:

T = posições tetraédricas ocupadas por Si, Al, Cr^{3+} , Fe^{3+} e Ti^{4+}

C = M1 + M2 + M3 = posições octaédricas ocupadas por Al, Cr, Ti, Fe^{3+} , Mg, Fe^{2+} e Mn

B = M4 = Fe^{2+} , Mn, Mg, Ca, Na (posições com número de coordenação 6)

A = Na, K (posições com número de coordenação 12).

Foi utilizado o programa AMPHIBOL de RICHARD & CLARKE (1990) para o cálculo da fórmula estrutural e classificação de anfibólios a partir de sua análise química. O programa adota os critérios da IMA, utilizando 23 átomos de oxigênio como base de cálculo.

Para a estimativa de Fe^{3+} , o programa AMPHIBOL utiliza o método de balanço de carga de ROBINSON *et al.* (1981), que segue as seguintes etapas:

- 1ª) todo o Fe é considerado Fe^{2+} ;
- 2ª) os cátions são reajustados para um total de 15, excluindo-se Na e K. Todo Ca é alocado na posição M4 e todo Na, na posição A;
- 3ª) os cátions são reajustados para um total de 15, excetuando apenas K. Assume-se que todo o Na ocupe a posição M4;
- 4ª) os cátions são reajustados para um total de 13, excetuando Ca, Na e K, ou seja, apenas Ca e Na são permitidos na posição M4 e apenas Na e K ocupam a posição A;
- 5ª) é calculada a média dos valores de Fe^{3+} obtidos em (2), que são os mais baixos, e (4).

FIGURA 33 - Variações nos teores de MnO, TiO₂, Al₂O₃, Ba, F e Cl versus Mg/Fe das biotitas das rochas básicas e intermediárias.

SPEAR & KIMBALL (1984) apresentam o programa RECAMP que inclui, ainda, outras quatro etapas:

6ª) todo o Fe é considerado Fe³;

7ª) Si = 8. Este critério assume que não exista Al em coordenação tetraédrica. Todo o Al é locado nas posições octaédricas, obtendo-se, assim, um valor mínimo de Fe³;

8ª) Si + Al = 8, ou seja, este critério permite que Al ocupe posições tetraédricas juntamente com Si. Os valores assim obtidos para Fe³ serão mais elevados que em (7);

9ª) a soma total dos cátions é 16. Assim, a posição A é completada.

Em seguida, o programa verifica se são respeitadas as seguintes condições estequiométricas:

- todo Si está alocado em posição tetraédrica;
- $IVAl = 8 - Si$;
- $VIAl = Al_{total} - IVAl$;
- Ti, Fe³, Mg, Fe², Mn e Ca estão alocados nas posições octaédricas M1, M2, M3 e M4;
- $Na(M4) = 15 - (Si + IVAl + VIAl + Ti + Fe^3 + Mg + Fe^2 + Mn + Ca)$;
- $Na(A) = Na_{total} - Na(M4)$;
- K está alocado na posição A.

LEAKE (1968) propõe os seguintes critérios para avaliar a qualidade de uma análise de anfibólio (com base em 24 oxigênios):

- totais entre 99,40 e 100,60%, o que abre uma margem de 0,50% para constituintes indeterminados;
- $Si < 8,08$
- $Si + Al > 7,92$

6.4.1. Kaersutitas

LEAKE (1968) define como cálcicos os anfibólios com $Ca \geq 1,50$ e como subcálcicos, aqueles com $1,00 < Ca < 1,50$ [considerando meia cela unitária e como base de cálculo 24(O, OH, F, Cl)]. Entre os anfibólios cálcicos a kaersutita destaca-se por ser um anfibólio rico em titânio ($TiO_2 \geq 5\%$), distinguindo-se da ferrokaersutita pelo $mg [= Mg/(Mg + Fe^2 + Fe^3 + Mn)]$ igual ou maior que 0,50. Anfibólios ricos em titânio apresentam $Si < 6,25$ e $Ca + Na + K \geq 2,50$, estando no intervalo pargasita-hastingsita, exceto pelo fato de que $Ti \geq 0,50$.

A IMA (LEAKE 1978) adota o critério $(Ca + Na)_B \geq 1,34$ e $Na_B < 0,67$ para caracterizar os piroxênios cálcicos, colocando-se um limite inferior de 5,75 para Si, classificando as kaersutitas na faixa $Ti \geq 0,50$ (com base em 23 oxigênios). Para as kaersutitas são definidos, ainda, outros dois campos composicionais, o das kaersutitas s.s. para $0,50 < Mg/(Mg + Fe^2) < 1,00$ e o das ferro-kaersutitas, para $0 < Mg/(Mg + Fe^2) < 0,50$. ROCK &

LEAKE (1984) ampliam a classificação, considerando como kaersutitas e ferro-kaersutitas deficientes em Si (*subsilicic kaersutites*) aquelas com $4,50 < \text{Si} < 5,75$.

Para os casos em que os ions hidroxila podem ser parcial- ou totalmente substituídos por F e Cl e por oxigênio, particularmente no caso da hornblenda basáltica e da kaersutita (DEER *et al.* 1966), a IMA (LEAKE 1978) recomenda o cálculo da fórmula estrutural com base em 24 oxigênios, neste caso não se aplicando o programa RECAMP de SPEAR & KIMBALL (1984).

Quanto à estimativa de Fe^3 , ROCK & LEAKE (1984) mostraram que as kaersutitas e os anfibólios dos monchiquitos e camptonitos não são afetados pelos ajustes, pois o critério decisivo para se classificar uma kaersutita é $\text{Ti} > 0,5$. A soma dos cátions, não se considerando Ca, Na e K (opção (4) do programa AMPHIBOL), é menor do que 13 (segundo os autores, provavelmente uma feição intrínseca das kaersutitas dos lamprófiros) e não é possível alocar Fe^3 . As análises de kaersutitas apresentadas por LEAKE (1968) mostram que as variações de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ encontram-se entre 2,97 e 0,006, com exceção de apenas quatro valores excepcionalmente altos.

WILKINSON (1961) apresenta várias análises de kaersutitas que mostram baixos teores de Fe_2O_3 em relação a FeO . Esta feição distingue a kaersutita da oxi-hornblenda (ou hornblenda basáltica e lamprobolita, nomes agora obsoletos). Em termos de membros extremos, análises recalculadas de kaersutitas com baixos graus de oxidação indicam uma composição próxima da pargasita titanífera com parte do Mg substituído por Fe^2 . Como uma aproximação, a composição da *kaersutita-tipo* pode ser escrita $(\text{Na,K,Ca})_{2-3}(\text{Mg}_3,\text{Fe}^2)\text{Ti(IVAl)}_2\text{Si}_6\text{O}_{23}(\text{OH})$. Em todos os casos Mg é maior do que 2 e, apesar dos vários graus de oxidação, Fe^2 é geralmente maior que Fe^3 . Barkevikita é outro nome considerado obsoleto pela IMA (LEAKE 1978), correspondendo a hastingitas verdes e verde-azuladas pobres em TiO_2 que ocorrem tanto em rochas ácidas sobresaturadas como nas intermediárias subsaturadas. Comparada à kaersutita, caracteriza-se por teores mais baixos de Ti e substituição mais extensiva de Mg por Fe^2 , de forma que Fe^2 é geralmente mais elevado que Mg. Segundo WILKINSON (1961), em uma série alcalina (com nefelina) que se diferencia a partir de tipos básicos para tipos intermediários, kaersutita estaria presente nas variedades mais básicas e, com o fracionamento progressivo, sua composição mudaria para barkevikita.

A aplicação do programa AMPHIBOL às análises das kaersutitas deste estudo revelou as seguintes composições (TABELAS 9-a e 9-b, respectivamente monchiquitos e camptonitos):

- kaersutitas e ferrokaersutitas, que podem apresentar pequena deficiência em Si (5,468 a 5,75);
- pargasitas com Fe e ferropargasitas, deficientes em sílica ou não, inserindo-se nesta classificação as composições com $\text{Ti} < 0,50$.

Estas diferenças composicionais manifestam-se nas cores das kaersutitas. Segundo TRÖGER (1979), as kaersutitas apresentam fórmula pleocróica x = amarelo-marrom claro; y = marrom avermelhado e z = vermelho-marrom escuro a oliva-marrom escuro, correspondendo àquelas classificadas neste trabalho como kaersutitas, porém com pleocroísmo muito mais fraco. As ferrokaersutitas, por sua vez, apresentam bordas mais esverdeadas.

O que foi classificado como pargasita com Fe ou ferropargasita pelo programa AMPHIBOL é, na realidade, uma kaersutita com bordas esverdeadas e de coloração mais tenue, com pleocroísmo variando de amarelo muito claro a verde acastanhado. As ferrokaersutitas apresentam um tom castanho mais escuro, quando comparadas às pargasitas.

LEAKE (1968) correlacionou os mg de clinopiroxênios e de anfibólios cálcicos coexistentes, mostrando haver uma clara relação entre as composições dos dois minerais na mesma rocha, com o piroxênio tendendo a ser um pouco mais magnesiano do que o anfibólio. Quando comparados às análises de rocha total, esses valores apresentam-se controlados principalmente pela composição da rocha, não havendo evidências de que valores de mg mais elevados sejam favorecidos por temperaturas mais altas de cristalização.

Foram selecionados pares kaersutitas-piroxênios, levando-se em consideração sua associação direta, ou seja, ambos minerais crescendo lado a lado (FOTO 40) e kaersutita crescendo nas bordas de piroxênios (FOTO 45). Os diagramas que mostram mg das kaersutitas [$mg_K = Mg/(Mg + Fe^2_{total} + Mn)$] versus mg dos piroxênios [$mg_P = Mg/(Mg + Fe^2)$] foram divididos em quatro campos definidos por $mg_K = 0,50$ e $mg_P = 0,75$. No caso de coexistirem biotitas, comparou-se também $mg_B [= Mg/(Mg + Fe^2_{total})]$ mg_K e mg_P .

A FIGURA 34-a mostra o caso de um biotita lamprófiro (C-7-A) com duas gerações de biotitas. Uma geração apresenta pleocroísmo desde amarelo claro a marrom avermelhado forte e a outra, pleocroísmo menos intenso, predominando a tonalidade marrom alaranjada (a amostra C-7-B do mesmo dique apresenta flogopitas com $mg_B \approx 0,78$). O mg_P está ao redor de 0,75, enquanto predomina mg_K maior que 0,50. A rocha apresenta alto $Mg\#$ (71,2).

A FIGURA 34-b apresenta kaersutitas e piroxênios de um camptonito (PF-6B) com $mg_K > 0,50$ e $mg_P > 0,75$, respectivamente. As biotitas coexistentes apresentam mg_B médio de 0,65, sendo o $Mg\#$ da rocha 69,4. A FIGURA 34-c é a representação de um monchiquito (PG-3-1) com piroxênios de mg_P médio 0,75 e mg_K médio 0,50. Tem-se novamente duas gerações de biotitas, uma com $0,23 < mg_B < 0,48$ (biotitas levemente esverdeadas) e outra com $mg_B < 0,60$, sendo o $Mg\#$ da rocha 70,4.

A FIGURA 34-d apresenta o caso de outro monchiquito (amostras PG-1-3 e PG-1-5) com $mg_P < 0,75$ e mg_K ao redor de 0,5, sendo que as biotitas apresentam mg_B muito mais baixo (0,31 a 0,49). O $Mg\#$ da rocha também é mais baixo (61,67). O mesmo se dá para um lamprófiro picrítico (GPF-A2) com $mg_P < 0,75$ e $mg_K < 0,50$ e mg_B médios 0,54 e 0,42 (FIGURA 34-e).

FIGURA 34 - Valores de mg das kaersutitas (mgK) *versus* mg dos piroxênios (mgP). (a): biotita lamprófiro, (b): camptonito, (c) e (d): monchiquito e (e) lamprófiro picrílico.

As rochas com Mg# alto apresentam kaersutitas e biotitas com mg altos, porém as biotitas parecem ser mais sensíveis às variações de Mg#, seguidas pelos piroxênios.

Analogamente às micas, ocorrem nas kaersutitas substituições de Mg, Ti e Al por Fe²⁺, Mn e Si, além da entrada de flúor e potássio na estrutura. É interessante notar nas análises por WDS (TABELA 9-c) que existe uma certa correlação positiva entre K₂O (e BaO) e F.

6.4.2. Os anfibólios das rochas básicas a intermediárias

GIRET *et al.* (1980) observaram que em rochas básicas e intermediárias os anfibólios usualmente cristalizam depois do plagioclásio e do piroxênio, mas antes do feldspato alcalino. Normalmente os anfibólios substituem parcial- ou completamente o clinopiroxênio augítico, adquirindo uma textura fibrosa (uralita), como ocorre no dique de Toninhas, sendo que uralita ocorre nas suas porções centrais, substituindo piroxênio. A própria uralita é, por sua vez, substituída por biotita (GOMES & RUBERTI 1979).

Foram analisados por WDS alguns anfibólios das rochas básicas a intermediárias deste estudo que se destacaram (nas análises por EDS) pelas quantidades de cloro entre 0,13 e 0,46% (TABELA 10). As análises por WDS revelaram, ainda, teores elevados de flúor, entre 1 e 1,67%.

O programa AMPHIBOL classificou os anfibólios em questão como ferroedenitas e ferro-hornblendas. Esses anfibólios aparecem alterando as bordas dos piroxênios, assumindo coloração castanha clara (raramente verde) e são levemente pleocróicos. Outras vezes aparecem associados a piroxênios e minerais opacos, assumindo coloração mais escura e cor de birrefringência semelhante. Podem estar manchados, apresentando uma tonalidade esverdeada.

GIRET *et al.* (1980) citam, ainda, que nas rochas básicas e intermediárias as composições dos anfibólios variam de kaersutita nos gabros para hastingsita a ferro-hornblenda com cristais zonados em leucogabros e para hornblenda hastingítica em quartzo monzonito e sienitos com quartzo. Comparando-se as composições das kaersutitas dos lamprófiros e tefritos com os anfibólios das rochas básicas a intermediárias deste estudo, tem-se que os primeiros são relativamente mais ricos em Ti, Al, Mg, Ca, e K e mais pobres em Si, Fe, F e Cl, mostrando a relação entre suas composições com as das rochas.

6.5. CROMOESPINÉLIOS E ILMENITAS

A fórmula estrutural dos espinélios é R²(R³)₂O₄ e esses minerais óxidos constituem um grupo que pode ser dividido em três séries, conforme o íon trivalente. Quando este é Al, tem-se a série dos espinélios, representada pelo espinélio (MgAl₂O₄) e pela hercinita (FeAl₂O₄). Na série da magnetita, o íon trivalente é Fe³⁺, sendo a magnesioferrita (MgFe₂O₄) e a magnetita (Fe₃O₄) seus minerais principais. Na série da cromita tem-se os espinélios de Cr picrocromita (MgCr₂O₄) e cromita (FeCr₂O₄).

Os espinélios normais são aqueles em cuja posição R^2 colocam-se cátions em coordenação tetraédrica e em R^3 , exclusivamente cátions em coordenação octaédrica (espinélio, hercinita, picrocromita e cromita). Os espinélios "inversos" (*inverse spinels*) são aqueles em que R^2 e R^3 são tanto íons em coordenação tetraédrica como octaédrica.

O ülvoespinélio (Fe_2TiO_4) e a maghemita ($\gamma-Fe_2O_3$) têm a mesma estrutura dos espinélios, sendo que, no primeiro, ocorre a substituição $2Fe^3 \Leftrightarrow Fe^2 + Ti^4$ (DEER *et al.* 1966).

O diagrama que representa os espinélios é um prisma duplo, em cuja base situam-se os espinélios normais. A porção que corresponde ao prisma "oxidado" tem como vértices magnetita e magnesioferrita e ao "reduzido", ülvoespinélio e magnésio-titanita (Mg_2TiO_4) (e.g. HAGGERTY 1991).

Os espinélios podem ser subdivididos em dois grandes grupos composicionais, que são os **espinélios de Fe e Ti**, do sistema magnetita-ülvoespinélio, e os **cromoespinélios** do multi-sistema cromita-hercinita-magnetita-ülvoespinélio-picrocromita-espinélio-magnesioferrita.

6.5.1. Espinélios de Fe e Ti

A estimativa de Fe^3 para os espinélios de Fe e Ti deste estudo foi feita seguindo-se o roteiro apresentado em GRIFFIN *et al.* (1990), que se baseia no trabalho de FINGER (1972). A fórmula geral dos espinélios é XY_2O_4 , onde Y é ocupado por Al, Cr, Ti, V e Fe^3 e X por Mg, Fe^2 , Mn, Zn, Ni e Co. Os cátions são calculados com base em 32 oxigênios e aplicando as equações:

- $Fe^3 = 16 - (2 \times Ti + Al + Cr + V)$
- $Fe^2 = Fe_{total} - Fe^3$

Em seguida, recalculam-se FeO e Fe_2O_3 a partir dos valores de Fe^2 e Fe^3 obtidos pelas equações. Os cátions são novamente calculados incorporando na análise os novos valores de FeO e Fe_2O_3 e o procedimento é repetido, até não haver mais variações nos valores de Fe^2 e Fe^3 .

Os parâmetros ülvoespinélio (Ülvo), espinélio (Sp) e magnetita (Mt) são calculados para quatro oxigênios, conforme as relações:

- $Ülvo = (Ti + V/2) \times 100$
- $Sp = [(Al + Cr)/2] \times 100$
- $Mt = (Fe^3/2) \times 100$

A TABELA 11 apresenta as análises por EDS dos espinélios de Fe e Ti dos lamprófiros, tefritos e rochas básicas a intermediárias, com o recálculo de FeO e Fe_2O_3 e os parâmetros Ülvo, Sp e Mt, representados na FIGURA 35.

