**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL DO COMPLEXO
COSTEIRO (FAIXA DE DOBRAMENTOS RIBEIRA)
EM SÃO PAULO**

Coriolano de Marins e Dias Neto

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
2001**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL DO COMPLEXO
COSTEIRO (FAIXA DE DOBRAMENTOS RIBEIRA) EM
SÃO PAULO**

CORIOLANO DE MARINS E DIAS NETO

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari
Examinadores:	Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha
	Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel
	Prof. Dr. Rudolph Allard Johannes Trouw
	Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

SÃO PAULO
2001

0

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL DO COMPLEXO
COSTEIRO (FAIXA DE DOBRAMENTOS RIBEIRA) EM
SÃO PAULO**

Coriolano de Marins e Dias Neto

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007067

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2001

T
D 544
CM.e
e.2

Dias Neto, Coriolano de Marins e
EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL DO COMPLEXO COSTEIRO (FAIXA DE
DOBRAMENTOS RIBEIRA) EM SÃO PAULO/Coriolano de Marins e Dias Neto
São Paulo, 2001.
XX, 160p., anexo 1

Tese de Doutorado: IGc/USP

Orientador: Tassinari, Colombo Celso Gaeta

1. Termocronologia; 2. Geocronologia; 3. Evolução Crustal; 4. Faixa Ribeira;
5. Neoproterozóico; 6. Ciclo Brasileiro.

EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL DO COMPLEXO COSTEIRO (FAIXA DE
DOBRAMENTOS RIBEIRA) EM SÃO PAULO

Aos Filhotes
Di, Cibi e Lê

RESUMO

Com o intuito de se estabelecer a evolução crustal e termocronológica do Complexo Costeiro, no Estado de São Paulo, foram utilizadas diversas áreas do conhecimento geológico, que, de forma integrada, forneceram a caracterização geocronológica, petrográfica e litoquímica dos gnaisses kinzigíticos e dos ortognaisses presentes.

Este segmento da Faixa de Dobramentos Ribeira integra os setores paraderivados a leste e ortoderivados a oeste, organizados segundo uma estrutura de cisalhamento dúctil em flor positiva, cujo eixo, que se orienta ENE-WSW, aloja as principais ocorrências dos corpos anfibolíticos que ocorrem no interior dos predominantes gnaisses kinzigíticos. As rochas básicas intrusivas, que deram origem à estes anfibolitos se cristalizaram próximas de 580 Ma (U-Pb SHRIMP), em estruturas tabulares ou em câmaras magmáticas secundárias, sendo que, pelo menos a ocorrência de Boissucanga, ainda preserva as características de toleíitos continentais.

Os métodos U-Pb SHRIMP, em zircões, Sm-Nd e Rb-Sr, em rocha total e em concentrados minerais e K-Ar em minerais, permitiram a determinação das idades de cristalização magmática e do pico metamórfico, que afetou este complexo, assim como forneceram subsídios para o acompanhamento do processo de resfriamento regional que se implantou após o ápice do metamorfismo.

A determinação U-Pb, para os sobrecrecimentos dos cristais detríticos de zircão, que ocorrem nos paragneisses, em 570 Ma, retrata a proximidade entre o magmatismo básico e o ápice do processo metamórfico regional, favorecendo a interpretação do ambiente tectônico, como sendo uma bacia sedimentar de retro-arco, sobre crosta continental. As áreas fonte envolveriam rochas diferenciadas entre o Paleoproterozóico e o Neoproterozóico.

A dinâmica convergente, geradora da Cordilheira Ribeira, estabeleceu temperaturas de até 800° C e pressões de cerca de 5,5 Kb, no Complexo Costeiro, cujo trajeto P-T-t foi acompanhado através de estudos geotermobarométricos.

O processo de colisão continental evoluiu, no máximo do achatamento e empilhamento do orógeno, para os movimentos de cisalhamento direcionais, com a presença de estruturas transpressivas em flor, descritas ao longo da faixa. Apesar da cinemática da Faixa Ribeira ser descrita como predominantemente dextral, pelos autores que nela trabalharam, foram encontrados claros indicadores cinemáticos sinistrais, presentes principalmente nos flancos da estrutura em flor, associados às rochas representativas do ápice metamórfico e às fases mais tardias. Este fato pode significar um particular na dinâmica do orógeno.

A localização dos núcleos anfibolíticos, ao longo do eixo da estrutura em flor, assim como o posicionamento das manifestações magmáticas do

Mesozóico, parecem conferir à esta estrutura uma importância especial, podendo ter favorecido a recorrência de eventos geológicos.

As temperaturas, neste segmento crustal, indicadas pelos estudos termocronológicos, se mantiveram em níveis elevados no intervalo de 580 a 480 Ma, passando de 800° C para 450° C, configurando uma taxa de resfriamento lenta de $\sim 3^\circ \text{ C/Ma}$. Este dado concorda perfeitamente com as taxas de resfriamento estabelecidas através das trocas difusivas $\text{Fe} \rightleftharpoons \text{Mg}$, entre granadas e suas inclusões de biotitas. Após este período, os dados detectam um forte incremento no processo de resfriamento das rochas deste complexo, interpretado como uma expressiva fase de soerguimento regional, concordante com a época em que atividades pegmatíticas afetaram intensamente a área de estudo.

A concordância do soerguimento do orógeno, identificado no Complexo Costeiro e que pode ser extensivo à outros setores da Faixa Ribeira, onde estudos neste sentido foram desenvolvidos, com a instalação e preenchimento das bacias molássicas Neoproterozóicas-Eopaleozóicas e das seqüências sedimentares da Bacia do Paraná sugere, fortemente, a associação entre estes processos geológicos.

ABSTRACT

Geochronological, petrographic and lithochemical data have been used to characterize the crustal evolution and the thermochronology of the Costeiro Complex in the state of São Paulo. This part of the Ribeira Folded Belt is composed of paraderived rocks on the east and orthoderived rocks on the west, which are organized in a ductile shear zone forming a positive flower structure, whose axis runs ENE-WSW. Main amphibolite occurrences are found within predominant kinzigitic gneisses along this axis. The intrusive basic rocks which originated the amphibolites have a 580 Ma (U-Pb SHRIMP) age of crystallization. They formed tabular intrusions and a secondary magmatic chamber. The amphibolite occurrence at Boissucanga still preserves its continental tholeiitic characteristics.

The U-Pb SHRIMP method on zircons, Sm-Nd and Rb-Sr of both whole rock and mineral concentrations and K-Ar of minerals yielded the age of magmatic crystallization and the age of the highest metamorphism which affected this complex. The above methods also permitted interpretation of the regional cooling history after the peak in metamorphism.

The close proximity of the basic magmatism and the peak in the metamorphism is evident from the 570 Ma, U-Pb age determination of overgrowths on detritic zircon crystals of the paragneisses. This determination suggests tectonic environment of a back-arc sedimentary basin over continental crust. The source areas were probably rocks differentiated from the mantle between the Paleoproterozoic and Neoproterozoic.

The convergent dynamics responsible for the Ribeira mountains reached temperatures of 800 °C and pressures around 5,5 Kb in the Costeiro Complex. The P-T-t path of this process was established by geothermobarometric studies.

At the maximum of compressive shortening of the orogen, the continental collision process evolved into directional shear movements with the presence of transpressive flower structures. Despite the predominant dextral kinematics of the Ribeira Belt, this study found several sinistral kinematic markers, observed mainly along the flanks of the flower structure, associated with rocks representative of the metamorphic peak and later stages.

The distribution of amphibolitic bodies along the axis of the flower structure, as well as the positioning of the Mesozoic magmatism, in this region, imparts special significance to this structure, as evidencing recurrent geologic events due to strong tectonic inheritance of an older master structure.

According to thermochronologic studies, the temperatures of this crustal segment were high between 580 and 480 My, decreasing from 800 °C to 450 °C (a rate of around 3 °C/My). This rate is coherent with the cooling rate indicated by the Fe $\rightleftharpoons$ Mg diffusion between garnets and their biotite inclusions. After this period, the data indicate a strong increase in the cooling process of this complex, interpreted as an important regional uplift phase, concordant with a period of pegmatitic activity which strongly affected the study area.

The penecontemporaneity and localization of the orogenic uplift and development of the Neoproterozoic-Eopaleozoic molassic basins followed by the sedimentary sequences of the Paraná Basin suggest that these geological processes are closely related.

AGRADECIMENTOS

Como integrante de um projeto de cooperação luso-brasileira, este trabalho contou com o apoio das instituições envolvidas e de seus pesquisadores, possibilitando o desenvolvimento do mesmo.

Desejo expressar aqui meus mais sinceros agradecimentos à todos aqueles que de forma direta ou indireta contribuíram para que este trabalho pudesse chegar a se concretizar.

De forma especial, quero agradecer a dedicação, a firmeza e a amizade que nortearam a orientação deste trabalho pelo Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari.

Também com destaque, agradeço ao Prof. Dr. José Munhá, do Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa, pela co-orientação e ajuda incondicional em todas as etapas trabalhadas, assim como pelo consentimento de apresentação dos resultados de geotermobarometria, que foram desenvolvidos por sua equipe.

Aos colegas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo agradeço pelo constante apoio, em especial aos Profs. Drs. Ciro Teixeira Correia, Marcos Egydio da Silva e Ivo Karmann, pelo acompanhamento dos trabalhos e discussões oportunas. Ao Prof. Dr. Moacir Coutinho pela sabedoria e pela disposição no acompanhamento em um dia de campo muito agradável. Ao Prof. Dr. Thomas R. Fairchild pela revisão no abstract.

Aos colegas do Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa, Profs. Drs. Paulo Emanuel Fonseca e Fernando Ornelas pelo acompanhamento dos trabalhos de campo relativos à área de estrutural, assim como à Profa. Dra. Teresa Palácios, pela responsabilidade e dedicação no processamento dos dados de química mineral.

Ao Prof. Dr. Antonio Ribeiro, do Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa, pela sabedoria e disposição ao acompanhar atividades de campo.

Em especial, gostaria de manifestar meus agradecimentos aos funcionários do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, onde um grande número de análises foi processado, com destaque para os técnicos Solange, Vasco e Ivone, pela atenção especial ao executar suas atividades.

Ao Prof. Dr. A.P. Nutman e equipe da Research School of Earth Science, da Australian National University, pelas análises U-Pb SHRIMP, em zircões, apresentadas neste trabalho.

Ao aluno de graduação do Instituto de Geociências da USP, Fernando S. T. de Oliveira, que, na condição de bolsista, participou das fases iniciais deste trabalho.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da USP pelo apoio contínuo, em especial ao Marco pela organização da parte gráfica e impressão, sob orientação da Sra. Thelma, ao Cláudio e equipe pela elaboração das lâminas delgadas, ao Reynaldo pela elaboração dos mapas, aos colegas Alexandre e Rosely pelo tratamento das imagens de satélite, ao Jaime pelas fotos das amostras, à Estela e funcionárias da biblioteca pelo apoio e revisão das referências bibliográficas, à Sonia e ao Werner pela ajuda na formatação do texto, ao Tadeu pela ajuda na impressão e ao Claudionor e equipe do setor gráfico, pela impressão dos volumes.

Ao Centro de Biologia Marinha da Universidade de São Paulo (CEBIMAR) que forneceu a infra estrutura para várias etapas de campo.

Agradecimentos pelo suporte financeiro são devidos à Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) processo nº 97/07269-9 e processo nº 98/00404-2 e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, CAPES, com processo nº 042/99, em cooperação com o Instituto de Cooperação Científica e Tecnológica Internacional, IICT.

LEGENDA

RESUMO	1
ABSTRACT	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. APRESENTAÇÃO	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.3. ÁREA DE ESTUDO E ACESSO	3
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.4.1. INTRODUÇÃO	3
1.4.2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E RECONHECIMENTO DA ÁREA	3
1.4.3. TRABALHOS DE CAMPO	6
1.4.4. ANÁLISES PETROGRÁFICAS	6
1.4.5. ESTUDOS LITOQUÍMICOS	6
1.4.6. ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS	7
1.4.6.1. PROCESSOS DE MOAGEM E DE SEPARAÇÃO MINERAL	7
1.4.6.2. MÉTODO K-Ar	9
1.4.6.3. MÉTODO Rb-Sr	10
1.4.6.4. MÉTODO Sm-Nd	11
1.4.6.5. MÉTODO U-Pb	13
1.4.7. ANÁLISES DE MICROSSONDA	13
2. O SETOR CENTRAL DA FAIXA DE DOBRAMENTOS RIBEIRA	14
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	14
2.1.1. PADRÃO GEOCRONOLÓGICO	19
3. O COMPLEXO COSTEIRO NA ÁREA DE ESTUDO	24
3.1. AS ROCHAS	24
3.1.1. OS PARAGNAISSES	24
3.1.2. OS NÚCLEOS ANFIBOLÍTICOS	26
3.1.3. OS ORTOGNAISSES E OS GRANITÓIDES ORIENTADOS	29
3.2. AS ESTRUTURAS	34
4. GEOQUÍMICA DE ROCHAS	51
4.1. APRESENTAÇÃO	51
4.2. ROCHAS ANFIBOLÍTICAS	51
4.3. ORTOGNAISSES E GRANITÓIDES ORIENTADOS	66
5. ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS	81
5.1. APRESENTAÇÃO	81
5.2. GNAISSES KINZIGÍTICOS E ROCHAS ASSOCIADAS	83
5.2.1. OS PARAGNAISSES	83
5.2.2. AS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS	94
5.2.3. AS ROCHAS PEGMATÍTICAS	101
5.3. ORTOGNAISSES E GRANITÓIDES ORIENTADOS	107
5.4. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sr E Nd DAS ROCHAS DO COMPLEXO COSTEIRO	112

6. EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA	117
6.1. APRESENTAÇÃO	117
6.2. ESTUDOS DE GEOTERMOMETRIA	118
6.3. RESULTADOS ISOTÓPICOS	129
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	143
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	146
ANEXO 1 - MAPA GEOLÓGICO - ESTRUTURAL	

ÍNDICE das FIGURAS

Área de Estudo

Figura A01 - Localização e acessos da área de estudo. 4

Figura A02 - Mosaico de imagens TM - Landsat (218/76C e 218/76D),
na composição 4R/3G/2B. 5

Geologia Regional

Figura G01 - Mapa Geológico Regional (fonte: Campos Neto 2000) 16

Rochas

Figura R01 - Padrão metamórfico P-T-t para os pelitos anatóticos do
Complexo Costeiro, na região de São Sebastião, SP.
Este padrão está combinado com a malha petrogenética
do sistema NaKFMSAH (adaptado de Spear et al.
1999), modificado de Dias Neto et al. (2000a). 28

Estrutural

Figura E01 - Contorno do litoral da área de estudo, com a localização
dos pontos investigados e seus principais elementos
estruturais. 38

Figura E02 - Estereogramas, apresentados por Maffra (2000),
indicando as variações nas atitudes da foliação gnáissica,
com as respectivas lineações de estiramento, ao longo
da estrutura em flôr. 49

GeoQuímica

Figura Q01 - Anfibolitos de Boissucanga BC e de Juqueí JQ,
posicionados no diagrama de Leake (1964), que
relaciona os parâmetros **c** e **mg** de Niggli. 53

Figura Q02 - Anfibolitos de Boissucanga BC e de Juqueí JQ, locados
no diagrama de Pellogia e Figueiredo (1991), que
delimita os campos relativos aos orto-anfibolitos, aos
para-anfibolitos e aos meta-tufos básicos. 54

Figura Q03 - Anfibolitos de Boissucanga BC e de Juqueí JQ,
posicionados abaixo da curva, que separa as amostras
que foram alteradas no conteúdo de sódio e potássio, no
diagrama de Miyashiro (1975). 54

Figura Q04 - Anfibolitos de Boissucanga BC e de Juqueí JQ, distantes
da linha de mistura epidoto-clorita, que identifica
alterações químicas durante espilitização e intemperismo
submarino, segundo Floyd (1976). 54

Figura Q05 - Rochas anfibolíticas de Boissucanga BC e de Juqueí JQ,
com composições compatíveis com as de líquidos
basálticos, segundo o diagrama de Pearce (1982). 56

Figura Q06 - Classificação química das rochas meta-básicas de Boissucanga BC (círculos vermelhos) e de Juqueí JQ (triângulos verdes), segundo Le Maitre (1989). B - Basalto; 01 - Basalto andesítico; S1 - Traqui-basalto; S2 - Traqui-andesito basáltico.	56
Figura Q07 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com os anfibolitos de Boissucanga BC (círculos vermelhos) e de Juqueí JQ (triângulos verdes).	57
Figura Q08 - Diagrama de Miyashiro (1974), com a definição dos campos calcio-alcálico e tholeiítico, onde se acham posicionados os anfibolitos de Boissucanga BC (círculos vermelhos) e de Juqueí JQ (triângulos verdes).	57
Figura Q09 - Diagrama sílica x álcalis, de Irvine & Baragar (1971), com o limite entre os campos alcalino e sub-alcálico, no qual se distinguem os anfibolitos de Boissucanga BC (círculos vermelhos) e de Juqueí JQ (triângulos verdes).	57
Figura Q10 - Diagramas de variação binários, com índice de diferenciação MgO, para os elementos maiores. BC - anfibolitos Boissucanga; JQ - anfibolitos Juqueí.	58
Figura Q11 - Diagramas de variação binários, com índice de diferenciação MgO, para os elementos traços. BC - anfibolitos Boissucanga; JQ - anfibolitos Juqueí.	60
Figura Q12 - Diagramas de concentrações normalizadas para condrito (Boynton 1984), de ETR dos anfibolitos de (a) Boissucanga BC e de (b) Juqueí JQ.	61
Figura Q13 - Relação entre a razão Th/Nb e TiO_2 (% em peso) para os anfibolitos de Boissucanga BC (círculo vermelho) e de Juqueí JQ (triângulo verde).	63
Figura Q14 - Relação entre Th (ppm) e Rb (ppm) dos anfibolitos de Boissucanga BC (círculo vermelho) e de Juqueí JQ (triângulo verde).	63
Figura Q15 - Relação entre a razão Th/Nb e K_2O (% em peso) dos anfibolitos de Boissucanga BC (círculo vermelho) e de Juqueí JQ (triângulo verde).	64
Figura Q16 - Relação entre Th (ppm) e P_2O_5 (% em peso) dos anfibolitos de Boissucanga BC (círculo vermelho) e de Juqueí JQ (triângulo verde).	64
Figura Q17 - Diagramas dos elementos incompatíveis normalizados (Pearce 1983), dos anfibolitos de (a) Boissucanga BC e	

Figura Q18 - Diagrama Zr-Ti-Sr apresentando as áreas preferenciais de distribuição dos basaltos de fundo oceânico OFB; dos basaltos de arco de ilhas IAB; e dos basaltos calcio-alcalinos CAB, segundo Pearce & Cann (1973). Os anfibolitos de Boissucanga BC estão representados por círculos vermelhos e os de Juqueí JQ, por triângulos verdes.

67

Figura Q19 - Diagramas (a) Th-Hf-Ta, (b) Th-Hf-Nb e (c) Th-Zr-Nb com as delimitações dos campos, propostos por Wood (1980), referentes às rochas basálticas de cadeia oceânica, normais (A) e enriquecidas (B), rochas vulcânicas intra-placa (C) e rochas vulcânicas relacionadas com subducção (D). Os anfibolitos de Boissucanga BC estão representados por círculos vermelhos e os de Juqueí JQ, por triângulos verdes.

67 e 68

Figura Q20 - Diagrama dos elementos incompatíveis Th, Nb, Ti e Y acompanhado a normalização de Thompson et al (1984) e os ETR, normalizados pelos condritos (Masuda et al 1973), dos anfibolitos de Boissucanga BC.

69

Figura Q21 - Relação entre Ni (ppm) e a razão Th/Nb, onde os anfibolitos de Boissucanga BC se organizam em correlação positiva.

69

Figura Q22 - Classificação química das rochas graníticas no diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989). Círculos vermelhos representam os ortognaisses de Juqueí JQ04A; triângulos e quadrados amarelos retratam, respectivamente, os granitóides orientados da Ponta das Galhetas, no Guarujá, GUA02, e os ortognaisses da confluência entre as rodovias Piaçagüera e Rio-Santos, GUA01. Os enclaves dioríticos destas duas últimas litologias estão representados por triângulos e quadrados verdes.

3b - monzogranito; 4 - granodiorito;

9* - quartzo-monzodiorito; 9 - monzodiorito

71

Figura Q23 - Disposição das rochas graníticas no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). Os símbolos acompanham a Fig. Q22.

71

Figura Q24 - Diagrama sílica x álcalis, com o limite entre os campos alcalino e sub-alcalino, segundo Irvine e Baragar (1971), para as rochas graníticas. Os símbolos acompanham a Fig. Q22.

73

Figura Q25 - Caráter fracamente peraluminoso do ortognaisse de

Juqueí JQ04A (círculo vermelho) e do granitóide orientado da Ponta das Galhetas, GUA02 (triângulo amarelo), e levemente metaluminoso do ortognaisse GUA01 (quadrado amarelo), com as enclaves dioríticas GUA01 e GUA02, francamente metaluminosas, no diagrama de Maniar & Piccoli (1989).	73
Figura Q26 - Diagramas de Harker, para os elementos maiores, com os ortognaisses de Juqueí JQ04A, em azul, os ortognaisses da confluência das rodovias Piaçagüera/Rio-Santos, com enclaves dioríticas, GUA01, em rosa e os granitos orientados da Ponta das Galhetas, GUA02, com suas enclaves dioríticas, em amarelo.	74
Figura Q27 - Diagramas de Harker, para os elementos traços, com a legenda acompanhando a Fig. Q26.	75
Figura Q28 - a) Diagramas de concentrações normalizadas para condrito (Boynton 1984) de ETR e b) Diagramas dos elementos incompatíveis normalizados (Pearce 1983), para os ortognaisses de Juqueí JQ04A.	77
Figura Q29 - a) Diagramas de concentrações normalizadas para condrito (Boynton 1984) de ETR e b) Diagramas dos elementos incompatíveis normalizados (Pearce 1983), para os ortognaisses Piaçagüera/Rio-Santos GUA01, com suas enclaves dioríticas, em verde.	78
Figura Q30 - a) Diagramas de concentrações normalizadas para condrito (Boynton 1984) de ETR e b) Diagramas dos elementos incompatíveis normalizados (Pearce 1983), para os granitos orientados da Ponta das Galhetas, Guarujá, GUA02, com suas enclaves dioríticas, em verde.	79
Figura Q31 - Posicionamento sin colisional das rochas ortognaissicas de Juqueí JQ04A, em vermelho, da Piaçagüera/Rio-Santos, GUA01, em quadrados amarelos, e graníticas orientadas, da Ponta das Galhetas, Guarujá, GUA02, em triângulos amarelos.	80
GeoCronologia	
Figura C01 - Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP dos sobrecrecimentos nos zircões dos gnaisses kinzigíticos CG04, de São Sebastião.	84
Figura C02 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos paragnaisses de Cigarras, CG03, São Sebastião.	81
Figura C03 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais -	

rocha total, dos paragnaisses de Cigarras, CG03, São Sebastião.	81
Figura C04 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos paragnaisses JQ05A, de Juqueí.	81
Figura C05 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total, dos paragnaisses JQ05A, de Juqueí.	92
Figura C06 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos paragnaisses BC14, de Boissucanga.	92
Figura C07 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total, dos paragnaisses BC13, de Boissucanga.	92
Figura C08 - Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP dos zircões dos anfibolitos BC07, associados aos paragnaisses de Boissucanga.	95
Figura C09 - Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP dos zircões dos anfibolitos JQ01, associados aos paragnaisses de Juqueí.	96
Figura C10 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total, dos anfibolitos BC02, associados aos paragnaisses de Boissucanga.	100
Figura C11 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total, dos anfibolitos BC04, associados aos paragnaisses de Boissucanga.	100
Figura C12 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total, dos anfibolitos BC08, associados aos paragnaisses de Boissucanga.	100
Figura C13 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos pegmatitos TTpq05, associados aos paragnaisses de Toque Toque pequeno.	105
Figura C14 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total dos pegmatitos TTpq05, associados aos paragnaisses de Toque Toque pequeno.	105
Figura C15 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos pegmatitos BC28, associados aos paragnaisses de Boissucanga.	106
Figura C16 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total dos pegmatitos BC28, associados aos paragnaisses de Boissucanga.	106
Figura C17 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais -	

rocha total dos pegmatitos JQ10, associados aos paragneisses de Juqueí.	108
Figura C18 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados de biotita e de apatita, do biotitito JQ20, gerado na interface dos núcleos anfibolíticos com injeções pegmatíticas, no interior dos paragneisses de Juqueí.	108
Figura C19 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio e rocha total dos pegmatitos TT01G, associados aos paragneisses de Toque Toque.	108
Figura C20 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granadas e rocha total do leuco-gnaiss São Sebastião.	111
Figura C21 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de rocha total do ortogneiss JQ04A de Juqueí.	111
Figura C22 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de rocha total dos migmatitos da Rodovia Mogi - Bertiooga (Tassinari 1988)	111
Figura C23 - Evolução de ϵ_{Nd} para as rochas do Complexo Costeiro em São Paulo.	114
Figura C24a - Relação entre ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} para as rochas do Complexo Costeiro em São Paulo.	116
Figura C24b - Relação entre $Ri^{87}Sr/^{86}Sr$ e ϵ_{Nd} para as rochas do Complexo Costeiro em São Paulo.	116
TERMOCRONOLOGIA	
Figura T01 - a) Relação entre as dimensões das inclusões de biotitas nas granadas, e as respectivas razões de $Fe/(Fe+Mg)$, destes minerais, dos paragneisses kinzigíticos BC20B, de Boissucanga. b) A partição $Fe/(Fe+Mg)$, entre as biotitas e as respectivas granadas hospedeiras, fornece as temperaturas apresentadas, apoiando-se na calibração geotermométrica citada no texto.	124
Figura T02 - a) Relação entre as dimensões das inclusões de biotitas nas granadas, e as respectivas razões de $Fe/(Fe+Mg)$, destes minerais, dos paragneisses kinzigíticos BC21, de Boissucanga. b) A partição $Fe/(Fe+Mg)$, entre as biotitas e as respectivas granadas hospedeiras, fornece as temperaturas aparentes apresentadas, apoiando-se na calibração geotermométrica citada no texto.	125
Figura T03 - Relação entre as temperaturas aparentes e as dimensões das inclusões de biotitas das granadas dos paragneisses BC18, de Boissucanga.	126

- Figura T04 - Relação entre as temperaturas aparentes e as dimensões das inclusões de biotitas das granadas dos paragnaisses CG03, de Cigarras. 126
- Figura T05 - Relação entre as temperaturas aparentes e as dimensões das inclusões de biotitas das granadas dos paragnaisses TTpq09, de Toque Toque pequeno. 127
- Figura T06 - Relação entre as temperaturas aparentes e as dimensões das inclusões de biotitas das granadas dos paragnaisses TT02A, de Toque Toque. 127
- Figura T07 - A associação entre as temperaturas aparentes dos paragnaisses de Boissucanga BC, Cigarras CG e Toque Toque pequeno TTpq indica uma boa concordância entre si, considerando-se as imprecisões comentadas no texto. 128
- Figura T08 - Temperaturas aparentes, calculadas por termometria das inclusões de biotitas e das granadas respectivas (Hodges & Spear 1982), relacionadas com a dimensão destas biotitas, dos paragnaisses do Complexo Costeiro (BC Boissucanga; CG Cigarras; TTpq Toque Toque pequeno; TT Toque Toque). Os resultados do modelo comparativo das taxas de resfriamento, representados em linhas cheias, considerou a temperatura inicial $T_0 = 750^{\circ}\text{C}$, enquanto as linhas tracejadas $T_0 = 800^{\circ}\text{C}$ e ainda com taxas de resfriamento variáveis ($1 \text{ Ma} = 100^{\circ}\text{C/Ma}$; $10 \text{ Ma} = 10^{\circ}\text{C/Ma}$; restante $t = 1^{\circ}\text{C/Ma}$), calculados segundo os coeficientes de difusão de Chakraborty & Ganguly (1992). Modificado de Dias Neto et al. (2000a). 128
- Figura T09 - Relação das temperaturas aparentes ($^{\circ}\text{C}$) com a taxa de resfriamento ($^{\circ}\text{C/Ma}$), dos paragnaisses do Complexo Costeiro, considerando-se as biotitas com diâmetro de $100 \mu\text{m}$. Os retângulos representam as imprecisões consideradas e os valores interiores retratam a taxa de resfriamento das amostras, lançadas na curva de Chakraborty & Ganguly (1992). Estes resultados foram apresentados por Dias Neto et al. (2000a). 130
- Figura T10 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granada e biotita dos paragnaisses de Cigarras, CG03, São Sebastião. 132
- Figura T11 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granada - rocha total, dos paragnaisses JQ05A, de Juqueí. 132
- Figura T12 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granada - rocha total, dos pegmatitos TTpq05, associados aos paragnaisses de Toque Toque pequeno. 133
- Figura T13 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granada - rocha total, dos pegmatitos BC28, associados aos

paragnaisses de Boissucanga.	133
Figura T14 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total, dos paragnaisses BC13, de Boissucanga.	134
Figura T15 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total, dos paragnaisses BC14, de Boissucanga.	134
Figura T16 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total, dos paragnaisses de Cigarras, CG03, São Sebastião.	135
Figura T17 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total, dos paragnaisses JQ05A, de Juqueí.	135
Figura T18 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total dos paragnaisses TTpq01, de Toque Toque pequeno.	135
Figura T19 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e muscovita dos pegmatitos TTpq05, associados aos paragnaisses de Toque Toque pequeno.	136
Figura T20 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e muscovita dos pegmatitos JQ10, associados aos paragnaisses de Juqueí.	136
Figura T21 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e biotita dos paragnaisses BC13, de Boissucanga.	137
Figura T22 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e biotita dos paragnaisses de Cigarras, CG03, em São Sebastião.	137
Figura T23 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e biotita dos anfibolitos BC04, interiores aos paragnaisses de Boissucanga.	138
Figura T24 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e biotita dos anfibolitos BC02, interiores aos paragnaisses de Boissucanga.	138
Figura T25 - História térmica do Complexo Costeiro, na região estudada, baseada nos dados geocronológicos e nas temperaturas de fechamento dos minerais analisados. Os retângulos representam as imprecisões das determinações termocronológicas (Modificado de Dias Neto 2000a).	142

ÍNDICE das FOTOS

Rochas

Foto R01 - Estrutura gnáissica nas rochas de Boissucanga.	25
Foto R02 - Núcleo anfibolítico interior aos gnaisses de Boissucanga.	25
Foto R03 - Porfiroblasto de ilmenita, contornado por biotitas, presente em vários pontos nos paragnaisses.	27
Foto R04 - Porfiroblasto de apatita, presente nos paragnaisses.	27
Foto R05 - Corpos tabulares anfibolíticos dobrados, juntamente com a estrutura gnáissica, em Boissucanga.	30
Foto R06 - Núcleos meta-gabróicos anfibolitizados, injetados por veios quartzo-feldspáticos da fase pegmatítica, nos costões de Juqueí.	30
Foto R07 - Leuco-gnaisse São Sebastião, finamente foliado, em estrutura de baixo ângulo.	32
Foto R08 - Ortognaisse porfirítico da Ilha de São Sebastião.	32

Estrutural

Fotos E01 - Ortognaisse porfirítico da Ilha de São Sebastião em cortes: a) longitudinal à lineação de estiramento mineral; b) transversal à referida lineação.	37
Fotos E02 - a) Fenocristal de feldspato dos paragnaisses do ponto CB (CEBIMAR - USP), com estrutura de rolamento, indicando movimento anti-horário. b) assimetria de lente pegmatítica, observada no plano que contém o estiramento mineral, no mesmo ponto CB, sugerindo dinâmica sinistral.	41
Foto E03 - Fotomicrografia dos gnaisses kinzigíticos TT02A, do costões de Toque Toque, com porfiroblasto de granada sin-cinemático, rotacionado, com inclusões de biotitas.	42
Foto E04 - Nível pegmatítico, interior aos paragnaisses de Toque Toque pequeno, observado no plano que contém o estiramento mineral, boudinado segundo movimento sinistral.	42
Foto E05 - Lineação de estiramento mineral N20°E 15°, em planos de foliação N35°E 55°NW, dos gnaisses kinzigíticos das Cigarras, CG, em São Sebastião.	44
Foto E06 - Boudinagem de níveis pegmatíticos interiores aos paragnaisses das Cigarras, sugerindo que o regime sinistral estava presente também em épocas tardias.	44

Fotos E07 - Faces ortogonais (a e b) do ortognaisse JQ04A, de Juqueí, apresentando taxas similares de deformação, sugerindo forte achatamento na região central da estrutura em flor.	46
Fotos E08 - Ortognaisses oftalmíticos GUA01, da confluência das rodovias Piaçagüera e Rio-Santos, em cortes: a) longitudinal ao estiramento mineral e b) transversal à referida lineação. Notar que nas regiões mais externas da estrutura em flor o estiramento predomina sobre o achatamento.	48
Foto E09 - Núcleo de paleossoma gnáissico, nas rochas do costão de Juqueí, girado no sentido anti-horário, representando uma excepcional estrutura de rolamento.	49
GeoCronologia	
Foto C1 - Zircões dos gnaisses kinzigíticos CG04, de São Sebastião, com bordas de sobrecrecimento metamórfico, as quais foram analisadas por SHRIMP.	84
Foto C2 - Zircões, cujas formas dos grãos são típicas de minerais que cresceram durante a cristalização de magmas gabróticos (Nutman & Ehlers 1998), dos anfibolitos BC07, interiores aos paragnaisses de Boissucanga.	95
Foto C3 - Zircões zonados dos anfibolitos JQ01, que ocorrem em núcleos interiores aos paragnaisses de Juqueí.	96

ÍNDICE das TABELAS

Geologia Regional

Tabela G01 - Dado Analíticos Rb-Sr, em rocha total, do Complexo Costeiro, em São Paulo (Tassinari 1988).	21
Tabela G02 - Dados Analíticos K-Ar, em concentrados minerais, do Complexo Costeiro, em São Paulo (Tassinari 1988).	23

GeoQuímica

Tabela Q01 - Composições químicas dos anfibolitos de Boissucanga BC e de Juqueí JQ . Células vazias retratam teores abaixo do limite de detecção. Os parâmetros de Niggli c e mg representam: $c = \text{CaO} \times 100 / \text{Al}_2\text{O}_3 + (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) + \text{CaO} + (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ $mg = \text{MgO} / \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$	52
Tabela Q02 - Composições químicas das rochas graníticas e das respectivas enclaves dioríticas da confluência das rodovias Piaçagüera/Rio-Santos GUA01 , da Ponta das Galhetas, Guarujá, GUA02 e de Juqueí JQ04A . Células vazias	

GeoCronologia

Tabela C01 - Análises U - Pb SHRIMP de zircões dos gnaisses kinzigíticos CG04 de São Sebastião (somente bordas de sobrecrecimento) e dos núcleos anfibolíticos de Boissucanga BC07 e de Jukeí JQ01, interiores aos paragnaisses destas localidades.	86
Tabela C02 - Cálculo de Epsilon Nd para T genérico. Os valores de T_{DM} com asteriscos (*) foram calculados segundo o modelo de estágio duplo de Sato (1998).	87
Tabela C03 - Dados analíticos Sm - Nd em rocha total e em concentrados minerais dos Paragnaisses.	88
Tabela C04 - Dados analíticos Rb - Sr em rocha total e em concentrados minerais dos Paragnaisses.	89
Tabela C05 - Dados analíticos K - Ar de minerais dos paragnaisses, anfibolitos e pegmatitos da região de estudo.	93
Tabela C06 - Dados analíticos Sm - Nd em rocha total e em concentrados minerais dos anfibolitos JQ12 e BC04, interiores aos paragnaisses de Jukeí e Boissucanga.	98
Tabela C07 - Dados analíticos Rb - Sr em rocha total e em concentrados minerais dos anfibolitos BC, interiores aos paragnaisses de Boissucanga.	98
Tabela C08 - Dados analíticos Rb - Sr em rocha total e em concentrados minerais dos pegmatitos BC, JQ,TT e TTpq, associados aos paragnaisses de Boissucanga, Jukeí, Toque Toque e Toque Toque pequeno.	102
Tabela C09 - Dados analíticos Sm - Nd em rocha total e em concentrados minerais dos pegmatitos TTpq, BC e JQ, associados aos paragnaisses de Toque Toque pequeno, Boissucanga e Jukeí.	103
Tabela C10 - Dados analíticos Sm - Nd em rocha total dos ortognaisses GUA01 e CB01, entre Cubatão e Guarujá, GUA02A, na Ponta das Galhetas, Guarujá, e JQ04A, em Jukeí. Também dados de concentrados minerais e rocha total dos metadioritos GUA02F, interiores às rochas graníticas da Ponta das Galhetas, e do leucognaisse ECA, de São Sebastião.	109
Tabela C11 - Dados analíticos Rb - Sr em rocha total dos ortognaisses JQ04A, de Jukeí.	109

Tabela C12 - Parâmetros ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} , idades Sm-Nd modelo T_{DM} (calculadas segundo o modelo de estágio duplo de Sato (1998), quando com (*), e razões iniciais $Ri^{86Sr/87Sr}$, para as rochas do Complexo Costeiro em São Paulo. 113

Termocronologia

Tabela T01 - Dimensões das inclusões de biotitas nas granadas dos paragnaisses estudados, com as respectivas temperaturas, que refletem a partição $Fe/(Fe+Mg)$ entre estes minerais. 123

Tabela T02 - Integração dos dados dos diferentes sistemas geocronológicos utilizados nos diversos tipos litológicos e paragêneses minerais presentes na área de estudo. As temperaturas de fechamento acompanham as referências citadas no texto. 139

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

O presente trabalho representa um dos produtos da cooperação Luso-Brasileira entre pesquisadores do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, no desenvolvimento do Projeto de Pesquisa "Termocronologia em Modelação Metamórfica", sustentado pelo convênio CAPES - IICTI. Este projeto se originou das atividades do projeto "Evolução Crustal do Complexo Costeiro", que por sua vez se enquadra nas atividades do Projeto Temático "Evolução Crustal da América do Sul", ambos apoiados pela Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP).