FIGURA 35 - Representação das composições dos espinelos de Fe e Ti dos diversos tipos litológicos deste estudo no diagrama triangular Ülvo-Sp-Mt.

Os espinelos de Fe e Ti dos basaltos, traquibasaltos e traquiandesitos basálticos são relativamente mais pobres na molécula Sp do que os lamprófiros e tefritos. Entre estes últimos, Sp e Mt tendem a diminuir (com o correspondente aumento de Ülvo) a partir dos alnöitos, monchiquitos e lamprófiros picríticos para os camptonitos e tefritos. Na FIGURA 35 a amostra 161 (lamprófiro picrítico) destaca-se por apresentar espinelos de Fe e Ti com Ülvo entre 71 e 73. Os biotita lamprófiros excluem-se dessa tendência dos demais lamprófiros, apresentando composições semelhantes às dos traquibasaltos.

A FIGURA 36 mostra as variações de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO e MnO em função de $\text{FeO}_{\text{total}}$ nos espinelos de Fe e Ti e nas ilmenitas (TABELA 12) dos diversos tipos litológicos. Observa-se, inicialmente, que as composições de um e de outro mineral estão separadas por uma faixa $57\% < \text{FeO}_{\text{total}} < 60\%$ e que apenas as rochas básicas a intermediárias apresentam ilmenitas típicas, com $\text{TiO}_2 > 40\%$ e $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 0\%$.

Nos basaltos, traquibasaltos e traquiandesitos basálticos, os espinelos e as ilmenitas apresentam grandes variações nos teores de $\text{FeO}_{\text{total}}$, que estão correlatas às quantidades de TiO_2 , ou seja, ocorrem tanto ilmenitas como titanomagnetitas e magnetitas. Por outro lado, aos lamprófiros e tefritos corresponde um intervalo mais restrito de valores de $\text{FeO}_{\text{total}}$, de 60 a 73%, exceto os biotita lamprófiros. Apesar de contar com apenas três análises, estas ficam limitadas no intervalo $80\% < \text{FeO}_{\text{total}} < 85\%$.

FIGURA 36 - Variações de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO e MnO em função de $\text{FeO}_{\text{total}}$ nos espinélios de Fe e Ti e nas ilmenitas dos diversos tipos litológicos. As análises também estão representadas no triângulo $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ (e.g. BUDDINGTON & LINDSLEY 1964).

Os teores de Al_2O_3 são elevados no alnöito PCa-1 e nos monchiquitos (PG-3-2 e PG-1-3), seguindo-se os tefritos, camptonitos e lamprófiros picríticos, sendo os mais baixos nos biotita lamprófiros (ca. 2%). Nas rochas básicas a intermediárias, ficam abaixo de 3%.

Os teores de MgO são bastante variáveis, sendo nulos em boa parte das análises. Os mais elevados são os dos espinélios de Fe e Ti do alnöito (7%). Observa-se, também, que em algumas ilmenitas dos traquibasaltos $\text{MgO} \approx 4\%$.

As quantidades de MnO também variam, porém parece haver uma tendência de diminuir nos espinélios de Fe e Ti dos traquibasaltos com o aumento de $\text{FeO}_{\text{total}}$.

6.5.2. Ilmenitas

Segundo DEER *et al.* (1966), a fórmula genérica das ilmenitas é $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{TiO}_3$, sendo limitadas as quantidades de Mg e Mn. O programa RECALC2 (GRIFFIN *et al.* 1990) calcula a fórmula estrutural desses minerais óxidos com base em três oxigênios e estima Fe^3 pela diferença:

$$\text{Fe}^3 = 1 - (\text{Ti} + \text{Al} + \text{Zr} + \text{Cr} + \text{V} + \text{Nb} + \text{Ta})$$

e utiliza os seguintes parâmetros para representar suas composições:

- hematita = $100 \times \text{Fe}^3$
- ilmenita = $\text{Fe}^2 \times \text{XTiO}_3 / (\text{Fe}^2 + \text{Mn} + \text{Mg})$
- pirofanita = $\text{Mn} \times \text{XTiO}_3 / (\text{Fe}^2 + \text{Mn} + \text{Mg})$
- geikielita = $\text{Mg} \times \text{XTiO}_3 / (\text{Fe}^2 + \text{Mn} + \text{Mg})$

onde o titanato XTiO_3 é calculado como $100 \times \text{Ti}$. A soma de XTiO_3 com hematita nem sempre é 100%, por conta das substituições principalmente envolvendo Al e, em menor extensão, V, Cr e Nb (TABELA 12).

A FIGURA 37 apresenta as composições dos espinélios de Fe e Ti e ilmenitas dos diversos tipos litológicos deste estudo no sistema $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ de BUDDINGTON & LINDSLEY (1964), sendo que Fe_2O_3 foi calculado a partir de Fe^3 , como visto anteriormente.

FIGURA 37 - Representação no sistema $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ das composições dos espinélios de Fe e Ti e ilmenitas dos diversos tipos litológicos deste estudo (e.g. BUDDINGTON & LINDSLEY 1964).

As composições das ilmenitas das rochas básicas a intermediárias agrupam-se no vértice FeTiO_3 do subtriângulo FeO -ilmenita-hematita, enquanto os espinélios de Fe e Ti distribuem-se em uma tendência paralela a Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 (série magnetita-ülvoespinélios, composta pelas titanomagnetitas).

Segundo HAGGERTY (1991a), um dos mecanismos de oxidação da titanomagnetita ocorre a pressões baixas a moderadas e acima dos 600°C , resultando na exsolução de minerais óxidos da série hematita-ilmenita_{ss}. Na imagem por elétrons retrospalhados do SEM da amostra B-3A2 (traquibasalto do dique da Ponta do Bonete), foram observadas lamelas de ilmenita ("menos brilhantes"), de composição $\text{Ilm}_{82}\text{Geik}_{12}\text{Hm}_5\text{Pyp}_1$, atravessando um grão muito fino ($0,35\text{ mm} \times 0,28\text{ mm}$) de espinélio de Fe e Ti de composição $\text{Ülv}_{34}\text{Mt}_{59}\text{Sp}_7$, seguindo o padrão em treliça ilustrado em HAGGERTY (*op. cit.*). Utilizando-se o ábaco f_{O_2} -T de BUDDINGTON & LINDSLEY (1964) obtém-se, para essas composições (somando-se Geik a Ilm - observar, na TABELA 12, que as ilmenitas dessa amostra apresentam os valores mais elevados de MgO), uma temperatura de $740^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$ e $\log_{10}f_{\text{O}_2}$ (atm) de -16 ± 2 (valores confirmados pelo geotermômetro de POWELL & POWELL 1977), que representam as condições dos *solvus*.

6.5.3. Cromoespinélios

O programa RECALC2 calcula Fe^3 dos cromoespinélios de forma análoga à apresentada para os espinélios de Fe e Ti, tendo como base quatro oxigênios e considerando $\text{SR}^2 = 1$ e $\text{SR}^3 = 2$ (FINGER 1972) e os parâmetros ülvoespinélio (Ti x 100), espinélio (Al/2 x 100), cromita (Cr/2 x 100) e magnetita ($\text{Fe}^3/2$ x 100). A TABELA 13 apresenta FeO e Fe_2O_3 corrigidos segundo os valores de Fe^2 e Fe^3 calculados iterativamente. Estão também listados os números (#) de magnésio, crômio, ferro e titânio, assim definidos:

- $\text{Mg\#} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^2)$
- $\text{Cr\#} = 100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$
- $\text{Fe\#} = 100 \times \text{Fe}/(\text{Mg} + \text{Fe}^2)$
- $\text{Ti\#} = 100 \times \text{Ti}/(\text{Ti} + \text{Al} + \text{Cr})$
- $\text{Fe}^3\# = 100 \times \text{Fe}^3/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^3)$

A FIGURA 38 apresenta as análises dos cromoespinélios plotadas nos diagramas Cr#, Ti# e $\text{Fe}^3\#$ versus Mg#.

Os teores de Al_2O_3 dos núcleos dos cromoespinélios zonados que aparecem constituindo a matriz dos alnôitos são altos ($\approx 30\%$), comparáveis aos de Cr_2O_3 (por vezes até maiores), resultando em Cr# da ordem de 23-48%, enquanto os teores de FeO e MgO são semelhantes, fornecendo Mg# da ordem de 66-71% (FIGURA 38a). Nas bordas cai o teor de Al_2O_3 a praticamente metade, MgO a um terço e Cr_2O_3 é muito baixo a nulo, mas TiO_2 e principalmente FeO aumentam, tendo-se nessas porções, portanto, composições semelhantes às das titanomagnetitas com Al.

c) camptonitos e monchiquitos

- CB-4-4, CB-8-A, CB-7-2A
- C-7A ◇ GPF-A2
- ▽ PG-1-5 × PG-3-2
- △ PV-5C + SM-1

d) lamprófiros picríticos

- + A-01-B(1) ▽ PA-5
- PA-8C2 ◇ PA-8D
- △ PV-4C * 161

FIGURA 38 (cont.) - Representação das composições dos cromoespinélios zonados dos c) camptonitos e monchiquitos e d) lamprófiros picríticos.

As composições dos cromoespinélios do biotita lamprófiro 174B foram plotadas no mesmo diagrama dos alnöitos para facilitar a comparação. Os valores de Mg# dos centros dos cromoespinélios dos biotita lamprófiros são mais baixos do que nos alnöitos (entre 50 e 65 - FIGURA 38b). Os teores de Cr₂O₃ são comparáveis aos dos cromoespinélios dos alnöitos, sendo, porém, os de Al₂O₃ mais baixos, fazendo com que Cr# resulte mais elevado (40 a 70).

Os teores de FeO_{total} são bem mais elevados nas bordas dos cromoespinélios dos biotita lamprófiros. Por sua vez, os de TiO₂ são variáveis, porém mais elevados do que nos centros. As quantidades de Al₂O₃ e Cr₂O₃ são bem mais baixas, ou seja, composicionalmente titanomagnetitas. É interessante notar que nessas rochas os cromoespinélios geralmente aparecem associados às biotitas zonadas em que, dos centros para as bordas, também ocorre um decréscimo de Al₂O₃ (FIGURAS 32a e 32b).

Os valores de Cr# dos cromoespinélios dos camptonitos assemelham-se aos dos alnöitos (entre 20 e 50), enquanto os dos monchiquitos são mais elevados (entre 60 a 70) e Mg# levemente mais baixos, exceto no caso das amostras GPF-A2, PG-1-5 e PG-3-2 (cromoespinélios inclusos em olivina). Os valores de Ti# dos cromoespinélios dos monchiquitos restringem-se ao intervalo 1-2, enquanto os dos cromoespinélios dos camptonitos variam, assemelhando-se ou aos monchiquitos, ou alnöitos e lamprófiros picríticos (< 2) ou biotita lamprófiros (2 a 6).

As bordas dos cromoespinélios do camptonito PV-5C são recobertas por espinélio de Fe e Ti (representadas na FIGURA 38c por dois triângulos com Mg# = 0). Pirita também aparece nas bordas dos cromoespinélios da amostra CB-7-2A.

Os cromoespinélios dos lamprófiros picríticos aparecem inclusos em olivina e boa parte apresenta valores de Mg# mais elevados do que nos alnöitos (entre 67 e 80 - FIGURA 38d). As quantidades de Al₂O₃ são variáveis, mas com porcentagens da molécula espinélio superiores a 50% e, no caso de PA-5, acima de 60%, como ocorre nos alnöitos (TABELA 13).

ROCK (1991), ao generalizar o comportamento dos espinélios dos lamprófiros, mostra com o diagrama Ti# versus Fe²⁺ que, apesar da maioria plotar no *trend 2* de MITCHELL (1986, fig. 6.48) correspondente ao dos kimberlitos, lamproitos e rochas afins, boa parte dos espinélios dos lamprófiros ultramáficos, sendo também o caso dos cromoespinélios deste estudo, plotam no *trend 1*, considerado por MITCHELL (*op. cit.*) como exclusivo dos kimberlitos. Este autor afirma que o *trend 2* e o dos lamprófiros parecem ser variantes de um *trend* definido por espinélios de uma ampla variedade de rochas "basálticas" (composições em HAGGERTY 1976). Os *trends* são semelhantes quanto ao fato de, com Fe²⁺ crescente, haver rápido aumento de Ti e Fe³⁺ em direção ao vértice Fe₂TiO₄ ou Fe₃O₄ (fig. 6.47 de MITCHELL *op. cit.*). Os *trends* diferem nos valores de Cr#, que são mais elevados nos kimberlitos.

6.6. OLIVINAS

As análises dos núcleos preservados de olivinas parcialmente pseudomorfizadas (FOTO 47) estão apresentadas na TABELA 14. As composições médias, expressas nos membros extremos forsterita (Fo) e faialita (Fa), são as seguintes:

- camptonitos: Fo85Fa15
- biotita lamprófiros: Fo84Fa16
- lamprófiros picríticos: Fo84Fa16
- tefritos: Fo67Fa33

Com base no trabalho de EDGAR (1987), que é uma revisão abrangente dos estudos experimentais sobre magmas alcalinos máficos-ultramáficos, escolheu-se a condição $P = 15$ kb de geração de basanitos, nefelinitos e melilitos para a aplicação dos geotermômetros olivina-espinélio de FABRIÈS (1979), ROEDER *et al.* (1979) e BALLHAUS *et al.* (1991), incluídos no programa PTMAFIC de SOTO-HERMOSO (1992). O QUADRO 1 apresenta as temperaturas e coeficientes de distribuição obtidos, considerando-se espinélios inclusos em olivinas.

QUADRO 1 - Aplicação do geotermômetro olivina-espinélio aos resultados das análises pelo SEM de cromoespinélios (TABELA 13) inclusos em olivinas (TABELA 14).

Amostra	pares olivina-cromoespinélio	$\ln K_D$	FABRIÈS (1979)		ROEDER <i>et al.</i> (1979)	BALLHAUS <i>et al.</i> (1991)
			T (°C)	$\ln K_D$	T (°C)	T (°C)
C-7-A	OL5-S4	1,452	1075	0,942	1015	1016
C-7-A	OL7-S6	1,444	1107	0,893	1039	1040
SM-1	O1-S10	1,206	1101	0,75	1097	1031
CB-4-4	OL1,2-S1,2	1,053	1140	0,73	1221	1099
161	O3-OP1	1,561	1121	1,022	1050	1054
A-01-B	OL1-S1,2,3	1,05	1259	0,654	1350	1209
A-01-B	OL2,3-S4,5,6	0,758	1394	0,473	1662	1400
PA-8D	OL1-S2,3	1,148	1096	0,912	1178	1100
PA-8D	OL1-S4	1,153	1121	0,899	1204	1131
C-7B	OL1-S4,6	1,528	1080	0,954	990	1014
C-7B*	OL5-S8	0,39	2257	-0,096	3545	2100
174-B	OL2-OP3	1,485	1196	0,821	1102	1105
IA-2	O10-S1	1,734	1570	0,322	1080	1077
IA-2	O10-S2	1,819	1891	0,082	1016	1053

Exceto as amostras A-01-B, C-7B* e IA-2, as temperaturas situam-se entre 1000°C - 1200°C, condizentes com o esperado para esses tipos de magmas.

6.7. TITANITAS

Foram analisadas algumas titanitas encontradas apenas na amostra PA-1, apresentando os seguintes valores médios: SiO₂: 31%, TiO₂: 29%, FeO: 3% e CaO: 30% (TABELA 15).

Estes valores mostram uma provável deficiência em titânio, que está parcialmente substituído por ferro e alumínio (grothita). O fato de aparecer bem caracterizada em apenas uma amostra e envolta por provável espinélio de Fe e Ti pode indicar que é um mineral accidental.

6.8. ESTRUTURAS GLOBULARES

ROCK (1991) distingue pelo menos três tipos de estruturas globulares que aparecem nos lamprófiros, segundo sua composição mineralógica:

- **carbonato-analcima:** neste tipo, comum em lamprófiros alcalinos e ultramáficos, pode predominar ora carbonato (FOTOS 37 e 38) ora analcima (FOTO 41), em certos casos com analcima ocupando o centro da estrutura globular e sendo rodeada por carbonato. A situação inversa é ilustrada pela FOTO 40. Apatita ou feldspato alcalino também podem ocorrer, como é o caso da amostra de tefrito PB-4-5, em que analcima está associada a feldspato alcalino (Or = 100).
- **feldspático:** a composição da estrutura é sienítica, podendo também estar presentes quartzo ou feldspatóides (analcima, nefelina), anfíbólio, biotita ou carbonatos. São comuns em lamprófiros alcalinos, mas completamente ausentes em lamprófiros ultramáficos. Texturalmente tendem a ser homogêneas.
- **carbonato-clorita/serpentina-epídoto-quartzo $\pm$ feldspato $\pm$ zeólitas:** ocorrem em todos os tipos de lamprófiros. São mineralogicamente análogas às amígdalas dos basaltos, sendo seus minerais constituintes provavelmente fases secundárias. As estruturas internas variam de homogêneas a radiadas-esferulíticas.

Apesar dos três tipos de estruturas globulares terem sido encontrados nos lamprófiros deste estudo, apresentam-se, em seguida, apenas os resultados das análises das analcimas e carbonatos constituintes.