Os núcleos anfibolíticos, que ocorrem no interior das rochas gnáissicas do Complexo Costeiro, ao longo da costa do Estado de São Paulo, despertaram o primeiro interesse pelo estudo da evolução crustal desta região.

As descrições litológica-estruturais dos trabalhos de campo, complementando os dados disponíveis, foram seguidas de análises petrográficas, dos litotipos presentes, as quais nortearam os estudos litoquímicos, petrogenéticos, geocronológicos e termocronológicos, aproximadamente nesta ordem, com interações entre eles.

Pretendeu-se esboçar o caminho da evolução crustal, deste segmento do Complexo Costeiro, através das informações da diversas áreas do conhecimento geológico, interpretadas, sempre que possível, de forma conjunta e integrada, sem pretensões de se esgotar o assunto nos campos trabalhados.

Com o intuito de facilitar a leitura e compreensão do texto, os pontos investigados e, conseqüentemente, suas amostras e análises, são caracterizados com letras emprestadas da denominação de cada localidade estudada (BC - Boissucanga).

As observações estruturais permitiram novas interpretações a respeito da cinemática que atuou na área, assim como sugestões de interações entre tipos litológicos e seus condicionantes estruturais, com possibilidades de recorrência.

Os dados litoquímicos favoreceram a caracterização das rochas magmáticas presentes, com indicativos coerentes de possíveis ambientações tectônicas, reforçadas por informações de geoquímica isotópica.

O padrão P-T-t do processo metamórfico que afetou esta região pôde ser estabelecido, através das análises de química mineral, desenvolvidas no Centro de Geologia da Universidade de Lisboa.

Os dados geocronológicos, processados em grande quantidade, envolveram os métodos U-Pb SHRIMP, em zircões, Sm-Nd e Rb-Sr, em rocha total e em concentrados minerais e K-Ar em minerais. Estes resultados permitiram a determinação das idades de cristalização magmática e do pico metamórfico, que afetou este complexo, assim como forneceram subsídios para o acompanhamento do processo de resfriamento regional que se implantou após o ápice do metamorfismo.

Através das trocas difusivas $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$, entre granadas e suas inclusões de biotitas, foram determinadas as taxas de arrefecimento para as rochas paragnáissicas presentes, as quais se mostraram concordantes com os valores alcançados através de ensaios termocronológicos, que, em conjunto, permitem esboçar a história térmica do Complexo Costeiro, na área de estudo.

1.2. Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização geocronológica, geoquímica e petrográfica dos paragnaisses kinzigíticos e das rochas granitóides, assim como dos núcleos de rochas máficas que ocorrem deformados e rompidos, no interior de ambos, os quais se constituem nas principais unidades litológicas do Complexo Costeiro, do Estado de São Paulo, visando o estabelecimento da evolução crustal e termocronológica deste segmento da Faixa de Dobramentos Ribeira.

Os estudos petrográficos, juntamente com os dados de campo, orientaram a escolha das amostras para as análises litoquímicas e de química mineral, as quais forneceram os parâmetros necessários à definição dos ambientes tectônicos relacionados à geração destas rochas.

A cronologia destes eventos, bem como a evolução termocronológica da área foi investigada através das análises isotópicas Sm-Nd e Rb-Sr em rocha total e em minerais separados para as rochas orto-derivadas e metassedimentares, incluindo seus núcleos anfibolíticos, assim como das idades K-Ar nos litotipos máficos e rochas gnáissico-migmatíticas. Além disto foi utilizada também a metodologia U-Pb em zircões, através de análises por SHRIMP (Sensitive High-Resolution Ion Microprobe), dos paragnaisses kinzigíticos e de seus núcleos anfibolíticos.

Os parâmetros isotópicos ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} , $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, além do fator de fracionamento $f(\text{Sm-Nd})$, também foram utilizados para a caracterização das fontes das rochas estudadas, bem como de suas respectivas condições de formação.

Além disto, acompanhou-se o estudo de termometria em granadas e biotitas, dos paragnaisses, para se obter as taxas de resfriamento das unidades metamórficas da área e complementar as interpretações das idades Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar, em minerais.

Estes dados, utilizados de forma integrada, em conjunto com as informações geológicas disponíveis, permitiram a caracterização da evolução crustal e termocronológica no Complexo Costeiro, em São Paulo.

1.3. Área de Estudo e Acesso

A área de interesse deste estudo se localiza na região SE do Estado de São Paulo (**Figura A01**), entre os paralelos 23° 30' e 24° 00' S e meridianos 45° 15' e 46° 15' W, em especial, ao longo dos costões rochosos situados entre as cidades de São Sebastião e Guarujá, onde os tipos litológicos pretendidos se acham melhor expostos.

O acesso à área se faz, a partir da cidade de São Paulo, pelo sistema das rodovias Anchieta - Imigrantes, até Cubatão, para então ingressar na área pela rodovia Piaçagüera - Guarujá (SP055) e percorrê-la pela rodovia Rio - Santos (BR 101), até a cidade de São Sebastião. Outra possibilidade de acesso é através do sistema das rodovias Dutra (BR116) - Ayrton Sena (SP070), fazendo-se a ligação com a rodovia Rio - Santos/Cidade de São Sebastião, pela rodovia Mogi - Bertioga (SP98) ou pela rodovia do Tamoios (SP 99).

As principais unidades geomorfológicas da área em foco, definidas por Ross & Moroz (1997), representam o Planalto de Paraitinga - Paraibuna, com altitudes predominantes superiores a 900m, a região da Escarpa/Serra do Mar e Morros Litorâneos com altitudes entre 800 e 900m, a Planície Litorânea de Bertioga e o setor Sul da Planície Litorânea do Litoral Norte. Estes marcantes aspectos topográficos podem ser observados no mosaico das imagens TM - Landsat (218/76C e 219/76D), apresentado na **figura A02**.

1.4. Materiais e Métodos

1.4.1. Introdução

Para se alcançar os objetivos propostos por este trabalho, foram desenvolvidos diversos estudos, em várias áreas do conhecimento geológico, cujos procedimentos, materiais e métodos são descritos a seguir:

1.4.2. Revisão Bibliográfica e Reconhecimento da Área

Os trabalhos geológicos, de cunho regional e local, com abordagens de levantamentos básicos, efetuando detalhamentos estruturais, ou ainda priorizando aspectos geocronológicos e de evolução crustal, foram, primeiramente, relacionados.

Neste momento, procedeu-se um reconhecimento da área de interesse, onde foram constatados os aspectos favoráveis em termos de acesso, qualidade de afloramentos e problemática geológica.

Figura A01 - Localização e acessos da área de estudo.

Figura A02 - Mosaico de imagens TM-Landsat 5 (218/76C e 218/76D), na composicao falsa cor 4R/5G/7B, com os pontos investigados.

1.4.3. Trabalhos de Campo

Os trabalhos de reconhecimento geológico, com detalhamentos e coleta de amostras, se apoiaram nos levantamentos pré-existentes. Os afloramentos investigados, na maioria em costões rochosos, onde a exposição e o estado de preservação das rochas é mais adequado, foram designados por letras, relativas às localidades, e números, retratando a diversidade de litotipos ao longo dos costões. P. ex: BC05 - amostra número 05 do costão da Praia de Boissucanga. As designações podem conter, ainda, além do exposto acima, letras maiúsculas, representativas de variações pontuais do mesmo litotipo. P.ex: JQ04A - termo granítico do ortognaisse que aflora ao longo da Rodovia Rio-Santos (BR101), na localidade de Juqueí.

A localização dos afloramentos se apoiou nas cartas topográficas, em escala 1:50.000, produzidas, em 1971 e 1972, pelo Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo - IGG SP (Folhas de Santos, Bertioga e Salesópolis), assim como aquelas elaboradas pela Secretaria de Economia e Planejamento do Estado de São Paulo - SEPLAN SP (Folhas de São Sebastião, Maresias, Pico do Papagaio e Caraquatuba).

Em função do posicionamento das estruturas geológicas da área, da melhor exposição ao longo dos costões rochosos no setor Leste da área de estudo, assim como da presença da Planície Costeira de Bertioga, as investigações se concentraram, prioritariamente, no Município de São Sebastião, entre a localidade de Boracéia e a área urbana de São Sebastião, com pontos de controle nos municípios de Bertioga e Guarujá.

1.4.4. Análises Petrográficas

As amostras representativas das unidades geológicas, com suas diversidades litológicas, identificadas, descritas e coletadas durante as etapas de campo, foram analisadas, inicialmente, ao microscópio ótico, com a finalidade de identificar texturas, estruturas e paragêneses minerais diagnósticas dos eventos ígneos e metamórficos regionais. A análise de uma quantidade superior a 150 lâminas se reveste de importância tanto por nortear o encaminhamento das amostras para as fases posteriores, como geoquímica, geocronologia e termometria, quanto para proceder as interpretações integradas dos resultados obtidos, nas diferentes ferramentas utilizadas.

1.4.5. Estudos Litogeoquímicos

Dois conjuntos distintos de rochas foram escolhidos, para análises químicas, com base nos trabalhos de campo e nas análises petrográficas, sendo as anfibolíticas, presentes no interior dos paragneisses kinzigíticos e as rochas graníticas, com seus enclaves dioríticos.

Foram preparadas e encaminhadas para análise 35 amostras de rochas, sendo 16 anfibolíticas (8 de Boissucanga BC e 8 de Jukeí JQ) e 12 de rochas graníticas, sendo: (5 de Jukeí JQ04, 4 da confluência das rodovias Piaçagüera- Rio Santos GUA01 e 3 da Ponta das Galhetas, no Guarujá, GUA02), além de 7 das enclaves dioríticas dos pontos citados (2 GUA01 e 5 GUA02).

As amostras foram cominuídas em britador de aço e moídas em moinho de disco, para então serem enviadas para o Laboratório ACT LABS (Canadá), para quantificação de elementos maiores, traços e ETR. Os elementos maiores foram analisados (em óxidos) por fusão e digestão total em Plasma de Indução Acoplado (ICP), cujo limite de detecção é 0,01%. Os elementos traços e os ETR foram analisados por ICP - MS.

1.4.6. Análises Geocronológicas

A preparação das amostras de paragneisses, de rochas granitóides, de anfibolitos e de pegmatitos, para análises isotópicas, foi realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP. Os métodos isotópicos utilizados neste centro, foram K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd, em rocha total e em concentrados minerais.

O método U-Pb SHRIMP, em zircões, foi aplicado em amostras de gnaiss kinzigítico e de anfibolitos, da área estudada, e efetuado na Research School of Earth Science, Australian National University.

1.4.6.1. Processos de moagem e de separação mineral

As amostras selecionadas foram submetidas tanto a processos de moagem integral, cujos pós foram encaminhados para análises Rb-Sr e Sm-Nd, em rocha total, quanto a processos de separação mineral, cujos concentrados foram analisados pelos métodos K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd. Os minerais separados para as análises foram: muscovita, biotita, granada, plagioclásio, apatita e anfibólio. Zircões também foram separados para análises U-Pb.

As amostras, para análises de rocha total, foram britadas em britadores de mandíbulas, e pulverizadas em moinhos de bolas. Para separação mineral, as rochas, depois de britadas, foram cominuídas em pilão manual, até atingir a granulometria entre 60 e 100 mesh. Neste processo ocorre a liberação dos minerais existentes na rocha.

A abundância e dimensão das granadas, em certas amostras, mostrou ser mais eficiente, para etapas posteriores (separação a olho nu), a seleção da granulometria 35-60 mesh. Nestes casos, procedeu-se a separação das granadas manualmente, coletando os grãos com uma pinça. A identificação foi feita pela cor e hábito característico do mineral.

O material obtido foi então lavado com água destilada, eliminado-se todo o pó resultante da pulverização de alguns minerais. A secagem finaliza a fase de obtenção da granulometria.

A separação manual das magnetitas, através do uso de imã de mão, em processo repetido várias vezes, antecede o uso do separador isomagnético Frantz, o qual foi utilizado em várias etapas, com amperagens e ângulos de inclinação distintos, propiciando a separação dos minerais, em função de suas propriedades magnéticas.

Duas assembléias minerais principais foram trabalhadas. Para as rochas ácidas; granitos, pegmatitos e biotita-gnaisses, os minerais constituintes são basicamente feldspatos, quartzo, biotita, muscovita e granada. Para as rochas básicas; anfibolitos, meta-dioritos, meta-gabros e gabros, a mineralogia básica é: plagioclásio, biotita, anfibólio e piroxênio. A regulagem do aparelho foi feita de acordo com a assembléia mineral existente e com os objetivos da separação.

Em uma primeira etapa, para as rochas ácidas, com amperagem de 0,5 A e um ângulo vertical de 10 graus foram separados dois grupos de minerais. No setor magnético se concentraram as biotitas e granadas, enquanto no não magnético se misturavam, principalmente, feldspato, quartzo e muscovita.

As amostras de rochas básicas, submetidas ao frantz, com a mesma regulagem citada acima, forneceram um concentrado de anfibólio, com piroxênio quando presente, e biotita. Na porção não magnética foi obtido plagioclásio, predominantemente.

O concentrado de granada com biotita volta ao frantz, agora regulado com 0,25 A e ângulo de no máximo 5 graus. Esta regulagem permite a concentração da granada no setor magnético, enquanto a biotita é separada no setor não magnético. Uma purificação final, realizada nos líquidos densos para as granadas, e no método do papel para a biotita, comentados à frente, complementam este procedimento.

Os concentrados não magnéticos, foram trabalhados para a separação das muscovitas. Com regulagem de 1,5 A e 5 graus, a muscovita foi atraída para o setor magnético, enquanto no não magnético obteve-se feldspato e quartzo, basicamente. O concentrado de muscovita foi finalmente purificado no papel.

Os concentrados não magnéticos, com agregados minerais, contendo biotita, granada ou anfibólio, além dos constituintes básicos de feldspatos, quartzo e muscovita, foram passados no frantz, com máxima amperagem e ângulo de inclinação de aproximadamente 2 graus, favorecendo o agrupamento dos agregados e da muscovita no setor magnético, e feldspatos e quartzo no não magnético. No caso da não ocorrência de K-feldspatos, este concentrado de plagioclásio representa o produto final, caso contrário utilizou-se líquidos densos para a devida separação.

Os líquidos densos utilizados foram bromofórmio, metileno e uma mistura de bromofórmio com dimetil cujas densidades são, respectivamente, 2,85-2,88, 3,3 e 2,59 g/ml a 20° C.

Concentrados de granada que possuíam grãos de agregados minerais foram purificados com o uso de metileno. Com o uso do bromofórmio com dimetil, cuja densidade (2,59) é menor que o do bromofórmio puro (2,85-2,88), separou-se feldspato-potássico do plagioclásio.

Os concentrados de biotita ou de muscovita foram purificados com o uso do método do papel. Devido ao hábito placóide estes minerais aderem à superfície do papel de filtro, com facilidade, enquanto os minerais granulares tendem a “rolar” sobre esta superfície. O produto final, biotita ou muscovita, foi então recuperado do papel.

O processo de separação dos zircões envolveu a britagem e moagem de grande quantidade de rocha, cuja granulometria de 100-200 mesh foi passada na mesa vibratória de separação, concentrando os minerais pesados. Etapas de purificações no frantz e com líquidos densos forneceram os concentrados de zircões, onde, posteriormente, foram selecionados, com o uso de lupa, os cristais submetidos às datações.

1.4.6.2. Método K-Ar

A determinação de idades segundo este método envolve a separação da amostra em duas partes, uma utilizada para a dosagem do teor de potássio e a outra para a extração do argônio. Os procedimentos analíticos estão descritos com detalhe em Torquato & Kawashita (1992).

O argônio está na forma gasosa retido nos retículos dos cristais. Para a conservação deste gás, é essencial evitar a moagem dos minerais, que provocaria a liberação do argônio. A granulometria utilizada neste trabalho é de 60 a 100 mesh.

Para a extração do argônio, o concentrado mineral é acondicionado em cadinho de molibdênio e fundido em sistema de ultra-alto-vácuo (pressão inferior a 10^{-7} mm de Hg) a temperaturas da ordem de 1500° C. Durante a fusão, adiciona-se uma quantidade conhecida (geralmente inferior a 10^{-5} ccSTP) de *spike* enriquecido em ^{38}Ar (99,98% de pureza).

Os gases liberados durante a fusão são purificados ao passarem por forno de Cu-CuO, que oxida o H e o CO, seguida da passagem por condensadores com carvão ativado mantidos à temperatura do nitrogênio líquido, e finalmente por forno de Ti, com temperaturas de até 850° C, em que os gases ativos são retidos. No final do processo restam unicamente os gases inertes, que não produzem interferências isobáricas com os isótopos de argônio, não necessitando serem eliminados do produto final.

Este produto é então analisado em espectrômetro de massa de fonte gasosa Nuclide, tipo Reynolds modificado.

A dosagem do teor de K é realizada através de análises em duplicata pelo processo de fotometria de chama, em aparelho Micronal B262, com precisão melhor que 1%. Para a leitura no fotômetro de chama utiliza-se uma solução contendo potássio, obtida após um tratamento químico efetuado nas amostras. As amostras são atacadas com ácido H₂SO₄ (50%) e HF, em aquecedor, por uma noite. A seguir, são evaporadas sob lâmpada fraca por três horas, adicionando-se então HNO₃ ao resíduo. A mistura é aquecida sob lâmpada até atingir aspecto gelatinoso. Completa-se então 2/3 do volume do *savillex* com água tri-distilada, e o mesmo retorna ao aquecedor por uma noite. A solução é transferida para o frasco Erlenmeyer, onde é neutralizada com NH₄OH e recebe (NH₄)₂CO₃ (10%). Deve então ficar em repouso por um período mínimo de quatro horas, após o qual é filtrada, coletando-se o líquido da filtração em balão volumétrico. O balão tem seu volume completado com água tri-distilada. A solução é em seguida homogeneizada, transferida para frasco de polietileno, e preparada para leitura no fotômetro de chama mediante adição de padrão de Li.

O cálculo da idade acompanha a equação geral do método:

$$t = 1,804 \times 10^9 \ln (1 + 9,54 \text{ } ^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}),$$

onde $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ é a razão atômica ou molecular.

O valor do teor total de potássio é multiplicado pela abundância molar do ^{40}K , igual a 0,01167 %.

Os teores de ^{40}Ar radiogênico ($^{40}\text{Ar}^*$) da amostra são calculados segundo a equação de Dalrymple e Lanphere (1969).

1.4.6.3. Método Rb-Sr

Os procedimentos analíticos para o método Rb-Sr estão descritos em maior detalhe em Torquato & Kawashita (1994).

Os teores de Rb e Sr são inicialmente determinados por fluorescência de raios X, através de análise semi-quantitativa. O erro admitido para os valores entre 50 e 500 ppm é de 2 %. A partir destes dados, seleciona-se aquelas amostras passíveis de gerar boa distribuição no diagrama isocrônico, ou aquelas cujas razões Rb/Sr sejam suficientemente altas a ponto de minimizar a dependência das idades obtidas em relação às razões iniciais de Sr ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$) arbitradas, no caso do seu uso para o cálculo de idades convencionais. Nesta situação, o teor de ^{87}Rb é calculado pela fórmula:

$$^{87}\text{Rb} = \text{Rb}_{\text{total}} \times 0,278346,$$

onde o valor de 0,278346 representa a fração do isótopo ^{87}Rb presente no rubídio natural.

Amostras cujos teores de Rb e de Sr estiverem fora do intervalo 50-500 ppm deverão ter as concentrações dos referidos elementos, medidas por diluição isotópica, utilizando-se traçadores (spike) enriquecidos em ^{87}Rb e ^{84}Sr , segundo orientação descrita em Kawashita (1972).

Nas amostras com teores dentro do intervalo citado foi realizada a dosagem quantitativa do Rb e do Sr, por fluorescência de raio X. A seguir foi efetuado o ataque químico das amostras e posterior separação do Rb e do Sr em colunas de troca iônica (catiônica), sendo utilizada resina do tipo AG50W-X8, em meio ácido. Finalmente, as amostras secas são levadas ao espectrômetro de massa VG 354 Micromass, totalmente computadorizado, com, filamentos de Ta para a deposição das amostras, onde são determinadas as razões isotópicas.

Os cálculos das idades Rb-Sr foram realizados com base nas constantes de desintegração recomendadas por Steiger & Jäger (1977), que para o Rb é:

$$\lambda ^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

Os valores obtidos para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizados com a razão:

$$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$$

Para os cálculos dos teores de Rb e Sr por diluição isotópica utilizou-se:

$$(^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb})_{\text{N}} = 2,5076 \pm 0,0037$$

As idades foram calculadas com o Programa ISOPLOT de Ludwig (1999). Adotou-se a opção de erro absoluto de 2σ na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

A reprodutibilidade analítica para o método geocronológico Rb-Sr, no Centro de Pesquisas Geocronológicas, é controlada pela repetição de análises do padrão internacional NBS- 987 (carbonato de estrôncio), cujo valor médio é de $0,710280 \pm 0,00003$ (1σ). O valor médio refere-se às médias distintas de vários grupos, cada um com, no mínimo, 100 valores de razões isotópicas, em diferentes dias e do padrão interno S 10.

O valor do “branco” do laboratório de química do Centro de Pesquisas, na época de realização das análises deste trabalho foi de $0,003 \mu\text{g Sr}$.

1.4.6.4. Método Sm-Nd

Os procedimentos analíticos para o método Sm-Nd estão descritos em detalhe em Sato et al. (1995).

Para as análises de Sm-Nd foram utilizadas rochas e concentrados minerais pulverizados (granulometria >200 mesh). As amostras recebem o spike e são submetidas à digestão química, através da mistura ácida HF/HNO₃, na proporção 2:1. Na presença de altos teores de minerais acessórios e refratários, como zircão ou granada, como é o caso, o ataque químico é feito em bomba digestora, do tipo Parr a 180° C, durante dois a três dias. Com a amostra completamente dissolvida, procede-se a separação dos elementos, com o auxílio, primeiramente, de colunas de resina catiônica do tipo AG50W-X8, com granulação entre 200 e 400 mesh, onde se obtém, separadamente, os elementos terras raras, o Sr, entre outros que são dispensados. Colunas de pó de teflon, previamente tratado com ácido Di(2-etilexil) fosfórico, separam o Sm e o Nd do conjunto das terras raras. As extrações de Nd foram acompanhadas da coleta de Sr, visando os cálculos de ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} , para as mesmas amostras.

O Nd, dissolvido com HNO₃, é depositado sobre filamento simples de Re e analisado na forma de (NdO)⁺. O Sm é dissolvido com H₃PO₄ e depositado sobre filamento de arranjo simples de Ta, onde é analisado na forma de Sm metálico. As razões isotópicas de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, assim como as concentrações de Nd e Sm, são obtidas através de análises isotópicas no espectrômetro de massa, tipo VG-354 Micromass, multicoletor.

Durante o desenvolvimento das análises os valores de branco total de Sm ficaram restritos ao intervalo de 100 - 300 pg, enquanto para Nd estiveram em cerca de 50 pg.

As idades Sm-Nd modelo foram calculadas segundo as equações de DePaolo (1988a), utilizando-se o modelo de estágio simples. Para o cálculo de estágio duplo, utilizado em situações especiais de fracionamento, acompanhou-se o estabelecido por Sato (1998). Para os cálculos do parâmetro ϵ_{Nd} e das idades modelo T_{DM}, foram utilizadas as seguintes constantes (DePaolo 1988; Faure 1987):

$$\begin{aligned} {}^{146}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} &= 0,7219 \\ \lambda_{\text{Sm}} &= 0,654 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1} \\ ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(0)} &= 0,512638 \\ ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(0)} &= 0,1967 \\ ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{DM}(0)} &= 0,513114 \\ ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{DM}(0)} &= 0,222 \end{aligned}$$

A média do padrão La Jolla, medido no CPGeo, durante o desenvolvimento deste trabalho, foi de $0,511857 \pm 0,000023$ (1 σ) e o padrão BCR-1 foi de $0,512662 \pm 0,000027$ (1 σ).

As idades Sm-Nd foram calculadas com o Programa ISOPLOT de Ludwig (1999). Adotou-se a opção de erro absoluto de 2 σ na razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴N.

1.4.6.5. Método U-Pb

Condições de operação do SHRIMP (Sensitive High-Resolution Ion Microprobe) e calibração dos dados, erros analíticos e cálculo das idades.

Dados isotópicos de U/Pb de zircão foram obtidos do SHRIMP da Australian National University, usando spot de 25µm com feixe de O₂ filtrado. Detalhes do procedimento analítico, bem como dos cálculos dos erros são apresentados em Stern (1998) e Willians (1998), sendo que os erros de medida nas razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, foram da ordem de 1,5 a 2,0 %, em relação aos padrões utilizados.

As contagens de decaimento e o valor atual de $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, fornecidos em Steiger & Jager (1997) foram utilizadas para calcular as idades.

Para as suites de zircões neoproterozóicas, com teores de urânio menores que 1500 ppm, as idades mais prováveis consideradas são aquelas derivadas das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, seguindo correção para Pb comum pelo método ^{207}Pb (Compson et al 1994) e os zircões com teores mais elevados, a correção para chumbo comum foi feita a partir do ^{204}Pb

Imagens de catodoluminescência foram utilizadas para seleção dos melhores pontos para datações U/Pb, ou seja, foram escolhidos os locais para o spot, que possuem teores de U mais baixos, evitando-se os efeitos da micritização, que produzem perdas de Pb e, conseqüentemente, idades discordantes. As idades foram calculadas usando o programa ISOPLOT (Ludwig 1999).

Abundância de U e razões Th/U dos sítios analisados são discutidas somente quando consideradas importantes para a interpretação de dados isotópicos.

1.4.6.6. Análises de Microsonda

As análises minerais foram obtidas com uma microsonda eletrônica JEOL JCXA 733, do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, sob a supervisão da Prof. Dra. Teresa Palácios, operando com um potencial de aceleração de 15 kV, corrente de emissão de 25 nA e um feixe eletrônico fino de 5 micra.

Utilizaram-se padrões de minerais naturais (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na e K) e de material sintético puro (Cr). A precisão analítica, estimada por repetição das determinações nos padrões, é melhor que 2% para os elementos maiores.

As fórmulas estruturais dos minerais foram calculadas em conformidade com os métodos propostos no programa MINFILE (Afifi & Essene 1988).

2. O SETOR CENTRAL DA FAIXA DE DOBRAMENTOS RIBEIRA

2.1. Contexto Geológico Regional

O Cinturão Móvel Ribeira (Almeida et al. 1973) ou Faixa Ribeira (Cordani et al. 1973) se constitui em um complexo cinturão orogênico, que se desenvolve por mais de 1400 Km ao longo da margem atlântica brasileira. Esta importante unidade geotectônica participou do episódio de colagem, que originou a parte oeste do paleocontinente Gondwana, do Neoproterozóico ao Eopaleozóico (Brito Neves & Cordani 1991).

Ebert & Hasui (1998) sugerem a geração da Faixa Ribeira, juntamente com a Faixa Brasília, através do fechamento, em junção tríplice dos blocos Vitória, São Francisco e Paraná. Os processos que orientaram estas colisões envolveram movimentos laterais, oblíquos e frontais, durante a convergência dos blocos, assim como subducção do tipo A.

A região central da Faixa Ribeira, envolvendo o Sudeste do Estado de São Paulo, foi compartimentada por Tassinari & Campos Neto (1988), com base em informações geocronológicas, em três domínios tectônicos, separados por expressivas zonas de cisalhamento, dispostos, de NW para SE, em São Roque, Embu e Costeiro (**Fig. G01**). O Domínio São Roque integra rochas geradas entre 1,8 Ga e 0,7 Ga, com dois episódios metamórficos, sendo um a 1,4 Ga e outro entre 0,8 e 0,7 Ga, e plutonismo granítico entre 700 - 550 Ma. As rochas mais antigas do Domínio Embu, forneceram idades de 2,5 Ga com um evento metamórfico em 1,4 Ga e migmatização a 750 Ma. Rochas graníticas foram geradas em 700 - 600 Ma. No Domínio Costeiro as idades das rochas apontam o Neoproterozóico (600 - 650 Ma), com plutonismo tardi a pós-tectônico, de caráter charnoquítico, a ~550 Ma. Resultados K-Ar, em minerais, indicam que o resfriamento regional ocorreu, neste domínio, entre 500 - 450 Ma.

Focando, em especial, a região central da Faixa Ribeira, no Estado do Rio de Janeiro, Machado et al. (1996) caracterizam quatro domínios tectônicos, separados por zonas de cisalhamento, os quais se acham estruturados com vergência para NW, em fácies anfibolito. Estes domínios, Andrelândia, a noroeste, Juiz de Fora, Paraíba e Costeiro, a sudeste, sofreram um importante evento tectono-termal entre 590 e 565 Ma, com fusão parcial e remobilização das rochas gnáissicas pré-existentes, cujos protolitos foram gerados a ~2,1 Ga, seguido de intrusões graníticas com a implantação de empurrões e de zonas de cisalhamento destrais. Associada à estes cisalhamentos, entre 535 - 520 Ma, estes autores identificam uma nova fase metamórfica, que teria afetado, somente, os domínios Paraíba e Costeiro.

Outra compartimentação, também no Estado do Rio de Janeiro, e abrangendo o segmento central da Faixa Ribeira, é proposta por Heilbron et al. (2000) e por Trow et al. (2000), onde ficam caracterizados quatro terrenos tectono-estratigráficos principais. No limite Sul do cráton do São Francisco se

encontra o "Terreno Ocidental", que representa, internamente, duas escamas, em escala crustal, sendo o Domínio Juiz de Fora, a leste, cavalgando o Domínio Andrelândia, a oeste, e ambos jogados sobre o cráton. Metassedimentos plataformais meso a neo-proterozóicos, com embasamento paleo-proterozóico, constituem este terreno. Uma nova escama, cavalgando as anteriores, representa o próximo terreno, denominado de "klippe Paraíba do Sul", pelos autores citados, e constituído por metassedimentos metamorfolizados na fácies granulítico, com embasamento paleo-proterozóico. Este terreno se localiza no centro de uma mega-sinformal tardia, com eixo NE-SW, que dobra, também o Domínio Juiz de Fora, que aflora, novamente, a SE, mergulhando para NW. A seguir o "Terreno Oriental", em contato com o Ocidental, através de importante zona de cisalhamento (Almeida et al. 1998), é caracterizado por duas unidades litotectônicas representadas pelos ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá et al. 1998) e pelos paragnaisses e granitóides sin a tardi-colisionais do Domínio Costeiro. Finalmente, a Leste, o "Terreno Cabo Frio" constituído por metassedimentos proterozóicos e embasamento paleo-proterozóico, cavalga o "Terreno Oriental", a oeste.

O Domínio Tectônico de Cabo Frio ("Terreno Cabo Frio" de Heilbron et al. 2000 e Trow et al. 2000) foi detalhadamente estudado por Schmitt (2001), que definiu a Orogenia Búzios e caracterizou, na área, um embasamento gnáissico, com protolitos de 1,9 a 2,0 Ga, recoberto por supracrustais, que foram depositadas durante o Neoproterozóico. Estas rochas se submeteram às condições metamórficas de alto grau, com pressões mínimas de 9Kb e temperaturas acima de 780° C, cujo ápice se localizou entre 525 e 520 Ma. Escamas do embasamento são empurradas sobre as supra-crustais, com transporte tectônico para NW. A partir do início do Ordoviciano, segundo o autor, o Domínio Cabo Frio e o "Terreno Oriental" apresentam uma evolução tectônica similar, em função da colagem. Zonas de cisalhamento transcorrentes destrais, ainda em condições de fácies anfibolito, afetaram esta área a cerca de 500 a 490 Ma. Até esta época as rochas deste orógeno se resfriavam a taxas de 10° C/Ma, entretanto, após 480 Ma, a taxa de resfriamento diminuiu para 5° C/Ma, segundo Schmitt (2001).

Acompanhando a interpretação tectônica dos trabalhos pioneiros de Ebert (1957 e 1968) e Rosier (1965), os metassedimentos, de fácies anfibolito, que constituem o Grupo São Roque/Açungui, no Estado de São Paulo, foram estendidos para o Estado do Rio de Janeiro, por Fonseca et al. (1979). Neste sentido, o Complexo Embu, definido por Hasui & Sadowski (1976), como o conjunto de rochas paragnáissicas-migmatíticas do Grupo Açungui, se assemelha com os litotipos que compõem o Complexo Paraíba, no Estado do Rio de Janeiro, sendo que a relação entre ambos não está bem definida, na literatura.

O Domínio Costeiro (Hasui et al. 1981), delimitado a norte pela Falha de Cubatão e a sul pela linha de costa e ilhas vizinhas, no Estado de São Paulo (**Fig. G1**), contém as rochas de interesse para o desenvolvimento deste trabalho.

Fig. G01 - Mapa Geológico Regional (Campos Neto 2000).

1. Coberturas Fanerozóicas
 2. Formação Pico do Itapeva - Neoproterozóico-Cambriano
- Complexo Costeiro - Terreno Serra do Mar**
3. Granitos peraluminosos
 4. Suíte charnoquítica e granitóides metaluminosos
 5. sill gr Migmatitos com níveis quartzíticos
 6. Migmatitos metaluminosos
- Terreno Julz de Fora**
7. Granito metaluminoso em zona de cisalhamento
 8. Granito peraluminoso
 9. hb bio Granitóide

- Complexo Embu**
10. Xistos e quartzitos rítmicos
 11. Sequência metavulcano-sedimentar
 12. Gnaiss cinza do Arqueano-Paleoproterozóico
 13. Granitos do tipo A
- Terreno Aplai**
14. Granitos peraluminosos
 15. Granitos metaluminosos
 16. Grupo Açungui - depósitos turbidíticos terrígenos
 17. Xistos e gnaisses

- Grupo São Roque (Bacia de retro-arco?)**
18. Associação de quartzitos, calcários e metavulcânicas
 19. Meta-ritmitos com quartzitos, metacalcários e metabasaltos com estruturas de pillow lava
 20. Grupo Serra do Itaberaba
- Terreno Socorro-Guaxupé**
21. Granito peraluminoso
 22. hb bio Granitóides
 23. sill gr Migmatitos do Complexo Piracéia.

Litológicamente o Domínio Costeiro é constituído por três conjuntos distintos constituídos por rochas gnáissico-migmatíticas, rochas para-derivadas e rochas granulíticas (Chiodi et al. 1983 e Sobreiro Neto et al. 1983).

O conjunto gnáissico-migmatítico se apresenta com paleossoma de hornblenda-biotita gnaiss e neossoma de composição granodiorítica.

Os metassedimentos são constituídos, preferencialmente, por rochas síltico-argilosas e, subordinadamente, quartzitos arcossianos e calcossilicáticas. Todo o conjunto paraderivado foi submetido a intenso processo de quartzofedspatização durante o metamorfismo de médio a alto grau, que o afetou durante o desenvolvimento de Ciclo Brasileiro, no final do Neoproterozóico. Núcleos de rochas máficas-ultramáficas, centimétricos a métricos, em estruturas de "boudinagem", ocorrem no interior dos paragnaisses, em diversos pontos, como assinalam Coutinho et al. (1991) e Campanha & Ens (1996). Foi descrito por Silva et al. (1977) o Complexo Bairro do Marisco, que representa um corpo de rochas meta-básicas com dimensões quilométricas, situado em meio aos paragnaisses, com estruturas interpretadas como paleo-diques anfibolitizados.

As rochas granulíticas, segundo Chiodi et al. (1983), são constituídas predominantemente por charnoquitos e noritos que ocorrem associados aos gnaisses oftalmíticos e aos corpos graníticos presentes na área. Cabe ressaltar que pelo menos alguns dos charnoquitos são rochas ígneas vinculadas aos processos magmáticos associados aos granitóides pós-tectônicos que intrudiram as rochas metamórficas do Complexo Costeiro.

Batólitos graníticos, como o de Natividade da Serra e o de Caraguatatuba, e corpos menores, como o charnoquito de Ubatuba, são encontrados no âmbito deste domínio. Na maioria, são corpos graníticos porfíricos, tardi a pós-tectônicos, com composição álcali-cálcica (Janasi & Ulbrich 1992).

As principais estruturas presentes no Complexo Costeiro, na área em estudo, definem um "trend" ENE-WSW (Chiodi et al. 1983). As rochas metamórficas apresentam uma forte e penetrativa xistosidade e/ou foliação gnáissica, em todas as escalas. Padrões de deformação impostos pelas grandes zonas de cisalhamento NE-SW, que afetaram a região, favorecem figuras anastomosadas, que reorientam as estruturas, não raramente, no quadrante NW, como apresentado por Carneiro et al. (1979).

Estruturas em leque relacionadas às zonas de cisalhamento dúctil, sugerindo regime transpressivo dextral, na evolução do Cinturão Ribeira, tem sido assinaladas por diversos autores (Sadowski 1991; Ebert; Hasui & Costa 1991; Machado & Endo 1993; Campanha & Ens 1993; Ebert et al. 1993; Ebert & Hasui 1998).

Segundo Campos Neto & Figueiredo (1992 e 1995), sistemas orogênicos superpostos, durante o Neoproterozóico-Eocambriano, teriam

amalgamado diversas microplacas, originando o atual sudeste brasileiro, no contexto do supercontinente Gondwana. Estes autores caracterizaram a Orogênese Rio Doce como um arco magmático que teria evoluído de 590 a 570 Ma, no interior da denominada microplaca Serra do Mar, cujos batólitos calcio-alcalinos, representativos do estágio pré-colisional, apresentam zoneamento químico que sugere subducção para NW. Este terreno suspeito que coincide, na área do presente trabalho, ao Complexo Costeiro, se estende, no entendimento dos autores, do Sul da Bahia ao Rio Grande do Sul. O estágio colisional, entre 560 e 530 Ma, teria adicionado esta microplaca aos domínios orogênicos precedentes, segundo os autores acima citados. Como resultado desta colisão teria havido, segundo os autores, fusão de crosta continental, em especial das rochas paraderivadas, gerando migmatitos e granitos peraluminosos, com espessamento crustal para NW, através de expressivos cavalgamentos. Finalmente, corpos e diques granitóides pós-colisionais (520-480 Ma), se implantaram.

Heilbron et al. (1995 e 2000) propõem cinco estágios para a evolução brasileira do segmento central da Faixa Ribeira. O estágio pré-colisional seria relativo à zona de subducção para Leste, com a geração do arco magmático Rio Negro, a 630 Ma (Tupinambá 1999). No estágio sin-colisional, teria havido a colisão frontal dos terrenos Oriental e Ocidental, com vergência para NW, entre 570 e 590 Ma. O estágio tardi-colisional representaria uma compressão oblíqua, com intrusões de granitóides, que ocorreu entre 565 e 540 Ma. Zonas de transcorrência destrais, associadas a um evento transpressivo, com a intrusão de pequenos plútons calcio-alcalinos, caracterizaria, segundo os autores citados, o estágio pós-colisional, que perdurou entre 540 e 520 Ma. Finalmente, no estágio transicional ocorreria o relaxamento térmico do orógeno, com transtensão no intervalo de 520 - 480 Ma, e conseqüente intrusões calcio-alcalinas entre 503 e 480 Ma (Machado et al. 1996).

Campos Neto (2000) propõe a divisão do setor central da Faixa Ribeira, a qual é realçada como a principal estrutura da interação das placas que integram o Sistema Orogênico Mantiqueira, segundo os terrenos Juiz de Fora, a noroeste, Serra do Mar e Cabo Frio. O setor Norte deste sistema teve início com a união dos terrenos Juiz de Fora e Serra do Mar, através da Orogênese Rio Negro, entre 630 e 610 Ma, em função da subducção, para E, da borda Leste do cráton do São Francisco, segundo o autor citado. A inversão no sentido da subducção, a 600 Ma, com a Orogênese Araçuaí, teria ocasionado a colisão, a 580 Ma, daqueles terrenos com a margem passiva Leste do cráton do São Francisco. O Terreno Serra do Mar, ainda segundo o mesmo autor, teria sido regenerado por um jovem arco magmático, entre 580 e 565 Ma, podendo chegar a 540 Ma, no setor nordeste da Faixa Araçuaí, onde foi definida a Orogênese Rio Doce. A total reciclagem da litosfera oceânica, do Oceano Adamastor, teria ocasionado a colisão do Terreno Cabo Frio, interpretado como um promontório a Oeste da Placa do Congo, pelo autor citado, durante o Cambriano Médio, 520 Ma, com os terrenos anteriores, no setor mais a Leste da Faixa Ribeira.

As bacias molássicas e ocorrências sedimentares da transição Neoproterozóico - Eocambriano do Sudeste do Brasil, que ocorrem associadas

à Faixa Ribeira tem sido objeto de estudos por diversos pesquisadores (Hama & Cunha 1977; Teixeira 1996; Riccomini 1993; Moro 1993; Basei et al. 1998; Cordani et al. 1999; Moro 2000). As datações K-Ar dos minerais autigênicos, presentes nestes sedimentos, indicaram valores próximos de 500 Ma, concordantes com as determinações Rb-Sr dos riolitos associados à Bacia de Castro, apresentadas por Moro (1993). Cordani et al. (1999) informam sobre datações U-Pb SHRIMP em riolitos da Bacia de Castro com idades de 543 ± 12 Ma. Moro (2000) encontrou valores Rb-Sr, da fração fina dos sedimentos da Bacia de Castro, entre 430 e 440 Ma, interpretada pela autora como re-homogeneização isotópica, posterior à geração das rochas sedimentares.

O Complexo Costeiro, durante o Mesozóico, foi afetado por expressiva atividade magmática alcalina, relacionada ao processo de fragmentação continental e de abertura do Oceano Atlântico. Determinações K-Ar obtidas para complexos alcalinos forneceram idades dentro do intervalo de tempo entre 95 e 45 Ma (Amaral et al. 1967; Ulbrich & Gomes 1981), enquanto para os diques de diabásio, normalmente concordantes com o "trend" regional e muito freqüentes no interior do complexo, as idades obtidas situaram-se no intervalo de 140 - 110 Ma (Minioli 1971)

Expressivos movimentos verticais ocorreram na área, durante o Cenozóico, associados à abertura do Atlântico Sul, condicionando escarpas de falhas e favorecendo fortes processos erosivos, expondo rochas de níveis crustais profundos.

2.2.1. Padrão geocronológico

Três ciclos orogênicos sucessivos, no Pré-cambriano, foram definidos, por Delhal et al. (1969) e por Cordani et al. (1973), através de determinações U/Pb, Rb/Sr e K/Ar, em rochas ígneas e metamórficas da Região Sudeste do Brasil. Os gnaisses Mantiqueira, com 2,8 Ga, representariam o evento mais antigo, enquanto os gnaisses granulíticos, da Formação Paraíba do Sul, com 2,07 Ga, seriam relativos ao pico metamórfico do Ciclo Transamazônico, e o evento mais jovem, com 620 - 540 Ma, apresentando forte granitização, teria se estendido até 500 - 470 Ma, com manifestações graníticas tardi a pós-tectônicas.

Cordani & Teixeira (1979) acrescentaram à este quadro, isócronas Rb/Sr de idade arqueana, com 3,28 Ga e 3,0 Ga, na região de Juiz de Fora e Barbacena, MG. Foram realçadas, por estes autores, as isócronas Rb/Sr, em rocha total, das rochas granulíticas de Ubatuba e de São Fidélis, com 550 Ma e 600 Ma, respectivamente, obtidas por Gasparini & Mantovani (1977). Com base em um grande número de determinações radiométricas, Siga Jr et al. (1982) reforçou a superposição de duas províncias geocronológicas, no setor Norte da Faixa Ribeira, sendo a mais antiga de idade Transamazônica e a mais recente Brasileira.

As rochas da suite charnoenderbítica do Complexo Costeiro, no Estado do Espírito Santo, foram analisadas, pelo método U/Pb, em zircões, por Sollner

et al.(1987, 1989), fornecendo a idade do pico metamórfico em 560 Ma. Sollner et al. (1991), apoiados em determinações U/Pb, localizam o evento metamórfico principal dos complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul, entre 590 e 577 Ma, enquanto o processo de enderbitização parcial das supracrustais do Complexo Costeiro, na área estudada pelos autores, ocorreu entre 580 e 560 Ma.

O padrão geocronológico regional para o Complexo Costeiro, no Estado de São Paulo, sintetizado por Tassinari (1988), indica idades isocrônicas Rb-Sr, entre 650 - 600 Ma (**Tabela G1**). Os corpos graníticos tardi-orogênicos, mais novos, apresentaram idades de instalação ao redor de 550 Ma. Valores elevados de razões iniciais de Sr, normalmente acima de 0.712, juntamente com valores fortemente negativos de ϵ_{Nd} , entre -14 e -8, conseguidos tanto nas rochas metamórficas, quanto nos corpos graníticos, sugerem processos de fusão parcial e remobilização de materiais crustais mais antigos. Idades modelo (manto empobrecido) Sm-Nd (T_{DM}), ao redor de 2000 Ma, sugerem que os protólitos crustais do Complexo Costeiro se originaram no Paleoproterozóico (Tassinari et al. 1989). Estes autores propõem que a região leste-sudeste do Estado de São Paulo tenha evoluído, durante o Proterozóico, através da colagem de terrenos alóctones, separados por falhamentos transcorrentes e de empurrão. O Complexo Costeiro, a leste neste conjunto, se encontraria entre a linha de costa e o Domínio Embu, onde foram caracterizados eventos geodinâmicos formadores de rochas em 2.500, 1.500 e 750 Ma (Tassinari 1988), com parte das rochas sendo produzidas através de processos de fusão parcial de rochas arqueanas.

Os gnaisses kinzigíticos e os granitóides do Complexo Costeiro, no Estado de São Paulo, forneceram valores de ϵ_{Nd} , calculados para 600 Ma, variando entre os intervalos de (-3,6 e -5,8) e (-7,8 e -11), respectivamente, indicando uma origem crustal para estas rochas (Tassinari & Sato 1996). As amostras gnáissicas, relativas ao intervalo mais negativo, indicaram idades modelo Sm-Nd, manto empobrecido (T_{DM}), entre 1,8 e 1,9 Ga, tendo sido interpretadas, pelos autores, como a época de diferenciação da crosta continental primitiva. As amostras relativas ao intervalo menos negativo, referentes às rochas granitóides, forneceram idades T_{DM} entre 1,2 e 1,4 Ga, que pode sugerir, na opinião dos autores, que estas rochas foram geradas, no Neoproterozóico, a partir do retrabalhamento de rochas pré-existentes, com cerca de 1,8 Ga, contaminadas com magmas mantélicos.

Os migmatitos do Complexo Embu, mais preservados da orogenia brasileira, com idades entre 2,5 e 1,5 Ga, forneceram idades T_{DM} entre 2,9 e 3,3 Ga, com valores de ϵ_{Nd} , calculados para as idades de formação, entre -5 e -14, indicando que os primeiros episódios de formação de crosta continental, neste complexo, ocorreu no Mesoarqueano. Tanto os migmatitos menos preservados do Complexo Embu, quanto as rochas granitóides indicaram episódios de diferenciação mantélica relativos ao Paleoproterozóico (Tassinari & Sato 1996).

SPR	No. Campo	Material	Rb	Sr	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro	local
8298	S - 1 - B	gn/mig	164,2	134,9	3,541	0,100	0,760760	0,000600	São Sebastião
8299	S - 1 - D	gn/mig	144,1	158,9	2,636	0,074	0,752140	0,000550	São Sebastião
8300	S - 1 - E	gn/mig	142,7	127	3,268	0,092	0,757420	0,000360	São Sebastião
8301	S - 1 - G	gn/mig	145,4	164,6	2,572	0,072	0,768420	0,000670	São Sebastião
8302	S - 1 - I	gn/mig	180,3	109,2	4,799	0,135	0,751400	0,001160	São Sebastião
8303	S - 1 - J	gn/mig	199,6	115,5	5,025	0,141	0,755160	0,000260	São Sebastião
8304	S - 2 - LB	gn/mig	181,2	238,7	2,203	0,062	0,734070	0,000240	Boissucanga
8305	S - 2 - LD	gn/mig	122,4	283,8	1,250	0,035	0,724690	0,000310	Boissucanga
8306	S - 2 - LE	gn/mig	72,8	302,6	0,697	0,020	0,724720	0,000340	Boissucanga
8307	S - 2 - LH	gn/mig	149,8	257,7	1,686	0,048	0,730760	0,000250	Boissucanga
8308	S - 2 - LL	gn/mig	221,5	276,1	2,329	0,066	0,737070	0,000220	Boissucanga
8309	S - 2 - LM	gn/mig	140,6	345,6	1,180	0,033	0,726430	0,000300	Boissucanga
8338	S - 2 - LI	gn/mig	168,8	135,1	3,631	0,102	0,749280	0,000560	Boissucanga
8336	S - 2 - MB	gn/mig	142,5	198	2,085	0,059	0,725650	0,000150	Boissucanga
8337	S - 2 - ME	gn/mig	142,7	212,9	1,943	0,055	0,724200	0,000260	Boissucanga
8339	S - 2 - UM	gn/mig	92,7	201	1,338	0,038	0,731860	0,000700	Boissucanga
8340	S - 2 - MD	gn/mig	166,8	213,3	2,267	0,064	0,724830	0,000680	Boissucanga
8341	S - 2 - PD	gn/mig	165,8	218,8	2,198	0,062	0,730620	0,000320	Boissucanga
8342	S - 2 - PE	gn/mig	21,6	206	0,304	0,009	0,729270	0,000510	Boissucanga
8343	S - 2 - PF	gn/mig	199	59,7	9,733	0,273	0,798060	0,000480	Boissucanga
8344	S - 2 - PC	gn/mig	5,9	248,1	0,069	0,002	0,721140	0,000270	Boissucanga
8345	S - 2 - PI	gn/mig	83,8	193,2	1,259	0,035	0,734160	0,000520	Boissucanga
8346	BP - 1 - B	gnaisse	199,3	318,9	1,813	0,051	0,729410	0,000180	res.Paraibuna
8347	BP - 1 - O	gnaisse	200,1	277	2,095	0,059	0,728920	0,000400	res.Paraibuna
8348	BP - 1 - F	gnaisse	218,7	211,9	2,996	0,084	0,736650	0,000150	res.Paraibuna
8349	BP - 1 - C	gnaisse	225,8	290,9	2,252	0,064	0,731730	0,000400	res.Paraibuna
8350	BP - 1 - H	gnaisse	197,9	215,7	2,662	0,075	0,732280	0,000310	res.Paraibuna
8351	BP - 1 - J	enclave	284,3	463,4	1,779	0,050	0,724870	0,000300	res.Paraibuna
8352	BP - 1 - K	enclave	245,8	224,3	3,183	0,090	0,744850	0,000210	res.Paraibuna
8353	BP - 1 - L	enclave	222,3	571,7	1,127	0,032	0,718190	0,000220	res.Paraibuna
8354	BP - 1 - N	aplito	195,5	215	2,639	0,074	0,737850	0,000390	res.Paraibuna
8355	BP - 1 - O	aplito	284,8	328	2,520	0,071	0,734060	0,000250	res.Paraibuna
8361	BP - 2 - A	gnaisse	199,1	369,1	1,564	0,044	0,724380	0,000390	res.Paraibuna
8362	BP - 2 - B	gnaisse	171,8	400,9	1,242	0,035	0,721300	0,000360	res.Paraibuna
8190	S-4-A-MLS	migmatito	165,1	435,1	1,099	0,031	0,718100	0,000180	Mogi-Bertioga
8191	S-4-E-MLS	migmatito	271,5	414	1,901	0,054	0,723600	0,000160	Mogi-Bertioga
8192	S-4-F-MLS	migmatito	135,9	678,8	0,580	0,016	0,714320	0,000210	Mogi-Bertioga
8193	S-4-F-MLS	migmatito	230,7	369,1	1,812	0,051	0,723860	0,000370	Mogi-Bertioga
8194	S-4-K-LCS	migmatito	209,3	287	2,115	0,060	0,726710	0,000380	Mogi-Bertioga
8195	S-4-M-LCS	migmatito	176,5	354,8	1,360	0,038	0,721610	0,000230	Mogi-Bertioga
8196	S-4-P-LCS	migmatito	161,8	337,4	1,390	0,039	0,721080	0,000380	Mogi-Bertioga
8197	S-4-Q-LCS	migmatito	316,3	188,7	4,872	0,137	0,751630	0,000180	Mogi-Bertioga
8198	S-4-R-LCS	migmatito	195,6	201,3	2,820	0,080	0,734460	0,000330	Mogi-Bertioga
8199	S-4-T-LCS	migmatito	195,3	229,3	2,471	0,070	0,732140	0,000350	Mogi-Bertioga
8200	S-4-V-LCS	migmatito	214,2	192,4	3,232	0,091	0,739570	0,000150	Mogi-Bertioga
8201	S-4-X-LCS	migmatito	199,1	346,5	1,666	0,047	0,725340	0,000160	Mogi-Bertioga
8202	C - 3 - B	granitóide	144,2	342,9	1,219	0,034	0,721510	0,000420	Caraguatatuba
8203	C - 3 - D	granitóide	181,7	335,5	1,570	0,044	0,724850	0,000240	Caraguatatuba
8204	C - 3 - H	granitóide	161,8	228,9	2,050	0,058	0,729160	0,000310	Caraguatatuba
8205	C - 3 - J	granitóide	148,9	234,6	1,840	0,052	0,726580	0,000500	Caraguatatuba
8206	C - 3 - K	granitóide	93,7	401,8	0,676	0,019	0,718670	0,000450	Caraguatatuba
8207	C - 3 - M	granitóide	271,6	61,5	12,911	0,361	0,810680	0,000650	Caraguatatuba
8356	C - 1 - D	granitóide	112,4	319,8	1,019	0,029	0,720680	0,000410	Caraguatatuba
8357	C - 1 - G	granitóide	111,1	389,4	0,827	0,023	0,719810	0,000640	Caraguatatuba
8358	C - 1 - H	granitóide	193,4	142,7	3,938	0,111	0,746890	0,000220	Caraguatatuba
8359	C - 2 - A	granitóide	157,7	372,2	1,228	0,035	0,722110	0,000750	Caraguatatuba
8360	C - 2 - B	granitóide	158,8	396,1	1,162	0,033	0,722250	0,000200	Caraguatatuba
8175	P - 1 - A	granitóide	192,6	201,2	2,778	0,078	0,735280	0,000190	Nativ. Serra
8176	P - 1 - E	granitóide	199,7	195,5	2,965	0,084	0,736570	0,000330	Nativ. Serra
8177	P - 1 - H	granitóide	242,7	166,7	4,230	0,119	0,746630	0,000120	Nativ. Serra
8178	P - 1 - J	granitóide	197,5	209,3	2,738	0,077	0,734220	0,000370	Nativ. Serra
8179	P - 1 - K	granitóide	250,8	207,5	3,510	0,099	0,741070	0,000460	Nativ. Serra

Tabela G01 - Dados Analíticos Rb-Sr, em rocha total, do Complexo Costeiro, em São Paulo (Tassinari 1988).

O comportamento do Nd, em determinações apresentadas por Dantas et al. (1999 e 2000), não apoiam a distinção entre os domínios Embu, São Roque e Jundiá, posicionados a NW deste primeiro, como terrenos exóticos, justapostos durante a orogênese brasiliana. Segundo os autores, os dados sugerem que estes domínios fariam parte de um mesmo bloco litosférico que teria sido fragmentado por zonas transcorrentes, as quais teriam favorecido a exposição de níveis crustais distintos e, consequentemente, condições metamórficas diferenciadas, durante o Ciclo Brasileiro, como proposto por Hackspacher et al. (1997).

Com base nos resultados isotópicos de Tassinari et al. (1989), em rochas do Complexo Costeiro e na possibilidade de correlação temporal com as idades obtidas para o magmatismo granítico mais antigo e/ou para as rochas produzidas por eventos de acreção continental de material juvenil, na região sudeste de Angola, na África, Carvalho & Tassinari (1992) acenam com a possibilidade das rochas da área em estudo terem sido geradas, durante a orogênese Brasileira, por retrabalhamento de terrenos similares aos existentes hoje no sudoeste do Cráton de Angola-Kasai. Estes terrenos são constituídos por rochas granítico-gnáissicas com expressivas seqüências de rochas metassedimentares e básicas e ultrabásicas, que ao serem tectonizadas poderiam produzir a situação geológica observada atualmente no Complexo Costeiro.

O padrão de idades K-Ar disponíveis (Minioli 1971; Tassinari 1988) para o Complexo Costeiro, entre 500 e 450 Ma (**Tabela G2**), indicam que o processo de resfriamento regional ocorreu até o Ordoviciano Médio.

N. de	Rocha	Material	% de K	Ar ⁴⁰ Rad	Ar ⁴⁰ Atm	Idade	Local
Campo				ccSTG/g (x10-6)	(%)	(Ma)	
CA -14A	Leptinito	Anfibólio	2,600	55,5	3,5	480 ± 14	Caraguatatuba
CA -14B	Leptinito	Fedspato	12,400	249,7	6,7	455 ± 13	Caraguatatuba
CA -14C	Leptinito	Biotita	7,390	150,8	1,2	462 ± 13	Caraguatatuba
CA - 16	Gnaisse	Biotita	7,180	140	1,3	443 ± 13	São Sebastião
CA - 17	Migmatito	Biotita	7,460	153	0,6	463 ± 14	São Sebastião
CA - 21	Gnaisse	Muscovita	8,750	181,1	2,2	473 ± 14	São Sebastião
CA - 21	Gnaisse	Biotita	7,700	163	1,8	474 ± 14	São Sebastião
CA - 22	Migmatito	Biotita	6,630	141,2	8,2	483 ± 14	São Sebastião
CA - 24	Migmatito	Muscovita	8,870	185,7	3,7	470 ± 14	São Sebastião
CA - 24	Migmatito	Biotita	7,380	155,6	2,4	475 ± 14	São Sebastião
S-4-E	Migmatito	Biotita	7,065	156,6	3,38	496 ± 15	Bertioga-Mogi
S-4-K	Migmatito	Biotita	6,927	144,5	4,53	470 ± 7	Bertioga-Mogi
S-I-L	Gnaisse	Biotita	7,378	149,6	5,41	460 ± 14	São Sebastião
BP-1-I	Gnaisse	Biotita	6,774	144,5	5,8	480 ± 16	Res. Paraibuna

Tabela G02 - Dados Analíticos K-Ar, em concentrados minerais, do Complexo Costeiro, em São Paulo (Tassinari 1988).

3. O COMPLEXO COSTEIRO NA ÁREA DE ESTUDO

3.1. As Rochas

A região de interesse deste projeto contempla o domínio das rochas paraderivadas, as quais predominam na península de São Sebastião (**Mapa geológico-estrutural - Anexo 1**), e foram melhor investigadas em função de sua ampla exposição ao longo da costa, além do domínio ortoderivado, exposto, em especial, no setor W-NW, entre as localidades de Juqueí e Guarujá.

3.1.1. Os Paragnaisses

Os paragnaisses são rochas, relativamente, heterogêneas, que acompanham as variações típicas de uma seqüência meta-sedimentar. Estruturas migmatíticas, com injeções de material neossomático, quartzo-feldspático, foliadas, quando em condições dinâmicas, ou pegmatóides, quando tardias, são comuns.

O bandamento gnáissico é irregular, refletindo os processos dinâmicos e migmatíticos que acompanharam a geração destas rochas, onde núcleos amendoados de litotipos mais antigos (gnaisses kinzigíticos, restitos biotíticos, calcio-silicáticas e rochas anfibolíticas) são contornados pela foliação definida pela orientação de biotitas, em especial, e de sillimanitas, quando presentes, evidenciando o processo de transposição a que foram submetidas (**Foto R01 e R02**).

As texturas variam de lepidoblástica a granoblástica, com granulação de média a grossa, onde recuperação de grãos é bastante comum e os grãos de quartzo e feldspato apresentam extinção ondulante. Porfiroblastos de granadas e plagioclásios, poiquiloblásticos, crescem ou sobre a foliação gnáissica ou a ondulam levemente, retratando minerais tardi a pós-cinemáticos. Inclusões de biotitas, nestes cristais, são muito comuns. Localmente, em situações mais dinâmicas, os porfiroblastos de granada e de plagioclásio são contornados pela foliação, sendo que as granadas se acham rodadas, com uma foliação pretérita marcada por seqüências de inclusões de biotitas interiores (**Foto E03**), evidenciando uma geração sin-cinemática.

A rocha gnáissica é constituída, basicamente, de plagioclásio, comumente sódico, quartzo e biotita, em intervalos percentuais equivalentes. A presença marcante de feldspato cálcico em Toque Toque (TT) e em Pauba (PA) foi relacionada à amostras representativas de restitos, ricos em biotitas, posicionados em áreas fortemente injetadas por produtos de fusão parcial. Cordierita está presente em vários pontos. Os porfiroblastos de granada, apesar de algumas vezes se apresentarem euhedrais, normalmente são encontrados como agregados irregulares. Inclusões de biotitas, em equilíbrio com as granadas, são muito comuns e, eventualmente, podem ser observados

Foto R01 - Estrutura gnáissica nas rochas de Boissucanga.

Foto R02 - Núcleo anfibolítico interior aos gnaisses de Boissucanga.

cristais de rutilo, no interior destes porfiroblastos. As granadas podem alcançar alguns centímetros de diâmetro e, comumente, se associam às biotitas. Assim como as sillimanitas, as granadas podem estar presentes, em vários percentuais, na composição da rocha feldspatos-potássicos ocorrem, amplamente, em níveis neossomáticos, tanto na matriz quanto em fenocristais tardios, com muitas inclusões, normalmente associados à presença de sillimanitas. Muscovita pode ser encontrada, com facilidade, nestes níveis quartzo-feldspáticos.

Fenocristais de ilmenita e de apatita, com 1-2 centímetros de diâmetro (**Fotos R03 e R04**), são observados localmente. Como acessórios tem-se, comumente, zircão, apatita e opacos. A maioria dos zircões presentes nos metassedimentos, possivelmente detríticos, apresentam recristalização de bordas. Foram observados, localmente, cristais euédricos de zircão, possivelmente neoformados durante o processo metamórfico.

Estudos geotermométricos e geobarométricos indicam que estas rochas foram geradas em condições de metamorfismo na fácies granulito (sillimanita + K-feldspato), com 800 ± 50 °C e $5,5 \pm 1.5$ Kb no pico metamórfico, (granada $\Rightarrow$ cordierita, granada + K-feldspato $\Rightarrow$ biotita + sillimanita) e retrogradação (cordierita $\Rightarrow$ biotita + sillimanita) para, aproximadamente, 550 °C e perto de 3 Kb, acompanhando um padrão P-T-t horário (**Figura R01**), modificado de Dias Neto et al. (2000a).

3.1.2. Os Núcleos Anfíbolíticos

Núcleos anfíbolíticos são, relativamente, comuns no interior das rochas gnáissicas. Estes corpos ocorrem segundo conjuntos distintos, cujas características devem refletir suas origens. Tanto o conjunto presente, prioritariamente, em Boissucanga e denominado de BC, estudado por Dias Neto et al. (1999), quanto os corpos distribuídos nos costões de Juqueí, referidos como JQ, os quais são explicitados a seguir, são objeto de considerações nos capítulos de litoquímica e geocronologia.

Corpos tabulares, concordantes com a foliação gnáissica, com dobras apertadas a isoclinais e rompidos, parecem retratar antigos sills ou diques, paralelizados com o bandamento do gnaiss, pela deformação (**Foto R05**). Estas rochas negras e homogêneas, de granulação média a fina, ocorrem em grande número na área de Boissucanga (**BC-ANEXO 1**). Basicamente, hornblenda, em mais da metade, cerca de 25% de plagioclásio, com alguns percentuais de quartzo e de biotita, compõem a mineralogia desta rocha, que tem como acessórios, mais comuns, apatita, titanita, zircão e opacos. Os índices percentuais referem-se a estimativas visuais, apoiadas em diagramas específicos de ocorrência mineral. As texturas variam de granoblástica a granomematoblástica. Rochas assemelhadas a este conjunto foram descritas por Coutinho et al. (1991) na Península do Baleeiro (**CB**) e podem ser observadas também em Pauba (**PA**), em Santiago (**SA**) e em Toque-Toque (**TT**).