6.8.1. Analcimas

A única mudança considerável na composição das analcimas naturais ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$) é a substituição parcial de Na por K ou Ca e de Al por Si, para que seja mantido o balanço de carga (DEER *et al.* 1992). Assim, as analcimas podem conter até 2% de K_2O .

ROCK (1991) destaca que as analcimas ocorrem quase que exclusivamente na matriz dos monchiquitos e raramente como microfenocristais. As análises dificilmente aproximam-se da fórmula ideal, pois impurezas ($\text{FeO} \leq 2,8\%$) são comuns. Além disso, o mineral se decompõe sob o feixe de elétrons.

Os totais das análises das analcimas do presente trabalho (TABELA 16) fecham ao redor de 80-90%, o que é, porém, condizente com o conteúdo de voláteis esperado para este

mineral ($\text{H}_2\text{O} = 8\%$). Apresentam deficiência em Na (Ca e K) relativamente a Al, já que a relação entre esses cátions deveria ser de 1:1, e seus teores de K_2O são inferiores a 1%.

A TABELA 17 apresenta um conjunto de análises de minerais que aparecem associados às analcimas das estruturas globulares, contendo baixas quantidades de Na_2O (exceto a análise F3 da amostra PV-4C, que é muito semelhante à composição da nefelina) e $\text{K}_2\text{O} > 7$. As análises fecham ao redor de 93-95% e aparentemente não correspondem a zeólitas.

Os principais feldspatóides constituídos por SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O são kalsilita (mineral muito raro que ocorre quase que exclusivamente em rochas vulcânicas ultramáficas com teores de K_2O muito altos e de SiO_2 muito baixos) e leucita, porém sua composição não corresponde às obtidas. TAYLOR & MACKENZIE (1975) propuseram como explicação para as composições das pseudoleucitas produzidas em seus experimentos a troca de Na e K (por reação *subsólido*) entre leucita e vidro rico em Na e H_2O . O processo pode produzir tanto leucitas ricas em Na (sem água na estrutura), que se quebram em nefelina e feldspato, como uma fase que gera o intercrescimento de analcima e leucita, aparentemente favorecida pela alta pressão de água; neste último caso, os autores aplicaram um resfriamento a partir de 840°C até atingir 630°C , a pressões de água de 2 kb. Concluíram que a reação de troca iônica no sistema é tão rápida que são produzidas soluções sólidas metaestáveis leucita-analcima entre cristais de leucita e vidro rico em água.

6.8.2. Carbonatos

A TABELA 18 apresenta algumas análises de carbonatos (assinaladas com asterisco) associados a analcimas das estruturas globulares. Observa-se que predomina calcita praticamente pura.

FOLEY (1984) acredita que os sannaítos de Aillik Bay (Labrador, Canadá) sejam o extremo rico em álcalis e alumina da lacuna de imiscibilidade em líquidos silicáticos (e.g. PHILPOTTS 1976). O autor descreve dois tipos de estruturas globulares que ocorrem nesses lamprófiros: o primeiro, composto pelo líquido silicático imiscível, é restrito aos sannaítos que se introduziram inicialmente (e que são do campo dos dois líquidos) e o segundo, correspondente a vesículas originadas da segregação de líquidos dos estágios magmáticos finais em bolhas de gás, após boa parte da matriz ter-se cristalizado. As porções internas das estruturas globulares do segundo tipo (*ocelli*) são esféricas ou subesféricas e constituídas de analcima + carbonato rodeados por feldspato potássico, nefelina ou analcima, com inclusões de piroxênios, biotitas e minerais opacos. Em muitos casos, os minerais encontram-se alterados em sericita e zeólitas (stilbita e natrolita). Os minerais da matriz dos sannaítos geralmente arranjam-se tangencialmente às bordas dos *ocelli*.

Grande parte dos sannaítos de Aillik Bay contém apenas *ocelli*, indicando composições fora do campo de imiscibilidade. Para esta situação, a presença de uma lacuna metaestável de miscibilidade deve distorcer a superfície do *liquidus*. Uma pequena queda de temperatura irá causar uma grande quantidade de cristalização que, nos sannaítos, configura-se como uma malha cristalina dominada por piroxênios. Assim, a proximidade de uma lacuna de miscibilidade poderá indiretamente causar a formação de *ocelli*, pois a rápida cristalização de piroxênio afastará a composição do líquido residual da região de imiscibilidade metaestável de maneira que o líquido residual persistirá por um intervalo amplo de temperaturas. Durante a formação da malha cristalina, os voláteis enriquecer-se-ão no líquido residual, culminando na formação de bolhas de gás. O movimento ascendente do magma provocará o crescimento das bolhas de gás e fraturamento da malha cristalina. O líquido dos estágios finais permeará as fraturas e um pouco do gás escapará por elas. O fraturamento da malha cristalina poderá continuar e porções do líquido podem ficar aprisionadas nas sombras de pressão, especialmente aquelas adjacentes às bolhas de gás, pois as bolhas preservarão melhor a sua forma enquanto as fraturas na malha cristalina se fecharão (daí a presença de veios leucocráticos de formas irregulares entre os *ocelli* subesféricos).

Pressões de voláteis (principalmente água) elevadas são necessárias para manter analcima estável, como exemplifica PEARCE (1993) ao citar a existência de um campo de estabilidade da analcima primária, coexistindo com feldspato alcalino rico em potássio, nas composições de nefelina sienitos ricas em água e sob $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ correspondendo a profundidades de aproximadamente 18 a 30 km na crosta.

WILKINSON (1961) já havia colocado que nas rochas insaturadas (*e.g.* teschenitos) o desenvolvimento de analcima (no lugar de albita-nefelina) seria facilitado por altas pressões de água. Condições magmáticas dessa natureza não seriam favoráveis ao enriquecimento absoluto em ferro, o que levaria a uma substituição limitada de Mg por Fe^{2+} num anfibólio cálcico precipitando-se nesse ambiente, que é justamente o caso da kaersutita.

6.9. CARBONATOS

Apesar dos carbonatos não serem totalmente estáveis sob o feixe de elétrons, resultando em totais aquém dos 100% (TABELA 18), as análises dos prováveis fragmentos de carbonatitos encontrados em amostras de monchiquitos, camptonitos (FOTO 36) e biotita lamprófiros forneceram os seguintes valores:

FeCO_3 : 4-67%	MgCO_3 : 20-82%
CaCO_3 : 1-59%	MnCO_3 : 0-1%

Os altos teores de magnésio e ferro não são encontrados nos carbonatos de preenchimento de estruturas globulares ou da matriz (secundários?) dos lamprófiros em geral.

Nos basaltos e traquiandesitos basálticos também predomina CaCO_3 , exceto na amostra PS-1-1, onde um fragmento de carbonato aparece num veio muito fino (0,5 mm de espessura) de quartzo cortando a matriz vítrea.

6.10. APATITAS

As apatitas são geralmente muito finas, apesar de razoavelmente abundantes, o que dificulta a análise (TABELA 19). Houve indicações por WDS da presença de flúor em algumas delas (fluorapatitas).

A amostra GPB-1-6 apresenta apatitas de granulação comparável aos piroxênios da matriz (ou maior) e estão associadas a megacristais de magnetita.

6.11. MELILITAS

Uma completa revisão sobre as rochas portadoras de melilita encontra-se em YODER (1979). As composições das melilitas das amostras de alnöitos (PCa-1 e 210) são apresentadas na TABELA 20.

Segundo EDGAR (1984), as melilitas das rochas vulcânicas e subvulcânicas são deficientes na molécula gehlenita, contrastando com as melilitas de origem metamórfica, que são deficientes na molécula melilita sódica e ricas na molécula gehlenita. Além disso, um número significativo de melilitas ígneas apresentam composições próximas a 1/3 melilita sódica - 2/3 åkermanita (EL GORESY & YODER 1974), sendo o caso das melilitas deste trabalho, como mostra a FIGURA 39.

FIGURA 39 - Representação das melilitas das amostras dos alnöitos PCa-1 e 210-A no diagrama ferroåkermanita ($\text{Ca}_2\text{FeSi}_2\text{O}_7$) - melilita sódica ($\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$) e åkermanita ($\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$).

7. ELEMENTOS TRAÇOS E ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

7.1. INTRODUÇÃO

Cristalização fracionada, assimilação e mistura de magmas são os principais mecanismos pelos quais são produzidas variações composicionais nas séries de rochas ígneas. Com o intuito de quantificar esses processos, BRYAN *et al.* (1969) colocam como um dos objetivos da aplicação do método dos mínimos quadrados à petrologia determinar se um determinado líquido derivou-se de um magma parental pela remoção ou adição de um certo número de componentes cujas composições são fases minerais ou contaminantes (rocha encaixante ou material xenolítico).

WRIGHT & DOHERTY (1970) descrevem um procedimento de desenvolvimento de programas aplicativos do método dos mínimos quadrados que parte da equação:

$$X = \sum_{i=1}^n x_i y_i$$

onde: X = constituinte do magma inicial (em porcentagem em peso)

x_i = porcentagem em peso do constituinte X no mineral i

y_i = porcentagem em peso do mineral i na rocha.

A solução da equação consiste num conjunto de valores de y_i que minimize as diferenças entre os constituintes do magma inicial e a somatória de $x_i y_i$ ("moda química"). O resíduo de cada constituinte é a diferença entre o valor observado e o valor calculado pela somatória.

LE MAITRE (1982) discute pormenorizadamente as variantes do método dos mínimos quadrados e suas aplicações a problemas petrológicos, sendo uma delas a inclusão, na equação, de um magma final.

Dentre os programas desenvolvidos para tal fim, citam-se os de STORMER & NICHOLLS (1978) e LE MAITRE (1981). MASON (1987) desenvolveu um programa para equipamentos Macintosh que trata da misturas de magmas, denominado Mix'n'Mac. Conhecidas as composições do magma inicial, do magma final e de até seis fases, são calculadas as porcentagens $p_1, p_2, \dots, p_7$ que satisfazem a equação:

$$\text{magma inicial} = p_1 (\text{magma final}) + p_2 (\text{fase 1}) + p_3 (\text{fase 2}) + \dots p_7 (\text{fase 6})$$

Além das porcentagens $p_1, p_2, \dots, p_7$, o programa também calcula a composição do magma inicial em função do valor mais baixo da soma dos quadrados dos resíduos.

O QUADRO 2 apresenta os resultados da aplicação do Mix'n'Mac para testar as relações entre o monchiquito PG-3-2 e o tefrito PB-5-3, envolvendo as fases: (a) olivina e piroxênio, (b) olivina, piroxênio e kaersutita e (c) olivina, piroxênio, kaersutita e feldspato.

QUADRO 2 - Aplicação do programa Mix'n'Mac (MASON 1987) considerando o monchiquito PG-3-2 e o tefrito PB-5-3 e o envolvimento de até quatro fases minerais.

(a)	magma inicial PG-3-2	magma final PB-5-3	fase 1 olivina PG-3-1(O1)	fase 2 piroxênio PG-3-2(P3)	magma inicial estimado	resíduos	
SiO ₂	40	43	41	46	40.57	-0.5733	
TiO ₂	2	2	0	2	1.58	0.4232	
Al ₂ O ₃	9	16	0	7	8.41	0.5894	magma final 32.13%
FeO	10	11	9	9	8.9	1.1047	fase 1 12.86%
MnO	0	0	0	0	0	0	fase 2 46.71%
MgO	13	4	49	11	12.72	0.2768	
CaO	14	9	0	23	13.63	0.3657	
Na ₂ O	0	3	0	0	0.96	-0.964	
K ₂ O	1	2	0	0	0.64	0.3574	
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	
soma dos quadrados dos resíduos:						3.3429	

(b)	magma inicial PG-3-2	magma final PB-5-3	fase 1 olivina PG-3-1(O1)	fase 2 piroxênio PG-3-2(P3)	fase 3 kaersutita PG-3-2(K3)	magma inicial estimado	resíduos	
SiO ₂	40	43	41	46	38	39.97	0.0261	
TiO ₂	2	2	0	2	4	2.18	-0.1776	
Al ₂ O ₃	9	16	0	7	14	8.92	0.0788	magma final 14.44%
FeO	10	11	9	9	14	10.04	-0.0383	fase 1 11.19%
MnO	0	0	0	0	0	0	0	fase 2 41.60%
MgO	13	4	49	11	9	13.01	-0.0148	fase 3 26.42%
CaO	14	9	0	23	12	14.04	-0.0386	
Na ₂ O	0	3	0	0	1	0.7	-0.6974	
K ₂ O	1	2	0	0	1	0.55	0.447	
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	
soma dos quadrados dos resíduos:						0.7278		

(c)	magma inicial PG-3-2	magma final PB-5-3	fase 1 olivina PG-3-1(O1)	fase 2 piroxênio PG-3-2(P3)	fase 3 kaersutita PG-3-2(K3)	fase 4 feldspato PG-3-2(F6)	magma inicial estimado	resíduos	
SiO ₂	40	43	41	46	38	55	39.97	0.0311	
TiO ₂	2	2	0	2	4	0	2.18	-0.1803	
Al ₂ O ₃	9	16	0	7	14	28	8.95	0.0539	magma final 13.67%
FeO	10	11	9	9	14	0	10.02	-0.0163	fase 1 11.19%
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	fase 2 41.55%
MgO	13	4	49	11	9	0	13.02	-0.023	fase 3 26.90%
CaO	14	9	0	23	12	10	14.05	-0.0455	fase 4 0.30%
Na ₂ O	0	3	0	0	1	4	0.69	-0.6911	
K ₂ O	1	2	0	0	1	0	0.54	0.4577	
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	
soma dos quadrados dos resíduos:							0.7264		

Uma possível interpretação dos resultados do QUADRO 2 é que as diferenças nas composições de monchiquitos e de tefritos em geral são dadas pela maior quantidade de olivina (como xenocristais), de cristalização de piroxênio e formação de kaersutita (hidratação do magma) nos primeiros. O favorecimento da cristalização de piroxênio e kaersutita poderia ser explicado pelo mecanismo descrito em FOLEY (1984), apresentado no item 6.8 do Capítulo 6 deste trabalho. Nos três casos aqui analisados, foram obtidas porcentagens muito próximas das

fases olivina (11-12%), piroxênio (46-41%) e kaersutita (26%) para "compor" o monchiquito PG-3-2 a partir do tefrito PB-5-3, sendo muito pequeno o envolvimento de feldspato (0,3%).

O mesmo teste foi feito para o lamprófiro picrítico PA-8D e o traquito PA-2 (QUADRO 3).

QUADRO 3 - Aplicação do programa Mix'n'Mac (MASON 1987) considerando o lamprófiro picrítico PA-8D e o tefrito PA-2 e o envolvimento de até três fases minerais.

a)	magma inicial	magma final	fase 1 olivina	fase 2 piroxênio	magma inicial	resíduos
	PA-8D	PA-2	PG-3-1(O1)	PA-8D(P6)	estimado	
SiO ₂	37	43	41	48	37.51	-0.5071
TiO ₂	1	2	0	1	1.01	-0.0097
Al ₂ O ₃	7	13	0	6	6.47	0.5294
FeO	8	10	9	4	7.25	0.7482
MnO	0	0	0	0	0	0
MgO	19	8	49	13	18.71	0.2869
CaO	10	12	0	24	9.4	0.6022
Na ₂ O	0	1	0	0	0.41	-0.1421
K ₂ O	0	2	0	0	0.82	-0.08242
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0
soma dos quadrados dos resíduos:						2.3914

magma final 41.21%
fase 1 26.54%
fase 2 18.55%

b)	magma inicial	magma final	fase 1 olivina	fase 2 piroxênio	fase 3 magnetita	magma inicial	resíduos
	PA-8D	PA-2	PG-3-1(O1)	PA-8D(P6)	PA-8D(11)	estimado	
SiO ₂	37	43	41	48	0	37.29	-0.2855
TiO ₂	1	2	0	1	14	1.18	-0.1799
Al ₂ O ₃	7	13	0	6	8	6.24	0.7567
FeO	8	10	9	4	70	8.05	-0.0506
MnO	0	0	0	0	0	0	0
MgO	19	8	49	13	0	18.75	0.2481
CaO	10	12	0	24	0	9.74	0.2633
Na ₂ O	0	1	0	0	0	0.37	-0.3083
K ₂ O	0	2	0	0	0	0.74	-0.7365
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0
soma dos quadrados dos resíduos:							1.4978

magma final 36.83%
fase 1 26.38%
fase 2 22.16%
fase 3 1.58%

Neste exemplo, as diferenças entre as composições dos lamprófiros picríticos e dos tefritos seriam expressas pela presença de olivina e piroxênio residuais em proporções semelhantes (20-26%) e pela maior concentração de minerais opacos nos primeiros. Apesar de ter sido utilizada apenas magnetita como uma das fases envolvidas no processo, deve-se lembrar que as cromitas são mais abundantes que os espinélios de Fe e Ti nos lamprófiros picríticos (Cr₂O₃ não está incluído no programa Mix'n'Mac).

Estes dois exemplos bastante simples mostram, por um lado, a possível geração de monchiquitos e camptonitos pela hidratação (ou concentração de fases voláteis) em magmas de composição tefrítica e, por outro, a possibilidade dos lamprófiros picríticos corresponderem aos cumulados da evolução dos magmas lamprofiricos.

O QUADRO 4 refere-se aos resultados da aplicação do Mix'n'Mac ao traquibasalto B-3F e traquiandesito B-3C do dique da Ponta do Bonete.

QUADRO 4 - Aplicação do programa Mix'n'Mac (MASON 1987) considerando o traquibasalto B-3F e o traquiandesito B-3C e o envolvimento de duas fases minerais.

	magma inicial	magma final	fase 1 piroxênio	fase 2 feldspato	magma inicial estimado	resíduos		
	B-3F	B-3C	B-3F(P6)	B-3F(F3)				
SiO2	48	59	45	55	49.34	-1.3371		
TiO2	4	1	3	0	1.57	2.429	magma final	60.00%
Al2O3	13	14	6	27	10.03	2.9679	fase 1	32.36%
FeO	14	7	12	0	8.08	5.9154	fase 2	-1.15%
MnO	0	0	0	0	0	0		
MgO	3	1	11	0	4.16	-1.16		
CaO	7	3	20	10	8.16	-1.1575		
Na2O	3	3	0	4	1.75	1.2457		
K2O	1	4	0	0	2.4	-1.4006		
P2O5	1	0	0	0	0	1		
soma dos quadrados dos resíduos:						58.68712		

Os resultados deste teste foram ruins, principalmente em relação aos valores elevados dos resíduos. Uma possível interpretação para a porcentagem negativa da fase feldspato é: para que a composição do traquibasalto B-3F se aproxime da composição do traquiandesito B-3C, seria necessário extrair 1,15% de feldspato. Outro raciocínio seria: o traquibasalto deve "contaminar-se" com material félsico para gerar o traquiandesito, o que explicaria, por exemplo, o amplo intervalo de 8-9% de SiO₂ (FIGURA 24b) que "separa" as composições dos traquibasilos e traquiandesitos que compõem o mesmo dique.

Elementos traços e isótopos radiogênicos têm sido amplamente utilizados como indicadores petrogenéticos. Dentre os elementos traços destacam-se os chamados incompatíveis, que são preferencialmente concentrados na fase líquida durante a fusão parcial e a cristalização fracionada. Os elementos que são incompatíveis em relação aos minerais mantélicos normais (olivina, piroxênio, espinélio e granada) são denominados litófilos de íon grande (*large-ion lithophile elements* ou LILE: K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th, elementos terras raras, etc.).

A importância dos isótopos radiogênicos reside no fato de que freqüentemente resistem aos eventos de fracionamento químico que acompanha a formação e evolução dos magmas. Durante a fusão parcial, um magma irá herdar a composição isotópica de sua fonte e esta permanecerá constante durante os processos subsequentes de cristalização fracionada, se não houver contaminação por interação com a rocha encaixante ou por outros magmas de composição isotópica distinta. O estudo de rochas vulcânicas jovens das cadeias mesoceânicas (MORB) e de ilhas oceânicas (OIB) permite estimar, pelo fato destas rochas não terem sofrido

contaminação crustal significativa até atingirem a superfície, as características isotópicas atuais das fontes mantélicas dos magmas basálticos (WILSON 1989).

7.2. ELEMENTOS TRAÇOS

A TABELA 21 apresenta os resultados das análises por NAA (22 amostras) e ICP-MS (10 amostras, com duas repetições, para comparação das precisões dos dois métodos).

A FIGURA 40 apresenta o conjunto das amostras analisadas representadas no diagrama Sm versus La/Yb (não normalizado).

FIGURA 40 - Diagrama Sm versus La/Yb (elementos não normalizados). O contorno tracejado delimita monchiquitos cujos elementos traços comportam-se como outros litotipos. O campo dos biotita lamprófiros provavelmente se estende até as amostras C-7-A e C-7-B1, assim como os dos lamprófiros picríticos pelas amostras A-01-A, PA-5 e PA-1.

O diagrama é um bom discriminante especialmente para os **biotita lamprófiros** e os **lamprófiros picríticos**. Em especial o alnóito PCa-1 apresenta valores de Sm e La/Yb compatíveis com o campo dos lamprófiros ultramáficos do mesmo diagrama em ROCK (1986). Ainda com respeito a esse diagrama, os lamprófiros deste trabalho plotam contíguos, porém fora, do campo dos kimberlitos.

As **rochas básicas a intermediárias** ficam bem discriminadas, destacando-se pelos valores relativamente altos de Sm e La/Yb entre 15 e 30.

Os teores de elementos traços dessas amostras, normalizados segundo os valores para o manto primitivo de SUN & McDONOUGH (1989), substituindo-se fósforo por P_2O_5 , estão representados nos diagramas multi-elementares da FIGURA 41.

(a) Rochas básicas a intermediárias

(b) Alnóitos

(c) Biotita lamprófiros

(d) Camptonitos e monchiquitos

(e) Lamprófiros picríticos

(f) IB-10(e)

FIGURA 41 - Diagramas multielementares, apresentando os teores de elementos traços normalizados segundo os valores para o manto primitivo de SUN & McDONOUGH (1989).

Os padrões definidos pelas **rochas básicas a intermediárias** são caracterizados pela razão $(La/Yb)_N = 16$ (FIGURA 41a). Anomalias negativas são encontradas para Nb, Ta, Sr e Ti, sendo menos acentuadas para P_2O_5 .

O padrão da amostra PCa-1 (FIGURA 41b) é comparado àquele definido pela composição média dos alnöitos apresentada por ROCK (1991). A razão $(La/Yb)_N$ é bastante alta ($= 42$). Duas amostras de lamprófiros picríticos apresentam padrões similares, em que se destacam os enriquecimentos em Ba, Th, U, Nb, Ta, por um lado, e, por outro, de elementos terras raras leves (La, Ce, Pr, Nd), Pb, Sr, P_2O_5 e Sm, relativamente às demais rochas. Também são observadas anomalias negativas de Rb, K e Ti e uma anomalia positiva de Li.

Os **biotita lamprófiros** apresentam $(La/Yb)_N = 31$ e anomalias negativas de Rb, Th, U e K (FIGURA 41c). Contrariamente ao que ocorre com o alnöito, Ti não constitui uma anomalia. Deve ser vista com ressalvas as anomalias positivas de Pb, pois são dados de XRF.

Os perfis dos **camptonitos e monchiquitos** são menos íngremes que os dos biotita lamprófiros, com $(La/Yb)_N = 19$ (FIGURA 41d). Os padrões das amostras PG-1-5 e PG-1-6A são intermediários entre os camptonitos e lamprófiros picríticos, notadamente em relação à anomalia negativa de P_2O_5 .

Os perfis dos diagramas multielementares dos **lamprófiros picríticos** (FIGURA 41e) são os menos inclinados, com $(La/Yb)_N = 10$, e caracterizam-se por apresentar as concentrações menos elevadas de elementos incompatíveis (Rb, Ba e Th).

A amostra IB-10(e) da Ilha de São Sebastião apresenta um padrão distinto dos demais, principalmente quanto ao comportamento dos elementos entre Cs e La (FIGURA 41-f). Para essa amostra, $(La/Yb)_N = 12$ e o seu perfil é caracterizado pelas anomalias negativas de Rb, K, Ti e Sr. Como nos alnöitos (FIGURA 41-b), aparece uma fraca anomalia positiva de U.

Os diagramas da FIGURA 41 ilustram o comportamento distinto de certos elementos nas composições das rochas básicas a intermediárias e dos lamprófiros, sugerindo gerações distintas. Dentre os lamprófiros, observam-se padrões semelhantes entre os lamprófiros picríticos, camptonitos/monchiquitos e tefritos, que, por sua vez, diferem daqueles dos biotita lamprófiros e dos alnöitos.

A hipótese de cristalização fracionada pode ser testada partindo-se da concentração de um certo elemento traço num magma inicial. Se forem conhecidos os coeficientes de distribuição daquele elemento relativos aos minerais que participam do processo, podem ser calculadas as variações desse elemento no líquido com a cristalização. Mesmo que existam incertezas quanto às composições iniciais do magma, ao percurso da cristalização e aos valores apropriados para os coeficientes de distribuição, esse modelamento geoquímico fornece indicações sobre os mecanismos petrogenéticos a serem considerados. O método pressupõe que a cristalização fracionada se processe sob condições ideais, ou seja: os cristais formados não

reagem com o líquido; a cristalização ocorre num sistema fechado; a assembléia de minerais cristalizados permanece inalterada durante todo o processo; os coeficientes de distribuição não se modificam com as mudanças de composição do líquido e com o decréscimo da temperatura; os minerais acessórios não interferem na distribuição dos elementos traços (e.g. HALL 1987).

O QUADRO 5 reproduz os valores dos coeficientes de distribuição (K_D) entre olivina, clinopiroxênio e plagioclásio e líquidos basálticos, segundo FUJIMAKI *et al.* (1984, in: ROLLINSON 1993) e PHILPOTTS (1990).

QUADRO 5 - Coeficientes de distribuição minerais/líquidos basálticos (in: ROLLINSON 1993 e PHILPOTTS 1990).

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Yb	Lu	K	Rb	Sr
Olivina	0.007	0.006	0.0059	0.007	0.0074	0.013	0.049	0.045	0.007	0.0098	0.014
Clinopiroxênio	0.056	0.092	0.23	0.445	0.474	0.582	0.542	0.506	0.038	0.031	0.06
Plagioclásio	0.19	0.111	0.09	0.072	0.443	0.063	0.056	0.053	0.17	0.071	1.83

	Ba	Cr	Ni	Ti	Sc	Y	Nb	Zr	Mn	V	Th
Olivina	0.01	2.1	14	0.02	0.17	0.01	0.01	0.012	1.2	0.03	0
Clinopiroxênio	0.026	8.4	2.6	0.4	2.7	0.9	0.005	0.1	0.9	1.3	0.03
Plagioclásio	0.23	0	0	0.04	0	0.03	0.01	0.048	0	0	0.01

O subprograma NEWMELT do NEWPET (CLARKE 1993) fornece as variações das concentrações de elementos no líquido com a progressão da cristalização fracionada, como apresentado no QUADRO 6. Foram considerados o lamprófiro picrítico PA-8D como magma inicial e as seguintes porcentagens em peso dos minerais fracionados: 60% de olivina, 30% de clinopiroxênio e 10% de plagioclásio.

Os diagramas multielementares mostram uma gradação de valores normalizados mais enriquecidos para menos enriquecidos, desde o tefrito PA-1 ao monchiquito PG-1-5, até o lamprófiro picrítico PA-8D (FIGURA 41). Comparando-se as concentrações dos elementos envolvidos nos cálculos (TABELAS 3 e 21) com o QUADRO 6, observa-se que as porcentagens de cristalização necessárias para produzir líquidos com a composição do tefrito PA-1 situam-se entre 60-70%. No caso do monchiquito PG-1-5, essas porcentagens seriam 40-50%. As concentrações de alguns elementos, entretanto, fogem desse padrão geral (Rb, Ni, Sc, Y, Nb e Mn).

Mesmo que o lamprófiro picrítico não represente adequadamente o magma parental dos lamprófiros deste estudo, tanto o método dos mínimos quadrados (testado com a utilização do programa Mix'n'Mac - item 7.1) como o da cristalização fracionada (subprograma NEWMELT - este item) mostram haver uma "linhagem" em que participam os lamprófiros picríticos, os camptonitos/monchiquitos e os tefritos. A partir de um magma parental (olivina basalto com características alcalinas) gerar-se-iam camptonitos/monchiquitos e tefritos por cristalização fracionada, resultando, como estágio cumulático do processo, os lamprófiros picríticos.

QUADRO 6 - Concentrações (em ppm) de elementos traços no líquido acarretadas pela cristalização fracionada considerando como magma inicial o lamprófito picrítico PA-8D (subprograma NEWMELT de CLARKE 1993).

		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Yb	Lu
Concentração inicial		12.4	27.9	14.7	3.63	1.06	2.34	1.1	0.15
% cristalização									
10	(SEQ)	13.72	30.862	16.194	3.972	1.154	2.549	1.197	0.163
	(TEQ)	13.717	30.855	16.187	3.969	1.153	2.547	1.196	0.163
20	(SEQ)	15.363	34.547	18.044	4.393	1.27	2.804	1.316	0.18
	(TEQ)	15.347	34.51	18.008	4.379	1.265	2.793	1.31	0.179
30	(SEQ)	17.464	39.26	20.398	4.925	1.415	3.125	1.464	0.201
	(TEQ)	17.417	39.147	20.291	4.883	1.4	3.093	1.449	0.199
40	(SEQ)	20.251	45.506	23.5	5.618	1.602	3.542	1.657	0.228
	(TEQ)	20.132	45.225	23.237	5.517	1.567	3.464	1.62	0.223
50	(SEQ)	24.125	54.188	27.784	6.566	1.857	4.106	1.918	0.264
	(TEQ)	23.85	53.535	27.183	6.341	1.78	3.937	1.837	0.253
60	(SEQ)	29.889	67.098	34.104	7.947	2.225	4.921	2.294	0.317
	(TEQ)	29.253	65.588	32.745	7.455	2.06	4.559	2.121	0.294
70	(SEQ)	39.398	88.382	44.418	10.163	2.808	6.215	2.89	0.4
	(TEQ)	37.819	84.645	41.167	9.043	2.444	5.416	2.509	0.35
80	(SEQ)	58.151	130.319	64.46	14.375	3.898	8.636	4.001	0.557
	(TEQ)	53.481	119.312	55.423	11.49	3.005	6.667	3.072	0.432
90	(SEQ)	113.136	253.107	121.836	26.002	6.829	15.154	6.978	0.981
	(TEQ)	91.285	202.071	84.782	15.755	3.899	8.672	3.958	0.564

		K	Rb	Sr	Ba	Cr	Ni	Ti	Sc
Concentração inicial		5810	31.8	244	225	1899	789	6060	28.1
% cristalização									
10	(SEQ)	6433.502	35.25	265.195	249.034	1416.834	333.258	6637.54	28.362
	(TEQ)	6432.342	35.246	264.947	248.984	1485.915	433.993	6633.1	28.349
20	(SEQ)	7210.054	39.553	291.076	278.954	1021.21	127.161	7348.571	28.657
	(TEQ)	7204.003	39.53	289.828	278.69	1220.437	299.317	7325.918	28.603
30	(SEQ)	8204.401	45.069	323.486	317.244	704.527	42.656	8247.227	28.996
	(TEQ)	8186.05	44.999	319.866	316.446	1035.442	228.431	8180.346	28.862
40	(SEQ)	9523.996	52.4	365.413	368.028	458.971	12.088	9422.148	29.392
	(TEQ)	9478.101	52.224	356.85	366.035	899.148	184.691	9260.391	29.125
50	(SEQ)	11361.32	62.625	422.07	438.685	276.479	2.721	11029.67	29.867
	(TEQ)	11254.46	62.214	403.506	434.053	794.561	155.01	10669.01	29.393
60	(SEQ)	14099.09	77.893	503.502	543.879	148.68	0.438	13374.97	30.46
	(TEQ)	13850.22	76.929	464.196	533.12	711.769	133.548	12583.06	29.666
70	(SEQ)	18623.95	103.194	632.088	717.548	66.822	0.042	17149.04	31.241
	(TEQ)	18002.33	100.762	546.375	690.782	644.603	117.306	15334.01	29.945
80	(SEQ)	27570.43	153.4	870.955	1060.406	21.647	0.002	24343.48	32.375
	(TEQ)	25709.79	145.989	663.909	980.854	589.02	104.586	19624.35	30.228
90	(SEQ)	53913.32	302.097	1506.572	2067.486	3.152	0	44307.03	34.412
	(TEQ)	44957.9	264.885	845.871	1690.89	542.262	94.355	27248.2	30.517

		Y	Nb	Zr	Mn	V	Th
Concentração inicial		27	28	105	1155	190	1.48
% cristalização							
10	(SEQ)	29.131	31.083	116.152	1156.218	202.228	1.643
	(TEQ)	29.098	31.082	116.125	1156.156	201.956	1.643
20	(SEQ)	31.713	34.934	130.026	1157.58	216.832	1.846
	(TEQ)	31.549	34.926	129.886	1157.315	215.517	1.845
30	(SEQ)	34.918	39.879	147.77	1159.127	234.669	2.107
	(TEQ)	34.452	39.855	147.348	1158.475	231.031	2.105
40	(SEQ)	39.023	46.464	171.285	1160.915	257.092	2.454
	(TEQ)	37.943	46.404	170.233	1159.639	248.952	2.45
50	(SEQ)	44.505	55.671	203.975	1163.034	286.394	2.94
	(TEQ)	42.22	55.528	201.536	1160.804	269.886	2.931
60	(SEQ)	52.273	69.457	252.59	1165.632	326.839	3.666
	(TEQ)	47.585	69.119	246.943	1161.972	294.665	3.645
70	(SEQ)	64.322	92.383	332.742	1168.99	387.523	4.874
	(TEQ)	54.512	91.518	318.761	1163.142	324.454	4.821
80	(SEQ)	86.163	138.098	490.685	1173.739	492.656	7.282
	(TEQ)	63.8	135.397	449.486	1164.314	360.942	7.115
90	(SEQ)	142.025	274.573	953.212	1181.903	742.598	14.463
	(TEQ)	76.901	260.102	761.974	1165.489	406.678	13.578

SEQ = equilíbrio superficial; TEQ = equilíbrio total.

7.3. O MAGMATISMO BASÁLTICO DO MESOZÓICO

Na porção centro-sul do Brasil, o magmatismo basáltico do Mesozóico é representado pela Formação Serra Geral (os basaltos da Bacia do Paraná), o enxame de diques máficos do Arco de Ponta Grossa e os diques básicos da faixa costeira.