Foto R03 - Porfiroblasto de ilmenita, contornado por biotitas, presente em vários pontos nos paragnaisses.

Foto R04 - Porfiroblasto de apatita, presente nos paragnaisses.

Figura R01 - Padrão metamórfico P-T-t para os pelitos anatóxicos do Complexo Costeiro, na região de São Sebastião, SP. Este padrão está combinado com a malha petrogenética do sistema NaKFMSAH (adaptado de Spear et al. 1999), modificado de Dias Neto et al. (2000a).

Outro conjunto de anfibolitos é representado por corpos máficos irregulares, interiores aos paragneisses que foram, como os anteriores, metamorfisados e deformados conjuntamente. Estas rochas, classificadas como meta-gabros, apresentam granulação média a grossa e mineralogia básica com 35-40% de plagioclásio, 30-35% de hornblenda, 10-20% de biotita, e alguns percentuais de quartzo, tendo como acessórios titanita, apatita, zircão e opacos. A textura predominante é granoblástica, entretanto em vários pontos tem-se preservadas texturas ígneas subofíticas. Feições reliquiares de cristais de piroxênio passando a anfibólios são relativamente comuns. O plagioclásio, normalmente, se apresenta zonado. A principal ocorrência destas rochas encontra-se no costão W de Juquei (**JQ-ANEXO 1**), onde se acham expostas por centenas de metros, fartamente injetadas por veios quartzo-feldspáticos, associados à fase pegmatítica (**Foto R06**). Neste local foi descrita por Coutinho et al. (1991) a ocorrência de plagioclásio-hornblenda websterito, em núcleos boudinados interiores aos paragneisses.

Configurando um corpo elíptico, cujo eixo maior, de cerca de 6 Km, se orienta próximo de ENE, o Complexo Bairro do Marisco (**MA-Anexo 1**), definido por Silva et al. (1977), composto de metagabros e metadioritos, se caracteriza como a maior ocorrência de rochas meta-básicas associada ao domínio paraderivado. Estas rochas se acham fortemente intrudidas por diques de micro-dioritos pórfiros, mesozóicos. Os metagabros do Complexo Marisco apresentam granulação grossa, com cristais de hornblenda de vários centímetros, crescidos sobre uma matriz poiquilítica, englobando plagioclásio ripiforme de geminação complexa. A mineralogia básica se constitui de clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio e ortopiroxênio. Olivina alterada cede lugar a ortopiroxênio, que por sua vez se transforma em hornblenda. O ortopiroxênio se acha em equilíbrio com o clinopiroxênio. Tanto os meta-gabros Marisco, como os dioritos mesozóicos, são enfocados no capítulo de geocronologia.

3.1.3. Os Ortognaisses e os Granitóides Orientados

Interior ao domínio paraderivado e condicionado por importante zona de cisalhamento de baixo ângulo, está presente, no setor Leste da área de estudo, em São Sebastião, um corpo granítico (**ECA01/ECA02/BAR01-Anexo 1**), cuja composição o coloca entre monzogranito e granodiorito, contendo, aproximadamente, 35% de quartzo, 35% de plagioclásio, 25% de microclínio, alguns percentuais de muscovita e granada, com alguma biotita. Rocha leucocrática inequigranular, média a grossa, normalmente com forte orientação, com os grãos de quartzo estirados e recristalizados, acompanhando a orientação dos minerais micáceos, caracterizando a foliação presente (**Foto R07**). Extinção ondulante pode ser observada nos cristais de quartzo e feldspato. Denominada aqui como leuco-gnaiss São Sebastião, por ocupar grande parte da área urbana desta cidade, esta rocha é a mesma referida como granito Guaecá por Maffra (2000), que identificou uma fácies a biotita, na base do corpo, em contato com os biotita gnaisses paraderivados, onde a

Foto R05 - Corpos tabulares anfibolíticos dobrados, juntamente com a estrutura gnáissica, em Boissucanga.

Foto R06 - Núcleos meta-gabróicos anfibolitizados, injetados por veios quartzo-feldspáticos da fase pegmatítica, nos costões de Juqueí.

dinâmica do cisalhamento está fortemente presente. Esta rocha é analisada isotopicamente no capítulo respectivo.

Na Ilha de São Sebastião, extremo leste da região de estudo, estão presentes rochas graníticas, de granulação média a grossa, com fenocristais de K-feldspato e de plagioclásio, de vários centímetros de dimensão (**Foto R08**). A mineralogia básica compreende plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e alguma hornblenda. A rocha se acha orientada pela organização dos fenocristais de feldspato, os quais, muitas vezes, estão lenticularizados, pelos minerais micáceos e pelas lentes de quartzo, que se apresentam com extinção ondulante. Janasi e Ulbrich (1992) a denominam de (hornblenda) biotita granitóide gnáissico porfirítico. Os acessórios são apatita, titanita, opacos e zircão. O maciço granítico em questão é invadido por plútons mesozóicos de rocha alcalina, onde predominam nephelina sienitos e pulaskitos, segundo Ulbrich & Gomes (1981). Este corpo, no setor SW da Ilha de São Sebastião (**IB-Anexo 1**), se acha, fortemente, deformado por cisalhamento direcional de baixo ângulo, o qual gerou uma marcante lineação de estiramento mineral (**Fotos E01a e E01b**), comentada no capítulo das estruturas.

No setor W-NW da área de estudo, configura-se o domínio ortoderivado, em contato gradacional com os paragnaisses, segundo Silva et al. (1977) e Maffra (2000), na localidade de Juqueí, passando a ocorrer uma rocha de composição granítica, classificada como alcali-feldspato granito, contendo cerca de 30% de quartzo, 20% de microclínio, 20% de plagioclásio e 20% de biotita. Os acessórios mais comuns são apatita, zircão e opacos. Esta rocha, com textura blastomilonítica, se apresenta fortemente orientada, com os grânulos de quartzo estirados e recristalizados, acompanhando as biotitas e os feldspatos organizados em faixas (**Fotos E07a e E07b**). Os porfiroblastos, em especial de K-feldspato, em forma de olhos, ocorrem em grande quantidade, ao longo da foliação, justificando a designação, atribuída por Maffra (2000), de augen gnaiss Juquei (**JQ04-Anexo 1**). Cloritização de biotitas indica um processo retrometamórfico, que afetou estas rochas. A deformação presente neste ponto, que sugere um forte achatamento nesta região, é comentado durante a descrição das estruturas. Os aspectos litoquímicos e geocronológicos desta rocha são tratados nos capítulos respectivos.

Estes gnaisses ortoderivados estão em contato tectônico, através da falha de Camburu, com o granito porfirítico Pico do Papagaio (Campanha & Ens 1996), cuja composição monzogranítica contempla quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e hornblenda. Porções indeformadas, interiores ao corpo granítico, com fenocristais idiomórficos de K-feldspato, gradam para faixas onde estes minerais estão ovalados e lenticularizados, passando para uma rocha intensamente deformada, na zona de cisalhamento, o que aponta para um posicionamento tardi-tectônico deste maciço.

A mesma rocha denominada de augen gnaiss Juquei por Maffra (2000) acompanha os contrafortes da Serra do Mar, no sentido SW, até a região de Bertioga/Piaçagüera (Silva et al. 1977). De fato, nesta região (**BE01/GUA01-Anexo 1**) ocorrem rochas ortoderivadas blastomiloníticas, descritas como hornblenda-biotita gnaiss granitóide porfiróide por Janasi & Ulbrich (1992),

Foto R07 - Leuco-gnaiss São Sebastião, finamente foliado, em estrutura de baixo ângulo.

Foto R08 - Ortognaiss porfirítico da Ilha de São Sebastião.

com mineralogia básica com cerca de 35% de microclíneo, 35% de quartzo, 25% de plagioclásio e 15% de biotita, com alguma hornblenda. Observa-se, em lâmina delgada, forte recrystalização em regime dúctil. Todos os minerais se acham orientados, com os fenocristais de K-feldspato e as fitas de quartzo, em especial, gerando marcante lineação de estiramento mineral, que é comentada no capítulo das estruturas. Núcleos lenticularizados, de composição diorítica, ocorrem no interior dos ortognaisses, contendo, aproximadamente, 40% de plagioclásio, 25% de hornblenda, 25% de biotita e alguns percentuais de quartzo, com os acessórios apatita, titanita, opacos e zircão. Alguns cristais de K-feldspato se destacam na matriz intensamente orientada (**Fotos E08a e E08b**). A textura presente é granoblástica, com recuperação de grãos, onde plagioclásio e quartzo, lenticularizados, se apresentam recrystalizados, em equilíbrio. Nas bordas dos núcleos a rocha se encontra muito foliada, com a granulação mais fina, registrando os efeitos do cisalhamento dúctil a que foi submetida, juntamente com a rocha granítica. Tanto os ortognaisses, quanto os corpos meta-dioríticos são enfocados nos capítulos de litoquímica e geocronologia.

Nas margens da rodovia Piaçagüera-Guarujá, quando esta corta a Serra do Quilombo (**CB01-Anexo 1**), ocorrem leuco-gnaisses, referidos por Janasi & Ulbrich (1992) como "gnaisses Itapanhaú", de granulação média a grossa, porfíricos, com fenocristais de K-feldspatos ocelares, cuja composição básica representa cerca de 55% de microclínio, 35% de quartzo, 6% de biotita e como acessórios, zircão e clorita. Considerações geocronológicas são tecidas a respeito deste corpo no capítulo respectivo.

No limite Sul da região investigada, na Ponta das Galhetas, área urbana do município do Guarujá, ocorrem rochas graníticas, tardi-tectônicas, levemente orientadas (**GUA02-Anexo 1**). Predominam texturas porfíricas, com fenocristais de K-feldspato e granulação média a grossa, tendo como mineralogia básica, aproximadamente, 35% de quartzo, 25% de plagioclásio, 20% de biotita e 15% de microclínio, com os acessórios apatita, opacos e zircão. Janasi & Ulbrich (1992) o denominam biotita-granito gnáissico porfírico. O quartzo apresenta início de recrystalização e extinção ondulante. A orientação da rocha é dada pela ordenação do K-feldspato e das lentes de quartzo, acompanhando os minerais micáceos. Este corpo granítico contém (enclaves) núcleos, de dezenas de metros de dimensão, de granulação média, também levemente orientados, com composição diorítica. Cerca de 45% de plagioclásio, 25% de biotita e 20% de hornblenda representam os minerais básicos, enquanto titanita e apatita são acessórios muito comuns e zircão e opacos ocorrem em menor número. Os poucos grãos de quartzo e o feldspato apresentam extinção ondulante. Estas rochas, tanto as graníticas quanto as anfibolíticas, são objeto de análises nos capítulos de litoquímica e geocronologia.

3.2. As Estruturas

A evolução do Cinturão Ribeira tem sido objeto de estudo de diversos autores (Sadowski 1991; Hackspacher et al. 1992; Machado e Endo 1993; Ebert et al. 1993; Fassbinder 1996; Ebert & Hasui 1998), os quais tem realçado um sistema transcorrente destal, em regime transpressivo, com transporte tectônico preferencialmente para N-NW, entretanto com estruturas em regimes divergentes associados às principais zonas de cisalhamento.

No que se refere à presente área de trabalho (**mapa geológico-estrutural - Anexo 1**), no Complexo Costeiro, Silva et al.(1977), Campanha & Ens (1993), Campanha & Ens (1996) e Maffra (2000) fornecem informações para a caracterização da principal estrutura regional como uma flor positiva, gerada por deformação dúctil em regime transpressivo (Sanderson & Marchini 1984).

Em função da proposta deste trabalho se direcionar na investigação, em especial, nos afloramentos dos costões rochosos, onde as rochas se acham menos alteradas e melhor expostas, tem-se um conjunto de informações melhor controlado no flanco SE da flor, em decorrência da expressiva planície costeira que se desenvolve no flanco NW. Os dados e observações levantados são integrados com aqueles dos trabalhos anteriores citados.

O eixo desta mega-estrutura se orienta N 60-70 E, estendendo-se desde as localidades de Camburi-Baleia (a SW), onde as foliações se acham verticalizadas, com lineações de estiramento minerais sub-horizontais, até o interior do Complexo Máfico Bairro do Marisco (**MA-Anexo 1**) (a NE). A presença deste complexo, assim como a ocorrência dos núcleos anfibolíticos de Boissucanga (**BC-Anexo 1**) e Jukeí (**JQ-Anexo 1**), analisados em detalhe no âmbito deste trabalho, em posição central da estrutura em flor, podem sugerir um desenvolvimento profundo desta descontinuidade, favorecendo um condicionamento estrutural para o posicionamento destes corpos.

A julgar pelo posicionamento das atividades magmáticas mesozóicas na área, descritas por Coutinho & Oliveira (1966) com o grande dique de diorito-pórfiro da Praia Preta, posicionado ENE, e a descrição de Coutinho & Melcher (1973) das rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo, cujo eixo maior se orienta N60°E, além dos relatos de Silva et al. (1977) sobre diques básicos no interior do Complexo do Marisco, pode-se considerar a possibilidade desta descontinuidade, a qual deverá ser investigada futuramente em projeto geofísico, representar um condicionante estrutural que favoreça a recorrência de eventos geológicos.

A estrutura em flor se apresenta assimétrica, com o flanco SE melhor desenvolvido e caracterizado, onde as foliações mergulham para NW, abrindo-se em leque, com mergulhos gradualmente menores no sentido SE, chegando a posições horizontalizadas, em São Sebastião e também no setor ocidental da Ilha Bela. O flanco NW acompanha a estruturação principal da Faixa Ribeira,

com foliações, preferencialmente, no quadrante NE, com mergulhos de altos a médios, chegando a 30° e 40°, para SE, ao se afastar do centro da estrutura.

O setor NW da flor aloja, em seu interior, a falha de Camburu, que representa o limite entre os paragneisses e as rochas graníticas, as quais tem forte representatividade neste flanco. Esta falha foi estudada em detalhe por Campanha e Ens (1992); Campanha e Ens (1993); Campanha et al.(1994); Campanha e Ens (1996) e por Maffra (2000) a qual corresponde, em parte, à estrutura descrita por Silva et al. (1977) como Bertioga-Caraguatatuba.

No flanco SE da estrutura em flor predominam rochas gnáissicas paraderivadas, sendo que núcleos de rochas calcio-silicáticas e anfibolíticas são relativamente comuns. Rochas máficas e ultramáficas, presentes em lentes boudinadas no interior da estrutura gnáissica, estão descritas por Coutinho et al. (1991). O Complexo Bairro do Marisco (Silva et al. 1977) constitui a maior ocorrência de rochas máficas presentes na área. Meta-gabros, meta-dioritos e enderbitos estão descritos pelos autores.

Processos de migmatização, com fusão parcial dos meta-sedimentos e injeção dos materiais diferenciados, gerando setores, no domínio paraderivado, com aspecto ortognáissico, quando em regime dinâmico, e pegmatítico, quando tardios, são relativamente comuns.

No interior dos paragneisses e concordante com estes, ocupando boa parte da área urbana de São Sebastião, se aloja um expressivo sill de leucognaiss, com granadas, localizado na base de uma importante zona de cisalhamento de baixo ângulo, com cavalgamento para Sul, presente, com destaque, no flanco SE da estrutura em flor.

A principal estrutura metamórfica na área é um bandamento gnáissico, fortemente penetrativo, presente em todas as escalas de observação.

No domínio paraderivado este bandamento é evidenciado pela alternância da níveis quartzo-feldspáticos e micáceos, predominantemente biotíticos, que variam em espessuras milimétricas a decimétricas, conferindo uma certa heterogeneidade à rocha. Em alguns locais podem ser observados níveis métricos a decamétricos acompanhando esta estruturação.

Núcleos gnáissicos, calcio-silicáticos e anfibolíticos dobrados isoclinalmente, com ápices espessados e flancos estirados e rompidos, com boudinagem, evidenciam que este bandamento retrata um processo de transposição de foliação anterior, com migmatização associada, onde os litotipos anteriores podem ter se preservado no interior dos boudins.

A foliação das rochas gnáissicas contornam as bordas dos corpos boudinados, ocasionando certa desarmonia nas atitudes das estruturas, sempre que estes núcleos estejam presentes em grande número e/ou tenham grandes dimensões.

Nos locais onde houve concentração da deformação ou forte migmatização, as estruturas anteriores foram obliteradas, ficando conferido à rocha um aspecto mais homogêneo, onde se pode observar somente as estruturas referentes à última deformação.

Em níveis ricos em biotitas, a foliação se desenvolve como uma xistosidade fortemente penetrativa.

Ao longo da estrutura em flor ocorrem variações nos elementos estruturais presentes nas rochas, o que favorece a compreensão do regime transpressional que atuou durante sua geração (Robin & Cruden 1994; Tikoff & Greene 1997).

As foliações, no flanco SE, apresentam-se variando no quadrante NE, sendo que próximas ao centro da estrutura, na posição ENE e, ao se afastar no sentido SE, as direções giram para NE. Os mergulhos para NW, se tornam cada vez menores no sentido SE, chegando a horizontalizar, com inversões suaves, no limite da área continental, em São Sebastião.

No extremo leste da área de estudo, na borda ocidental da Ilha de São Sebastião (**IB-Anexo 1/Fig. E01**), as atitudes da foliação variam entre N20-40°E 15-20°NW. Este ponto parece representar o limite SE da estrutura em flôr, onde ocorrem ortognaisses, muito homogêneos, com finos níveis quartzo-feldspáticos dobrados isoclinalmente e rompidos ao longo de uma estruturação, preferencialmente, linear. Forte estiramento mineral está presente (**Fotos E01a e E01b**), com orientação N10-20°E 10-20°, conferindo à rocha a condição de tectonito do tipo "L", como referido por vários estruturalistas (Lister & Price 1978; Ramsay & Huber 1983; Lister & Snoke 1984; Passchier & Simpson 1986). A posição da lineação mineral, no plano da foliação, retrata uma dinâmica de cisalhamento direcional esquerdo, de baixo ângulo, predominante, com um pequeno componente de cavalgamento oblíquo, em regime transpressional. Neste setor da Ilha de São Sebastião (**IB-Anexo 1/Fig. E01**) nota-se a passagem gradual dos ortognaisses para uma rocha granítica orientada com fenocristais de feldspato, evidenciando que os primeiros representam o produto do cisalhamento dúctil no granitóide oftalmítico. Estas rochas são as encaixantes das manifestações alcalinas mesozóicas, as quais ocorrem a leste deste limite.

O fato dos corpos alcalinos se alojarem ou na posição central da estrutura em flor, onde as foliações se acham verticalizadas, ou além da abrangência do flanco SE, pode representar que o posicionamento sub-horizontalizado das estruturas do flanco teria inibido a ascensão dos magmas alcalinos.

No extremo leste da área continental, em São Sebastião (**CB/PT-Anexo 1/Fig. E01**), afloram biotita gnaisses kinzigíticos, com núcleos de rochas calcio-silicáticas e anfibolíticas boudinadas ao longo da foliação gnáissica. Níveis quartzo-feldspáticos, concordantes com o gnaiss, foliados e estirados ou tardios, são relativamente comuns. Estas rochas cavalgam os ortognaisses da borda ocidental da Ilha de São Sebastião (**IB-Anexo 1/Fig. E01**), cujo contato

a

b

Fotos E01 - Ortognaisse porfirítico da Ilha de São Sebastião em cortes:
a) longitudinal à lineação de estiramento mineral;
b) transversal à referida lineação.

FIGURA E01 - CONTORNO DO LITORAL DA ÁREA DE ESTUDO, COM A LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS INVESTIGADOS E SEUS PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS.

deve se localizar, provavelmente, no fundo do canal que separa a ilha do continente. O bandamento gnáissico se orienta N20-30°E 20-30°NW, chegando a se horizontalizar e inverter, suavemente o mergulho, no âmbito do Centro de Biologia Marinha da USP - CEBIMAR (**CB-Anexo 1/Fig. E01**). O contraste de competência entre estes dois tipos litológicos, em resposta à dinâmica do cisalhamento, pode ter gerado esta ondulação na foliação gnáissica. O posicionamento das lineações de estiramento mineral N10-20°E 15-25°, facilmente identificáveis neste local, associadas ao bandamento gnáissico, traduzem, em um ambiente transpressional, a predominância de cisalhamento direcional esquerdo, de baixo ângulo, com um pequeno componente de cavalgamento oblíquo.

Indicadores cinemáticos, como assimetria das caudas dos fenocristais de feldspato, os quais chegam a apresentar didáticas estruturas de rolamento (Driessche & Brun 1987), assim como assimetria nas lentes boudinadas de níveis pegmatíticos, apontam um transporte tectônico para sul (**Fotos E02a e E02b**). Em seção delgada segundo o estiramento mineral, podem ser observadas fotogênicas granadas sincinemáticas, rodadas na foliação gnáissica, no sentido anti-horário (**Foto E03**).

Acima destes paragneisses e intercalado neles, ocorre um sill de leucogneisse granatífero (**ECA/BAR-Anexo 1/Fig. E01**), com cerca de 2 Km de exposição, em superfície, e padrão de deformação simples, apresentando somente as estruturas do cisalhamento de baixo ângulo, através de uma foliação muito penetrativa N60°E 10-20°NW, com os minerais estirados segundo N15°E 10° (**Foto R07**).

Este corpo granítico se aloja na base de uma expressiva zona de cisalhamento, que se desenvolve através de grande parte do flanco SE da estrutura em flor, onde passa a predominar o cavalgamento oblíquo em relação ao cisalhamento direcional esquerdo. A permanência da posição NNE das lineações minerais e o giro das foliações para ENE favoreceram esta dinâmica.

Sills métricos de rocha traquítica mesozóica, relacionadas às manifestações alcalinas da Ilha de São Sebastião, são descritas por Coutinho (1966), no interior do leuco-gnaisse, entre as praias de Baraqueçaba e Guaecá (**BAR-Anexo 1/Fig. E01**), reafirmando a qualidade de condicionante estrutural desta descontinuidade.

A foliação de cisalhamento dúctil regional, verticalizada no centro da estrutura em flor, começa a deitar, no sentido NW, se implantando o cavalgamento quando esta alcança, aproximadamente, 30° de inclinação.

Acompanhando este processo pela região costeira, tem-se a foliação vertical na região de Camburi, que passa a se inclinar 60-70°NW em Boissucanga (**BC-Anexo 1/Fig. E01**) e deita-se para 35-40° em Pauba (**PA-Anexo 1/Fig. E01**) e, ao alcançar cerca de 30°, em Toque-Toque Pequeno (**TTpq-Anexo 1/Fig. E01**), implanta-se um forte cisalhamento, obliterando estruturas anteriores e condicionando um fino bandamento gnáissico, através do qual são injetados volumes consideráveis de soluções quartzo-feldspáticas,

Fotos E02 - a) Fenocristal de feldspato dos paragnaisses do ponto CB (CEBIMAR - USP), com estrutura de rolamento, indicando movimento anti-horário. b) assimetria de lente pegmatítica, observada no plano que contém o estiramento mineral, no mesmo ponto CB, sugerindo dinâmica sinistral.

em diversos momentos da implantação do cavalgamento, visto que muitos níveis neossomáticos se acham foliados, lenticularizados e rompidos (**Foto E04**), enquanto outros se acham levemente ou não deformados.

As foliações tem atitude $N75^{\circ}E$ $20-30^{\circ}NW$ enquanto as lineações de estiramento minerais se posicionam $N20^{\circ}$, indicando cavalgamento, praticamente, puro, sendo que as assimetrias de boudins e feldspatos indicam transporte para sul. Níveis milimétricos a centimétricos, muito enriquecidos em sillimanitas, concordantes com a foliação de cisalhamento, parecem estar relacionadas com a maior dinamização ao longo destes planos. Silva et al. (1977) reconheceram esta importante zona de cisalhamento cavalgante na elaboração do Projeto Santos-Iguape (CPRM).

No interior desta estrutura de cavalgamento estão descritos migmatitos policíclicos, com paleossoma xistoso e gnáissico (Silva et al. 1977) e biotita gnaisses e xistos, com intercalações de quartzitos (Campanha e Ens 1996). Estes litotipos registram e evidenciam o cisalhamento desta zona. Ao longo da Rodovia Br-101, Rio-Santos, nas proximidades de Toque-Toque (**TT01-Anexo 1/Fig. E01**), são observadas rochas muito ricas em biotita, com xistosidade fortemente penetrativa, presença de muscovitas e injeções de veios quartzo-feldspáticos, de dimensões até métrica, muito realçados na rocha negra. Foram interpretados como núcleos maiores de paleossoma, gerados durante o processo de fusão parcial a que foram sujeitos os metassedimentos, semelhantes aos muitos que são observados no interior destas rochas, em dimensões menores.

Ao longo dos costões da Praia de Toque-Toque (**TT02-Anexo 1/Fig. E01**) estão presentes biotita gnaisses, fortemente deformados, com muitas lentes de litotipos anteriores ao cisalhamento, tais como calcio-silicáticas, anfíbolitos e gnaisses kinzigíticos, boudinados na foliação gnáissica, com dobras em bainha e indicadores cinemáticos apontando transporte para sul. Injeções quartzo-feldspáticas, foliadas pelo cisalhamento ou tardias, são relativamente comuns. As foliações se orientam $N60^{\circ}E$ $35^{\circ}NW$, com lineações de estiramento mineral $N05^{\circ}E$ 25° , evidenciando um forte componente de cavalgamento oblíquo, com pequena contribuição de cisalhamento direcional esquerdo. Rochas deste ponto forneceram importantes parâmetros termocronológicos, os quais serão comentados no capítulo respectivo.

Atrás da zona de cavalgamento principal, ainda no flanco SE da estrutura em flor, em Pauba (**PA01-Anexo 1/Fig. E01**), ocorrem os gnaisses paraderivados regionais, cujas estruturas e litologias anteriores, ainda estão presentes, sendo deformadas pela foliação de cisalhamento. Muitos núcleos anfíbolíticos e biotíticos (restitos) se acham preservados no interior das lentes boudinadas, que se comportam como indicadores cinemáticos. Tanto estes corpos, como os porfiroblastos de feldspato, indicam transporte para sul. Eixos B, de dobras anteriores, rotacionadas com o cisalhamento, se orientam $N20^{\circ}E$ 20° , enquanto as foliações se posicionam próximas a EW $35^{\circ}N$, caracterizando o início da dinâmica de cavalgamento oblíquo, com cisalhamento direcional esquerdo subordinado.

Foto E03 - Fotomicrografia dos gnaisses kinzigíticos TT02A, do costões de Toque Toque, com porfiroblasto de granada sin-cinemático, rotacionado, com inclusões de biotitas.

Foto E04 - Nível pegmatítico, interior aos paragneisses de Toque Toque pequeno, observado no plano que contém o estiramento mineral, boudinado segundo movimento sinistral.

Em posição análoga à de Pauba, com relação ao cavalgamento, a norte de São Sebastião, as rochas da Praia de Cigarras (**CG01-Anexo 1/Fig. E01**) preservaram um núcleo de centenas de metros de gnaisses kinzigítico, de granulação grossa, com granadas e agregados de granadas achatados e estirados na foliação gnáissica, com atitude N35°E 55°NW e lineações minerais N20°E 15°, retratando uma dinâmica preferencial de cisalhamento direcional esquerdo, presente, inclusive, afetando os níveis pegmatíticos tardios.

Ao que tudo indica, este grande núcleo, preservando a litologia, estrutura e dinâmica dos primeiros estágios da evolução da estrutura em flor, foi poupado dos efeitos dos estágios seguintes. Os gnaisses que o contornam apresentam uma granulação e bandamento gnáissico afinados pelo cisalhamento que os afetou, redirecionando a foliação para N65°E 35°NW e lineações de estiramento mineral N10°E 20°, caracterizando um importante componente de cavalgamento oblíquo (**Foto E05**). Injeções quartzo-feldspáticas, ao longo da estrutura gnáissica, se apresentam foliadas e boudinadas, indicando movimentos laterais esquerdo (**Foto E06**). Nota-se que, enquanto as lineações minerais pouco mudaram, a foliação rodou de NNE para ENE, modificando o comportamento dinâmico das rochas durante a geração e evolução da estrutura em flor.

Aproximando-se do centro desta estrutura, em Boissucanga (**BC-Anexo 1/Fig. E01**), as foliações se apresentam sub-verticais, com orientação N70-80°E 60-80°NW, representando planos de transposição, onde dobras isoclinais do bandamento gnáissico se acham com ápices espessados e flancos estirados e rompidos. Núcleos de calcio-silicáticas e corpos concordantes de anfibolitos também se apresentam dobrados e boudinados na foliação de transposição. O processo de boudinagem dos corpos tabulares anfibolíticos, neste local, foi eficiente ao longo do cisalhamento direcional e também acompanhando o achatamento da região central da estrutura em flor, produzindo estiramentos e rompimentos verticais e horizontais (diques sem raiz), respectivamente. Devido a este intenso componente de achatamento, tão mais forte que no restante da área, que os critérios cinemáticos quase desaparecem. Em Boissucanga a quantidade de corpos anfibolíticos é marcante, os quais são objeto de detalhamento litoquímico e isotópico nos capítulos respectivos.

Predominam neste ponto, assim como na região central da estrutura em flor, tectonitos do tipo "S", indicando forte achatamento e grande recristalização. Lineações minerais, mais raras, se posicionam N65°E 5°. Porfiroblastos de feldspatos e assimetrias de boudins, juntamente com critérios S/C, indicam movimento lateral esquerdo.

Passando para o flanco NW da estrutura em flor, ainda no domínio das rochas paraderivadas, ocorrem nos costões W de Jukei (**JQ01-Anexo 1/Fig. E01**), interior aos gnaisses, grandes corpos, com abrangência de centenas de metros, de meta-gabros anfibolitizados, fartamente injetados por veios quartzo-feldspáticos pegmatóides. Estes meta-gabros são analisados, detalhadamente, nos capítulos de litoquímica e geocronologia. A foliação gnáissica contorna os corpos máficos, favorecendo certa desarmonia nas atitudes locais, que se

Foto E05 - Lineação de estiramento mineral N20°E 15°, em planos de foliação N35°E 55°NW, dos gnaisses kinzigíticos das Cigarras, CG, em São Sebastião.

Foto E06 - Boudinagem de níveis pegmatíticos interiores aos paragneisses das Cigarras, sugerindo que o regime sinistral estava presente também em épocas tardias.

orientam ao redor de N70-80°W 80°SW. A proximidade do contato com o domínio dos ortognaisses, localizado a Norte deste ponto, também pode contribuir com este posicionamento. O aspecto de recrystalização da rocha, aliado à ausência de lineações de estiramento e um certo achatamento homogêneo e sem assimetrias de origem cinética, dos minerais do gnaiss, sugerem a geração de tectonitos do tipo "S", predominantes. Entretanto as meta-básicas apresentam, localmente, estiramento mineral S85°E 15°, retratando um cisalhamento direcional subordinado a um processo de achatamento principal, esperado em função da proximidade com o eixo da estrutura em flor. Assimetria nos fenocristais de feldspato e zonas de cisalhamento dúcteis, interiores ao gnaiss, traduzem mecanismos sinistrais, mais discretos e não tão abundantes.

Esta dinâmica se confirma, logo ao lado, na foz do Rio Una (**BU01-Anexo 1/Fig. E01**), onde, com a foliação verticalizada na direção N75°E, são observados porfiroblastos de feldspato em didáticos "deltas", rotacionados no sentido anti-horário.

Enquanto ao longo da linha de costa continuam a ocorrer os biotita gnaisses paraderivados, os quais continuarão a ser descritos a seguir, pouco a norte, às margens da rodovia BR101-Rio-Santos (**JQ04-Anexo 1/Fig. E01**) adentra-se o domínio ortoderivado das rochas gnáissicas graníticas.

Os ortognaisses presentes no ponto JQ04 foram classificados, composicionalmente, por Maffra (2000) como alcali feldspato granito e denominado de augen gnaiss Juquei. Os fenocristais de feldspato róseo centimétricos, lenticularizados, são contornados por penetrativa foliação biotítica, onde se orientam fitas de quartzo fortemente recrystalizado. São rochas pré a sin cinemáticos cuja foliação se posiciona N70°E 55°SE. Os minerais integrantes desta rocha se encontram muito achatados, favorecendo a observação, em faces ortogonais na rocha, da mesma taxa de deformação (**Fotos E07a e E07b**). Não foram observadas lineações verticais. Tanto a recrystalização da rocha, quanto a predominância de achatamento em relação ao cisalhamento, na região central da estrutura, reforçam a presença do regime transpressivo, sugerido para a evolução regional.

Nos costões da Praia da Juréia (**JU01-Anexo 1/Fig. E01**) estão presentes os paragnaisses, que a W deste ponto mergulham no oceano, para ressurgir somente em Bertioga. O bandamento gnáissico se posiciona N60°W 60°SW. Destaca-se a proximidade com o domínio ortoderivado, sendo que o contraste de competência entre estes dois tipos litológicos, respondendo aos esforços sofridos, poderia gerar atitudes anômalas como esta. Indicadores cinemáticos, como porfiroblastos de feldspato e boudins amendoados, apontam rotações anti-horárias. Um grande núcleo de restito biotítico, com cerca de 3 metros de dimensão, pode ser observado girado 180° neste sentido, representando uma excepcional estrutura de rolamento (**Foto E09**).