7.3.1. Os basaltos da Bacia do Paraná

A Formação Serra Geral da Bacia do Paraná é composta por basaltos *s.s.* (90% do volume total), rochas intermediárias (7%) e rochas ácidas (3%), e ocupa aproximadamente 70% da superfície total da bacia, que é de 1,2 milhões de km². A espessura dos derrames é, em média, de 660 m, podendo localmente atingir 1529 m.

BELLIENI *et al.* (1984, 1986a) subdividem as rochas vulcânicas em três porções geográficas:

- **Paraná Meridional (SPB)** - sul do Lineamento do Rio Uruguai. Compõem-se de basaltos tholeiíticos (65%), andesitos tholeiíticos ou vulcânicas intermediárias (22%) e vulcânicas ácidas do tipo Palmas (13%). As vulcânicas ácidas (riodacitos e riolitos) tendem a se concentrar nas porções mais a leste de SPB, atingindo as maiores espessuras nas porções mais a sudeste, afinando-se para oeste e norte.
- **Paraná Central (CPB)** - entre os lineamentos do Rio Uruguai e do Rio Piquiri. BELLINI *et al.* (1984, 1986b) consideram-na como uma zona transicional entre as outras duas.
- **Paraná Setentrional (NPB)** - norte do lineamento do Rio Piquiri. Predominam os basaltos tholeiíticos. Lavas ácidas porfíricas são raras (do tipo Chapecó) e as vulcânicas intermediárias são ausentes.

Os basaltos tholeiíticos da SPB são caracterizados por quantidades relativamente baixas de TiO₂ (< 2%) e de elementos incompatíveis (*low-Ti basalts* - LTiB), compativamente àqueles da NPB (TiO₂ > 2%, com enriquecimento três vezes maior em elementos incompatíveis; *high-Ti basalts* - HTiB). A porção CPB apresenta características geoquímicas tanto da SPB como da NPB.

O caráter tholeiítico dos basaltos da Bacia do Paraná é marcado pela coexistência de augita e pigeonita. Esses magmas podem ser considerados diferenciados, já que seus Mg# (proporções atômicas) são inferiores a 0,56.

Cálculos de balanço de massas podem explicar as variações químicas dentro de cada grupo composicional por cristalização fracionada sob condições de baixa pressão. Entretanto, esse processo por si só não consegue gerar, por exemplo, HTiB a partir de LTiB. PICCIRILLO *et al.* (1988) explicam o comportamento dos elementos incompatíveis dos basaltos da Bacia do Paraná como resultantes de fusões, em proporções diversas, de uma fonte mantélica homogênea. Para produzir HTiB, seria necessário fundir quantidades do manto da ordem de 3% (espínélio

peridotito) ou 12% (granada peridotito); no caso dos LTiB, as taxas de fusão seriam maiores, da ordem de 25% (espinélio peridotito) ou 40% (granada peridotito). A(s) fonte(s) dos HTiB seria(m) mais rica(s) em clinopiroxênio e granada relativamente à(s) dos LTiB, assumindo-se fusão parcial não-modal e grau de fusão superior a 10%. Alternativamente, considerando-se taxas semelhantes de fusão (e.g. 12%), a concentração de elementos incompatíveis na fonte dos HTiB seria aproximadamente 1,4 vezes aquela dos elementos incompatíveis da fonte dos LTiB.

HAWKESWORTH *et al.* (1992) resumem a classificação geoquímica de PEATE *et al.* (1992) para os basaltos da Bacia do Paraná, que são subdivididos nos tipos Urubici, Pitanga, Paranapanema, Ribeira, Gramado e Esmeralda. Os três primeiros tipos corresponderiam aos HTiB e os três últimos, aos LTiB. Além dos altos teores de TiO_2 ($> 3\%$), os tipos Pitanga e Urubici apresentam elevadas concentrações de elementos terras raras e HFS (*high field strength elements*). O tipo Gramado também se caracteriza por um pronunciado enriquecimento de elementos LIL em relação aos terras raras e HFS e anomalias negativas para Ti, P e Sr.

7.3.2. Os diques do Arco de Ponta Grossa

O Arco de Ponta Grossa é um alto tectônico, de direção NW-SE, cuja formação deve ter-se iniciado no Devoniano e culminado no Jurássico-Cretáceo, pouco antes de ocorrer os derrames da Bacia do Paraná (FÚLFARO *et al.* 1982, *apud* HAWKESWORTH *et al.* 1992). O Arco é atravessado por centenas de diques, constituídos por rochas tholeiíticas a dois piroxênios. Os termos ácidos são muito raros.

PICCIRILLO *et al.* (1990) também adotam a distinção HTiB e LTiB para essas rochas, sendo que o primeiro tipo predomina sobre o segundo. Suas características geoquímicas são análogas às observadas nos basaltos da Bacia do Paraná. Variações químicas dentro de um mesmo dique refletem processos de diferenciação que ocorreram anteriormente à sua colocação. Como no caso dos basaltos da Bacia do Paraná, a cristalização fracionada não explica as diferenças entre rochas menos e mais enriquecidas em elementos incompatíveis. Essas diferenças correspondem a diferentes taxas de fusão (9% para HTiB e 20% para LTiB) de uma fonte do tipo granada peridotito.

A distribuição do magmatismo, as composições químicas e isotópicas sugerem que os diques do Arco de Ponta Grossa estão associados aos derrames basálticos e às vulcânicas ácidas do NPB. HAWKESWORTH *et al.* (1992) acrescentam que a maioria dos diques do Arco de Ponta Grossa assemelham-se aos tipos HTiB Paranapanema e Pitanga.

7.3.3 Os diques básicos da faixa costeira

COMIN-CHIARAMONTI *et al.* (1983) analisaram 21 diques que ocorrem na região da Serra dos Itatins (Peruíbe) e ao longo da Rodovia BR-101, desde Ubatuba até Angra dos Reis, totalizando 180 km. Os diques são classificados, segundo o diagrama de LA ROCHE *et al.* (1980), em andesibasaltos (de textura dolerítica e apresentando crescimento gráfico entre

quartzo e feldspato alcalino), **latibasaltos** (de textura dolerítica e com piroxênio rico em Ca, além de variedades com textura porfírica) e aqueles do limite **andesibasaltos/latibasaltos** (textura *quench*).

De maneira semelhante ao que ocorre com os HTiB da Formação Serra Geral, observa-se o aumento do teor de Zr acompanhado pelo aumento de Rb e Ba e decréscimo de Ni e Cr nas composições dos diques do litoral. Taxas mais baixas de fusão parcial podem explicar as concentrações mais elevadas de elementos incompatíveis nas rochas dos diques do que nos HTiB.

7.3.4. Os diques da Ilha de São Sebastião

BELLIENI *et al.* (1990) distinguem, dentre os diques da Ilha de São Sebastião, aqueles do Cretáceo Inferior (EC), representados, segundo a classificação química de LA ROCHE *et al.* (1980), pelos termos básicos **andesibasaltos**, **latibasaltos** e **latiandesitos** e pelos termos ácidos **dacitos** e **riodacitos**. Os primeiros são subafíricos ou levemente porfíricos, apresentando como fenocristais plagioclásio, augita e titanomagnetita. Epidoto e clorita podem substituir o plagioclásio (da matriz?) e o piroxênio pode estar uralitizado. Apatita aparece associada a biotita (?). Os diques ácidos são compostos por plagioclásio, augita, pigeonita e titanomagnetita, com apatita subordinada.

Os diques do Cretáceo Superior (LC) são constituídos por **basanitos**, **tefritos** e **basaltos alcalinos porfíricos** com fenocristais de piroxênio destacando-se na matriz microcristalina. Um único dique de **fonólito** encontrado pelos autores é subafírico com escasso feldspato alcalino, piroxênio cálcico, microfenocristais de biotita, raros opacos e apatita, imersos em matriz muito fina. O **quartzo traquito** é holocristalino e porfírico, com fenocristais de feldspato e subordinadamente opacos e quartzo. A matriz é formada por feldspato alcalino, biotita, anfibólio, carbonato, opacos e quartzo.

Pelo comportamento dos elementos traços, os autores associam os diques de características ácidas (EC) ao tipo Chapecó do NPB (enriquecimento em elementos incompatíveis) e aos da faixa Peruíbe-Rio de Janeiro, considerando aqueles como uma extensão desses. As rochas estão levemente fracionadas, apresentando os termos básicos razões $(La/Yb)_N$ da ordem de $9,7 \pm 0,3$ e os termos ácidos, $(La/Yb)_N = 17,0 \pm 3,9$ (normalização segundo condrito). Os diques LC apresentam $(La/Yb)_N = 21-18$ e anomalias de Nb positivas, o oposto do que acontece para os diques EC.

Refazendo-se os diagramas multielementares de BELLINI *et al.* (1990) utilizando os dados de ICP apresentados pelos autores normalizados segundo os valores para o manto primitivo de SUN & McDONOUGH (1989), obtêm-se, para os diques básicos, perfis semelhantes aos das rochas básicas a intermediárias deste estudo (inclusive apresentando

anomalia negativa de Nb). Os diques ácidos são representados por perfis com anomalias negativas acentuadas de Sr, P₂O₅ e Ti, além da anomalia negativa de Nb.

Os perfis dos diques de basanita e de tefrito de BELLINI *et al.* (1990) assemelham-se aos dos camptonitos/monchiquitos deste estudo, exceto pelo maior enriquecimento em K e Lu. Quando comparados aos tefritos deste estudo, observa-se nos primeiros um maior enriquecimento nos elementos entre Cs e P₂O₅. O perfil da amostra IB-10(e), proveniente de um dique intrusivo em rocha alcalina, coincide parcialmente com os perfis do basanita e tefrito (principalmente a partir do Nd), deles diferindo nas anomalias negativas de Nb, Rb e K.

Os perfis dos traquitos (*stocks* de Serraria, São Sebastião e Mirante) e do dique de fonólito analisados por BELLINI *et al.* (1990) diferem dos demais, os primeiros por apresentarem forte anomalia positiva de K e fortes anomalias negativas de Sr e Ti e menos pronunciada de Ba. O fonólito está enriquecido em elementos terras raras, apresenta fortes anomalias positivas de Nb, La, Nd e Zr e fortes anomalias negativas de Ba, Sr, P₂O₅ e Ti.

7.4. ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

O método isocrônico de datação de suítes de rochas ígneas comagmáticas baseia-se no fato de que a taxa de acúmulo do isótopo radiogênico relativa a um isótopo não-radiogênico do mesmo elemento está relacionada à razão de concentração elementos radiativo e radiogênico (e.g. COX *et al.* 1979). Por exemplo, para o sistema Rb-Sr (e analogamente para os sistemas Sm-Nd, Th-Pb e U-Pb), a equação isocrônica pode ser escrita como:

$$\left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right] = \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_i + \left[\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right] (e^{\lambda t} - 1) \quad (7.4.1)$$

onde t é o intervalo de tempo decorrido desde a cristalização das rochas a partir de um magma isotopicamente homogêneo e λ é a constante de decaimento ($1,42 \times 10^{-11}$ /anos).

Utiliza-se como indicador petrogenético a razão inicial $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_i$, pois é função da razão Rb/Sr da fonte magmática integrada ao tempo de formação da Terra, quando as razões isotópicas eram completamente uniformes. Para que a razão inicial possa ser calculada, torna-se necessário conhecer-se o valor de t .

7.4.1. Idades K-Ar

AMARAL *et al.* (1966) distinguiram, com base nos primeiros resultados da aplicação do método K-Ar aos basaltos da Bacia do Paraná, quatro eventos vulcânicos, o mais jovem (110 Ma) correspondendo à seqüência vertical de basaltos de Turvo (SC). Os outros eventos estariam representados pelos basaltos do Estado de São Paulo (123 Ma) e por dois episódios de geração de diques (130 e 137 Ma) na região de Ubatuba.

A TABELA 22 apresenta uma compilação das datações realizadas pelo método K-Ar para alguns diques da região de Ubatuba. Os dados foram recalculados seguindo-se as recomendações de STEIGER & JAEGER (1977). As discrepâncias são muito fortes; por exemplo, as idades das amostras coletadas nas bordas e centro de um mesmo dique da Ponta do Surutuva caem num intervalo amplo de 128-144 Ma. Quanto ao dique de Toninhas, as idades variam entre 133 Ma e 148 Ma, mostrando que o método K-Ar não oferece dados conclusivos em relação às idades das manifestações.

SIEDNER & MITCHELL (1976) tentaram encontrar uma base mais objetiva e precisa de correlação das rochas vulcânicas do sudoeste da África e da América do Sul, adaptando o modelo isocrônico aos dados K-Ar disponíveis até então. Mostraram que as idades de rochas cogenéticas espalham-se de maneira inaceitável num diagrama $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ versus K, mas que, no entanto, existe um grau elevado de colinearidade nos diagramas $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$. Os autores puderam concluir que o vulcanismo mesozóico naquelas regiões ocorreu como episódios discretos de duração razoavelmente curta. A efusão dos basaltos da Serra Geral e do Kaoko (Namíbia) teria ocorrido simultaneamente há 121 Ma. Para os basaltos amostrados por sondagens realizadas na porção central da Bacia do Paraná e para os diques de Ubatuba, definiram isócronas de 127 Ma, valor coincidente com aqueles atribuídos à separação África-América do Sul, obtidos com base em anomalias magnéticas marinhas. A alta razão inicial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ encontrada foi causada, segundo SIEDNER & MITCHELL (*op. cit.*), por um excesso de argônio radiogênico proveniente dos gnaisses pré-cambrianos encaixantes dos diques.

Dados geológicos, paleomagnéticos e radiométricos indicam que o vulcanismo das bacias do Paraná e do Etendeka (África) é anterior à abertura do Oceano Atlântico, ocorrida há 123-127 Ma (PICCIRILLO *et al.* 1988). A técnica ^{40}Ar - ^{39}Ar , a *laser*, tem sido usada conjuntamente com outros métodos para identificar e evitar problemas com o excesso e perda de argônio (MANTOVANI *et al.* 1993). TURNER *et al.* (1994) concluíram, como resultado de um estudo geocronológico detalhado utilizando essa técnica, que os basaltos das bacias do Paraná e do Etendeka extravasaram por um período de 10 milhões de anos, entre 137 e 127 Ma. As rochas mais antigas da Formação Serra Geral localizam-se a norte e a oeste da Bacia do Paraná, enquanto as mais jovens estão concentradas no sul e no leste, sugerindo a migração do magmatismo com o tempo. A afirmação de que o magmatismo começou nas porções a noroeste da bacia é consistente com a maior concentração de *sills* nas regiões norte e central. As erupções mais jovens (128-127 Ma) correspondem aos basaltos Esmeralda, Gramado (Uruguai) e os riolitos da região de Ponta Grossa.

As idades K-Ar dos diques do Arco de Ponta Grossa situam-se ao redor de 132 ± 10 Ma (ROCHA-CAMPOS *et al.* 1988). Segundo PICCIRILLO *et al.* (1990), dados paleomagnéticos indicam que os diques são mais jovens do que as vulcânicas da Bacia do Paraná, tendo sido, provavelmente, os alimentadores das rochas vulcânicas estratóides extravasadas ao norte da

bacia e em direção à margem continental, e que foram mais tarde erodidas. Os diques colocaram-se durante as fases iniciais do rifteamento e/ou flexura, cortando os derrames basálticos.

HENNIES & HASUI (1968) dataram pelo método K-Ar alguns diques e rochas alcalinas da Ilha de São Sebastião, com a finalidade de estabelecer idades relativas de intrusão (TABELA 22). Para os *stocks* alcalinos obtiveram uma variação de idades entre 79,4 e 85,9 Ma, enquanto para os diques de traquito e tinguaito as idades situaram-se entre 54,5 e 80,9 Ma. Apesar da coerência dos dados (os diques são mais jovens que as rochas que cortam), os intervalos de idades são muito amplos, não somente para um mesmo episódio magmático (formação dos *stocks*, intrusão de diques), como de um evento em relação ao outro.

7.4.2. Isócronas Rb-Sr

A TABELA 23 apresenta os dados isotópicos de Sr obtidos conforme especificado no Capítulo 1, acompanhados dos erros analíticos (2σ %). Para boa parte das amostras não se dispõe dos dados de diluição isotópica de Rb e Sr. Para esses casos, os valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foram calculados pela fórmula:

$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = 0,28331 \times \frac{\text{Rb}}{\text{Sr}} \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} + 9,5142 \right) \quad (7.4.2)$$

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é medida por espectrometria de massa e Rb e Sr são as concentrações desses elementos na rocha, medidas por ICP-MS (Prof. S. Shaw, comunicação verbal). As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (medidas) e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (calculadas) estão representadas no diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (FIGURA 42).

FIGURA 42 - Isócronas Rb-Sr tentativas para as rochas básicas a intermediárias (130 Ma), lamprófitos picriticos (116 Ma) e duas amostras da Ilha de São Sebastião (80 Ma).

Os pontos representativos das rochas de composição básica a intermediária aglomeram-se ao redor de uma isócrona de 130 Ma, que define uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7066. Para os lamprófiros, o melhor ajuste é uma isócrona de 116 Ma, definida pelo alnôito PCa-1, as amostras A-01-A e PA-5 e os biotita lamprófiros, sendo a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7055. A amostra IB-10(e), juntamente com IB-16-1, ambas da Ilha de São Sebastião, plotam sobre uma isócrona de 80 Ma (razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial = 0,7042), que é a idade das intrusões alcalinas da ilha (e.g. ULBRICH & GOMES 1981).

Adotando-se as idades de 130 Ma, 116 Ma e 80 Ma para, respectivamente, as rochas básicas a intermediárias, os lamprófiros e as rochas da Ilha de São Sebastião, foram calculados os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ pelas equações:

$$\left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_i = \left[\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right]_m - \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (7.4.3)$$

$$\epsilon_{\text{Sr}}(t) = \left[\frac{\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \right)_i}{\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \right)_{\text{UR}}^t} - 1 \right] \times 10^4 \quad (7.4.4)$$

A razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}^t$ é obtida aplicando-se a equação 7.4.1 ao Reservatório Uniforme (UR), cujas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ são, no tempo presente, respectivamente 0,7045 e 0,0816 (e.g. FAURE 1977).

7.4.3. ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr}

As mesmas idades adotadas para calcular a razão $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ foram usadas para obter as razões $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ (TABELA 23). $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ é definido como:

$$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = \left[\frac{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_i}{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{CHUR}}^t} - 1 \right] \times 10^4 \quad (7.4.5)$$

A razão $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^t$ é calculada conhecendo-se as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (respectivamente 0,512638 e 0,1967) do Reservatório Uniforme Condritico (CHUR) e a constante de decaimento λ ($6,54 \times 10^{-12}$ /anos).

A FIGURA 43 é uma reprodução do diagrama ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr} de HAWKESWORTH *et al.* (1990), sobre o qual estão plotados os valores de ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} deste estudo (TABELA 23).

FIGURA 43 - Diagrama ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr} , extraído de HAWKESWORTH *et al.* (1990), incluindo as amostras deste estudo. O detalhe mostra o agrupamento de tipos litológicos semelhantes.

Depreende-se que os **basaltos** e os **traquiandesitos** (amostras da Praia do Bonete) são intermediários entre os LTiB e HTiB da Bacia do Paraná (campos hachurados da FIGURA 43). Os **lamprófiros** em geral apresentam $\epsilon_{Nd}(t)$ entre +1 e +2, situando-se próximos do campo dos kimberlitos do Grupo I.

O detalhe da FIGURA 43 mostra agrupamentos de amostras muito semelhantes aos obtidos nos diagramas multielementares. O alnöito PCa-1 e os lamprófiros picríticos A-01-A e PA-5 aparecem novamente juntos, plotando acima dos biotita lamprófiros.

As amostras da Ilha de São Sebastião plotam em porções distintas do diagrama, especialmente IB-10(e) e IB-16-1 (traquito). Os valores de $\epsilon(t)$ do traquiandesito IB-1B foram calculados para 80 Ma ao invés de 130 Ma, o que seria mais correto. Neste caso, ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} seriam, respectivamente, -3,4 e 16,5, valores intermediários aos do campo dos basaltos e dos biotita lamprófiros. De modo geral, os lamprófiros plotam no intervalo $-1 < \epsilon_{Sr} < 10$ e $-1 < \epsilon_{Nd} < 3$, exceto as amostras SM-1 (camptonito) e PPu-1 (tefrito).

HAWKESWORTH *et al.* (1992) observaram que vários diques da faixa costeira entre Santos e Rio de Janeiro não apresentam o comportamento geoquímico geral dos basaltos da Bacia do Paraná. Eles podem tanto apresentar razões Nb/Zr semelhantes às das principais manifestações da bacia, porém correspondendo a quantidades de Ti relativamente mais baixas, como semelhanças marcantes com as rochas básicas recentes de Tristão da Cunha. Altas razões Nb/Zr indicam, segundo os autores, envolvimento da componente OIB.

Utilizando-se os dados daqueles autores, foram calculados ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} considerando a idade de 130 Ma. Para os diques da faixa Santos-Rio de Janeiro que apresentam razões Nb/Zr entre 0,25 e 0,28, os valores de ϵ_{Nd} são positivos (1,5-2,7) e ϵ_{Sr} varia entre 7 e 12. Para razões Nb/Zr inferiores a 0,13, os valores de ϵ_{Nd} são negativos (entre -5,5 e -7,6) e ϵ_{Sr} varia entre 46 e 53. As rochas deste estudo que não seguem estas tendências são os lamprófiros picríticos PA-5 e A-01-A, o biotita lamprófiro B-2A e a amostra IB-10(e) da Ilha de São Sebastião.

PICCIRILLO *et al.* (1990) consideram a maioria das rochas dos diques do Arco de Ponta Grossa não contaminadas por material crustal. Essas rochas apresentam razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais inferiores a 0,7060 (o mesmo ocorrendo para os basaltos da NPB, com $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial entre 0,705-0,706; PICCIRILLO *et al.* 1988) e plotam no *mantle array* ($\epsilon_{Sr} \approx +17$ e $\epsilon_{Nd} \approx -3$).

Razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais mais elevadas (0,707-0,711) das rochas basálticas da SPB são acarretadas por contaminação crustal, provavelmente da ordem de 7-15% (PICCIRILLO *et al.* 1988). Os dados de elementos maiores e traços indicam que o "contaminante" deve ter sido de composição granítica, produzindo enriquecimentos em SiO_2 , K_2O e Rb e empobrecimentos em FeO, TiO_2 , P_2O_5 e Sr. Este fato deve aplicar-se ao dique da Praia do Bonete, pois foi observado um amplo intervalo de valores de SiO_2 (52% a 59%) separando os traquibasaltos que constituem as bordas do dique dos traquiandesitos [(B-3C e B-3D(1))] das porções mais centrais (FIGURA

24-b). Além disso, a contaminação crustal também explicaria os resultados ruins obtidos com a aplicação do método dos mínimos quadrados a essas rochas (item 7.1) e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais da ordem de 0,707.

Quanto aos diques da Ilha de São Sebastião, BELLINI *et al.* (1990) obtiveram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais de 0,70462 para os basanitos e 0,70433 para os tefritos, diferentes dos valores para os *stocks* de Serraria e Mirante (respectivamente 0,70533 e 0,70507), o que indicaria diferentes fontes mantélicas (*time-integrated mantle source materials*). A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtida para o traquito IB-16-1 é a mais próxima dos valores dos *stocks* (0,7048), enquanto a da amostra IB-10(e) é a mais baixa entre as amostras analisadas (0,7042).

7.4.4. Isótopos de Pb

DUPRÉ & ALLÈGRE (1983) provaram a existência de um amplo domínio (10^8 km^2), centrado no Oceano Índico e delineado por ilhas oceânicas e basaltos de crosta oceânica, com assinaturas isotópicas de Sr, Nd e Pb anômalas. Esse domínio mantélico, denominado DUPAL, pode ser traçado quase continuamente, entre o Equador e a latitude 60°S .

A anomalia DUPAL é quantificada por HART (1984) como o desvio das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da Linha de Referência do Hemisfério Norte (*Northern Hemisphere Reference Line* ou NHRL) e pelos valores absolutos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A NHRL é definida por duas equações que fornecem as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dessa linha; as equações foram escolhidas de tal forma a manter uma colinearidade dos dados Pb-Pb dos basaltos de cadeias mesoceânicas (tipos N e E) e de ilhas oceânicas (Havaí, Islândia, Açores, Canárias, Cabo Verde e ilhas do NE do Pacífico). Assim, magnitude da anomalia DUPAL é expressa por:

$$\Delta 7/4 = [(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ROCHA}} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] \times 100 \quad (7.4.6)$$

$$\Delta 8/4 = [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{ROCHA}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] \times 100 \quad (7.4.7)$$

$$\Delta \text{Sr} = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{ROCHA}} - 0,7] \times 10^4 \quad (7.4.8)$$

HAWKESWORTH *et al.* (1986) mostram que no Atlântico Sul rochas com $\Delta 7/4 > 10$ e $\Delta 8/4 > 100$ apresentam $\Delta \text{Sr} > 45$. As variações nas razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ podem ser explicadas por variações de longa duração das razões U/Pb e Th/Pb ($> 10^3 \text{ Ma}$) e são vistas tanto como evidências de existência de regiões muito antigas e anômalas no manto sub-litosférico como de introdução de Pb anômalo de reservatórios litosféricos no manto. Outro aspecto interessante é que a anomalia DUPAL parece estar restrita, no Atlântico Sul, a uma área entre aquelas onde ocorreu vulcanismo associado à abertura de oceano (Paraná e Etendeka).

Na TABELA 24 estão listados os valores de $\Delta 7/4$ e $\Delta 8/4$ das amostras analisadas para isótopos de Pb. Os basaltos, traquibasaltos, traquiandesitos e traquiandesitos basálticos apresentam $\Delta 7/4 > 10$ e $\Delta 8/4 \geq 80$; para o traquito IB-16-1 da Ilha de São Sebastião, $\Delta 7/4 \approx 16$ e $\Delta 8/4 \approx 120$.

O alnöito PCa-1 apresenta valores negativos para ambas as variações. Com exceção dos biotitas lamprófiros C-7A e B-2A e do monchiquito PG-1-6A, os demais lamprófiros enquadram-se nos intervalos $1 < \Delta 7/4 < 7$ e $46 < \Delta 8/4 < 71$.

Uma parte dos dados isotópicos de Pb medidos foi corrigida para as idades 130 Ma (rochas básicas a intermediárias), 116 Ma (lamprófiros) e 80 Ma (Ilha de São Sebastião). Para a correção, é necessário conhecer-se as quantidades de urânio (U_{ppm}), tório (Th_{ppm}) e chumbo (Pb_{ppm}) da amostra. As equações utilizadas foram:

$$^{238}U/^{204}Pb = 0,9928 U_{ppm}/[Pb_{ppm}/(1 + ^{206}Pb/^{204}Pb_m + ^{207}Pb/^{204}Pb_m + ^{208}Pb/^{204}Pb_m)] \quad (7.4.9)$$

$$^{232}Th/^{204}Pb = Th_{ppm}/[Pb_{ppm}/(1 + ^{206}Pb/^{204}Pb_m + ^{207}Pb/^{204}Pb_m + ^{208}Pb/^{204}Pb_m)] \quad (7.4.10)$$

$$^{206}Pb/^{204}Pb(t) = ^{206}Pb/^{204}Pb_m - ^{238}U/^{204}Pb (e^{15,51 \times 10^{-11} \times t} - 1) \quad (7.4.11)$$

$$^{207}Pb/^{204}Pb(t) = ^{207}Pb/^{204}Pb_m - [^{238}U/^{204}Pb (e^{98,485 \times 10^{-11} \times t} - 1)]/137,88 \quad (7.4.12)$$

$$^{208}Pb/^{204}Pb(t) = ^{208}Pb/^{204}Pb_m - ^{232}Th/^{204}Pb (e^{49,475 \times 10^{-12} \times t} - 1) \quad (7.4.13)$$

(Dr. R. Carlson, comunicação verbal).

Infelizmente as análises de chumbo (Pb_{ppm}) são duvidosas. Os resultados obtidos por XRF são muito diferentes das análises por ICP-MS (*cf.* TABELAS 3 e 21), tendo-se optado pelos dados provenientes do último método. Seis amostras foram analisadas pelo laboratório CHEMEX (Canadá), sendo que cinco amostras não atingiram o limite de detecção de 1 ppm para Pb (QUADRO 7).

QUADRO 7 - Análises complementares de Pb, Th e U (CHEMEX Labs Ltd., Canadá).

Método: limite de detecção	PBF-1	PE-1B-2	PF-6B	PA-8C2	C-2D	IA-2
Pb (AAS: 1 ppm)	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Th (NAA: 1 ppm)	6	6	6	< 1	7	3
U (NAA: 0,2 ppm)	1,4	1,2	1,6	0,2	1,6	1,2

São apresentados na FIGURA 44 os dados isotópicos de Pb medidos e corrigidos, considerando-se apenas as análises de PA-8C2 e IA-2 do QUADRO 7, sendo que os resultados da correção foram ruins para esta última (adotou-se $Pb = 0,9$ ppm).

As razões $^{206}Pb/^{204}Pb$ medidas situam-se no intervalo de 17,71-18,96, exceto o alnöito PCa-1 ($^{206}Pb/^{204}Pb = 19,94$). As amostras plotam acima da NHRL, tanto no diagrama $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$, quanto no $^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$, como ilustrado pelos detalhes da FIGURA 44.

O efeito da correção dos dados quanto à idade é deslocar os pontos para valores mais baixos das razões Pb/Pb. Esse deslocamento é considerável para o alnöito PCa-1, que, dessa forma, se aproxima dos lamprófiros picríticos A-01-A e PA-5.

FIGURA 44 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os dados isotópicos apresentados na TABELA 24. As razões não corrigidas quanto à idade são representadas nos detalhes dos diagramas. Campos de composições segundo HAWKESWORTH *et al.* (1987) e FRASER *et al.* (1985).

De uma maneira geral, os lamprófiros concentram-se no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre os campos *Walvis Ridge* e LTiB e em $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre os campos *Walvis Ridge* e Kimberlitos do Grupo I. A amostra B-3D(1), do dique da Praia do Bonete, plota no campo do LTiB da Bacia do Paraná.

MARQUES *et al.* (1990) analisaram o comportamento dos isótopos de Pb dos basaltos da Bacia do Paraná, obtendo os seguintes valores:

QUADRO 8 - Dados isotópicos de Pb para os basaltos da Bacia do Paraná (MARQUES *et al.* 1990)

	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
LTiB das regiões central e sul	18,32 - 18,68	15,61 - 15,68	38,50 - 38,94
LTiB com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7060$	18,32 - 18,44	15,61 - 15,64	38,50 - 38,73
LTiB da região norte	17,91 - 17,96	15,53 - 15,55	38,40 - 38,46
HTiB das regiões norte e central	17,85 - 18,02	15,52 - 15,55	38,33 - 38,44
HTiB da região sul	17,58 - 17,81	15,50 - 15,52	38,13 - 38,25

Os LTiB da região norte são menos radiogênicos do que os LTiB das regiões central e sul. Tais diferenças (e também as encontradas nas razões La/Ce, La/Sm, Ce/Pb e Ta/U) são explicadas considerando-se que esses basaltos originaram-se de fontes composicionalmente distintas. Por outro lado, não existem variações significativas entre as razões Pb/Pb dos LTiB da região norte e os HTiB das regiões norte e central (o mesmo ocorrendo em relação a Sr e Nd e às razões entre elementos incompatíveis), o que indica que diferentes graus de fusão de uma mesma fonte podem produzir esses magmas.

Os autores explicam, ainda, que o enriquecimento de Pb radiogênico poderia ter sido causado por processos de contaminação crustal. Fontes sistematicamente distintas explicariam as diferenças nas razões isotópicas Pb/Pb dos basaltos das regiões norte e sul da Bacia do Paraná. Entretanto, esse fato isoladamente não explica as diferenças significativas nas características geoquímicas existentes entre os LTiB e HTiB. O enriquecimento deve estar ligado a um processo muito mais antigo (2000 Ma) de formação e estabilização do manto litosférico subcontinental. Neste caso, as diferenças marcantes em termos de isótopos de Pb observadas entre LTiB e HTiB da região norte e os LTiB das regiões central e sul indicam a existência de heterogeneidades de grande escala no manto litosférico.

Uma das consequências do trabalho de TURNER *et al.* (1994) é a constatação de que no âmbito da província Bacia do Paraná ocorrem tanto magmas quimicamente semelhantes extravasando em épocas diferentes e em diferentes lugares, quanto magmas diferentes sendo gerados simultaneamente em determinadas áreas. Por exemplo: as idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ das lavas do tipo Gramado variam entre 133-132 Ma na escarpa da Serra Geral e entre 127-128 Ma no Uruguai, sendo este último vulcanismo contemporâneo ao extravasamento dos magmas do tipo Esmeralda na escarpa; são encontradas interdigitações dos tipos Gramado e Urubici na escarpa da Serra Geral; as idades dos tipos Pitanga e Parapanema que compõem os diques do Arco de Ponta Grossa são semelhantes.

Para TURNER *et al.* (1994), tipos diferentes de magmas que extravasaram em épocas diferentes e em lugares diferentes refletem diferentes composições da fonte. Nas porções norte e oeste da Bacia do Paraná, apenas áreas-fonte com alto Ti/Y estiveram envolvidas, enquanto no sul e no leste, próximo à escarpa da Serra Geral, áreas-fonte com baixo Ti/Y predominaram. A estratigrafia química (como proposta por PEATE *et al.* 1992) reflete, na realidade, a distribuição espacial das áreas-fonte de magma sob a pilha vulcânica, ao invés da evolução temporal de uma área-fonte particular. Desta forma, a cronoestratigrafia baseada na classificação química do magma não é apropriada no caso da província da Bacia do Paraná.

A explicação de TURNER *et al.* (*op. cit.*) também se aplica no caso dos diques do presente estudo, com o fato adicional de que tipos diferentes de magmas, que extravasaram em épocas diferentes, aproveitaram-se das mesmas zonas de fraqueza da encaixante, ocorrendo como diques de composições diferentes colocados lado a lado.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

8.1. INTRODUÇÃO

Na concepção de COMIN-CHIARAMONTI *et al.* (1983), a porção leste da Bacia do Paraná deve ter representado, no Cretáceo Inferior, uma zona periférica onde a fusão ter-se-ia processado mais incipientemente em relação às áreas de anomalia térmica mais elevada (de fusão em maiores proporções), levando à geração do diques da faixa costeira. HAWKESWORTH *et al.* (1992), entretanto, observaram que a composição dos diques não é única, sendo que um litotipo apresenta altas razões Nb/Zr, indício, do envolvimento da componente OIB.