No Morro do Itaquá (**BO01-Anexo 1/Fig. E01**), a W da Praia de Boracéia, as rochas ortognaissicas chegam à linha de costa. Trata-se de um gnaiss oftalmítico, rico em biotitas, relativamente homogêneo, com fenocris-

a

b

Fotos E07 - Faces ortogonais (a e b) do ortognaisse JQ04A, de Juqueí, apresentando taxas similares de deformação, sugerindo forte achatamento na região central da estrutura em flor.

tais de feldspato alcançando vários centímetros, os quais se apresentam euédricos, retangulares e ocelares. Normalmente estão rodados na foliação gnáissica N80°E 60-70°SE, muitos dos quais indicando movimento sinistral. Faixas onde a rocha, que normalmente se apresenta de média a grossa, está mais fina parece retratar os locais onde houve concentração da deformação, pois é, exatamente, onde os fenocristais se acham mais deformados e lenticularizados. Silva et al. (1977) indicam, neste ponto, a passagem da continuidade da falha de Camburu, os quais denominam de Bertioga-Caraguatatuba.

Em Bertioga (**BE02-Anexo 1/Fig. E01**), às margens da rodovia BR101/Rio-Santos, voltam a ocorrer os paragneisses, fortemente recrystalizados, com estrutura blastomilonítica, e foliação N65°E 45°SE. O posicionamento das lineações de estiramento mineral, de difícil observação, em S20°W 35°, identifica, em um regime transpressivo, um mecanismo de cavalgamento oblíquo, com transporte para NNE, associado a um componente de cisalhamento direcional esquerdo.

Acompanhando a referida rodovia, entra-se, novamente, no domínio ortoderivado (**BE01-Anexo 1/Fig. E01**), o qual se desenvolve até o limite W da região investigada, chegando-se à confluência com a rodovia Piaçagüera-Guarujá. Neste ponto (**GUA01-Anexo 1/Fig. E01**) ocorrem gnaisses graníticos oftalmíticos, homogêneos e ricos em biotita, com porfiroblastos de feldspato ocelar, que alcançam vários centímetros, fortemente tectonizados. A foliação se posiciona N75°E 35°SE, com lineações de estiramento mineral S80°W 5°, marcadamente presentes, conferindo à rocha a qualidade de um tectonito do tipo "L" (**Fotos E08a e E08b**). Esta lineação, no plano da foliação, reflete uma dinâmica predominante de cisalhamento direcional esquerdo, com um pequeno componente cavalgante.

Enfocando a estrutura maior, em flor, tem-se que a foliação, no flanco SE, varia de ENE, na região central, para NE, no extremo sul, onde chega a se horizontalizar, enquanto as lineações de estiramento mineral, com direção N60-70°E sub-horizontais, no centro, rotacionam no sentido anti-horário, para NNE, na borda (**mapa/Fig. E01**). Este movimento foi observado, também, por Maffra (2000), através de diagramas de síntese das foliações e lineações da área em questão (**Fig. E02**). Os indicadores cinemáticos e o posicionamento das lineações de estiramento nos planos da foliação, como exposta e também observada, nestes diagramas, caracteriza, em um ambiente transpressional, uma dinâmica lateral esquerda. No flanco NW as foliações são mais constantes, com posicionamento ENE e mergulhos que alcançam 30°SE, com exceção dos pontos onde há contraste de competência por variação litológica. As lineações de estiramento mineral variam no quadrante SW, também com tendência de movimentação anti-horária (**Anexo 1/Fig. E01**).

Cabe ressaltar que lineações de estiramento mineral bem desenvolvidas, caracterizando tectonitos do tipo "L", podem ser facilmente observadas nos extremos NW e SE da estrutura em flor (**IB01; GUA01 - Anexo 1/Fig. E01 e Fotos**), enquanto na região central predominam tectonitos do tipo "S", como foram observados no ponto JQ04 (**Anexo 1/Fig. E01 e Fotos**).

a

b

Fotos E08 - Ortognaisses oftalmíticos GUA01, da confluência das rodovias Piaçagüera e Rio-Santos, em cortes: a) longitudinal ao estiramento mineral e b) transversal à referida lineação. Notar que nas regiões mais externas da estrutura em flor o estiramento predomina sobre o achatamento.

Foto E09 - Núcleo de paleossoma gnáissico, nas rochas do costão de Jukeí, girado no sentido anti-horário, representando uma excepcional estrutura de rolamento.

Figura E02 - Estereogramas, apresentados por Maffra (2000), indicando as variações nas atitudes da foliação gnáissica, com as respectivas lineações de estiramento, ao longo da estrutura em flor.

Maffra (2000) destaca a presença de duas lineações (dip-slip e direcionais) na zona de cisalhamento de Camburu, interpretadas como partição local da deformação, corroborando com as características esperadas nas estruturas em flor, geradas em regime transpressivo.

4. GEOQUÍMICA DE ROCHAS

4.1. Apresentação

Através dos trabalhos de campo e análises petrográficas foram escolhidos, para análises químicas dois conjuntos distintos de rochas: as anfibolíticas, presentes no interior dos paragneisses kinzigíticos e as rochas graníticas, com seus enclaves dioríticos.

Os anfibolitos representam dois grupos, que são denominados segundo os seus respectivos locais de principal ocorrência. Os BC com referência à Praia de Boissucanga e os JQ, presentes, principalmente, no costão W da Praia de Jaqueí (**mapa geológico - Anexo 1**). As rochas graníticas analisadas estão presentes no ponto JQ04, às margens da rodovia Rio-Santos-BR101, na localidade de Jaqueí, no ponto GUA01, no encontro das rodovias Piaçagüera-Guarujá e Rio-Santos e no ponto GUA02, na Ponta das Galhetas, área urbana do Guarujá (**Anexo 1**).

O quadro litoquímico da região em estudo totaliza 35 análises de rochas, sendo 16 anfibolíticas, assim distribuídas: 8 BC e 8 JQ (**Tabela Q1**); e 12 de rochas graníticas, sendo: 5 JQ04, 4 GUA01, 3 GUA02, em conjunto com 7 dioríticas: 2 GUA01 e 5 GUA02 (**Tabela Q2** - à frente, acompanhando o sub-item).

4.2. Rochas Anfibolíticas

O caráter orto-derivado destas rochas foi investigado através de diversas relações, com destaque no diagrama que confronta os parâmetros de Niggli "c" e "mg" (Leake 1964 - **Fig. Q1**) e na relação $\text{FeO}^t \times \text{TiO}_2$ de Peloggia e Figueiredo (1991 - **Fig. Q2**). As análises se agruparam conjuntamente, sugerindo a natureza orto-derivada dos materiais anfibolíticos.

Estudando fenômenos de mobilização de Na e K, em rochas básicas, causados por metamorfismo ou por interação com água do mar, Miyashiro (1975) propôs o diagrama relacionando Na_2O e K_2O (**Fig. Q3**), em cujo campo das amostras inalteradas (abaixo da linha curva) se posicionaram as rochas estudadas. Este fato sugere que as amostras não foram modificadas, significativamente, nestes elementos, durante o metamorfismo que as afetou.

Floyd (1976) propôs o diagrama da **figura Q4**, relacionando MgO e CaO , onde as rochas basálticas alteradas distribuem-se ao longo da linha A-B, de mistura epidoto-clorita. Nota-se que as rochas de interesse, aparentemente, também não se acham alteradas.

Com o intuito de avaliar se as composições dos anfibolitos trabalhados são compatíveis com líquidos basálticos, utilizou-se o diagrama de Pearce (1983), que relaciona TiO_2 com Al_2O_3 (**Fig. Q5**). A disposição das amostras, ao redor de 15% de Al_2O_3 entre 1 e 3 % de TiO_2 , sugere compatibilidade com lí-

óxidos.	BC1	BC3	BC4	BC6	BC8	BC9	BC10	BC11	JQ02	JQ11	JQ12	JQ13	JQ14	JQ16	JQ17	JQ18
SiO ₂	48,95	48,10	48,30	48,24	47,82	50,11	49,16	50,72	49,27	52,81	48,71	49,27	49,13	53,28	50,23	48,64
Al ₂ O ₃	15,25	14,95	13,43	15,45	14,45	15,60	14,12	16,20	14,84	15,82	14,71	15,47	17,47	15,68	17,02	14,94
Fe ₂ O ₃ t	13,44	12,69	15,52	11,78	12,92	13,20	13,57	12,47	14,28	10,83	13,95	15,23	12,43	12,46	12,91	14,30
MnO	0,22	0,21	0,25	0,19	0,20	0,22	0,22	0,20	0,16	0,17	0,20	0,26	0,18	0,18	0,20	0,20
MgO	6,91	7,34	6,35	8,55	8,27	5,17	6,12	5,50	4,64	3,38	4,39	3,65	4,19	3,48	3,86	4,68
CaO	11,73	12,44	11,34	12,21	12,76	11,03	10,92	11,43	8,79	7,31	8,96	7,64	8,98	7,84	8,64	9,34
Na ₂ O	0,65	0,74	0,74	0,80	0,81	0,72	0,78	0,85	1,95	2,83	2,67	2,95	3,13	2,96	3,08	2,57
K ₂ O	0,38	0,39	0,62	0,83	0,45	0,47	0,70	0,57	0,97	1,85	1,24	1,15	1,07	1,28	0,84	1,43
TiO ₂	1,83	1,70	2,92	1,38	1,56	2,08	2,35	1,88	3,32	2,13	2,76	2,42	2,65	2,25	2,37	2,88
P ₂ O ₅	0,23	0,19	0,22	0,12	0,14	0,36	0,24	0,23	0,10	1,11	1,67	0,91	0,64	1,19	0,60	1,81
LOI	0,57	0,51	0,30	0,61	0,68	0,32	0,45	0,43	0,59	0,53	0,51	0,32	0,68	0,34	0,49	0,67
Tot.	100,16	99,26	99,98	100,16	100,06	99,28	98,63	100,49	98,92	98,76	99,76	99,24	100,56	100,95	100,24	99,45
Sc	40	38	46	38	38	38	42	38	37	22	30	34	31	27	36	29
Be	3	2	3	2	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2
V	295	259	410	251	273	224	328	275	546	197	322	65	243	186	282	338
Cr	311	291	63	158	332	155	57	273			22	24				
Co	67	47	57	48	51	57	35	49	58	20	48	37	41	33	41	60
Ni	159	133	51	93	211	79	16	101								
Cu							29	12	26	12	19	13	13		14	17
Zn	124	67	92	88	88	119	57	68	89	103	147	180	97	127	103	112
Ga	20	16	20	16	16	19	15	16	20	20	19	22	19	20	23	18
Ge	1,9	1,3	1,9	1,3	1,6	1,9	0,6	0,8	1,3	1,4	1,4	1,3	1,1	1,3	1,6	1,1
Rb	9,5	3,0	9,7	23,0	2,1	15,0	9,5	8,2	34,0	76,0	36,0	34,0	31,0	36,0	21,0	45,0
Sr	103	249	173	201	225	219	185	240	365	388	385	524	414	387	450	391
Y	43	29	44	21	28	47	35	30	18	41	50	27	21	36	27	35
Zr	138	110	159	81	106	185	145	123	118	202	59	101	122	190	79	119
Nb	8,8	6,6	15,0	6,7	4,6	13,0	10,0	5,6	12,0	9,9	15,0	9,5	5,8	12,0	8,8	7,1
Mo	0,2		0,3	1,0	0,9	0,1		0,1			0,2	0,3				0,1
Sn	10,0	3,2	3,8	1,8	2,2	3,9	0,8	1,1	2,0	2,0	1,4	7,6	0,7	1,0		0,8
Sb	0,07	0,06	0,17		0,10	0,09	0,05	0,07			0,09	0,17				
Cs	0,2		0,3	0,6		0,5	0,2	0,2	1,2	2,0	0,9	0,9	0,9	0,6	1,5	1,5
Ba	33	48	70	81	38	82	63	67	357	544	371	420	233	485	299	313
La	10,40	8,32	15,20	8,01	6,42	13,30	11,80	7,51	13,30	40,60	46,20	28,70	19,10	31,50	20,20	35,60
Ce	28,2	21,1	36,9	19,1	17,0	35,9	29,7	20,2	36,0	117,0	98,7	66,4	44,5	91,0	58,0	75,3
Pr	4,20	3,03	5,24	2,64	2,52	5,39	4,09	3,06	3,82	12,10	14,67	8,85	5,79	9,56	6,27	10,99
Nd	19,6	13,7	23,2	11,7	11,6	25,2	17,5	14,2	16,8	51,6	62,2	36,2	23,7	41,9	29,2	46,1
Sm	6,26	4,29	6,94	3,46	3,79	7,80	5,24	4,32	4,28	10,50	14,00	8,02	5,57	9,62	6,94	10,50
Eu	1,880	1,460	2,278	1,226	1,272	2,434	1,734	1,683	1,565	2,587	2,549	2,423	1,817	2,558	2,492	2,834
Gd	7,26	4,91	8,32	4,02	4,69	9,18	6,18	5,48	4,12	10,10	13,50	6,70	5,05	9,49	6,46	9,81
Tb	1,34	0,91	1,51	0,73	0,85	1,68	1,09	1,00	0,70	1,42	2,02	1,06	0,78	1,33	1,02	1,43
Dy	7,62	5,19	8,47	4,14	4,94	9,20	6,10	5,54	3,80	7,63	10,20	5,45	4,08	7,02	5,44	7,09
Ho	1,56	1,11	1,79	0,83	1,05	1,91	1,30	1,17	0,78	1,49	1,96	1,06	0,81	1,39	1,04	1,39
Er	4,31	3,07	5,03	2,36	2,95	5,26	3,59	3,33	2,11	4,20	5,17	2,86	2,20	3,74	2,91	3,81
Tm	0,653	0,449	0,752	0,350	0,426	0,783	0,552	0,510	0,304	0,579	0,698	0,393	0,299	0,525	0,429	0,497
Yb	4,05	2,82	4,58	2,20	2,73	4,90	3,19	3,01	2,01	3,28	3,82	2,31	1,73	3,04	2,54	2,85
Lu	0,570	0,408	0,660	0,311	0,413	0,688	0,470	0,432	0,268	0,486	0,533	0,342	0,275	0,449	0,355	0,407
Hf	3,6	3,0	4,8	2,3	2,8	5,4	3,8	3,4	3,4	5,5	1,9	2,9	3,0	5,1	2,2	3,1
Ta	0,78	0,54	1,20	0,50	0,34	0,97	0,90	0,60	1,00	0,70	1,18	0,85	0,54	0,80	0,70	0,72
Ti	0,07	0,07	0,07	0,15		0,11	0,06	0,07	0,73	0,94	0,27	0,21	0,23	0,57	0,38	0,32
Pb					8	7			5	8	10	7	6			6
Bi	0,12	0,21	0,36	0,26	0,69	2,03	0,09	0,15	0,12		0,25	0,18	0,30			0,11
Th	0,93	0,82	1,53	0,77	0,72	0,92	0,85	0,69	3,43	5,49	2,85	3,99	1,95	2,79	2,31	3,29
U	0,82	0,23	0,48	0,22	0,19	0,43	0,24	0,21	0,75	0,82	0,57	0,88	0,44	0,73	0,53	0,62
mg	0,443	0,472	0,388	0,529	0,498	0,377	0,411	0,406	0,336	0,326	0,328	0,270	0,343	0,302	0,317	0,337
c	24,74	26,10	24,17	25,02	26,17	24,37	24,13	24,77	19,77	17,72	19,94	16,97	19,35	18,31	19,01	20,19

Tabela Q01 - Composições químicas dos anfíbolitos de Boissucanga BC e de Jukeí JQ. Células vazias retratam teores abaixo do limite de detecção.

Os parâmetros de Niggli c e mg representam: $c = \text{CaO} \times 100 / \text{Al}_2\text{O}_3 + (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) + \text{CaO} + (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

$mg = \text{MgO} / \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$

Figura Q01 - Anfibolitos de Boissucanga BC e de Juqueí JQ, posicionados no diagrama de Leake (1964), que relaciona os parâmetros c e mg de Niggli.

Figura Q02 - Anfibolitos de Boissucanga BC e de Juqueí JQ, locados no diagrama de Pellogia e Figueiredo (1991), que delimita os campos relativos aos orto-anfibolitos, aos para-anfibolitos e aos meta-tufos básicos.

Mobilidade de Na₂O e K₂O

Figura Q03 - Anfibolitos de Boissucanga BC e de Jukeí JQ, posicionados abaixo da curva, que separa as amostras que foram alteradas no conteúdo de sódio e potássio, no diagrama de Miyashiro (1975).

MgO x CaO (Floyd 1976)

Figura Q04 - Anfibolitos de Boissucanga BC e de Jukeí JQ, distantes da linha de mistura epidoto-clorita, que identifica alterações químicas durante espilitização e intemperismo submarino, segundo Floyd (1976).

LÍQUIDOS BASÁLTICOS

Figura Q05 - Rochas anfibolíticas de Boissucanga BC e de Jukeí JQ, com composições compatíveis com as de líquidos basálticos, segundo o diagrama de Pearce (1982).

quidos basálticos, em especial os anfibolitos BC, que se agrupam entre 1 e 2 % de TiO_2 .

Avaliados o caráter orto-derivado, as condições de alteração e as afinidades com líquidos basálticos, considera-se, com base nos dados apresentados e nas interpretações efetuadas, possível a utilização dos diagramas discriminantes e de classificação litoquímicos para as rochas anfibolíticas da área de estudo.

Através dos diagramas de classificação das **figuras Q6, Q7, Q8 e Q9** nota-se claramente a distinção entre os dois grupos de anfibolitos. As amostras BC (círculos), e as JQ (triângulos) se apresentam em agrupamentos distintos. Apoiando-se nas relações entre sílica e álcalis, segundo Le Maitre (1989), todos os anfibolitos analisados se enquadram no campo dos basaltos da figura 6, sendo os JQ mais ricos em sódio e potássio.

Acompanhando Irvine e Baragar (1971), fica claro o caráter toleítico das amostras BC e JQ, com as BC menos evoluídas (**Fig. Q7**), o que é confirmado pelo diagrama de Miyashiro (1974), apresentado na **figura Q8**.

A distinção entre os dois grupos de anfibolitos se faz, novamente, na **figura Q9** (Irvine e Baragar 1971), onde os BC são francamente sub-alcálinos, os JQ estão próximos ao limite alcalino - sub-alcálinos.

Para o caso específico das amostras BC, foi possível o estabelecimento de uma interpretação mais completa. As relações geométricas destas rochas máficas com a encaixante sugerem que correspondam a diques ou "sills", de composição basáltica, "boudinados" e paralelizados com a estrutura gnáissica, representando atividade magmática contemporânea com a sedimentação regional (Dias Neto et al. 1999). Contudo, a intensa deformação e o metamorfismo regional Neoproterozóico (atingindo localmente a fácies granulito) apagaram totalmente quaisquer vestígios da textura e mineralogia ígnea originais. Neste contexto, a geoquímica de elementos (relativamente) imóveis é utilizada para obter informações sobre a afinidade magmática e o ambiente geotectônico do magmatismo máfico pré-orogênico nesta região.

Os resultados analíticos obtidos mostram que os anfibolitos BC têm composição exclusivamente básica ($48 \% < \text{SiO}_2 < 51 \%$ - **Tabela Q1**) e as correlações positivas FeO^t , $\text{Ti} - \text{FeO}^t/\text{MgO}$, bem como os valores de Nb/Y (0.2 - 0.3), indicam que as rochas originais corresponderiam a basaltos/doleritos (não orogênicos) de natureza toleítica.

Nos diagramas de variação binários, utilizando como índice de diferenciação MgO , em função da natureza basáltica das amostras analisadas, nota-se, claramente, a distinção entre os dois conjuntos de anfibolitos, assim como as variações internas nestes. Para os elementos maiores, na **figura Q10**, nota-se a disposição, em separado, das amostras BC e JQ, sendo que os dois conjuntos apresentam uma variação inversa: enquanto as amostras BC variam mais amplamente (5-9%) em MgO e em menor escala nos outros óxidos, os

Le Maitre 1989

Figura Q06 - Classificação química das rochas meta-básicas de Boissucanga BC (círculos vermelhos) e de Juqueí JQ (triângulos verdes), segundo Le Maitre (1989). B-Basalto; O1-Basalto andesítico; S1 - Traqui-basalto; S2 - Traqui-andesito basáltico.

Figura Q07 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com os anfibolitos de Boissucanga BC (círculos vermelhos) e de Juqueí JQ (triângulos verdes).

Miyashiro 1974

Figura Q08 - Diagrama de Miyashiro (1974), com a definição dos campos calcio-alcalino e tholeiítico, onde se acham posicionados os anfibolitos de Boissucanga BC (círculos vermelhos) e de Juqueí JQ (triângulos verdes).

Irvine & Baragar 1971

Figura Q09 Diagrama sílica x álcalis, de Irvine & Baragar (1971), com o limite entre os campos alcalino e sub-alcalino, no qual se distinguem os anfibolitos de Boissucanga BC (círculos vermelhos) e de Juqueí JQ (triângulos verdes).

Figura Q10 - Diagramas de variação binários, com índice de diferenciação MgO, para os elementos maiores. BC - anfibolitos Boissucanga; JQ - anfibolitos Juqueí.

anfibolitos JQ têm uma variação menor (3-5%) em MgO e, em vários óxidos, como SiO₂, P₂O₅, Na₂O e K₂O, uma maior amplitude de variação.

Comportamentos incompatíveis (com concentrações tendendo a aumentar com a diferenciação) são observados para SiO₂ e Al₂O₃, nas amostras BC, para P₂O₅, com mais acento para as JQ e discreto para as BC e para Na₂O, nas amostras JQ. Comportamento anômalo, com as rochas BC em correlação gráfica negativa, enquanto as JQ, como seria de se esperar, em positiva, pode ser observado na relação MgOxTiO₂. Comportamentos compatíveis estão presentes, claramente, em CaO, onde, tanto as amostras BC quanto as JQ, concordantemente, se alinham, em decréscimo com a diferenciação, e também para as rochas JQ, em Fe₂O₃.

Os diagramas de variação binários, para os elementos traços (**Fig. Q11**), permitem a separação evidente, em especial através do Cr e Ni, com altos teores destes elementos, das amostras BC, com relação às demais. O comportamento caracteristicamente compatível do Cr e Ni dos anfibolitos BC contrasta com o comportamento incompatível evidenciado nos diagramas dos outros elementos, onde esta tendência é discreta somente para as amostras BC, na relação com o Ba.

Muito embora a gama das concentrações de elementos compatíveis (211 ppm < Ni < 18 ppm; 332 ppm < Cr < 57 ppm) e dos valores de mg# (44 - 59) sejam sugestivos da atuação de processos de cristalização fracionada, na fonte, variações significativas nas razões entre elementos incompatíveis (Zr/Nb = 11 - 23) sugerem que os anfibolitos BC, analisados, tenham sido levemente modificados durante o processo metamórfico a que foi submetido.

Os diagramas de concentrações normalizadas por condrito (Boynton 1984) dos ETR, das rochas anfibolíticas (**Fig. Q12**), apresentam dois padrões distintos, com assinaturas próximas dentro de cada conjunto. O padrão das rochas BC (**Fig. Q12a**), pouco fracionado, com discretas anomalias de Eu, tanto negativas como positivas, caracteriza rochas pouco diferenciadas. A assinatura geoquímica das amostras JQ (**Fig. Q12b**), apresentando um padrão pouco mais inclinado, com maior enriquecimento dos ETR leves e maior amplitude de distribuição, em relação aos pesados, pode indicar um maior fracionamento sofrido por estas rochas, relativamente às amostras anteriores (BC). Esse comportamento é característico dos processos de cristalização fracionada representados pelas porções gabróicas de complexos estratiformes, como os de Skaergaard e Stillwater (Haskin 1968; Paster et al. 1974; Lambert & Simmons 1988), enquanto que as rochas gabróicas de ambientes oceânicos (ofiolitos) são caracteristicamente empobrecidas em ETR leves em relação aos pesados, conforme atestam os dados compilados por Suen et al. (1979) e Kay & Senechal (1976).

Os padrões de elementos terras raras (**TR - Fig. Q12a**) dos anfibolitos BC mostram ligeiro enriquecimento em TR leves, relativamente às pesadas (La/Sm_{cn} = 1.0 - 1.4; La/Yb_{cn} = 1.5 - 2.4), quando comparados com os padrões condríticos, sendo semelhantes aos de alguns toleítos continentais (Dupuy & Dostal 1984).

Figura Q11 - Diagramas de variação binários, com índice de diferenciação MgO, para os elementos traços. BC - anfibolitos Boissucanga; JQ - anfibolitos Jukeí.

Norm: Boynton 1984

• BC-01 • BC-03 • BC-04 • BC-06 • BC-08
• BC-09 • BC-10 • BC-11

Norm: Boynton 1984

▲ JQ-02 ▲ JQ-11 ▲ JQ-12 ▲ JQ-13 ▲ JQ-14
▲ JQ-16 ▲ JQ-17 ▲ JQ-18

Figura Q12 - Diagramas de concentrações normalizadas para condrito (Boynton 1984), de ETR dos anfíbolitos de (a) Boissucanga BC e de (b) Juqueí JQ.

Em função dos aspectos texturais e das formas de ocorrência dos corpos anfibolíticos, considerou-se a possibilidade, em interpretações de campo, das rochas meta-gabróicas JQ representarem o produto da cristalização do material que teria permanecido em uma câmara magmática, a partir da qual teriam se originado as estruturas tabulares dos anfibolitos BC. O caráter menos evoluído das rochas BC, como demonstram os dados geoquímicos, não favorecem esta abordagem.

Entretanto é possível considerar que os magmas que resultaram nas rochas JQ e BC, tenham tido uma origem comum a partir de uma câmara magmática primária. Nesse caso as estruturas tabulares BC, poderiam representar de forma mais próxima a composição do líquido na câmara primária, mais rico em elementos compatíveis, enquanto que o produto da cristalização em câmaras secundárias (JQ), onde seriam mais efetivos processos de fracionamento magmático, gerariam produtos empobrecidos nos elementos compatíveis como os padrões de Cr e Ni observados na **tabela Q1** e na **figura Q11**.

O fato da distribuição dos ETR dos anfibolitos BC (**Fig. Q12a**), se aproximar daquela que caracteriza os termos menos evoluídos dos anfibolitos JQ (**Fig. Q12b**) reforça a suposição de origem comum. De modo equivalente, os teores mais elevados dos elementos Th, Ti (**Fig. Q13**), e Rb (**Fig. Q14**), dispostos em padrões de correlação positiva tendo como posição de origem os anfibolitos BC, também sugerem essa hipótese.

Além disso, as observações de campo, indicando abundância de injeções pegmatíticas, entrecortando o corpo metagabroico de Jaqueí, aliadas à presença marcante de biotitas e apatitas, como detectadas nas análises petrográficas e aparentes nas correlações positivas de K_2O e P_2O_5 com Th (**Figs. Q15 e Q16**), comparando as duas ocorrências anfibolíticas, parecem indicar que as rochas JQ foram mais modificadas no contato com líquidos silicáticos, gerados por fusão parcial durante o processo metamórfico regional, do que as rochas BC teriam sido mais preservadas.

Essas modificações tardias, se de fato efetivas, só teriam reforçado as características anteriormente comentadas e condicionadas pelas possíveis diferentes formas de colocação dos magmas nos corpos BC e JQ. De qualquer modo, tanto pelo possível caráter mais fracionado, como pela possibilidade de interação com injeções magmáticas tardias, as inferências geoquímicas em relação às rochas JQ, devem ser feitas com maior cuidado e avaliadas com as devidas reservas.

Nos diagramas dos elementos incompatíveis normalizados (Pearce 1983), da **figura Q17**, novamente ficam caracterizados os dois conjuntos de rochas anfibolíticas, cada qual com padrões distintos e relativamente homogêneos entre si. A anomalia negativa de Ta-Nb nas vizinhanças dos elementos litófilos (LILE), como Rb, Th, K e Ba, observadas na **figura Q17b**, é conhecida como "Componente de Zona de Subducção (SZC)", segundo Condie (1989).

Figura Q13 - Relação entre a razão Th/Nb e TiO₂ (% em peso) para os anfibolitos de Boissucanga BC (círculo vermelho) e de Jukeí JQ (triângulo verde).

Figura Q14 - Relação entre Th (ppm) e Rb (ppm) dos anfibolitos de Boissucanga BC (círculo vermelho) e de Jukeí JQ (triângulo verde).

Figura Q15 - Relação entre a razão Th/Nb e K₂O (% em peso) dos anfibólitos de Boissucanga BC (círculo vermelho) e de Juqueí JQ (triângulo verde).

Figura Q16 - Relação entre Th (ppm) e P₂O₅ (% em peso) dos anfibólitos de Boissucanga BC (círculo vermelho) e de Juqueí JQ (triângulo verde).

Norm: Pearce 1982

• BC-01 • BC-03 • BC-04 • BC-06 • BC-08
• BC-09 • BC-10 • BC-11

Norm: Pearce 1982

▲ JQ-02 ▲ JQ-11 ▲ JQ-12 ▲ JQ-13 ▲ JQ-14
▲ JQ-16 ▲ JQ-17 ▲ JQ-18

Figura Q17 - Diagramas dos elementos incompatíveis normalizados (Pearce 1983), dos anfibolitos de (a) Boissucanga BC e de (b) Juqueí JQ.

Estas tendências e inferências são suportadas pela relação Ti-Zr-Sr, ilustrada na **figura Q18**, onde os anfibolitos JQ e BC se projetam, preferencialmente, nas áreas definidas por Pearce & Cann (1973) como características dos basaltos de arco de ilhas e basaltos oceânicos, respectivamente, destacando-se a impossibilidade de discriminar os toleítos continentais neste tipo de diagramas (Holm 1982). As relações Hf-Th-Ta, Hf-Th-Nb e Zr-Th-Nb (**Figs.Q19a, b e c**) propostas por Wood (1980), reforçam a associação das rochas BC e JQ, com basaltos toleíticos e basaltos de margens destrutivas, respectivamente. Os espectros elementares, das rochas BC, representados na **figura Q20**, mostram anomalias negativas nos elementos de alto potencial iônico (HFSE, ex.: Nb, Ti), relativamente aos litófilos (LILE, ex.: Th, La), $La/Nb = 1.0 - 1.4$, $Th/Nb = 0.07 - 0.16$, permitindo caracterizar os anfibolitos de Boissucanga como representativos de toleítos continentais (Dias Neto et al. 1999). De fato, a crosta continental, menos refratária, é enriquecida em LILE relativamente aos HFSE e a contaminação crustal de um magma MORB-P pode facilmente produzir os espectros característicos dos toleítos continentais, ilustrados na figura Q20. A correlação positiva Ni - Th/Nb na **figura Q21** elimina a intervenção significativa de ACF (DePaolo 1981), sugerindo que o processo de contaminação tenha envolvido um mecanismo de mistura simples entre os magmas basálticos e materiais supra-crustais. Neste caso, os magmas mais primitivos teriam certamente maior potencial energético para proceder à assimilação de crosta continental, sendo por isso, os mais contaminados, como se demonstra nas **figuras Q20 e Q21**.

4.3. Ortognaisses e Granitóides Orientados

Rochas graníticas orientadas, ocorrem, com predominância, no setor W da área de estudo, entre Jaqueí e Guarujá. Amostras designadas como JQ04A foram coletadas ao longo da Rodovia Rio-Santos, em Jaqueí (**Anexo 1**). Na confluência desta rodovia com a estrada Piaçagüera-Guarujá foram selecionadas as rochas GUA01, enquanto as GUA02 são representantes da Ponta das Galhetas, no Guarujá (**Anexo 1**). Os afloramentos graníticos GUA apresentam enclaves, de composição diorítica, cujas amostras são comentadas em conjunto com as graníticas.

A **tabela Q2** relaciona as análises químicas destas rochas graníticas, com seus enclaves dioríticos. De um total de 19 análises, 12 são graníticas (5 JQ04A, 4 GUA01 e 3 GUA02) e 7 dioríticas (2 GUA01 e 5 GUA02).

As rochas graníticas JQ04A e GUA possuem teores de SiO_2 variando entre 68 e 74% e se localizam nos campos dos monzogranitos (GUA) e granodioritos (JQ), enquanto os enclaves máficos, dos afloramentos GUA, com 46 a 57% de SiO_2 , são classificadas como quartzo-monzodiorito, segundo o diagrama normativo QAP (**Fig. Q22**) de Le Maitre (1989).

Quando posicionadas nos diagramas de Irvine e Baragar (1971), as rochas GUA e JQ04 se enquadram como séries calci-alcalinas (**Fig. Q23**),

Figura Q18 - Diagrama Zr-Ti-Sr apresentando as áreas preferenciais de distribuição dos basaltos de fundo oceânico OFB; dos basaltos de arco de ilhas IAB; e dos basaltos calcio-alcalinos CAB, segundo Pearce & Cann (1973). Os anfibolitos de Boissucanga BC estão representados por círculos vermelhos e os de Jaqueí JQ, por triângulos verdes.

Figura Q19 - Diagramas (a) Th-Hf-Ta, (b) Th-Hf-Nb e (c) Th-Zr-Nb com as delimitações dos campos, propostos por Wood (1980), referentes às rochas basálticas de cadeia oceânica, normais (A) e enriquecidas (B), rochas vulcânicas intra-placa (C) e rochas vulcânicas relacionadas com subducção (D). Os anfibolitos de Boissucanga BC estão representados por círculos vermelhos e os de Jaqueí JQ, por triângulos verdes.

Figura Q19 - Diagramas (a) Th-Hf-Ta, (b) Th-Hf-Nb e (c) Th-Zr-Nb com as delimitações dos campos, propostos por Wood (1980), referentes às rochas basálticas de cadeia oceânica, normais (A) e enriquecidas (B), rochas vulcânicas intra-placa (C) e rochas vulcânicas relacionadas com subducção (D). Os anfibolitos de Boissucanga BC estão representados por círculos vermelhos e os de Juqueí JQ, por triângulos verdes.

Figura Q20 - Diagrama dos elementos incompatíveis normalizados, onde os ETR são normalizados pelos condritos (Masuda et al. 73) e Th, Nb, Ti e Y acompanham Thompson (et al. 84) dos anfibolitos de Boissucanga BC.

Figura Q21 - Relação entre Ni (ppm) e a razão Th/Nb, onde os anfibolitos de Boissucanga BC se organizam em correlação positiva.