CARLSON (1992) explica que a crosta e a litosfera são demasiadamente frias para que sejam alcançados os graus elevados de fusão necessários para a geração de derrames basálticos continentais. Este é um dos motivos porque a hipótese de que derrames basálticos são causados pela chegada a superfície da Terra de uma pluma de material do manto profundo tem tido crescente aceitação (CAMPBELL & GRIFFITHS 1990). De fato, a maioria das províncias de derrames basálticos demarcam o início do traço deixado por *hotspots* mantélicos, desenhado pelas elevações vulcânicas que vão se formando à medida que as placas se movem sobre eles.

A origem dos derrames basálticos a partir de uma pluma pode explicar a razão da grande produção de magma observada naquelas províncias. Contribui para esta hipótese o fato de que alguns derrames apresentam composições químicas e isotópicas semelhantes às lavas recentes dos locais atuais dos *hotspots* associados àquelas províncias. Entretanto, os derrames associados à ruptura do Gondwana (Karoo, Paraná, Tasmânia e Transantártica) apresentam características de elementos traços e radiogênicos que mais se assemelham às rochas da crosta continental do que a qualquer sistema vulcânico nas bacias oceânicas. (Boa parte desses basaltos estão enriquecidos em sílica e em elementos traços incompatíveis, que preferencialmente se concentram no líquido e não nos resíduos sólidos da fusão. Além disso, esses basaltos apresentam composições isotópicas indicativas de que o enriquecimento em elementos incompatíveis está relacionado a uma feição antiga. Isto sugere a existência de uma fonte que permaneceu separada da células de convecção do manto por um período de tempo longo; como visto no Capítulo 7, essa feição é a litosfera continental antiga. HAWKESWORTH *et al.* (1986) já haviam assinalado que, pelo menos no Atlântico Sul, a anomalia DUPAL é um fenômeno de nível raso que se deu na litosfera continental.

GALLAGHER & HAWKESWORTH (1992) encontraram uma forma de conciliar o dado concreto da assinatura química de origem litosférica com os modelos que indicam que a litosfera não pode fundir a ponto de produzir magmas em profusão. A adição de água ao manto,

mesmo de baixas quantidades (ca. 0,4%), reduz as temperaturas de fusão das rochas mantélicas de várias centenas de graus, podendo-se, desta forma, produzir grandes volumes de fusão a partir do manto litosférico.

Várias províncias mostram uma transição na composição dos derrames basálticos, iniciando-se a seqüência com lavas que apresentam forte assinatura litosférica; depois, as composições tendem para aquelas dos basaltos de bacias oceânicas. A transição química não é prevista pelos modelos que assumem fusão em condições secas: para se atingir as altas temperaturas requeridas para a fusão, são necessárias tanto taxas elevadas de extensão litosférica, como longos intervalos de tempo para que seja conduzido calor suficiente para a litosfera. Em ambos os casos, a fusão litosférica dar-se-ia bem mais tarde na história do vulcanismo (CARLSON 1992).

A fusão sob condições úmidas de uma área com as dimensões da Bacia do Paraná inicia-se com aquecimento, da ordem de 100-150°C, da litosfera, provocado pela aproximação da pluma. O processo de abertura do Atlântico Sul remove boa parte da litosfera continental de sobre a pluma, possibilitando a fusão por descompressão do material ressurgente do centro da pluma, levando à formação do Alto Rio Grande (Rio Grande Rise) e da Cadeia Walvis (Walvis Ridge). Este modelo contempla tanto os estudos geoquímicos que advogam que os basaltos das bacias do Paraná e do Etendeka derivaram-se do manto litosférico, como o fato de que o vulcanismo final (respectivamente, Esmeralda e Horingbaai) e os magmas alcalinos subseqüentes associados à separação continental recebem maior contribuição da astenosfera subjacente (TURNER *et al.* 1994).

8.2. OS DIQUES DESTE ESTUDO

O modelo apresentado no item anterior pode ser aplicado aos diques deste estudo. Os diques básicos a intermediários apresentam características semelhantes às dos basaltos da Bacia do Paraná, inclusive com sugestivas de contaminação crustal, como visto no Capítulo 7. Estas manifestações foram consideradas as mais antigas (≈ 130 Ma).

Observa-se que, em direção ao continente (região de Bairro Alto), algumas características se acentuam relativamente às composições dos diques, passam a apresentar, por exemplo, $\Delta 7/4 > 10$ e $\Delta 8/4 > 100$ (TABELA 24). Estudos subseqüentes nesta linha podem fornecer informações mais detalhadas sobre a natureza das fontes de magma entre as regiões costeiras e as mais internas ao continente, como aventam TURNER *et al.* (1994).

As composições isotópicas dos lamprófiros indicam, por outro lado, derivação a partir de uma fonte com assinatura astenosférica mais acentuada do que, por exemplo, as rochas alcalinas da margem do Cráton de São Francisco (CARLSON *et al.* 1993), que apresentam características isotópicas do Manto Enriquecido I (*Enriched Mantle I* ou EM-I), que são: $\epsilon_{Nd}(0)$ entre -3.3 e -8, $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,7050-0,7066, $17,40 < ^{206}Pb/^{204}Pb < 19,98$, $^{207}Pb/^{204}Pb$

plotando sobre NHRL, mas com $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ situados bem acima do NHRL. O componente EM-I, por sua vez, é caracterizado por baixas razões U/Pb, associadas a baixas razões Sm/Nd e razões Rb/Sr moderadas, quando comparado à Terra Global (*Bulk Silicate Earth* ou BSE). OIBs com afinidade EM-I plotam acima da NHRL, apresentando altas taxas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para uma dada razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, indicando Pb "antigo", de um reservatório antigo (ZINDLER & HART 1986).

O evento que resultou na formação da ampla variedade de lamprófiros certamente representa uma transição de magmas alcalinos para magmas de afinidade carbonatítica, como mostraram os dados principalmente de química mineral. Mesmo que não tenham sido encontrados diques de carbonatito na área, a presença do alnöito e dos monchiquitos e camptonitos corroboram para esta hipótese. Diques com tal afinidade também foram encontrados entre São Sebastião e Juréia, em direção ao Litoral Sul, por COUTINHO & ENS (1992).

TOYODA *et al.* (1994) apresentam dados isotópicos de cinco corpos carbonatíticos do Brasil Meridional. Na concepção dos autores, o *hotspot* de Tristão da Cunha teria acionado os eventos Jacupiranga e Anitápolis (130 Ma), ao passo que Trindade teria gerado Catalão, Araxá e Tapira (80 Ma). Trindade não é um *hotspot* do tipo DUPAL ($\Delta 8/4 = 26$), assemelhando-se, relativamente à composição dos elementos traços, aos OIB do Atlântico Sul (Ascensão, Bouvet e Fernando de Noronha). Sua componente isotópica é classificada como uma mistura de Manto Exaurido (*Depleted MORB Mantle* ou DMM) e de Componente U/Pb Elevada (*High U/Pb Component* ou HIMU). A componente DMM caracteriza-se por baixas razões Rb/Sr, U/Pb e altas razões Sm/Nd e que são relativamente uniformes, desenvolvidas ao longo do tempo geológico. A componente HIMU, por sua vez, foi enriquecida em U relativamente a Pb, há 1,5-2 Ga, sem haver aumento paralelo de Rb/Sr e Sm/Nd. É uma componente comumente encontrada nos MORBs e parece ser importante no manto superior (ZINDLER & HART 1986).

Tristão da Cunha é um típico *hotspot* DUPAL ($\Delta 8/4 = 96$), com uma componente similar a EM-I, cujo membro extremo aproxima-se das composições dos basaltos de Walvis Ridge. Jacupiranga sobrepõe-se ao campo EM-I, não apresentando indícios de contaminação crustal. Anitápolis, por outro lado, apresenta Sr mais radiogênico, provavelmente resultante da troca de Sr com a encaixante. Catalão, Araxá e Tapira apresentam altas razões Rb/Sr e U/Pb, explicadas por contaminação pela crosta inferior. O componente que influencia esses três carbonatitos possui as características: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 18,5$, anomalia DUPAL ($\Delta 8/4 \approx 100$) e moderado $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,705$ (TOYODA *et al.* 1994).

Os alnöitos e monchiquitos/camptonitos deste estudo não apresentam anomalia DUPAL, indicando afinidades com os OIBs. Os biotita lamprófiros, por sua vez, apresentam valores de $\Delta 8/4 > 80$, condizentes com o modelo de TOYODA *et al.* (1994) para os carbonatitos de Catalão, Araxá e Tapira.

Em se confirmando a idade sugerida de 116 Ma para os lamprófiros deste estudo, então pelo menos dois eventos alcalinos importantes afetaram a região de São Sebastião-Ubatuba, inclusive as ilhas, o Litoral Sul do Estado de São Paulo e do Estado do Rio de Janeiro: um, de geração de uma suíte de lamprófiros máficos-ultramáficos, seguida pelo magmatismo de caráter intrusivo nas ilhas de São Sebastião, Búzios e Vitória, de aproximadamente 80 Ma.

Os lamprófiros evoluíram de magmas com afinidades alcalinas (olivina basaltos alcalinos) para monchiquitos/camptonitos e produzindo lamprófiros picríticos. Os tefritos apresentam composições minerais semelhantes aos monchiquitos-camptonitos, porém em algumas características químicas se assemelham às rochas basálticas, provavelmente por corresponderem a magmas menos hidratados (ausência de kaersutita e/ou analcima).

TURNER *et al.* (1994) descrevem o mecanismo de abertura do Atlântico Sul, que, no início, caracterizou-se pela rotação no sentido horário da porção sul da América do Sul, com o desenvolvimento de deformação interna, indicada pela extensão na direção NE-SW observada nos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa e do leste do Paraguai. As idades dos diques de Ponta Grossa (134-130 Ma) e sua afinidade química com os basaltos Pitanga e Paranapanema (norte da Bacia do Paraná) demonstram que essa deformação interna esteve intimamente associada à geração dos derrames basálticos. As idades dos diques da faixa costeira é, segundo os autores, praticamente idêntica às de Ponta Grossa (133-129 Ma). HAWKESWORTH *et al.* (1992) destacam que muitos dos diques da Namíbia e da faixa costeira entre Santos e Rio de Janeiro colocaram-se subparalelamente às respectivas linhas de costa do momento da colocação, enquanto os diques do Arco de Ponta Grossa posicionaram-se em ângulo mais alto, tanto em relação ao principal eixo da Bacia do Paraná e à presente costa. As direções de todos esses diques são indicativas dos campos de esforços predominantes, formando uma junção tríplice.

Com relação ao presente estudo, uma vez colocados os diques básicos a intermediários em zonas de fraqueza da encaixante, ficaram abertas passagens para as manifestações seguintes. Destaca-se que o Canal de São Sebastião deve ter tido um papel importante no processo (*rift* abortado?), pois, nessa região, os diques se concentram tanto paralelamente quanto formando ângulos com o eixo do canal.

TURNER *et al.* (1994) afirmam, ainda, que a progressão de idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos basaltos da Bacia do Paraná (de NW para SE) é uma extensão da que ocorre ao longo do Rio Grande Rise, sugerindo que a pluma de Tristão da Cunha estava sob o Brasil e que houve um movimento para oeste da placa África-América do Sul relativamente à pluma antes da ruptura. A velocidade de migração obtida pelos autores sugere tectônica extensional, consistente com a interpretação de que Ponta Grossa foi uma zona de deformação transcorrente e não apenas representante de um simples movimento de placa sobre a pluma.

Este modelo, de maneira geral, também é condizente com o de ALMEIDA (1983), que destaca que as rochas alcalinas do Brasil Meridional agrupam-se ao longo de feições tectônicas posicionadas nas bordas da Bacia do Paraná (que são: os arcos do Rio Grande, Assunção, São Vicente, Bom Jardim de Goiás, Paranaíba, Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres). Assim, os processos de deformação e ruptura foram capazes de atingir porções progressivamente mais profundas do manto, como indicam as diferentes associações de rochas ígneas do Mesozóico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALGARTE, J.P. - 1972. A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas nos estados de São Paulo e Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, SBG, v.1, p. 65-69.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *In: IGG - Geologia do Estado de São Paulo*, p. 167-263.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. DNPM/DGM, *Boletim* 241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE*, São Paulo, 1975. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48:15-26 (Suplemento).
- ALMEIDA, F.F.M. - 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências* 13(3):139-158.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.R.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A. - 1981. *Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. V. 1 - Nota explicativa*. IPT-DMGA, 126p. (Monografia 6)
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 30:159-189.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31:117-142.
- AUGUSTITHIS, S.S. - 1978. *Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance*. Elsevier Scientific Publishing Company, 323p.
- BALLHAUS, C.; BERRY, R.F.; GREEN, D.H. - 1991. High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107:27-40.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R.; ROISENBERG, A. - 1984. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch für der Mineralogie, Abhandlungen* 150(3): 273-306.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MARTINEZ, L.A.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. - 1986a. Continental flood basalts

- from the central-western regions of the Paraná plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. *Neues Jahrbuch für der Mineralogie, Abhandlungen* 154(2):111-139.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. - 1986b. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology* 27(4):915-944.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; DA ROIT, P. - 1988. Mineral chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Eds.) - 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. IAG-USP, p. 73-92.
- BELLIENI, G.; MONTES-LAUAR C.R.; DE MIN, 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. *Geochimica Brasiliensis* 4(1):59-83.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. - 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology* 5:310-357.
- BRYAN, W.B.; FINGER, L.W.; CHAYES, F. - 1969. Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science* 163:926-927.
- CAMERON, M. & PAPIKE, J.J. - 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogis*, 66:1-50.
- CAMPANHA, G.A. da C. & ENS, H.H. - 1993. Estrutura geológica na região de São Sebastião, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Rio de Janeiro, RJ. *Boletim de Resumos e Breves Comunicações*. SBG, p. 51-52.
- CAMPBELL, I.H. & GRIFFITHS, R.W. - 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 99:79-93.
- CARLSON, R. W. - 1992. Melting of wet lithosphere. *Nature* 358:20-21.
- CARLSON, R. W.; ESPERANÇA, S.; LAMBERT, D.D.; SVISERO, D.P. - 1993. The EM-1 component in the S. Atlantic: Clues to its origin from isotopic and trace element data on Brazilian kimberlites. *Transactions of the American Geophysical Union* 74:633.
- CASTRO, H.O.; ROCHA, R.L.S.; SPERLING, E.V.; BALTAZAR, O.F. - 1984. Geologia das folhas Mangaratiba, Ilha Grande, Cunhambebe, Angra dos reis, Rio Mambucaba/Campos da Cunha, Parati, Cunha, Picinguaba e Juatinga, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* SBG, v. 5, p. 2355-2367.

- CAWTHORN, R.G. & COLLERSON, K.D. - 1974. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *American Mineralogist* 59:1203-1208.
- CHIEREGATI, L.A.; THEODOROVICZ, A.M.G.; THEODOROVICZ, A.; MENEZES, R.G.; CHIODI FILHO, C.; RAMALHO, R. - 1982. *Projeto Folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba*. SICCT-CPRM, vol. 1, 110p.
- CHIODI FILHO, C.; CHIEREGATI, L.A.; THODOROVICZ, A.M. de G.; THEODOROVICZ, A.; MENEZES, R.G. de; RAMALHO, R.; BATOLLA JR., F. - 1983. Geologia e recursos minerais das folhas Natividade da Serra e Caraguatatuba. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1. Atas... PRÓ-MINÉRIO/IPT, p. 8-26.
- CIW - 1988. *CIW sample preparation outline for standard major and trace element analysis of rocks and ICP operating instructions*. Carnegie Institution of Washington, 23p. (Inédito)
- CLARKE, D. -1993. *NEWPET: Shareware Program for geochemical data treatment*. Centre for Earth Resources Research, Memorial University of Newfoundland, Canada.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B.; PICCIRILLO, E.M.; RIVALENTI, G. - 1983. High-TiO₂ basaltic dikes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro States (Brazil). *Neues Jahrbuch für der Mineralogie, Abhandlungen* 146(2):133-150.
- COUTINHO, J.M.V. - 1966. "Cone-sheets" traquíticos em São Sebastião. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20, Vitória, 1966. *Resumo das Comunicações...* SBG, p. 102-103.
- COUTINHO, J.M.V. & ENS, H.H. - 1992. Diques lamprofíricos e diferenciados carbonatíticos da região de São Sebastião e Itanhaém - SP (resultados preliminares). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG/NSP, p. 512-513.
- COUTINHO, J.M.V. & MELCHER, G.C. - 1973. Levantamento geológico e petrográfico na ilha do Monte de Trigo (litoral norte de São Paulo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências* 3:243-256.
- COUTINHO, J.M.V. & OLIVEIRA, A.B. - 1966. Diferenciações monzoníticas de magma basáltico no Município de São Sebastião. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20, Vitória, 1966. *Resumo das Comunicações...* SBG, p. 103.
- COUTINHO, J.M.V.; ENS, H.H.; RODRIGUES, E.P.; TASSINARI, C.C.G. - 1991. Mafic dyke swarms in the northern coast of São Paulo, Brazil. (a preliminary report). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MAFIC DYKES, São Paulo, 1991. *Extended Abstracts*. IG-USP/SBGq, p. 111-115.

- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. - 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Unwin Hyman, 450p.
- DAMASCENO, E.C. - 1963. *Cadernetas de campo* (Inédito).
- 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.
- DAEE-UNESP - 1989. *Mapa geológico do Estado de São Paulo. Folha Santos, escala 1:250.000*.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSAMN, J. - 1966. *An introduction to rock-forming minerals*. Longman Scientific & Technical, 16th Impression (1989), 528p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSAMN, J. - 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman Scientific & Technical, 2nd Edition, 696p.
- DROOP, G.T.R. - 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51:431-435.
- DUPRÈ, B. & ALLÈGRE, C.J. - 1983. Pb-Sr isotopic variations in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature* 303:142-146.
- EDGAR, A.D. - 1984. Chemistry, occurrence and paragenesis of feldspathoids. A review. In: BROWN, W.L. (Ed.) - *Feldspars and feldspathoids*. D. Reidel Publishing Company, p. 501-532.
- EDGAR, A.D. - 1987. The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. - 1987. *Alkaline igneous rocks*. Geological Society, *Special Publication* 30:29-52.
- EL GORESY, A. & YODER JR., H.S. - 1974. Natural and synthetic melilite compositions. Carnegie Institution of Washington, *Yearbook* 73:359-371.
- FABRIÈS, J. - 1979. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69:329-336.
- FAURE, G. - 1977. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, 589p.
- FINGER, L.W. - 1972. The uncertainty in the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. *Carnegie Institution of Washington Yearbook* 72:600-603.
- FOLEY, S.F. - 1984. Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. *Lithos* 17:127-137.

- FRASER, K.J.; HAWKESWORTH, C.J.; ERLANK, A.J.; MITCHELL, R.H.; SCOTT-SMITH, B.H. - 1985. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth and Planetary Science Letters* 76:57-70.
- FREITAS, R.O. - 1947. Geologia e petrologia da Ilha de São Sebastião. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP* 85:1-244. (Geologia 3)
- FREITAS, R.O. - 1976. Definição petrológica, estrutural e geotectônica das cintas orogênicas antigas do litoral norte do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Geológico* 1:1-176.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J. - 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature* 358:57-59.
- GARDA, G.M. - 1994. Diques máficos da região costeira entre São Sebastião e Ubatuba. In: SEMINÁRIO ANUAL DO INSTITUTO GEOLÓGICO, 1, São Paulo, 1994. *Boletim de Resumos*. São Paulo, IG-SMA/CITDPA, p.79.
- GARDA, G.M. & SCHORSCHER, H.D. - 1994. Os diques máficos e ultramáficos da região costeira entre São Sebastião e Ubatuba, São Paulo, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camburiú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camburiú, SBG, v.3, p. 62-63.
- GARDA, G.M. & SCHORSCHER, H.D. - 1995. Os piroxênios dos diques máficos e ultramáficos do litoral entre São Sebastião e Ubatuba, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, Niterói, RJ. *Resumos Expandidos*. (no prelo)
- GARDA, G.M.; JULIANI, C.; SCHORSCHER, J.H.D.; NEUMANN, R.; BOHLAND NETO, F. - 1992. Vulcanismo recorrente e feições geológicas afins em diques básico-ultrabásicos da Praia Vermelha do Sul, Município de Ubatuba/SP. *Boletim IG-USP, Publicação Especial* 12:45-46.
- GARDA, G.M.; ESPERANÇA, S.; CARLSON, R.W. - 1994a. The petrology and geochemistry of coastal dikes from São Paulo State, Brazil: implications for variable lithospheric contributions to alkaline magmas from the western margin of the South Atlantic. In: ISUM - INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE, São Paulo, 1994. *Extended Abstracts*. CPRM/FAPESP, p. 62-64.
- GARDA, G.M.; SCHORSCHER, H.D.; WALDRON, H.; EGGINS, S. - 1994b. Trace-element characteristics of the lamprophyric dykes from the north coast of São Paulo, Brazil. In: ISUM, São Paulo, 1994. *Extended Abstracts*. CPRM/FAPESP, p. 106-107.
- GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.M. - 1979. Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* 42:331-320.
- GIRET, A.; BONIN, B.; LEGER, J.-M. - 1980. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Canadian Mineralogist* 18:481-495.

- GOMES, C.B. - 1973. Comportamento dos feldspatos do dique de diabásio de Toninhas, Ubatuba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Aracaju, SBG, *Boletim* 1:75.
- GOMES, C.B. - 1974. Mineralogia do dique de Toninhas, Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo: Feldspatos. *Revista Brasileira de Geociências*. 4:80-87.
- GOMES, C.B. & RUBERTI, E. - 1979. Mineralogia do dique de Toninhas, Ubatuba, litoral norte do Estado de São Paulo: Piroxênios. *Boletim Mineralógico*. 6:55-66.
- GOMES, C.B. & BERENHOLC, M. - 1980. Some geochemical features of the Toninhas dyke, Ubatuba, State of São Paulo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 52:339-346.
- GRIFFIN, B.J.; NOCKOLDS, C.E.; WARE, N.G. - 1990. *A school on EDS microanalysis of bulk specimens*. 6th AMAG EDS Microanalysis School Notes. Australian Society for Electron Microscopy, 100p.
- GRIFFIN, B.J.; MUHLING, J.R.; CARROLL, G.W.; ROCK, N.M.S. - 1991. RECALC2: A package for processing mineral analyses produced by electron microprobe. *American Mineralogist*. 76:295-298.
- HAGGERTY, S.E. - 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. (Ed.) - 1976. *Oxide minerals*. Mineralogical Society of America, *Short Course Notes* 3:101-300.
- HAGGERTY, S.E. - 1991a. Oxide textures - a mini-atlas. In: LINDSLEY, D.H. (Ed.) - 1991. *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* 25:129-218.
- HAGGERTY, S.E. - 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. In: LINDSLEY, D.H. (Ed.) - 1991. *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* 25:355-416.
- HALL, A. - 1987. *Igneous petrology*. Longman Scientific & Technical, 573p.
- HART, S.R. - 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309:753-757.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; MELO, M.S.; SANTOS, M.C.S.R. - 1978. Geologia da região administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da região administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo. IPT/DMGA, 78p. (monografia IPT, 1)
- HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; MORALES, N. - 1994. Geologia do Pré-Cambriano. In: FALCONI, F.F. & NEGRO JR., A. (Eds.) - *Solos do Litoral de São Paulo*. ABMS-NRSP, p. 39-67.

- HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; TAYLOR, P.N.; PALACZ, Z. - 1986. Evidence from the Paraná of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature* **322**:356-359.
- HAWKESWORTH, C.J.; VAN CALSTEREN, P.; ROGERS, N.W.; MENZIES, M.A. -1987. Isotope variations in recent volcanics: A trace-element perspective. In: MENZIES, M.A. & HAWKESWORTH, C.J. (Eds.) - *Mantle metasomatism*. Academic Press Inc., p. 365-387.
- HAWKESWORTH, C.J.; KEMPTON, P.D; ROGERS, N.W.; ELLAM, R.M.; VAN CASTEREN, P.W. - 1990. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **96**:256-268.
- 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.) - *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society, *Special Publication* **68**:221-240.
- HENNIES, W.T. & HASUI, Y. - 1968. Geocronologia das rochas eruptivas alcalinas da Ilha de São Sebastião, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte, 1968. Atas... SBG p. 145-148.
- HENNIES, W.T. & HASUI, Y. - 1977. Contribuição ao conhecimento da geologia da Ilha de São Sebastião. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo, 1977. Atas... SBG/NSP, p. 199-209.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. - 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**:183-210.
- LEAKE, B.E. - 1968. A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. The Geological Society of America, *Special Paper* **98**, 210p.
- LEAKE, B.E. - 1978. Nomenclature of amphiboles. *The Canadian Mineralogist*. **16**:501-520.
- LE MAITRE, R.W. - 1981. GENMIX - A generalized petrological mixing model program. *Computers & Geosciences* **7**:229-247.
- LE MAITRE, R.W. - 1982. *Numerical petrology*. Elsevier Scientific Publishing Company, 281p.
- LE MAITRE, R.W. (Ed.) - 1989. *Classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwell, 193p.
- LINDSLEY, D.H. - 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* **68**:477-493.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GULFORD, C. - 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, 148p.

- MANTOVANI, M.S.M.; KELLEY, S.; TURNER, S.; HAWKERSWORTH, C.; REGELOUS, M.; GARLAND, F. - 1993. Precise ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology on dykes and lavas from Paraná floods basalt province with implications for chemical stratigraphy and the duration of magmatism. In: 1993 IAVCEI GENERAL ASSEMBLY, Canberra, 1993. *Abstracts... Ancient Volcanism & Modern Analogues*, p. 67.
- MANTOVANI, M.S.M.; STEWART, K.; TURNER, S.; HAWKESWORTH, C.J. - 1994. Duration of Paraná magmatism and implications for the evolution and source regions of continental flood basalts. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE, São Paulo, 1994. *Extended Abstracts*. São Paulo, CPRM, p. 47-48.
- MARQUES, L.S.; DUPRÉ, B.; ALLÈGRE, C.J. - 1990. Contribuição da geoquímica dos isótopos de Pb no estudo da gênese dos basaltos da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, v.4, p. 1861-1871.
- MARQUES, L.S.; ERNESTO, M.; PICCIRILLO, E.M.; DE MIN, A.; FIGUEIREDO, A.M.G. - 1992. O magmatismo intrusivo cretácico do Município do Rio de Janeiro: Resultados geoquímicos e paleomagnéticos preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v. 1, p. 511-512.
- MASON, D.R. - 1987. Mix'n'Mac: least-squares mixing program.
- MELLINI, M.; CARBONIN, S.; DAL NEGRO, A.; PICCIRILLO, E.M. - 1988. Tholeiitic hypabyssal dykes: How many clinopyroxenes? *Lithos* 22:127-134.
- MELO, M.S. de; PIRES NETO, A.G. - 1977. Esboço geológico da Província Costeira entre as serras do Juqueriquerê e do Parati, Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo, 1977. *Atas...* São Paulo, SBG-NSP, p. 303-323.
- MITCHELL, R.H. - 1986. *Kimberlites: Mineralogy, geochemistry and Petrology*. Plenum Press, 442p.
- MONTEIRO, R.L. - 1994. As razões Ti/Al^{IV} em augitas e ferroaugitas: Um marcador das condições de equilíbrio de cristalização em líquidos toleíticos a baixa pressão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camburiú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camburiú, SBG, v.3, p. 104-105.
- MORIMOTO, N. - 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73:1123-1133.
- NEUMANN, R. - 1993. *Contribuição à petrologia das rochas charnockíticas de Ubatuba, leste do Estado de São Paulo*. São Paulo, Universidade de São Paulo, 94p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao IG-USP).

- NEUMANN, R. & VALARELLI, J.V. - 1994. Charnockitos de Ubatuba, Leste do Estado de São Paulo: Petrografia, geotermobarometria e considerações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camburiú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camburiú, SBG, v.3, p. 29-30.
- PAPIKE, J.J.; CAMERON, K.L.; BALDWIN, K. - 1974. Amphiboles and pyroxenes: characterisation of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 6:1053-1054.
- PEARCE, T.H. - 1993. Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? - Discussion. *American Mineralogist* 78:225-229.
- 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* 55:119-139.
- PHILPOTTS, A.R. - 1976. Silicate liquid immiscibility: Its probable extent and petrogenetic significance. *American Journal of Science* 276:1147-1177.
- PHILPOTTS, A.R. - 1990. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 498p.
- PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Eds.) - 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. IAG-USP, 600p.
- PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.G.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. - 1988. Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: MACDOUGALL, J.D. (Ed.) - 1988. *Continental flood basalts*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 341p.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A.J.; PINESE, J.P.P.; ZANTADESCHI, P.; DE MIN, A. - 1990. Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chemical Geology* 89:19-48.
- POTTS, P.J. - 1987. *A handbook of silicate rock analysis*. Glasgow, Blackie & Son Ltd. 622p.
- POWELL, R.; POWELL, M. - 1977. Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: A reappraisal. *Mineralogical Magazine* 41:257-263.
- RICHARD, L.R. & CLARKE, D.B. - 1990. AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical analyses of amphiboles. *American Mineralogist* 75:421-423.

- ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLIEN, C.; EVANS, B.W.; DOOLAN, B.L. -1981. Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* **9B**:1-228.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; SONOKI, H.M.; SONOKI, I.K. - 1988. Age of the Paraná flood volcanism. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Eds.) - 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. IAG-USP, p. 25-45.
- ROCK, N.M.S. - 1986. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: Alnöites and allied rocks. *Journal of Petrology* **27**:155-196.
- ROCK, N.M.S. - 1991. *Lamprophyres*. Blackie, 285p.
- ROCK, N.M.S. & CARROLL, G.W. - 1990. MINTAB: A general purpose mineral recalculation and tabulation program for Macintosh microcomputers. *American Mineralogist* **75**:424-430.
- ROCK, N.M.S. & LEAKE, B.E. - 1984. The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: Computerization and its consequences. *Mineralogical Magazine* **48**:211-227.
- ROEDER, P.L., CAMPBELL, J.H.; JAMIESON, H.E. -1979. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **68**:325-334.
- ROLLINSON, H.R. - 1993. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman, Scientific & Technical, 350p.
- RUBERTI, E. - 1983. Método de determinação da relação Fe^{2+}/Fe^{3+} de piroxênios egirínicos a partir de análises químicas obtidas com o auxílio da microsonda eletrônica. Exame de Qualificação.
- SADOWSKI, G.R. -1974. Tectônica do complexo migmatítico da Serra de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. *Resumo das Comunicações...* Porto Alegre, SBG, v.3, p. 557-561.
- SCHOBENHAUS, C. (Coord.) - 1979. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Texto Explicativo e um mapa. 240p.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coord.) - 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluído depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, MME-DNPM, 501.
- SECCO, L.; CARBONI, S.; DAL NEGRO, A.; MELLINI, M; PICCIRILLO, E.M. - 1988. Crystal chemistry of pyroxenes from basalts and rhyodacites of the Paraná basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Eds.) - 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. IAG-USP, p. 33-106.

- SIEDNER, G. & MITCHELL, J.G. - 1976. Episodic Mesozoic volcanism in Namibia and Brazil: A K-Ar isochron study bearing on the opening of the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* **30**:292-302.
- SILVA, A.T.S.F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; PINTO FILHO, W.D. -1977a. *Projeto Santos-Iguape*. Vol. 1: Geologia. Convênio DNPM-CPRM, 639p.
- SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; FERNANDES, N.A. - 1977b. O Complexo Bairro do Marisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo, 1977. *Atas...* SBG/NSP, p. 74-90.
- SOTO-HERMOSO, J.I. - 1992. PTMAFIC v. 1.0: programa para cálculos geotermométricos e geobarométricos. Departamento Geodinamica, Facultad de Ciencias, Universidade de Granada.
- SPEAR, F.S. & KIMBALL, K.L. - 1984. RECAMP - A FORTRAN IV program for estimating Fe³⁺ contents in amphiboles. *Computers and Geosciences*. **10**:317-325.
- STANFORD, R.M. & LANGE, F.W. -1960. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brazil. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* **44**:1316-1370.
- STEIGER, R.H. & JAEGER, E. - 1977. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geochronology and Cosmochronology. Contribution to the Geologic Time Scale. AAPG, *Studies in Geology* **6**:67-71.
- STORMER JR., J.C. & NICHOLLS, J. - 1978. XLFRAC: A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences* **4**:143-159.
- SUN, S-S. & McDONOUGH, W.F. - 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, N.J. (Eds.) - *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, *Special Publication* **42**:313-345.
- TAYLOR, D. & MACKENZIE, W.S. - 1975. A contribution to the pseudoleucite problem. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **49**:321-333.
- TOYODA, K.; HORIUCHI, H.; TOKONAMI, M. - 1994. Dupal anomaly of Brazilian carbonatites: Geochemical correlations with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source. *Earth and Planetary Science Letters* **126**:315-331.
- TRÖGER, W.E. - 1979. Optical determination of rock-forming minerals. Part 1. Determinative Tables. *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, 188p. (English Edition of the Fourth German Edition by BAMBAUER, H.U.; TABORSZKY, F.; TROCHIM, H.D.)

- TRÖGER, W.E. - 1979. Optical determination of rock-forming minerals. Part I. Determinative Tables. *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, 188p. (English Edition of the Fourth German Edition by BAMBAUER, H.U.; TABORSZKY, F.; TROCHIM, H.D.)
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. - 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* **121**:333-348.
- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. - 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews* **17**:135-154.
- ULBRICH, M.N.C. - 1983. *Aspectos mineralógicos e petrográficos de nefelina sienitos do maciço de Poços de Caldas, MG - SP*. São Paulo, Universidade de São Paulo, 369p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da USP).
- VALENTE, S.C.; MEIGHAN, I.G.; FALICK, A.E.; ELLAM, R.L.; SICHEL, S.E. - 1994. Petrografia e geoquímica do enxame de diques do Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camburiú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camburiú, SBG, v.3, p. 167-169.
- WILKINSON, J.F.G. - 1961. Some aspects of the calciferous amphiboles, oxyhornblende, kaersutite and barkevikite. *American Mineralogist* **46**:340-354.
- WILSON, M. - 1989. *Igneous petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 466 p.
- WRIGHT, T.L. & DOHERTY, P.C. - 1970. A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geological Society of America Bulletin* **81**:1995-2008.
- YODER JR., H.S. - 1979. Melilite-bearing rocks and related lamprophyres. In: YODER JR., H.S. (Ed.) - 1979. *The evolution of the igneous rocks: 15th anniversary perspectives*. Princeton University Press, 588p.
- ZINDLER, A. & HART, S. - 1986. Chemical geodynamics. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences* **14**:493-571.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
SERVIÇO DE BIBLIOTECA
RUA DO LAGO
05508 - Cidade Universitária