óxidos.	JQ04A	JQ04A1	JQ04A2	JQ04A6	JQ04A8	GUA01	GUA01F	GUA01H	GUA01K	GUA01D	GUA01E	GUA02C	GUA02D	GUA02E	GUA02F	GUA02G	GUA02H	GUA02I	GUA02J
SiO ₂	73,17	71,17	71,53	69,30	71,22	68,90	68,32	68,61	71,76	47,43	51,05	70,63	70,22	71,22	49,46	57,06	53,45	46,70	54,00
Al ₂ O ₃	14,11	14,23	14,16	15,22	14,61	14,53	15,55	15,26	14,32	16,40	16,38	14,12	14,17	13,61	15,65	16,66	16,17	14,97	16,32
Fe ₂ O ₃ t	2,65	2,39	2,46	3,53	2,42	4,39	2,35	2,73	2,89	13,50	10,72	2,26	2,53	2,59	10,92	7,20	8,97	12,74	8,56
MnO	0,04	0,03	0,04	0,06	0,04	0,06	0,03	0,04	0,04	0,17	0,15	0,03	0,05	0,06	0,17	0,14	0,16	0,20	0,16
MgO	0,62	0,54	0,58	1,39	1,00	0,99	0,47	0,54	0,58	5,45	3,85	0,49	0,66	0,52	4,09	2,71	3,36	4,89	3,23
CaO	2,33	2,58	2,19	2,79	2,51	3,25	2,24	2,85	2,32	9,45	7,90	1,22	1,43	1,23	6,37	3,91	5,20	7,99	5,00
Na ₂ O	3,48	3,58	3,30	3,47	3,26	3,22	3,08	3,45	2,90	2,75	3,17	3,13	3,39	3,24	3,80	4,10	3,92	3,59	4,00
K ₂ O	3,24	2,94	3,67	3,57	4,01	3,92	5,73	4,47	5,07	1,52	1,89	5,95	5,10	5,21	3,33	4,71	3,70	2,83	3,65
TiO ₂	0,35	0,33	0,30	0,47	0,32	0,58	0,28	0,35	0,35	1,79	2,03	0,39	0,51	0,41	2,45	1,67	2,14	3,08	2,11
P ₂ O ₅	0,08	0,22	0,10	0,21	0,15	0,18	0,08	0,10	0,10	0,18	0,62	0,17	0,23	0,15	1,46	1,03	1,30	1,82	1,24
LOI	0,64	0,92	0,67	0,89	0,73	0,55	0,48	0,47	0,39	0,94	0,81	0,90	0,63	0,59	1,05	0,84	1,07	0,88	0,75
Tot.	100,71	98,92	98,98	100,91	100,26	100,57	98,61	98,62	100,73	99,58	98,55	99,27	98,91	98,84	98,75	100,00	99,44	99,68	99,02
Sc	6	5	6	9	6	9	6	5	6	33	24	4	6	6	19	15	18	22	18
Be	1	1	1	2	2	2	1	2	1	2	2	3	5	5	4	5	5	3	4
V	23	21	19	33	27	60	19	25	27	456	258	21	26	24	186	115	142	269	138
Cr				28	21										16			13	
Ni																			
Cu					12		22	23	15	59	30					26		31	
Zn	130	62	55	57	47	80	42	53	49	105	89	38	66	73	11			27	
Ga	19	19	18	19	18	18	16	18	16	21	22	19	22	20	104	81	92	151	79
Ge	1,2	1,1	1,2	1,2	1,0	1,2	0,9	1,2	1,2	1,4	1,3	1,2	1,5	1,3	20	19	20	20	20
Rb	120	104	119	136	133	140	156	136	140	56	74	95	228	195	1,3	1,3	1,5	1,5	1,4
Sr	427	419	384	234	258	228	209	201	180	368	456	527	353	233	75	124	131	180	143
Y	34	14	9	16	9	32	15	18	20	20	36	36	20	14	1488	1059	1270	1570	1330
Zr	224	251	193	126	96	264	142	182	210	124	215	312	363	263	39	41	38	36	44
Nb	13,0	8,9	11,0	12,0	8,1	12,0	6,7	8,1	8,2	7,9	13,0	40,0	32,0	21,0	320	415	143	293	472
Mo	0,2					0,4						3,0	3,0	3,7	30,0	31,0	40,0	27,0	43,0
Sn	2,5	2,0	2,0	4,0	3,0	2,1		1,0	1,0	1,0	1,0	3,0	3,0	3,7	3,1	2,5	3,0	4,4	3,0
Sb	0,05					0,07	0,40					3,0	2,0	1,3	1,6	1,5	2,0	2,1	2,0
Cs	1,2	1,6	1,0	1,5	1,2	2,0	2,5	1,8	1,8	1,3	7,3	0,9	3,0	2,5	0,09	0,07	0,10	0,10	
Ba	984	1080	1190	450	669	872	889	798	825	316	516	1220	1150	771	2,0	3,3	3,5	4,5	2,9
La	57,0	54,2	36,1	35,1	28,3	68,3	48,1	69,1	64,4	22,3	53,3	107,0	99,0	92,0	2466	2574	2170	1330	2210
Ce	121	136	90	87	69	138	109	182	153	58	139	258	228	178	141,0	160,0	149,0	110,0	177,0
Pr	15,46	12,20	8,27	7,89	8,31	15,85	9,15	12,70	12,70	5,56	12,80	22,50	19,70	21,02	286	306	361	228	408
Nd	53,3	43,8	31,0	28,9	23,9	49,3	31,7	40,3	40,6	23,0	51,8	81,7	86,0	64,9	286	306	361	228	408
Sm	10,40	7,40	5,52	5,13	4,38	8,54	4,58	6,05	6,08	4,94	10,30	14,20	8,61	9,04	114,0	124,0	120,0	101,0	134,0
Eu	1,350	1,361	1,235	1,093	1,045	1,428	1,009	1,180	1,092	1,602	2,498	1,648	1,329	1,197	17,50	18,30	17,80	15,50	19,80
Gd	7,48	5,98	4,27	4,66	3,45	6,56	4,00	4,60	5,31	4,78	9,05	10,10	5,67	4,10	4,099	4,089	4,221	3,797	4,760
Tb	1,18	0,69	0,46	0,59	0,42	1,05	0,53	0,57	0,66	0,71	1,30	1,39	0,62	0,56	10,40	10,50	13,80	9,57	15,40
Dy	5,95	3,17	1,91	2,99	1,90	5,50	2,70	3,00	3,57	4,14	7,02	7,07	3,05	2,61	1,54	1,55	1,57	1,38	1,73
Ho	1,17	0,50	0,31	0,55	0,32	1,12	0,54	0,61	0,71	0,82	1,39	1,29	0,59	0,47	7,82	8,07	8,03	6,95	8,99
Er	3,54	1,20	0,79	1,61	0,81	3,22	1,55	1,69	2,01	2,27	3,85	3,66	1,84	1,46	1,47	1,53	1,48	1,26	1,67
Tm	0,585	0,153	0,110	0,226	0,106	0,456	0,258	0,263	0,296	0,34	0,56	0,597	0,301	0,212	4,16	4,34	3,99	3,62	4,42
Yb	3,43	0,78	0,62	1,23	0,57	2,78	1,59	1,66	1,89	2,08	3,52	3,31	1,88	1,25	0,527	0,530	0,569	0,416	0,613
Lu	0,500	0,103	0,088	0,188	0,085	0,433	0,231	0,251	0,277	0,316	0,464	0,424	0,294	0,224	3,28	3,28	3,64	2,52	3,79
Hf	6,90	6,90	5,60	3,90	2,80	7,30	4,10	5,10	5,80	3,60	5,60	8,30	9,00	8,10	0,493	0,496	0,470	0,375	0,517
Ta	1,07	0,70	0,90	0,90	0,70	1,18	0,90	0,70	0,90	0,40	0,80	5,10	2,60	1,78	8,20	10,00	3,10	6,90	11,00
Ti	0,92	0,97	1,13	1,28	1,35	0,84	1,07	1,10	1,29	0,62	0,64	1,08	1,76	1,40	2,25	2,38	2,50	1,86	2,50
Pb	36	19	17	12	21	15	11	12	12	0	0	26	27	47	0,45	0,81	1,43	1,54	1,44
Bi	0,13					0,06									18	27	16	19	13
Th	23,60	18,50	10,20	14,00	11,20	25,70	16,50	24,60	23,90	4,72	9,96	68,30	31,50	0,06	0,10	0,16	0,29	0,29	
U	2,57	0,86	1,21	1,09	1,16	2,37	2,32	1,42	5,31	0,91	0,82	7,18	4,98	11,00	10,50	17,40	15,30	7,46	16,20

Tabela Q02 - Composições químicas das rochas graníticas e das respectivas enclaves dioríticas da confluência das rodovias Piaçagüera/Rio-Santos GUA01, da Ponta das Galhetas, Guarujá, GUA02 e de Juqueí JQ04A. Células vazias retratam teores abaixo do limite de detecção.

LeMaitre 1989

Figura Q22 - Classificação química das rochas graníticas no diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989). Círculos vermelhos representam os ortognaisses de Jaqueí JQ04A; triângulos e quadrados amarelos retratam, respectivamente, os granitóides orientados da Ponta das Galhetas, no Guarujá, GUA02, e os ortognaisses da confluência entre as rodovias Piaçagüera e Rio-Santos, GUA01. Os enclaves dioríticos destas duas últimas litologias estão representados por triângulos e quadrados verdes.
3b - monzogranito; 4 - granodiorito;
9* - quartzo-monzodiorito; 9 - monzodiorito

Irvine & Baragar 1971

Figura Q23 - Disposição das rochas graníticas no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). Os símbolos acompanham a Fig. Q22.

sendo que, as graníticas, se apresentam como sub-alcálinas e os enclaves máficos, com tendência alcalina (**Fig. Q24**), ou, no caso das amostras GUA01, no limite entre os campos.

Enquanto os termos graníticos, estudados, se enquadram no limiar entre o caráter fracamente metaluminoso (GUA01) e peraluminoso (GUA02 e JQ04A), com índice de Shand ao redor de 1 (**Fig. Q25**), os dioríticos se apresentam francamente metaluminosos, no diagrama de Maniar e Piccoli (1989).

Os diagramas de Harker, para os elementos maiores (**Fig. Q26**), evidenciam a impossibilidade de individualização clara entre os três conjuntos graníticos, os quais se aglomeram em torno de 70% de SiO_2 . Indícios de separação são sugeridos pelos maiores teores de MgO e Na_2O e menores em K_2O , para as rochas graníticas JQ04A, que exibem as maiores razões em álcalis. Os menores teores de CaO ocorrem nas amostras graníticas GUA02. Os termos dioríticos das amostras GUA02, retratam melhor o fracionamento, mostrando correlação positiva com a SiO_2 de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O e negativas no restante dos óxidos. Cabe ressaltar o acompanhamento entre os enclaves dioríticos e as amostras graníticas nas relações com CaO , K_2O e Na_2O , sugerindo alguma correlação entre ambos, no que diz respeito a estes elementos, no mínimo.

Os elementos traços, em diagramas de Harker (**Fig. Q27**), também não permitem individualizar, no geral, os três corpos graníticos analisados, mesmo quando observados no detalhe do intervalo de 65-75% de SiO_2 , onde estes se concentram. Com relação às rochas dioríticas, como comentado na relação com os óxidos, cabem algumas considerações. Elementos incompatíveis clássicos, o Zr e o Hf apresentam o mesmo comportamento, proporcionando a separação das amostras GUA02, com maiores teores, e GUA01, com teores menores, sugerindo interações intensas entre as rochas graníticas e suas enclaves. Comportamento análogo pode ser observado na relação com Nd. Com um comportamento compatível, a relação com o Sr também permite a separação dos conjuntos GUA01 e GUA02. A distribuição incompatível dos dioritos, nas relações com o Y e com o Ba, dificultam a visualização de possíveis interações e tendem a individualizar estas rochas, com relação às graníticas. Confirmando as expectativas, na relação com o V, os dioritos, em especial os GUA02, apresentam uma correlação negativa, acompanhando o Ti. Cabe ressaltar que estes corpos graníticos se acham enriquecidos em Th, quando comparados com a média de 10,7 ppm para a crosta superior pós-arqueana (Taylor & MacLennan 1985), sendo que as rochas GUA02, além de apresentar 4 vezes este valor, também se acham com elevados valores de U (5 a 11 ppm -**Tabela Q2**), quando a média na crosta superior é 2,8 ppm, segundo os autores citados.

O padrão de distribuição dos ETR, para os corpos graníticos se apresentam fracionados, com variações no empobrecimento das TR pesadas, entre os três conjuntos de amostras graníticas, cujas assinaturas geoquímicas se aproximam entre si. Comparativamente, as rochas JQ04A (**Fig. Q28a**) são mais pobres em ETR e apresentam a maior variação no fracionamento das TR

Figura Q24 - Diagrama sílica x álcalis, com o limite entre os campos alcalino e subalcalino, segundo Irvine e Baragar (1971), para as rochas graníticas. Os símbolos acompanham a Fig. Q22.

Figura Q25 - Caráter fracamente peraluminoso do ortognaisse de Jukeí JQ04A (círculo vermelho) e do granitóide orientado da Ponta das Galhetas, GUA02 (triângulo amarelo), e levemente metaluminoso do ortognaisse GUA01 (quadrado amarelo), com as enclaves dioríticas GUA01 e GUA02, francamente metaluminosas, no diagrama de Maniar & Piccoli (1989).

Figura Q26 - Diagramas de Harker, para os elementos maiores, com os ortognaisses de Jukeí JQ04A, em azul, os ortognaisses da confluência das rodovias Piaçagüera/Rio-Santos, com enclaves dioríticas, GUA01, em rosa e os granitos orientados da Ponta das Galhetas, GUA02, com suas enclaves dioríticas, em amarelo.

Figura Q27 - Diagramas de Harker, para os elementos traços, com a legenda acompanhando a Fig.Q26.

pesadas. Com um conjunto de amostras mais homogêneo e um padrão menos fracionado, as rochas GUA01 (**Fig. Q29a**) apresentam um menor realce na anomalia de Eu e se diferenciam das demais. Os maiores teores de ETR são das amostras GUA02 (**Fig. Q30a**), as quais apresentam o padrão mais fracionado nas TR leves. A distribuição dos ETR das rochas dioríticas GUA01, mais ricas e mais fracionadas que GUA02, sugerem origem a partir de magmas distintos.

Notam-se as similaridades dos padrões nos diagramas expandidos de concentrações normalizados, onde as amostras graníticas JQ 04 (**Fig. Q28b**), GUA01 (**Fig. Q29b**) e GUA02 (**Fig. Q30b**) apresentam configurações semelhantes entre si. A proeminente anomalia negativa de Ta-Nb normalmente se relaciona às rochas geradas em ambientes de arcos, as quais, muitas vezes, apresentam anomalias negativas de Sr, P e Ti, como observadas, além de enriquecimento em LILE (Condie 1989). Os padrões das amostras dioríticas GUA01 e GUA02, sugerem, novamente, a separação dos dois conjuntos de enclaves.

As rochas JQ04, GUA01 e GUA02 parecem representar materiais sincollisionais a julgar por seus posicionamentos no diagrama $R_1 \times R_2$ (**Fig. Q31**) de Batchelor e Bowden (1985).

Norm: Boynton 1984

Norm: Pearce 1982

Figura Q28 - a) Diagramas de concentrações normalizadas para condrito (Boynton 1984) de ETR e b) Diagramas dos elementos incompatíveis normalizados (Pearce 1983), para os ortognaisses de Juqueí JQ04A.

Norm: Boynton 1984

Norm: Pearce 1982

Figura Q29 - a) Diagramas de concentrações normalizadas para condrito (Boynton 1984) de ETR e b) Diagramas dos elementos incompatíveis normalizados (Pearce 1983), para os ortognaisses Piaçagüera/Rio-Santos GUA01, com suas enclaves dioríticas, em verde.

Norm: Boynton 1984

Norm: Pearce 1982

Figura Q30 - a) Diagramas de concentrações normalizadas para condrito (Boynton 1984) de ETR e b) Diagramas dos elementos incompatíveis normalizados (Pearce 1983), para os granitos orientados da Ponta das Galhetas, Guarujá, GUA02, com suas enclaves dioríticas, em verde.

Figura Q31 - Posicionamento sin colisional das rochas ortognáissicas de Juqueí JQ04A, em vermelho, do encontro entre as rodovias Piaçagüera/Rio-Santos, GUA01, em quadrados amarelos, e graníticas orientadas, da Ponta das Galhetas, Guarujá, GUA02, em triângulos amarelos.

5. ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS

5.1. Apresentação

O programa de análises geocronológicas elaborado para este trabalho teve como objetivo maior o estabelecimento não somente das idades de formação das rochas, mas também a elaboração da evolução termocronológica do Complexo Costeiro, bem como a relação genética dos magmatismos de natureza básica e granítica que ocorrem em meio aos terrenos metamórficos.

Neste sentido, a abordagem geocronológica envolveu 24 análises U-Pb (SHRIMP) em zircões de três amostras das rochas metamórficas de alto grau, 53 análises Rb-Sr e 35 análises Sm-Nd em rocha total e em minerais separados das rochas metamórficas de origem sedimentar, das rochas metabásicas e granitóides e também 12 análises K-Ar, em minerais separados, provenientes de paragneisses, anfibolitos e pegmatitos.

As análises U-Pb (SHRIMP) em zircão, Rb-Sr, em rocha total, e Sm-Nd, em minerais metamórficos, foram realizadas com o objetivo de se determinar as idades de cristalização magmática de rochas e dos processos metamórficos principais que atuaram na área. As idades Sm-Nd, em rocha total, foram feitas com a finalidade de se definir as idades modelo manto-empobrecido, para caracterizar as principais épocas de adição de material juvenil à crosta continental.

Já as análises Rb-Sr e Sm-Nd, em concentrados minerais, bem como as K-Ar, foram feitas com o intuito de se determinar épocas de resfriamento regional para as diversas temperaturas de fechamento dos sistemas isotópicos utilizados, uma vez que tais determinações podem não se referir às idades de cristalização das rochas, mas às épocas relativas a determinadas temperaturas. Isto porque o padrão de idades obtido, através de isócronas minerais Rb-Sr e Sm-Nd, indica, claramente, que os mecanismos cinéticos envolvidos no equilíbrio isotópico entre minerais, continuaram ativos para além do período da formação paragenética/textural, sugerindo que a difusão em volume foi significativa no processo. Quando um grão mineral resfria num meio heterogêneo, os processos cinéticos que caracterizam a difusão em volume refletem-se por um progressivo isolamento composicional relativamente ao exterior. Durante os estágios iniciais de resfriamento, a temperaturas suficientemente elevadas, a alta frequência do oscilador difusivo assegura a homogeneidade composicional (homogeneidade isotópica), refletindo as condições de equilíbrio com o meio exterior em todo o volume do grão mineral. Contudo, a taxa de difusão (homogeneização isotópica) diminui rapidamente com o decréscimo de temperatura. Dependendo da taxa de resfriamento e das propriedades intrínsecas do difusor, com o decorrer do tempo, porções do grão mineral deixam de acompanhar a evolução composicional em equilíbrio. O sistema tornar-se-á progressivamente fechado, primeiro na zona central e mais tarde nas zonas externas, até que (excetuando a região de fronteira) todo o grão estará efetivamente isolado do exterior (Munhá & Tassinari 2000a).

Nesta perspectiva geral, a definição da temperatura de fechamento ou de bloqueio define-se, objetivamente, como sendo a temperatura do sistema, no ponto da escala temporal, que é indicado pela respectiva idade isotópica aparente (Dodson 1973). Como consequência disto, vários minerais serão caracterizados por diferentes temperaturas de fechamento relativamente à retenção de isótopos radiogênicos considerados. Com isso, em terrenos metamórficos, onde o processo de arrefecimento for suficientemente lento, será esperado que os diferentes minerais, datados por diferentes sistemas, produzam idades isotópicas distintas, indicativas das diversas temperaturas durante o resfriamento.

Considerando o acima exposto, que o significado de idades isocrônicas em minerais separados depende dos vários modelos difusivos estabelecidos para os vários pares minerais, em cada sistema isotópico, bem como da influência relativa de fatores tais como coeficiente de difusão, taxa de resfriamento, granulação efetiva, geometria do difusor e composição modal da rocha analisada, procurou-se trabalhar com rochas que foram submetidas às mesmas condições metamórficas, e portanto de um mesmo afloramento.

Munhá & Tassinari (2000a) procedem uma revisão do tema, descrevendo a metodologia e analisando, comparativamente, as consequências termocronológicas dos principais modelos de difusão, onde se assume que o comportamento difusivo do Sr na biotita, no K-feldspato, na albita e na apatita esteja, razoavelmente, estabelecido pelos trabalhos de Giletti (1991), Jenkin et al. (1995) e Faver & Giletti (1989), a taxas de resfriamento moderadas ($10-30^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) e granulação de $\phi = 2\text{mm}$. As temperaturas de fechamento do K-feldspato, da albita e da apatita são semelhantes em $500 \pm 50^{\circ}\text{C}$, enquanto da biotita, com a contribuição de Jager (1979) e Verschure et al. (1980), $T_{\text{Bi}}^{\text{f}}(\text{Sr}) \approx 350 \pm 50^{\circ}\text{C}$. Apesar de não existirem dados experimentais, é aceito (Jager 1979; Jager et al. 1967) que a temperatura de fechamento da muscovita, na cinética difusiva do Sr, é $\sim 200^{\circ}\text{C}$ mais elevada que da biotita, desta forma $T_{\text{Musc}}^{\text{f}}(\text{Sr}) \approx 500^{\circ}\text{C}$. Os dados apresentados por Mezger et al. (1992) são consistentes com a temperatura de fechamento de granadas, no sistema Sm-Nd, ser de, aproximadamente, 600°C . Os resultados experimentais sobre o transporte difusivo de Ar (Harrison 1981; Harrison et al. 1985), em conjunto com determinações empíricas (Purdy & Jager 1976), indicam que as idades K-Ar em hornblenda, muscovita e biotita devem corresponder a temperaturas de fechamento de $500 \pm 50^{\circ}\text{C}$, $\sim 350 \pm 50^{\circ}$ e $300 \pm 50^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

Os pontos estudados se distribuem, preferencialmente, ao longo da região costeira, entre o Guarujá e São Sebastião, como podem ser observados no mapa geológico, no **anexo 1**. Ressalta-se que as letras que acompanham os números dos pontos, se referem à forma reduzida do nome de cada localidade, com o objetivo de facilitar a leitura. Desta forma, de sul para norte, tem-se os seguintes afloramentos que forneceram amostras para os estudos de geologia isotópica: ortognaisses **GUA02**, na Ponta das Galhetas, no Guarujá; ortognaisses **Gua01**, na confluência das rodovias Piaçagüera-Guarujá/Rio-Santos; ortognaisses **JQ04A**, às margens da rodovia Rio-Santos, na localidade de Juqueí; paragnaisses, metagabros e pegmatitos **JQ**, nos

costões W da Praia de Juqueí; paragnaisses, anfibolitos e pegmatitos **BC**, nas rochas do setor W da Praia de Boissucanga; pegmatitos **PA04**, no costão E da Praia de Pauba; paragnaisses e pegmatitos **TTpq**, das rochas da Praia de Toque Toque pequeno; paragnaisses e pegmatitos **TT01**, em corte da rodovia Rio-Santos, próximo à localidade de Toque Toque; paragnaisses e pegmatitos **TT02**, no costão W da Praia de Toque Toque; leucognaisses **ECA01**, nas rochas da ponta E da Praia de Guaecá; paragnaisses e pegmatitos **CG**, tanto nos costões W da Praia das Cigarras, quanto nos cortes da rodovia Rio-Santos, nas proximidades deste ponto; metagabros **MA02A**, no Complexo Bairro dos Mariscos, assim como micro-dioritos pórfiros **MA01**, de rochas intrusivas neste complexo.

A escolha das amostras, que foram analisadas isotopicamente, foi orientada a partir dos dados geológicos de campo, do comportamento das amostras nos diagramas de lito-geoquímica e nas observações petrográficas.

As análises U-Pb em zircões através do SHRIMP (Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe) foram realizadas nos laboratórios da Research School of Earth Sciences da Australian National University, em Camberra, Austrália e as análises isotópicas relativas às técnicas Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

5.2. Gnaisses Kinzigíticos e Rochas Associadas

5.2.1. Os Paragnaisses

Geralmente idades U-Pb aplicadas em zircões provenientes de rochas metamórficas de origem sedimentar são utilizadas para a obtenção de idades de cristalização primária dos protolitos das rochas analisadas. Considerando-se que trabalhos deste tipo já foram realizados em rochas similares de outras áreas do Complexo Costeiro (Söllner et al. 1991; Schmitt et al. 1999), obtendo idades da ordem de 1,9 - 2,0 Ga, neste trabalho procurou-se datar o sobrecrecimento de cristais de zircão, visando determinar, com precisão, a idade do evento metamórfico de alto grau que afetou estas rochas. Neste sentido foram utilizadas análises U-Pb, obtidas por SHRIMP, que permitem datações pontuais em zonas escolhidas de monocristais,

Os zircões provenientes dos gnaisses kinzigíticos que ocorrem nas proximidades da Praia das Cigarras, em São Sebastião, apresentam dois grupos morfológicos distintos, o primeiro incluindo grãos prismáticos e alongados e o segundo constituído por cristais arredondados, sendo que praticamente todos os zircões apresentam feições de sobrecrecimento (**Fotos C1**). Os teores de U nos locais analisados variam de 789 a 1118 ppm e a razão Th/U possui um largo espectro variando de 0,005 até 0,04. Para datar o episódio metamórfico de alto grau os pontos para datação foram escolhidos somente nas áreas de sobrecrecimento. Como mostrado na **figura C1**, as

Foto C1 - Zircões dos gnaisses kinzigíticos CG04, de São Sebastião, com bordas de sobrecrecimento metamórfico, as quais foram analisadas por SHRIMP.

Figura C01 - Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP dos sobrecrecimentos nos zircões dos gnaisses kinzigíticos CG04, de São Sebastião.

análises U-Pb (**Tabela C1**) são concordantes e definem uma idade de 571 ± 10 Ma (2σ), que foi interpretada como próxima da época do evento metamórfico de alto grau, que afetou estas rochas e, conseqüentemente, responsável pela formação dos gnaisses kinzigíticos e da migmatização que os afetou (Tassinari et al. 1999).

Estes mesmos paragnaisses (CG03), em certa concordância com as rochas de litologia similar que ocorrem em Juqueí (JQ05A), indicaram idades Sm-Nd modelo (T_{DM}) de 1,31 e 1,49 Ga e valores de ϵ_{Nd} , calculados para 570 Ma, de -1,13 e -1,80, respectivamente (**Tabela C2**). Contrastando com estes valores, os paragnaisses presentes em Boissucanga (BC14) forneceram idades Sm-Nd modelo (T_{DM}) de 1,94 Ga e ϵ_{Nd} , para 570 Ma, de -8,73. Como a fonte destas rochas é de origem sedimentar, a idade modelo é interpretada como a média das idades de diferenciação mantélica dos protolitos das fontes dos sedimentos que originaram os gnaisses.

Este quadro retrata a heterogeneidade das rochas gnáissicas com relação às diferentes proporções de mistura de materiais mais antigos, com maior tempo de residência crustal e ϵ_{Nd} mais negativo, com materiais diferenciados do manto superior em épocas mais recentes e conseqüentemente com valores de ϵ_{Nd} menos negativos. Isto implica em assumir que as rochas que compuseram a área fonte dos metassedimentos poderiam integrar distintas províncias geocronológicas, distribuídas no Proterozóico, cujas rochas mais antigas teriam uma idade pouco maior que 1,9 Ga (conforme indicado também por idades U-Pb de zircões detríticos (Söllner et al. 1991; Schmitt et al. 1999)), mas também teriam rochas diferenciadas do manto em épocas mais jovens que 1,3 Ga, podendo chegar até o Neoproterozóico. Desta forma os gnaisses BC14 teriam sido gerados a partir de protolitos paleoproterozóicos com contribuição subordinada de materiais mais recentes. Como os valores de ϵ_{Nd} calculados para os gnaisses CG03 e JQ05A são pouco negativos, é plausível admitir que na fonte destas rochas existiria uma importante contribuição de rochas diferenciadas do manto superior pouco antes da sedimentação, provavelmente entre 1500 e 570 Ma.

Com a finalidade de estabelecer a história termocronológica dos terrenos metamórficos do Complexo Costeiro, abordada no próximo capítulo, foram separados concentrados de granada, biotita e plagioclásio dos gnaisses kinzigíticos para serem analisados pelos métodos Sm-Nd e Rb-Sr, com o objetivo de, em conjunto com as análises em rocha total, possibilitarem a construção de isócronas internas. Portanto foram analisadas amostras de minerais separados dos paragnaisses provenientes das praias das Cigarras (CG03), de Juqueí (JQ05A), de Boissucanga (BC13 e BC14) e de Toque Toque pequeno (TTpq01). Os dados analíticos Sm-Nd encontram-se na **tabela C3** e os Rb-Sr na **tabela C4**.

Os minerais separados das rochas provenientes da Praia das Cigarras se distribuíram, no diagrama Sm-Nd, segundo o alinhamento referente à idade aparente de 519 ± 130 Ma e MSWD de 8,9 (**Fig. C2**), assim como, em diagrama Rb-Sr, apesar de não se configurar em uma isócrona pelo alto

SHRIMP U/Pb zircon analyses

labels	grain	U	Th	Th/U	comm.	238U/206Pb	207Pb/206Pb	date	%disc
	type	ppm	ppm		206Pb%	ratio	ratio	(Ma, $\pm$ 1s)	207Pb/206Pb
CG-04 metasediment with neosome									
1.1†	og,hd,p	789	20	0,03	1,09 $\pm$ 0,15	10,865 $\pm$ 0,257	0,0677 $\pm$ 0,0005	562 $\pm$ 13	
2.1†	og,hd,p	1005	20	0,02	0,13 $\pm$ 0,06	10,630 $\pm$ 0,221	0,0598 $\pm$ 0,0007	579 $\pm$ 12	
3.1†	e,hd,eq	743	31	0,04	0,26 $\pm$ 0,09	10,909 $\pm$ 0,227	0,0599 $\pm$ 0,0007	564 $\pm$ 11	
4.1†	og,hd,p	1119	38	0,03	0,08 $\pm$ 0,13	12,507 $\pm$ 0,273	0,0595 $\pm$ 0,0006	496 $\pm$ 10	
5.1†	og,hd,p	1004	45	0,04	0,02 $\pm$ 0,02	10,859 $\pm$ 0,214	0,0596 $\pm$ 0,0007	568 $\pm$ 11	
6.1†	og,hd,p	1108	6	0,01	0,04 $\pm$ 0,05	10,628 $\pm$ 0,211	0,0605 $\pm$ 0,0008	579 $\pm$ 11	
BC-07 metagabbro boudin									
1.1*	m,hd/t,p/anh	1988	4444	2,24	0,05 $\pm$ 0,02	10,332 $\pm$ 0,221	0,0594 $\pm$ 0,0006	580 $\pm$ 24	3
2.1*	e,hd/ht,anh	1975	385	0,20	0,02 $\pm$ 0,01	10,530 $\pm$ 0,247	0,0591 $\pm$ 0,0006	572 $\pm$ 22	2
3.1*	e,hd,p/anh	3515	7245	2,06	0,17 $\pm$ 0,02	9,084 $\pm$ 0,192	0,0588 $\pm$ 0,0007	558 $\pm$ 28	21
4.1*	e,hd/ht,p/anh,f1123	212	0,19	0,03 $\pm$ 0,03	11,090 $\pm$ 0,258	0,0598 $\pm$ 0,0008	595 $\pm$ 28	-6	
5.1*	m,hd/ht,p,f	2262	18531	8,19	0,05 $\pm$ 0,02	8,219 $\pm$ 0,215	0,0598 $\pm$ 0,0019	595 $\pm$ 71	25
6.1*	m,hd,anh,f	1853	371	0,20	0,01 $\pm$ 0,01	10,987 $\pm$ 0,248	0,0594 $\pm$ 0,0014	581 $\pm$ 52	-3
JG-01 metagabbro boudin									
1.1†	m,hd/t,p/anh	240	300	1,25	0,30 $\pm$ 0,07	10,425 $\pm$ 0,225	0,0616 $\pm$ 0,0006	589 $\pm$ 12	
2.1†	e,osc,p,f	113	119	1,05	-0,03 $\pm$ 0,11	10,053 $\pm$ 0,234	0,0589 $\pm$ 0,0009	612 $\pm$ 14	
3.1†	m,h/osc,p,f	160	134	0,83	-0,02 $\pm$ 0,09	10,218 $\pm$ 0,255	0,0590 $\pm$ 0,0008	602 $\pm$ 14	
4.1†	m,osc,p,f	102	109	1,07	0,32 $\pm$ 0,12	10,172 $\pm$ 0,341	0,0618 $\pm$ 0,0010	603 $\pm$ 19	
5.1†	m,h,p/anh	133	141	1,06	-0,08 $\pm$ 0,25	10,427 $\pm$ 0,301	0,0585 $\pm$ 0,0021	591 $\pm$ 16	
6.1†	e,h,p,f	120	136	1,13	0,35 $\pm$ 0,15	10,429 $\pm$ 0,233	0,0620 $\pm$ 0,0012	588 $\pm$ 13	
7.1†	m,osc,anh/p,f	61	58	0,94	0,51 $\pm$ 0,24	10,644 $\pm$ 0,300	0,0633 $\pm$ 0,0020	576 $\pm$ 16	
8.1†	e,hd,p,f	140	91	0,65	0,30 $\pm$ 0,10	10,603 $\pm$ 0,549	0,0616 $\pm$ 0,0008	579 $\pm$ 29	
9.1†	m,osc/rex,anh	359	147	0,41	1,91 $\pm$ 0,10	9,724 $\pm$ 0,497	0,0747 $\pm$ 0,0008	620 $\pm$ 30	
10.1†	m,h,anh,f	185	70	0,38	0,35 $\pm$ 0,23	11,027 $\pm$ 0,691	0,0620 $\pm$ 0,0019	558 $\pm$ 34	
11.1†	e,osc,p,f	127	126	1,00	3,37 $\pm$ 0,35	10,348 $\pm$ 0,535	0,0866 $\pm$ 0,0028	576 $\pm$ 29	
12.1†	m,h,f	186	200	1,08	0,74 $\pm$ 0,10	10,219 $\pm$ 0,548	0,0652 $\pm$ 0,0008	598 $\pm$ 31	

labels; x,y; grain number followed by analysis number; bold, used in date calculation.

* isotopic ratios and 207Pb/206Pb date corrected for common Pb using measured 204Pb

† isotopic ratios not corrected for common Pb and 206Pb/238U date corrected for common Pb by 207Pb method

grain habit; p=prism, eq=equant, anh=jagged-anhedral, f=fragment

site; e=end or edge, m=middle, og=overgrowth, c=core

CI image microstructure; osc=oscillatory zoning, rex=recrystallised, t=turbid, h=homogeneous (d=dark or b=bright)

204-corrected isotopic ratios and 207Pb/206Pb date.

corrected with 2000 Ma model Pb of Cumming and Richards (1975); all errors are 1s

571 $\pm$ 10 (95%)			
MSWD	0,5	MSWD	0,7
580	24	10,3320,2212	0,05940,0006
572	22	10,5300,2468	0,05910,0006
558	28	9,084 0,1923	0,05880,0007
595	28	11,090 0,2580	0,05980,0008
595	71	8,219 0,2149	0,05980,0019
581	52	10,987 0,2480	0,05940,0014
577 $\pm$ 23 (95%)			
MSWD	0,2	MSWD	0,2
589 12		655 32	
612 14		335 185	
602 14		560 42	
603 19		543 131	
591 16		436 199	
588 13		509 168	
576 16		539 359	
579 29		636 92	
620 30		571 148	
558 34		233 199	
576 29		858 182	
598 31		605 111	
593 $\pm$ 10 (95%)			
MSWD 0,6	MSWD 1,2	model 1	

Tabela C01 - Análises U - Pb SHRIMP de zircões dos gnaisses kinzigíticos CG04 de São Sebastião (somente bordas de sobrecrecimento) e dos núcleos anfíbolíticos de Boissucanga BC07 e de Juqueí JQ01, interiores aos paragneisses destas localidades.

SPS	No. Campo	Material	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	$\epsilon(0)$	fSm/Nd	T _{DM} (Ma)	$\epsilon(T_{DM})$	T1	$\epsilon(T1)$	T2	$\epsilon(T2)$
			(ppm)	(ppm)						est único	(Ma)		(Ma)	
1241	CG03	Paragn/RT	5,213	23,820	0,1323	0,512340	-5,81	-0,33	1314,9	4,98	570	-1,13	500	-1,71
1766	JQ05A	Paragn/RT	6,839	28,940	0,1429	0,512345	-5,72	-0,27	1497,8	4,56	570	-1,80	500	-2,28
1651	BC14	Paragn/RT	8,703	41,788	0,1259	0,511927	-13,87	-0,36	1937,7	3,62	570	-8,73	500	-9,36
1655	JQ12	Anfibolito/RT	14,064	63,352	0,1342	0,512135	-9,81	-0,32	1737,2	4,04	570	-5,27	500	-5,83
1764	BC04	Anfibolito/RT	6,251	21,513	0,1757	0,512797	3,10	-0,11	994,0	5,76	570	4,63	500	4,44
1765	BC08	Anfibolito/RT	3,887	12,594	0,1866	0,512893	4,97	-0,05	865,8	6,09	570	5,71	500	5,62
1647	TTpq 05	Pegmatito/RT	2,712	11,562	0,1418	0,512196	-8,62	-0,28	1792.0/1502.0*	3,92	570	-4,63	500	-5,12
1761	JQ10	Pegmatito/RT	4,653	22,308	0,1261	0,512005	-12,35	-0,36	1803,8	3,90	570	-7,21	500	-7,85
1758	BC28	Pegmatito/RT	0,656	2,759	0,1438	0,512056	-11,35	-0,27	2155.2/1707.0*	3,19	570	-7,51	500	-7,98
1770	ECA 01B	Leucogn/RT	0,539	1,872	0,1741	0,512432	-4,02	-0,11	2365.3/1341.0*	2,80	486	-2,62	500	-2,58
1238	CB01	Leucogn/RT	1,755	12,079	0,0879	0,511845	-15,47	-0,55	1450,6	4,67	630	-6,72	500	-8,53
1236	GUA01	Ortogn/RT	9,394	55,132	0,1030	0,511878	-14,83	-0,48	1602,9	4,33	630	-7,30	500	-8,85
1237	JQ04A	Ortogn/RT	9,878	52,286	0,1142	0,511992	-12,60	-0,42	1608,4	4,31	630	-5,98	500	-7,34
1239	GUA02E	Ortogn/RT	9,485	70,482	0,0814	0,511892	-14,55	-0,59	1326,0	4,95	530	-6,76	500	-7,20
1656	GUA02F	Metadiorito/RT	17,872	120,182	0,0899	0,511982	-12,80	-0,54	1306,7	5,00	530	-5,58	500	-5,99

Tabela C02 - Cálculo de Epsilon Nd para T genérico. Os valores de T_{DM} com asterísticos (*) foram calculados segundo o modelo de estágio duplo (Sato 1998).

SPS	No.	Material	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Erro	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Erro	f _{Sm/Nd}	T _{DePaolo} (Ma)	Erro	ε ₍₀₎
	Campo		(ppm)	(ppm)								
1766	JQ 05A	Paragnaisse/RT	6,839	28,940	0,1429	0,0005	0,512345	0,000011	-0,27	1497,8	12,2	-5,72
1767	JQ 05A	Paragnaisse/Plag	2,154	5,706	0,2282	0,0008	0,512701	0,000028	0,16			1,23
1768	JQ 05A	Paragnaisse/Gran	1,770	4,051	0,2642	0,0009	0,512789	0,000021	0,34			2,95
1769	JQ 05A	Paragnaisse/Biot	1,467	6,223	0,1426	0,0005	0,512318	0,000025	-0,28	1548,4	49,0	-6,24
1241	CG 03	Paragnaisse/RT	5,213	23,820	0,1323	0,0010	0,512340	0,000010	-0,33	1314,9	22,7	-5,81
1242	CG 03	Paragnaisse/Gran	2,207	5,438	0,2454	0,0008	0,512710	0,000010	0,25	-10017,7	113,8	1,40
1243	CG 03	Paragnaisse/Biot	1,310	6,378	0,1242	0,0004	0,512290	0,000015	-0,37	1281,7	24,2	-6,79
1244	CG 03	Paragnaisse/Plag	1,292	4,105	0,1774	0,0006	0,512508	0,000013	-0,10	2251,5	52,8	-2,54
1651	BC 14	Paragnaisse/RT	8,703	41,788	0,1259	0,0004	0,511927	0,000008	-0,36	1937,7	15,1	-13,87
1652	BC 14	Paragnaisse/Biot	4,533	22,702	0,1207	0,0004	0,511906	0,000011	-0,39	1862,9	18,2	-14,28
1653	BC 14	Paragnaisse/Plag	1,908	8,798	0,1312	0,0004	0,511939	0,000008	-0,33	2039,4	16,5	-13,64
1654	BC 14	Paragnaisse/Gran	5,766	17,421	0,2002	0,0008	0,512087	0,000013	0,02			-10,75

Tabela C03 - Dados analíticos Sm - Nd em rocha total e em concentrados minerais dos paragnaissees.

SPR	No. Campo	Material	Rb	Sr	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro
14185	BC13	Plag/Paragnaisse	5,19	166,26	0,090	0,001	0,721680	0,000030
14186	BC13	Bio/Paragnaisse	476,7	5,36	309,619	2,539	2,789510	0,000370
14184	BC13	RT/Paragnaisse	62,5	165,9	1,093	0,047	0,728932	0,000036
14188	BC14	Plag/Paragnaisse	2,21	257,65	0,025	0,000	0,718190	0,000020
14189	BC14	Bio/Paragnaisse	387,47	8,28	155,047	1,278	2,181620	0,000380
14187	BC14	RT/Paragnaisse	115,2	188,4	1,775	0,040	0,731117	0,000022
13888	CG03	Bio/Paragnaisse	244,99	5,84	132,299	1,108	1,618400	0,000220
13887	CG03	Plag/Paragnaisse	1,77	285,1	0,018	0,000	0,708380	0,000070
13889	CG03	Gran/Paragnaisse	2,94	3,83	2,228	0,019	0,726250	0,000100
13886	CG03	RT/Paragnaisse	69,21	202,36	0,990	0,030	0,715410	0,000010
14100	JQ05A	RT/Paragnaisse	115,9	215,7	1,557	0,028	0,721674	0,000017
14101	JQ05A	Plag/Paragnaisse	2,8	246,4	0,033	0,000	0,711100	0,000060
14103	JQ05A	Bio/Paragnaisse	335,7	14,71	69,564	0,558	1,252680	0,000450
14102	JQ05A	Gran/Paragnaisse	5,46	44,39	0,357	0,005	0,734050	0,000120
14182	TTpq01	Plag/Paragnaisse	2	255,64	0,023	0,000	0,711010	0,000060
14183	TTpq01	Bio/Paragnaisse	202,36	7,69	83,860	0,669	1,739060	0,000380
14214	TTpq01	RT/Paragnaisse	87,7	257,2	0,988	0,025	0,718174	0,000036

Tabela C04 - Dados analíticos Rb - Sr em rocha total e em concentrados minerais dos paragnaises

MSWD, definiram uma reta, com inclinação relativa à idade aparente de 482 ± 10 Ma e Ri de $0,709 \pm 0,004$ (**Fig. C3**). Estas idades, representativas da paragênese bio-plag-gran, no Sm-Nd, e fortemente dependente da biotita, no Rb-Sr, sugerem as épocas de resfriamento dos terrenos metamórficos a $\sim 600^\circ\text{C}$ e $\sim 400^\circ\text{C}$ respectivamente, mesmo considerando o elevado erro da idade Sm-Nd.

Os paragnaisses migmatíticos dos costões de Jukeí forneceram concentrados minerais, que associados às rochas totais, foram trabalhados segundo as metodologias de Sm-Nd e Rb-Sr. A isócrona mineral Sm-Nd, referente à paragênese bio-plag-gran ($\sim 600^\circ\text{C}$), indicou a idade aparente de 594 ± 180 Ma, com MSWD de 5,7 (**Fig. C4**). Pontos analíticos de concentrados de plagioclásio e biotita, em conjunto com a rocha total dos gnaisses, quando lançados em diagrama isocrônico Rb-Sr, permitiram definir uma idade aparente de 547 ± 32 Ma, com Ri de $0,710 \pm 0,008$ (**Fig. C5**). O posicionamento da biotita, na definição desta reta indica para uma época cuja temperatura oscilava em torno de 400°C . As granadas, presentes no paragnaisse, foram analisadas e se posicionaram próximo a origem e acima do alinhamento estabelecido pelos outros pontos, retratando uma razão inicial maior, possivelmente, em função da recristalização destes minerais durante o metamorfismo.

Os concentrados de minerais provenientes dos gnaisses kinzigíticos da Praia de Boissucanga, associados com a rocha total, foram lançados em diagramas isocrônicos Sm-Nd e Rb-Sr. Os pontos referentes à biotita, RT e plagioclásio, em diagrama Sm-Nd, se posicionaram, segundo um alinhamento, que apontou para a idade aparente de 463 ± 190 Ma, com MSWD de 0,79 (**Fig. C6**). As granadas, presentes nesta rocha, se posicionaram fora do alinhamento dos demais pontos analíticos, mostrando não estar em equilíbrio com as outras fases minerais analisadas. Concordantemente os minerais definiram uma isócrona interna Rb-Sr com a idade aparente de 469 ± 49 Ma e Ri de $0,721 \pm 0,003$, com valor de MSWD = 2,9 (**Fig. C7**). Estas idades podem ser interpretadas como a época de resfriamento da área que ocupa a parte central da estrutura em flôr, onde seria esperado que as temperaturas se mantivessem mais altas, durante um período maior de tempo, refletindo em idades mais novas, como as aqui apresentadas. A idade K-Ar obtida em biotitas dos gnaisses de Boissucanga, de 470 ± 10 Ma (**BC13 - Tabela C5**), é concordante com a idade Rb-Sr e Sm-Nd. Neste sentido podemos considerar a época próxima a 470 Ma como o período de resfriamento regional da área, a uma temperatura de até 250°C . O fato das idades obtidas pelos sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar em minerais indicarem idades próximas a 470 Ma sugere que a região manteve-se quente até próximo desta época e depois sofreu um resfriamento bastante rápido.

Os concentrados minerais referentes aos gnaisses de Toque Toque pequeno (**TTpq01 - Tabela C4**) não produziram uma isócrona, em função do desalinhamento dos pontos analíticos. A reta traçada, com idade de 860 ± 61 Ma, com Ri=0,708 e MSWD de 854, fortemente influenciada pela biotita, indica que, aparentemente, houve perda de Rb por este mineral, deslocando a razão Rb-Sr no sentido do eixo Y, fornecendo uma idade mais antiga que a real.

Figura C02 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos paragnaisses de Cigarras, CG03, São Sebastião.

Figura C03 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total, dos paragnaisses de Cigarras, CG03, São Sebastião

Figura C04 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos paragnaisses JQ05A, de Jukeí.

Figura C05 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total, dos paragneisses JQ05A, de Juqueí.

Figura C06 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos paragneisses BC14, de Boissucanga.

Figura C07 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total, dos paragneisses BC13, de Boissucanga.

SPK	N. de Campo	Material Analisado	Rocha	% de K	erro de K (%)	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g (*10 ⁻⁶)	Ar ⁴⁰ Atm (%)	Idade (Ma)	Erro Max (Ma)
7648	TT01G	Muscovita	Pegmatito	8,5114	1,1652	179,64	3,17	475,1	11,6
7677	CG01	Muscovita	Pegmatito	8,2300	0,9889	150,77	5,43	419,0	9,9
7678	PA04	Muscovita	Pegmatito	8,6903	0,7140	190,48	4,76	491,0	10,4
7679	BC28	Muscovita	Pegmatito	6,4790	1,5394	147,04	3,70	506,3	14,7
7680	TTpq05	Muscovita	Pegmatito	8,3850	0,5000	181,53	4,38	485,7	9,4
7737	JQ10	Muscovita	Pegmatito	7,6919	0,5000	167,15	5,12	487,3	9,3
7735	BC13	Biotita	Gnaiss	7,5239	0,9562	157,08	4,71	470,5	10,7
7736	GUA13	Biotita	Biotitito	7,2946	0,5000	154,81	4,56	477,3	9,4
7738	JQ10	K-Feldspato	Pegmatito	9,7161	2,4156	212,98	2,37	491,4	17,5
7739	BC23	K-Feldspato	Pegmatito	10,886	0,5344	224,39	2,29	465,2	8,7
7631	MA01	Anfibólio	Diabásio	0,6922	1,6035	3,98	39,05	142,5	7,9
7638	MA02A	Anfibólio	Anfibolito	0,6923	2,6591	19,84	6,66	619,1	23,1

Tabela C05 - Dados analíticos K - Ar de minerais dos paragnaisses, anfibolitos, pegmatitos e diabásio da região de estudo.

Cabe ressaltar que neste ponto se desenvolve uma proeminente zona de cisalhamento dúctil, onde houve percolação de fluidos em momentos dinâmicos desta estrutura, o que poderia ter causado a abertura do sistema Rb-Sr e, conseqüentemente, a perda de Rb, que é um elemento de grande mobilidade geoquímica.

5.2.2. As Rochas Anfibolíticas

Núcleos anfibolíticos são relativamente comuns no interior dos gnaisses kinzigíticos, em especial na zona central da estrutura em flôr. As três localidades descritas a seguir, foram selecionadas para as análises isotópicas dos anfibolitos: Corpos tabulares estirados, boudinados e dobrados isoclinalmente estão concordantes com a foliação gnáissica em Boissucanga (**BC - Anexo 1**), como descritos por Dias Neto et al. (1999). Com formas irregulares e fortemente injetados por veios quartzo-feldspáticos, corpos metagabróicos, ocorrem nos costões de Jaqueí (**JQ**), e, finalmente, configurando-se como um corpo elíptico, com cerca de 6 Km de eixo maior, o Complexo Bairro do Marisco (**MA**), descrito por Silva et al. (1977), que é composto por metagabros e meta-dioritos, os quais se acham fortemente intrudidos por diques básicos mesozóicos.

Nas rochas anfibolíticas foram realizadas análises geocronológicas pelos métodos U-Pb em zircões, através de SHRIMP, Sm-Nd e Rb-Sr, em rocha total e em concentrados de minerais, visando o estabelecimento das idades de cristalização magmática e metamórfica destes corpos, bem como a idade de resfriamento regional, que irá auxiliar na modelagem termocronológica da área.

Os zircões provenientes do anfibolito BC07, de Boissucanga, apresentaram dimensões entre 100 e 400 μm , sendo castanhos a opacos, com hábitos variando de parcialmente prismáticos, laminados a anedrais irregulares. A presença de inclusões, no centro dos cristais, é comum. Segundo Nutman & Elhlers (1998) a morfologia destes cristais é típica de zircões que cresceram durante cristalização de magmas gabróicos. Os grãos se apresentam opacos e, geralmente, sem estruturas, com domínios metamícticos, os quais foram evitados durante as análises.

Foram efetuadas seis análises, em seis monocristais de zircões (**Foto C02**), cujos teores de U se apresentaram altos, enquanto os de Th variaram de moderados a muito altos (**Tabela C1**). Apesar das análises apresentarem certa homogeneidade na razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, duas delas, com altos teores de Th e U (**Tabela C1**), se mostraram discordantes (**Fig. C8**). Conteúdos extremamente altos de Th podem sugerir a ocorrência de outras fases minerais (alanita ou xenotímio?) no interior dos grãos de zircão. O modelo de regressão 1 de Ludwig (1999) ($\text{MSWD} = 0,2$) dos dados produziu um intercepto superior no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ x $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 580 ± 26 Ma e um inferior de -140 ± 460 Ma (**Fig. C8**), estando de acordo com a dispersão dos dados, considerando-se a calibração de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, com perda relativamente recente de Pb radiogênico. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ foram corrigidas com o ^{204}Pb e produziram a idade de 577

Foto C2 - Zircões, cujas formas dos grãos são típicas de minerais que cresceram durante a cristalização de magmas gabróicos (Nutman & Ehlers 1998), dos anfibolitos BC07, interiores aos paragneisses de Boissucanga.

Figura C08 - Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP dos zircões dos anfibolitos BC07, associados aos paragneisses de Boissucanga.

Foto C3 Zircões zonados dos anfibolitos JQ01, que ocorrem em núcleos interiores aos paragneisses de Jukeí.

Figura C09 - Diagrama concórdia U-Pb SHRIMP dos zircões dos anfibolitos JQ01, associados aos paragneisses de Jukeí.

± 23 Ma (MSWD = 0,2). Caso os dois dados discordantes sejam desconsiderados, a idade será de 581 ± 27 Ma (MSWD = 0,1).

A partir dos anfíbolitos JQ01, que ocorrem nos costões de Juqueí, foram separados zircões transparentes a levemente turvos, com granulometria de 200 a 400 μ m e com hábito prismático a anedral irregular. Os grãos se apresentam bem formados, zonados a homogêneos.

Doze zircões foram analisados, prioritariamente nas regiões zonadas, (**Foto C03**), que juntamente com as altas razões Th/U (**Tabela C1**), favorecem a interpretação da origem magmática dos zircões (Nutman & Ehlers 1998), que estão presentes nos meta-gabros de Juqueí. Os dados foram produzidos em dois conjuntos distintos, em dias separados, sendo que os resultados foram concordantes. As doze análises, sendo corrigidas pelo ^{207}Pb , forneceram a idade de 593 ± 10 Ma (MSWD = 0,6), que é o dado preferencial (**Fig. C9**), entretanto quando a correção é efetuada através do ^{204}Pb a idade se localiza em 608 ± 44 Ma (MSWD = 1,2). Estas diferenças entre as idades, produzidas pelos diferentes isótopos usados na correção são decorrentes do pequeno acúmulo de ^{207}Pb em zircões relativamente jovens, com baixos teores de U, associado à alguma dispersão dos dados.

As idades Sm-Nd modelo (T_{DM}), nos anfíbolitos BC04 e BC28, de Boissucanga, e JQ12, de Juqueí, que estão relacionadas na tabela C02, não possuem uma significação geológica maior, uma vez que rochas máficas por possuírem curvas de evolução isotópica de Nd similares às de evolução do manto empobrecido não produzem idades modelos com a precisão requerida. Entretanto os valores de ϵ_{Nd} para as rochas de Boissucanga, calculados para 570 Ma, de +4,63 e +5,71, pouco menores dos valores calculados para o manto empobrecido nesta época, indicam a inclusão deste material à crosta no Neoproterozóico, com uma possível pequena contaminação crustal destes magmas basálticos. Por outro lado o valor negativo de $\epsilon_{\text{Nd}} = -5,27$, calculado para 570 Ma, encontrado para o anfíbolito JQ12, parece indicar forte contaminação crustal dos magmas máficos, a qual é imediatamente observada nos costões de Juqueí, através de injeções quartzo-fesdspáticas, em intensas manifestações pegmatíticas. O aspecto litoquímico da interação deste material gabróico com soluções silicáticas, geradas por fusão parcial dos metassedimentos, favorecendo modificações na rocha básica, é comentado no capítulo de geoquímica.

As determinações Sm-Nd em minerais separados, apresentadas na **tabela C6**, referentes aos anfíbolitos JQ12, que ocorrem nos costões de Juqueí, não permitiram a elaboração de isócrona em função da ausência de colinearidade dos pontos analíticos.

A **tabela C7** relaciona os dados analíticos dos anfíbolitos de Boissucanga (BC) que foram submetidos às análises Rb-Sr em concentrados de anfíbólio, biotita e plagioclásio, assim como em rocha total.

SPS	No.	Material	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm/Nd}}$	T_{DePaolo}	Erro	$\epsilon_{(0)}$
	Campo		(ppm)	(ppm)						(Ma)		
1655	JQ 12	Anfibolito/RT	14,064	63,352	0,1342	0,0004	0,512135	0,000009	-0,32	1738,2	17,9	-9,81
1632	JQ 12	Anfibolito/plag	2,993	12,232	0,1480	0,0005	0,512166	0,000011	-0,25	2032,5	26,3	-9,21
1402	JQ 12	Anfibolito/anf	15,717	62,493	0,1521	0,0007	0,512118	0,000013	-0,23	2139,3	34,8	-8,95
1764	BC 04	Anfibolito/RT	6,251	21,513	0,1757	0,0007	0,512797	0,000056	-0,11	993,8	185,6	3,10

Tabela C06 - Dados analíticos Sm - Nd em rocha total e em concentrados minerais dos anfibolitos JQ12 e BC04, interiores aos paragneisses de Juqueí e Boissucanga.

SPR	No. Campo	Material	Rb	Sr	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro
14061	BC - 03	RT/Anfibolito	0	273	0,000	0,000	0,705063	0,000014
14062	BC-06	RT/Anfibolito	22,18	213,08	0,301	0,002	0,708820	0,000020
14080	BC-02-Anf.	Anfibólio/Anfibolito	10,63	35,17	0,8756	0,0071	0,719070	0,000069
14082	BC-02-Bio	Biotita/Anfibolito	481,68	6,28	259,3877	2,0839	2,427510	0,000409
14081	BC-02-Plag	Plag/Anfibolito	0	423	0,0010	0,0001	0,713271	0,000021
14079	BC-02-RT	RT/Anfibolito	58	137,8	1,2200	0,0750	0,721763	0,000014
14072	BC-04-Anf.	Anfibólio/Anfibolito	6,14	46,9	0,3791	0,0031	0,707714	0,000233
14073	BC-04-Plag	Plag/Anfibolito	0,01	660	0,0001	0,0000	0,704811	0,000011
14074	BC-04-Bio	Biotita/Anfibolito	173,71	27,66	18,3856	0,1472	0,827081	0,000086
14071	BC-04-RT	RT/Anfibolito	6,99	186,52	0,1085	0,0009	0,705579	0,000018
14076	BC-08-Anf.	Anfibólio/Anfibolito	1,94	53,78	0,1045	0,0009	0,705169	0,000018
14077	BC-08-Plag	Plag/Anfibolito	0,01	796	0,000	0,000	0,704226	0,000012
14241	BC08Bio=14078	Biotita/Anfibolito	17,69	36,46	1,4049	0,0114	0,712921	0,000063
14075	BC-08-RT	RT/Anfibolito	2	244,78	0,0236	0,0002	0,704490	0,000018
14078	BC-08-Bio	Biotita/Anfibolito	25,08	26,77	2,7155	0,0215	0,719846	0,000104
14063	BC-07	RT/Anfibolito	69	199,5	1,002	0,028	0,719279	0,000029
14064	BC-10	RT/Anfibolito	8,8	212,91	0,120	0,001	0,706430	0,000060

Tabela C07 - Dados analíticos Rb - Sr em rocha total e em concentrados minerais dos anfibolitos BC, interiores aos paragneisses de Boissucanga.

Os pontos analíticos dos minerais presentes no anfibolito BC02 definiram uma reta, no diagrama Rb-Sr, com a idade aparente de 464 ± 3 Ma, com $R_i = 0,71326 \pm 0,00002$ e MSWD de 1,5 (**Fig. C10**), interpretada como a época em que a temperatura atingiu perto de 400°C . De forma concordante os concentrados de biotita, plagioclásio, anfibólio e rocha total, da amostra BC04 coletada no mesmo afloramento, quando analisados também pelo método Rb-Sr, permitiram a obtenção da idade isocrônica aparente de 467 ± 16 Ma, com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70486 \pm 0,00029$ e valor de MSWD de 3,3 (**Fig. C11**).

Já os concentrados minerais provenientes da amostra de Boissucanga BC08, indicaram uma idade isocrônica aparente mais jovem, de 428 ± 44 Ma com valor de R_i de $0,70436 \pm 0,00040$, mas devido ao forte desalinhamento da biotita, apresentou um valor de MSWD elevado, da ordem de 85 (**Fig. C12**), mostrando, neste caso, um acentuado desequilíbrio isotópico entre a biotita e as outras fases minerais. É importante notar, que este concentrado de biotitas, ao contrário do esperado, apresentou teores de Rb, calculados por diluição isotópica, extremamente baixos em relação ao padrão normal, da ordem de 20 ppm, mesmo na repetição completa da análise, o que indica que esta amostra deve ter tido problemas geológicos de perda de Rb que alteraram seus resultados. Como as amostras BC02, BC04 e BC08 são do mesmo afloramento, considera-se a idade próxima de 430 Ma, sem significado geológico.

Conforme mostrado por Munhá e Tassinari (1999a), as interpretações das idades aparentes, obtidas a partir do ternário anfibólio + plagioclásio + biotita, são complexas e podem produzir resultados distintos. Para a definição correta das diferentes idades de resfriamento regional, em função das temperaturas de fechamento do sistema de cada mineral, é necessário se calcular as idades Rb-Sr para pares de minerais e a partir daí serem feitas inferências sobre a evolução termocronológica da área. Este tratamento de dados está apresentado mais a frente no item relativo à termocronologia.

Os dados obtidos nos permitem considerar que, próximo a 460 Ma, a área do Complexo Costeiro, na região de Boissucanga, estava a cerca de 400°C , dado este em concordância com as estimativas termocronológicas de resfriamento lento para esta região.

As rochas máficas relativas ao Complexo do Marisco (MA), descrito por Silva et al. (1977), foram investigadas através do método K-Ar em concentrados de anfibólio e de anfibólio/piroxênio. O concentrado de anfibólio é proveniente do micro-diorito pórfiro MA01 (**Anexo 1**), que predomina ao longo do perfil que corta este corpo e forneceu a idade de 142 ± 8 Ma (**Tabela C5**), tendo sido interpretada como próxima da idade da rocha. Já o concentrado de anfibólio+piroxênio foi separado do anfibolito MA02A (**Anexo 1**), que continha ainda núcleos de piroxênio preservados, que foram identificados, localmente, em posição central à área indicada como deste complexo por Silva et al. (1977). Esta amostra forneceu a idade de 619 ± 23 Ma (**Tabela C5**), que é interpretada como idade mínima desta rocha. Portanto, a idade mais jovem está relacionada a época de formação de diques mesozóicos, citados por Silva

Figura C10 -Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais rocha total, dos anfibolitos BC02, associados aosparagnaisses de Boissucanga.

Figura C11 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total dos anfibolitos BC04, associados aos paragnaisses de Boissucanga.

Figura C12 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total, dos anfibolitos BC08, associados aos paragnaisses de Boissucanga.

et al. (1977), que cortam as rochas do complexo estudado por estes autores e, consequentemente, não fariam parte do corpo, e a idade mais antiga posiciona o Complexo do Marisco no Neoproterozóico.

5.2.3. As Rochas Pegmatíticas

Os pegmatitos, que injetam predominantemente os gnaisses paraderivados, foram analisados isotópicamente através de concentrados de granada, muscovita e plagioclásio, além de rocha total, pelos métodos Sm-Nd e Rb-Sr, e de muscovita, biotita e K-feldspato pela técnica K-Ar. As amostras TT01G, **TTpq05 (Anexo 1)**, relativas aos afloramentos de Toque Toque e Toque Toque Pequeno, a amostra **BC28**, proveniente dos costões da Praia de Boissucanga e as rochas **JQ10** e **JQ20**, representantes dos costões da Praia de Jukeí, foram analisadas através do método Rb-Sr (**Tabela C8**), enquanto as assinaladas em negrito, neste texto, foram submetidas, também para Sm-Nd (**Tabela C9**). As amostras CG01, provenientes do afloramento da Praia das Cigarras, BC23, dos costões de Boissucanga e PA04, provenientes de Pauba, foram analisadas somente pelo método K-Ar (**Tabela C5**).

Por se encontrarem fortemente fracionados, com razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ superiores a 0,14, os pegmatitos TTpq05, de Toque Toque pequeno, e BC28, de Boissucanga, tiveram suas idades Sm-Nd T_{DM} recalculadas (**Tabela C02**), através do modelo de estágio duplo, desenvolvido por Sato (1998), para rochas de composição granítica, uma vez que há 500 Ma, época de formação dos pegmatitos por fusão parcial, pode ter ocorrido a modificação da razão Sm/Nd original do protolito e, consequentemente, tornando inválidas as idades modelos calculadas em estágio único.

Neste sentido foram calculadas as idades T_{DM} de 1,8 Ga, para as rochas de Jukeí (JQ10) e 1,7 Ga, para os pegmatitos de Boissucanga (BC28), sendo que os valores de ϵ_{Nd} , calculados para 500 Ma, foram de -7,85 e de -7,98, respectivamente, indicando uma origem crustal para estas rochas e as idades T_{DM} concordantes com os dados de Tassinari & Sato (1996) entre 1,8 e 1,9 Ga, são interpretadas como a época de diferenciação da crosta continental primitiva no Complexo Costeiro. Pequenas contaminações com materiais mais recentes poderiam justificar valores pouco mais novos para as idades modelos.

O pegmatito de Toque Toque Pequeno (TTpq05) forneceram valores de ϵ_{Nd} , para 500 Ma, de -5,12 e idade modelo T_{DM} , calculada em estágio duplo, de 1,5 Ga, indicando o caráter heterogêneo das rochas gnáissicas, que teriam dado origem, por processos de fusão parcial, às rochas pegmatíticas estudadas. Diferentes proporções de mistura, onde materiais crustais, com maior tempo de residência crustal e ϵ_{Nd} mais negativo podem se compor com diferenciados mais recentes, ambos dentro do Proterozóico, com valores de ϵ_{Nd} menos negativos, fornecendo as variações observadas nos parâmetros calculados.

SPR	No. Campo	Material	Rb	Sr	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro
S1759	BC-28	Plag/Pegmatito	84	218,5	1,115	0,008	0,733102	0,000037
S1758	BC-28	RT/Pegmatito	122,9	207,2	1,722	0,028	0,737135	0,000022
14126	BC-28	Musc/Pegmatito	239	66,7	10,457	0,594	0,791996	0,000025
14113	JQ-20	Apatita/Biotitito	9,14	342,31	0,078	0,001	0,741770	0,000020
14114	JQ-20	Bio/Biotitito	704,58	6,23	422,220	3,410	3,675400	0,000930
14128	JQ-10	Musc/Pegmatito	244	57,2	12,468	0,697	0,800584	0,000032
S1761	JQ-10	RT/Pegmatito	103,3	283,4	1,056	0,022	0,723244	0,000036
14127	JQ-10	Plag/Pegmatito	8,32	130,92	0,184	0,002	0,716360	0,000040
14129	TT01G	RT/Pegmatito	54,7	172,7	0,917	0,007	0,717468	0,000020
14130	TT01G	Plag/Pegmatito	6,02	190,5	0,092	0,001	0,711780	0,000070
14178	TT01G	Musc/Pegmatito	187,11	26,36	20,895	0,169	0,881870	0,000130
14179	TTpq05	RT/Pegmatito	94,7	177,5	1,547	0,028	0,722134	0,000036
14180	TTpq05	Plag/Pegmatito	7,01	224,73	0,090	0,001	0,712730	0,000030
14181	TTpq05	Musc/Pegmatito	291,09	27,92	30,844	0,252	0,936020	0,000040

Tabela C08 - Dados analíticos Rb - Sr em rocha total e em concentrados minerais dos pegmatitos BC, JQ, TT e TTpq, associados aos paragneisses de Boissucanga, Juqueí, Toque Toque e Toque Toque pequeno.

SPS	No.	Material	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	Erro	$^{143}\text{Nd}/$ ^{144}Nd	Erro	$f_{\text{Sm/Nd}}$	T_{DePaolo} (Ma)	Erro	$\varepsilon_{(0)}$
	Campo		(ppm)	(ppm)								
1647	TTpq 05	Pegmatito/RT	2,712	11,562	0,1418	0,0005	0,512196	0,000010	-0,28	1792,0	22,5	-8,62
1648	TTpq 05	Pegmatito/musc	1,362	5,878	0,1401	0,0005	0,512189	0,000014	-0,29	1765,0	27,9	-8,76
1649	TTpq 05	Pegmatito/plag	0,740	3,235	0,1384	0,0005	0,512205	0,000020	-0,30	1691,6	37,8	-8,45
1650	TTpq 05	Pegmatito/gran	5,614	5,199	0,6529	0,0023	0,513967	0,000012	2,32	---	---	25,92
1758	BC 28	Pegmatito/RT	0,656	2,759	0,1438	0,0005	0,512000	0,000017	-0,27	2282,7	35,8	-12,45
1759	BC 28	Pegmatito/plag	0,294	1,155	0,1542	0,0006	0,512056	0,000027	-0,22	2549,8	64,0	-11,35
1760	BC 28	Pegmatito/gran	1,567	3,831	0,2473	0,0009	0,512381	0,000036	0,26			-5,01
1760	BC 28 R	Pegmatito/gran	1,567	3,834	0,2472	0,0009	0,512412	0,000059	0,26			-4,41
1761	JQ 10	Pegmatito/RT	4,653	22,308	0,1261	0,0004	0,512005	0,000021	-0,36	1804,2	34,4	-12,35
1762	JQ 10	Pegmatito/plag	0,326	1,793	0,1100	0,0004	0,512026	0,000041	-0,44	1492,2	56,2	-11,94
1763	JQ 10	Pegmatito/gran	5,650	23,503	0,1454	0,0006	0,511992	0,000009	-0,26	2354,7	24,4	-12,60

Tabela C09 - Dados analíticos Sm - Nd em rocha total e em concentrados minerais dos pegmatitos TTpq, BC e JQ, associados aos paragneisses de Toque Toque pequeno, Boissucanga e Juqueí.

Os concentrados minerais do pegmatito TTpq05 se alinharam, com forte influência das granadas, no diagrama isocrônico Sm-Nd, indicando uma idade aparente de 528 ± 17 Ma, com MSWD de 1,9 (**Fig. C13**), que pode ser interpretada como próxima da época de formação dos pegmatitos, estando relacionada à temperatura de fechamento do sistema Sm-Nd para granadas, que é da ordem de 600°C. Os pontos analíticos Rb-Sr da mesma amostra, apesar de não se configurar em uma isócrona devido ao seu desalinhamento, o que produz um valor de MSWD elevado (111), permite traçar a reta relativa à idade aparente de 511 ± 41 Ma, com $Ri = 0.7115 \pm 0.0078$ (**Fig. C14**), que estaria relacionada à temperatura de fechamento do sistema Rb-Sr para muscovita (ponto analítico que condiciona a idade) que é da ordem de 500°C. Complementando o padrão geocronológico desta amostra, a muscovita forneceu uma idade K-Ar de 486 ± 10 Ma (**TTpq05 - Tabela C5**), que pode ser interpretada como o período em que o processo de resfriamento regional alcançou temperaturas ao redor de 350°C.

Os pontos analíticos da rocha pegmatítica de Boissucanga BC28, onde o resfriamento regional foi mais lento, se alinharam, no diagrama isocrônico Sm-Nd, fornecendo uma idade aparente de 570 ± 50 Ma, com MSWD = 0,99 (**Fig. C15**), com grande importância das granadas na construção da reta. As análises Rb-Sr desta mesma amostra permitiram a construção de uma isócrona mineral com idade aparente de 458 ± 17 Ma, com $Ri = 0,7258 \pm 0,0003$ e MSWD de 1,7 (**Fig. C16**), onde se nota que, provavelmente, a muscovita, ao se posicionar abaixo do alinhamento dos outros pontos, teria fechado o sistema pouco depois destes. Por se tratar do eixo da estrutura em flôr, a região de Boissucanga (BC), pode ter se mantido quente por mais tempo, favorecendo esta situação e produzindo idades de fechamento de sistemas minerais pouco mais novas. A análise K-Ar do concentrado das muscovitas, presentes nesta rocha, indicou a idade de 506 ± 15 Ma (**BC28 - Tabela C5**). Este aparente contraste entre as idades Rb-Sr e K-Ar, nos pegmatitos, pode ser interpretado como um pequeno excesso de ^{40}Ar radiogênico, produzido em épocas anteriores à temperatura de bloqueio do sistema, retido no interior das muscovitas, devido à granulometria mais grosseira da muscovita nos pegmatitos. Reforçando esta abordagem as análises K-Ar, em K-feldspatos, do pegmatito BC23, também de Boissucanga, forneceram a idade de 465 ± 9 Ma (**BC23 - Tabela C4**), compatível com a idade Rb-Sr em minerais.

As análises dos concentrados minerais do pegmatito JQ10 (**Tabela C9**), dos costões de Juqueí, não permitiram a construção de diagrama isocrônico Sm-Nd, nem de qualquer outra interpretação, em função da ausência de colinearidade entre os pontos analíticos. Entretanto, os pontos referentes a estes minerais, quando lançados em diagrama isocrônico Rb-Sr, indicaram a idade aparente de 481 ± 190 Ma, com $Ri = 0,7155 \pm 0,0064$ e MSWD de 19 (**Fig. C17**), idade esta fortemente influenciada pela muscovita. Na região de Juqueí, associadas às bordas dos núcleos anfibolíticos, que ocorrem no interior dos paragnaisses, estão presentes bandas neossomáticas ou pegmatíticas, com zonas de biotitos, contendo, como mineral acessório, apatita. A paragênese biotita-apatita, representando quase a totalidade mineralógica dos biotitos JQ20, apresentou a idade aparente, de 488 ± 4 Ma, com $Ri = 0,74123$

Figura C13 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos pegmatitos TTpq05, associados aos paragnaisses de Toque Toque pequeno.

Figura C14 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total dos pegmatitos TTpq05, associados aos paragnaisses de Toque Toque pequeno.

Figura C15 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrados minerais - rocha total, dos pegmatitos BC28, associados aos paragneisses de Boissucanga.

Figura C16 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados minerais - rocha total dos pegmatitos BC28, associados aos paragneisses de Boissucanga.

$\pm 0,00002$ (**Fig. C18**), concordante com a idade Rb-Sr dos pegmatitos, reforçando a contemporaneidade das reações de borda observadas com a injeção dos pegmatitos.

Os pontos analíticos referentes à rocha total e ao concentrado de plagioclásio, da amostra pegmatítica coletada ao longo da rodovia Rio-Santos, nas proximidades de Toque Toque, TT01G, definiram no diagrama Rb-Sr, uma reta com inclinação relativa à idade de 484 ± 7 Ma, com $R_i = 0,71115 \pm 0,00008$ (**Fig. C19**), idade esta, similar à dos outros pegmatitos. A inclusão da muscovita resulta em uma reta, com pontos não colineares ($MSWD = 417$), referente à idade aparente de 575 ± 50 Ma. Esta situação pode ter sido gerada com a perda de Rb da muscovita analisada por processos geológicos posteriores, deslocando a razão Rb/Sr para a esquerda, no sentido do eixo Y, propiciando a obtenção de idades mais antigas. Considerando-se que este ponto se localiza no interior de uma das mais pronunciadas zonas de cisalhamento dúctil, através da qual houve percolação de fluidos quartzo-feldspáticos, durante a geração dos pegmatitos, esta possibilidade deve ser considerada. Reforçando este quadro, as análises K-Ar obtidas em muscovitas, provenientes do pegmatito TT01G, indicaram a idade de 475 ± 12 Ma (**TT01G - Tabela C5**), plenamente concordante com a idade Rb-Sr do par plagioclásio - rocha total.

A muscovita proveniente do pegmatito dos costões da praia de Pauba PA04, forneceu a idade K-Ar de 491 ± 10 Ma (**Tabela C5**), que converge para a média das análises K-Ar, neste mineral, tanto deste trabalho, quanto daquele apresentado por Minioli (1971), a qual apoia as interpretações aqui consideradas.

Este conjunto de dados geocronológicos, considerando-se os erros analíticos, permite caracterizar uma época próxima a 490 - 480 Ma, para a atividade pegmatítica na área de estudo, tendo sido produzida pela fusão parcial das rochas continentais pré-existentes. Apenas uma amostra de muscovita, proveniente dos veios pegmatóides da Praia das Cigarras, indicou uma idade K-Ar mais jovem, de 419 ± 10 Ma, sugerindo a possibilidade de ocorrência de atividades pegmatíticas posteriores. Esta idade, apesar de anômala em relação ao padrão geocronológico obtido para os pegmatitos, neste trabalho, concorda com os valores das idades K-Ar mais jovens, apresentados por Minioli (1971) na região.

5.3. Ortognaisses e Granitóides Orientados

Foram submetidos para análises isotópicas, em rocha total, pelo método Sm-Nd, os granitóides que ocorrem em Juqueí (amostras JQ04 - **Anexo1**), na confluência das rodovias Piaçagüera/Rio-Santos (amostras GUA01), na Ponta das Galhetas, no Guarujá (amostras GUA02E e **GUA02F**), na Praia de Guaecá, em São Sebastião (amostras **ECA01**) e em Cubatão (amostras CB01). As rochas assinaladas em negrito forneceram concentrados minerais, que foram associados aos pontos de rocha total (**Tabela C10**). Os ortognaisses

SPS	No.	Material	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm/Nd}}$	T_{DePaolo}	Erro	$\epsilon_{(0)}$
	Campo		(ppm)	(ppm)						(Ma)		
1236	GUA01	Ortognaisse/RT	9,392	55,132	0,1030	0,0004	0,511878	0,000012	-0,48	1602,9	16,1	-14,83
1237	JQ04A	Ortognaisse/RT	9,878	52,286	0,1142	0,0004	0,511992	0,000013	-0,42	1608,4	19,3	-12,60
1239	GUA02E	Ortognaisse/RT	9,485	70,482	0,0814	0,0003	0,511892	0,000010	-0,59	1326,0	11,2	-14,55
1238	CB01	Leucognaisse/RT	1,755	12,079	0,0879	0,0003	0,511845	0,000019	-0,55	1450,6	21,9	-15,47
1656	GUA02F	Metadiorito/RT	17,872	120,182	0,0899	0,0003	0,511982	0,000010	-0,54	1306,7	12,0	-12,80
1399	GUA02F	Metadiorito/plag	0,547	4,079	0,0811	0,0003	0,511985	0,000012	-0,59	1216,9	13,2	-12,74
1634	GUA02F	Metadiorito/anf	15,999	93,629	0,1033	0,0005	0,512003	0,000011	-0,47	1434,9	15,2	-12,39
1770	ECA01B	Leucognaisse/RT	0,539	1,872	0,1741	0,0006	0,512432	0,000015	-0,11	2367,6	54,9	-4,02
1771	ECA01A	Leucognaisse/gran	3,065	2,871	0,6455	0,0023	0,513934	0,000021	2,28			25,28

Tabela C10 - Dados analíticos Sm - Nd em rocha total dos ortognais GUA01 e CB01, entre Cubatão e Guarujá, GUA02A, na Ponta das Galhetas, Guarujá, e JQ04A, em Juqueí. Também dados de concentrados minerais e rocha total dos metadioritos GUA02F, interiores às rochas graníticas da Ponta das Galhetas, e do leucognaisse ECA, de São Sebastião.

SPR	No. Campo	Material	Rb	Sr	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro
14017	JQ04A2	RT/Ortognaisse	122,7	429,3	0,828	0,024	0,716565	0,000012
14018	JQ04A4	RT/Ortognaisse	88,5	339,3	0,756	0,002	0,716193	0,000014
14019	JQ04A6	RT/Ortognaisse	150,9	264,6	1,654	0,033	0,723939	0,000012
14020	JQ04A7	RT/Ortognaisse	104,8	448,2	0,677	0,014	0,715202	0,000013
14021	JQ04A8	RT/Ortognaisse	131	275	1,380	0,017	0,721828	0,000010

Tabela C11 - Dados analíticos Rb - Sr em rocha total dos ortognais JQ04A, de Juqueí.

JQ04, que ocorrem ao longo da rodovia Rio-Santos, em Jaqueí, também foram submetidos à análises Rb-Sr, em rocha total (**Tabela C11**).

O concentrado das granadas do leucognaisse de São Sebastião, ECA01, quando associado à rocha total, em diagrama isocrônico Sm-Nd, produz a reta relativa à idade aparente de 486 ± 9 Ma (**Fig. C20**), interpretada como a época próxima da cristalização desta rocha e concordante com a época de formação dos pegmatitos, sugerindo uma contemporaneidade entre estas duas rochas.

As amostras JQ04A, relativas ao granitóide de Jaqueí, foram datadas através do método isocrônico Rb-Sr, em rocha total, indicando a idade de 633 ± 59 Ma, com razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) inicial (Ri) de $0,7092 \pm 0,0008$ e MSWD de 2,5 (**Fig. C21**). Esta idade pode ser interpretada como próxima da época de formação deste corpo. O valor elevado obtido para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial sugere que o magma parental desta rocha foi produzido por processos de fusão parcial de materiais crustais pré-existentes. Estes dados são concordantes com as análises isotópicas, realizadas por Tassinari (1988), em rochas migmatíticas que afloram ao longo da Estrada Mogi-Bertioga, na Serra do Mar, próxima a esta última cidade, que indicaram a idade de 635 ± 59 Ma e Ri $0,7087 \pm 0,0018$ (**Fig. C22**). Estes dados poderiam indicar que a implantação do granito e o processo de migmatização estariam relacionados.

Os pontos analíticos relativos aos concentrados de plagioclásio e anfibólio, juntamente com a rocha total, do metadiorito GUA02F, em diagrama isocrônico Sm-Nd não se alinharam, indicando desequilíbrio isotópico das fases minerais, o que impediu qualquer interpretação sobre idade.

O granitóide de Jaqueí apresentou idade Sm-Nd modelo manto empobrecido (T_{DM}) de 1,6 Ga, com valor de ϵ_{Nd} , calculado para 630 Ma, de -5,98 (JQ04A - **Tabela C2**). O valor negativo de ϵ_{Nd} corrobora com a interpretação petrogenética feita, com base na razão inicial de Sr, sugerindo uma fonte crustal para o granitóide. A idade modelo próxima a 1,6 Ga deve ser interpretada como a média das idades de diferenciação mantélica dos diversos materiais que sofreram fusão parcial para formar o magma gerador da rocha analisada. Isto implica em admitir que, ou a rocha fonte diferenciou-se do manto há 1,6 Ga, ou, mais provavelmente, as rochas fontes seriam constituídas por materiais diferenciados do manto antes do que 1,6 Ga, como por exemplo 2,0 - 1,9 Ga, e por materiais diferenciados do manto depois de 1,6 Ga, já no Meso ou Neoproterozóico.

Os ortognaisses que ocorrem no entroncamento das rodovias Piaçagüera e Rio-Santos (amostras GUA 01) forneceram valores de idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 1,60 Ga, com ϵ_{Nd} , calculado para 630 Ma, de -6,0 (**Tabela C2**), valores estes, muito similares àqueles obtidos para o ortognaisses de Jaqueí. Os valores negativos calculados para ϵ_{Nd} indicam também a participação de rochas da crosta continental superior na fonte magmática destes granitóides e as idades modelo T_{DM} representam a média das idades de diferenciação mantélica dos protolitos crustais das rochas analisadas, contras-

Figura C20 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granadas e rocha total do leuco-gnaiss São Sebastião.

Figura C21 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de rocha total do ortogneiss JQ04A de Jukeí.

Figura C22 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de rocha total dos migmatitos da Rodovia Mogi - Bertioiga (Tassinari 1988)

tando com a idade modelo T_{DM} do granitóide da Ponta das Galhetas, que parece ter uma quantidade maior de material diferenciado do manto em épocas mais jovens.

Os granitóides, com núcleos metadioríticos, da Ponta das Galhetas, no Guarujá (amostras GUA02E-granítica e GUA02F-diorítica), indicaram, idades modelo Sm-Nd T_{DM} concordantes, próximas a 1,3 Ga, sugerindo que as fontes de ambas as unidades, além de contemporâneas, diferenciaram-se do manto superior no Mesoproterozóico, ou para o caso de mistura de rochas, em épocas mais antigas e mais jovens que 1,3 Ga. Os valores de ϵ_{Nd} , calculados para 530 Ma (suposta idade dos granitóides), indicaram, para os granitos e dioritos, valores negativos de respectivamente -6,7 e -5,6 (**Tabela C2**), sugerindo o envolvimento de materiais crustais pré-existentes na gênese destas rochas. Cabe ressaltar que os metadioritos apresentaram valores pouco menos negativos que os granitóides, indicando a participação de rochas máficas misturadas com sedimentos em seu magma parental ou, então, de uma rocha ígnea pouco menos evoluída do que o protolito dos granitos.

O leucogranito orientado CB01 (Estrada de Piaçagüera-Cubatão /**Anexo 1**) forneceu a idade Sm-Nd modelo T_{DM} de 1,45 Ga e valor de ϵ_{Nd} , para 500 Ma, de - 8,8 (**Tabela C2**). A exemplo dos granitóides anteriores a idade modelo representa a média das idades de diferenciação mantélica das rochas fontes deste granitóide, cujo valor de ϵ_{Nd} indica fontes essencialmente crustais para o leucogranito de Piaçagüera.

O leucognaisse de São Sebastião ECA01B (Praia de Guaecá /**Anexo 1**) apresentou idade modelo Sm-Nd T_{DM} , calculada em estágio duplo em função do forte fracionamento (**Tabela C01**), de 1,34 Ga, enquanto que o valor de ϵ_{Nd} , calculado para 500 Ma, de -8,53, obtido para esta rocha, sugere fonte semelhante à do leucogranito CB01, comentada acima, a qual poderia representar uma composição dos mesmos materiais do Proterozóico, que formaram os paragnaisses, com certa representatividade de rochas do tipo Boissucanga (BC14), com longa residência crustal.

5.4. Geoquímica Isotópica de Sr e Nd das Rochas do Complexo Costeiro

A **tabela C12** apresenta os parâmetros ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} com idades Sm-Nd modelo T_{DM} e as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos principais tipos litológicos do Complexo Costeiro, em São Paulo, analisados neste estudo. A **figura C23** ilustra as curvas de evolução isotópica de Nd (ϵ_{Nd}) do manto empobrecido (De Paolo, 1981) e das rochas estudadas em função do tempo geológico.

O posicionamento das intersecções das curvas evolutivas com a do manto empobrecido ilustra a heterogeneidade das rochas que constituem as fontes dos paragnaisses, os quais se posicionaram com idades modelo T_{DM} entre o Paleoproterozóico, que deve representar a crosta continental mais antiga desta região, até o Mesoproterozóico, provavelmente representando ida-

SPS/SPR	No. Campo	Material	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T_{DM})$	T (Ma)	$\epsilon_{Sr}(T)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	(Sr87/Sr86) ₀ Ri p/T(Ma)
1241/13886	CG03	Paragnaisse	1314,93	-5,81	4,98	500	62,98	-1,71	0,70736
1766/14100	JQ05A	Paragnaisse	1497,84	-5,72	4,56	500	94,61	-2,28	0,70902
1651/14187	BC14	Paragnaisse	1937,71	-13,87	3,62	500	206,84	-9,36	0,71669
1764/14071	BC04	Anfibolito	993,96	3,10	5,76	500	12,61	4,44	0,70470
1765/14075	BC08	Anfibolito	867,10	4,97	6,09	500	5,73	5,62	0,70431
1655	JQ12	Anfibolito	1737,20	-9,81	4,04	500		-5,83	
1761/S1761	JQ10	Pegmatito	1803,80	-12,35	3,90	500	167,59	-7,85	0,71572
1758/S1758	BC28	Pegmatito	1685.0*	-11,35	3,19	500	297,61	-7,98	0,72487
1647/14179	TTpq 05	Pegmatito	1481.0*	-8,62	3,92	500	102,25	-5,12	0,71111
1237/14018	JQ04A	Ortognaisse	1608,39	-12,60	4,31	500	97,90	-7,34	0,70912

Tabela C12 - Parâmetros ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} , idades Sm-Nd modelo T_{DM} (calculadas segundo o modelo de estágio duplo de Sato (1998), quando com (*)), e razão inicial $Ri^{86}Sr/^{87}Sr$, para as rochas do Complexo Costeiro em São Paulo.

Figura C23 - Evolução do ϵ_{Nd} para as rocha do Complexo Costeiro em São Paulo.

des modelo T_{DM} de mistura, possivelmente com pequenas contribuições de materiais mais jovens que 1,3 Ga.

O posicionamento das rochas ortognáissicas e pegmatíticas no interior deste intervalo pode sugerir a possibilidade destes terem sido gerados por fusão dos metassedimentos. O anfibolito JQ12, possivelmente modificado pela interação com soluções silicáticas, produzidas por fusão parcial dos paragnaisses, como comentado no capítulo de geoquímica, coerentemente se posiciona entre os paragnaisses, enquanto que os anfibolitos BC, mais preservados, apresentam uma evolução característica de materiais menos diferenciados.

As **figuras C24a e b**, envolvendo os parâmetros ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} e razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$, fornecem uma correlação coerente entre os diversos tipos litológicos do Complexo Costeiro, com os valores de ϵ_{Nd} mais positivos correspondendo ao ϵ_{Sr} mais negativo e razão inicial menor e vice-versa.

As rochas anfibolíticas se posicionam no campo com afinidades mantélicas, com ϵ_{Nd} positivo e baixas Ri e ϵ_{Sr} , enquanto os paragnaisses, evidenciando mais uma vez sua heterogeneidade, estão presentes tanto como crostas continentais jovens, com ϵ_{Nd} pouco negativos e Ri menores que 0,710, quanto como crostas com maior residência crustal, com Ri acima de 0,715 e ϵ_{Nd} mais negativo.

Os pontos dos pegmatitos, com altas Ri e ϵ_{Nd} negativos, com valores próximos, sugerem a origem destas rochas como fusão da crosta continental. A proximidade do ponto granítico com a orientação dos demais pontos deve reforçar a hipótese destes terem sido gerados pela fusão dos metassedimentos.

Cabe ressaltar que ao longo do eixo ϵ_{Nd} -10, onde a orientação das amostras analisadas tende a se paralelizar, situa-se a linha calculada para rochas derivadas de fusão parcial de uma crosta continental de 1,8 Ga (De Paolo 1988), de forma concordante com os protolitos mais antigos localizados na área estudada do Complexo Costeiro.

Figura C24a - Relação entre ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} para as rochas do Complexo Costeiro em São Paulo.

Figura C24b - Relação entre Ri $^{87}Sr/^{86}Sr$ e ϵ_{Nd} para as rochas do Complexo Costeiro em São Paulo.

6. EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA

6.1. Apresentação

Existe uma relação íntima entre deformação tectônica e metamorfismo durante a orogênese. Os processos tectônicos (que operam à velocidade típica da tectônica de placas) são capazes de provocar perturbações significativas na estrutura térmica da litosfera, porque o tempo necessário ao re-equilíbrio térmico é bastante mais longo do que a escala temporal característica dos episódios tectônicos. A subsequente dissipação das perturbações térmicas resulta em percursos metamórficos P-T-tempo que, sendo característicos, fornecem uma relação importante entre a dinâmica da tectônica crustal e os processos metamórficos.

A influência da dinâmica dos processos tectônicos nas variações do campo geotérmico crustal, e a conseqüente evolução P-T-tempo das rochas metamórficas, têm sido objeto de intensa investigação na última década, que se refletiu no desenvolvimento de técnicas petrológicas/geocronológicas que permitem a reconstrução dos percursos metamórficos, através da análise das paragêneses exumadas à superfície. Assim, a interpretação quantitativa dos percursos metamórficos P-T-tempo resulta da integração dos dados petrológicos e geocronológicos, permitindo a modelagem do comportamento mecânico e térmico da crosta continental durante os episódios tectônicos pertinentes, nas áreas estudadas.

Uma cuidadosa revisão, enfocando os principais modelos de difusão, foi apresentada por Munhá & Tassinari (1999a), descrevendo a metodologia e analisando, comparativamente, as conseqüências termocronológicas destes. Estão assinalados os modelos de transporte difusivo desenvolvidos por Dodson (1973; 1976; 1979; 1986), Lasaga et al. (1977), Lasaga (1983), Giletti (1986, 1991), Spear (1991), Eiler et al. (1992) e Jenkin et al. (1994, 1995), os quais se concretizaram como importantes ferramentas na interpretação dos processos difusivos, tanto em termocronologia, quanto em geotermometria.

Os princípios básicos dos processos de difusão, em rochas metamórficas, se orientam para os modelos de Lasaga et al. (1977), cujos efeitos da troca difusiva se concentram, exclusivamente, nos grãos em contato direto (difusão matricial lenta), e de Spear (1991) onde o processo difusivo mantém o equilíbrio nas interfaces da paragênese mineral e o transporte difusivo na matriz é suficientemente rápido e eficiente para assegurar a conectividade intergranular no domínio em estudo. Ressalte-se que a difusão matricial rápida, de Spear (1991), é mais aceita pelos modelos de análise da difusão de isótopos em rochas metamórficas (Eiler et al. 1992; Jenkin et al. 1994, 1995). Segundo Munhá & Tassinari (1999a) os contrastes entre os modelos expressam diferenças conceituais na escala espacial/temporal, onde se processam os mecanismos de transporte difusivo inter-granular e o conseqüente equilíbrio/desequilíbrio isotópico. Esta escala pode variar segundo as diferentes condições metamórficas, acompanhando a presença/ausência de fluido inter-granular, a permeabilidade do meio, onde são consideradas as

estruturas e texturas, a taxa de interação difusiva/reativa - rocha/fluido e a solubilidade na fase fluida (Florence & Spear 1995; DePaolo & Getty 1996).

Os sistemas isotópicos envolvendo gases nobres devem se caracterizar por um comportamento próximo do que é típico nos sistemas abertos, suportando a aplicabilidade da teoria de Dodson (1973). Por outro lado, a menor difusibilidade e solubilidade do Sr e do Nd, sugere que o comportamento dos isótopos radiogênicos destes elementos deverá acompanhar a modelação difusiva em sistema fechado (Cliff, 1985).

6.2. Estudos de Geotermometria

Considerando que o comportamento dos diferentes sistemas isotópicos é função, essencialmente dos regimes de P-T metamórfico, deformação, circulação de fluidos e das propriedades cinéticas intrínsecas das paragéneses minerais, para uma melhor compreensão das idades geocronológicas que estão sendo obtidas e para o estabelecimento da evolução tectono-termal do Complexo Costeiro, foram selecionadas amostras para estudos de geotermometria, que são representativas das diferentes condições de P-T na recristalização, bem como rochas submetidas a intensos regimes de circulação de fluidos associadas aos eventos tectônicos principais.

Nos alvos selecionados (afloramentos de Boissucanga (BC18, BC20B e BC21), de Toque-Toque (TT02A), de Toque-Toque pequeno (TTpq09) e de Cigarras (CG03)), procedeu-se a escolha, com critérios petrológicos, onde inclusões de biotitas e granadas hospedeiras estejam em equilíbrio e, em conjunto com informações geocronológicas e estruturais, permitam estabelecer a determinação dos percursos P-T-tempo característico do segmento orogênico estudado. Neste sentido, selecionou-se as amostras mais representativas dos diferentes estágios tectono-metamórficos, identificados na área, visando a elaboração da interpretação termocronológica.

Um grande número de análises de microsonda foi produzido nos laboratórios do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, tendo possibilitado, à aqueles pesquisadores, os estudos de geotermometria e de geobarometria, assim como a elaboração do modelo matemático para modelar a evolução termocronológica do Complexo Costeiro, na área estudada, cujos resultados foram apresentados por Dias Neto et al. (2000a).

A dificuldade de se estabelecer os parâmetros geotermométricos para rochas de alto grau metamórfico reside no fato de seus minerais, durante o resfriamento, reajustarem suas composições, perdendo os registros das condições de alta temperatura. As granadas das rochas gnáissicas apresentam um zoneamento composicional, com incremento da razão $Fe/(Fe+Mg)$ para o bordo dos cristais e nas proximidades de inclusões de biotitas, que é controlado pela difusão, em função da taxa de resfriamento e dos gradientes composicionais.

As temperaturas foram estimadas com base na calibração termométrica de Hodges & Spear (1982) da troca catiônica Fe-Mg, entre a granada e a biotita, das rochas gnáissicas. Os valores estimados utilizam a razão Fe/Mg dos núcleos das granadas (as mais magnesianas) e das biotitas, que ocorrem quer como inclusões nas granadas quer na matriz.

A temperatura do pico metamórfico foi estimada com o apoio da integração dos dados experimentais com a informação geotermométrica específica. A abundância de migmatitos, observada nos trabalhos de campo, demonstra um episódio de fusão parcial, cujos volumes de leucossomas superam, em vários casos, 20-25%. A ausência de muscovita primária e a ocorrência da associação sillimanita + K-feldspato + quartzo sugere que a temperatura tenha ultrapassado o limite de estabilidade da associação muscovita + quartzo, ou seja: $T > 700^{\circ}\text{C}$ (Spear et al. 1999).

O desenvolvimento de granada + KF sugere o início da reação:

com $T > 750^{\circ}\text{C}$ (Vielzeuf & Holloway 1988), enquanto que a ausência de ortopiroxênio indica que as temperaturas não ultrapassaram significativamente o campo de estabilidade da associação biotita + quartzo, que indicaria valores de $T > 840^{\circ}\text{C}$ (Vielzeuf & Clemens 1992). Desta forma os resultados experimentais sugerem temperaturas de pico metamórfico, para os gnaisses kinzigíticos estudados, em torno de $800 \pm 50^{\circ}\text{C}$ (**Fig R01**). Esta figura apresentada no capítulo onde estão descritas as rochas da área de estudo é aqui repetida, com a mesma designação, para ilustrar as caracterizações termobarométricas descritas.

As condições geobarométricas foram estimadas com base na reação:

utilizando-se os dados de química mineral pertinentes, a base de dados termodinâmicos de Berman (1988) e os modelos de solução sólida para o plagioclásio e para a granada de Fuhrman & Lindsley (1988) e Berman & Aranovich (1996), respectivamente. Em conjunto com os dados geotermométricos as condições de pico metamórfico ficam estabelecidas em $800 \pm 50^{\circ}\text{C}$ e $5,5 \pm 1,5 \text{ Kb}$.

A retrogradação metamórfica foi estabelecida considerando-se que a cordierita é posterior à granada, em função das relações texturais observadas, em cujo percurso deve se incluir as condições de equilíbrio para a associação granada + cordierita + sillimanita + plagioclásio, que correspondem a $700 \pm 20^{\circ}\text{C}$ e $5 \pm 0,2 \text{ kbar}$ (Berman 1988; Fuhrman & Lindsley 1988; e Berman & Aranovich 1996). Além disto a composição dos plagioclásios nas amostras estudadas se mostrou (relativamente) invariante, indicando que, através de grande parte do percurso P-T retrógrado deve ter seguido linha(s) correspon-

Figura R01 - Padrão metamórfico P-T-t para os pelitos anatéticos do Complexo Costeiro, na região de São Sebastião, SP. Este padrão está combinado com a malha petrogenética do sistema NaKFMASH (adaptado de Spear et al. 1999), modificado de Dias Neto et al. (2000a).

dendo a valores aproximadamente constantes de K_{eq} , para o equilíbrio granada + plagioclásio, correspondendo a $\sim 15 \text{ bar/}^\circ\text{C}$ (Fig. R01).

Finalmente, as temperaturas mínimas encontradas para as biotitas inclusas em granadas, situaram-se nos $550 \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$, sugerindo que este patamar térmico seria representativo da temperatura de fechamento para a troca catiônica $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$ no sistema granada + biotita.

A associação granada + biotita encontra-se também representada em anfíbolitos ("boudins" nos gnaisses migmatíticos), indicando temperaturas finais de equilíbrio idênticas ($\sim 570 \text{ }^\circ\text{C}$; Graham & Powell 1984). Em conjunto com a restante paragênese, (+ hornblenda + plagioclásio + quartzo), é possível utilizar a reação:

(as calibrações de Kohn & Spear (1990) produzem resultados semelhantes), estimando que as condições geobarométricas correspondentes se situariam em torno dos 3 kbar.

As temperaturas de fechamento do sistema granada-biotita foram modeladas em termos da taxa de arrefecimento, utilizando-se a relação entre as temperaturas estimadas para as inclusões de biotita, no interior da granada, e as dimensões das biotitas.

O método baseia-se no postulado de que o zoneamento observado nas granadas, onde ocorre variação composicional, com incremento da razão Fe/Mg do núcleo para a borda, seja controlado de forma difusiva. Este processo difusivo seria induzido pelas variações de composição, que são função da temperatura, no bordo dos minerais, e, por isso, relacionáveis com o tempo, para cada valor da taxa de arrefecimento.

Em cada momento, as composições da granada e biotita na fronteira entre os respectivos grãos é definida pelo coeficiente de partição $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$ (Ferry & Spear 1978). À medida que a temperatura decresce, a se granada enriquece em Fe/Mg (enquanto que a biotita se torna mais magnesiânica), até que, a uma temperatura suficientemente baixa (temperatura de fechamento), o processo cessa de ocorrer. O balanço de massa implica que o fluxo difusivo para o exterior da granada ($\Rightarrow \text{Mg}$) seja compensado pelo fluxo para o interior da biotita. Como o processo difusivo é controlado pela granada ($D_{gt}(\text{Fe/Mg}) \ll D_{bio}(\text{Fe/Mg})$), a variação em Fe/Mg na biotita é função das dimensões das inclusões de biotita. Quanto menor for o cristal maior será a variação composicional. Por isso, a composição das inclusões de biotita podem ser usadas como monitor do fluxo difusivo na granada, o qual é uma função da história termocronológica da rocha (para uma dada temperatura inicial, o fluxo será tanto maior quanto mais baixa a taxa de arrefecimento).

O valor final de Fe/Mg em cada inclusão de biotita pode ser transformada numa "temperatura aparente", utilizando a composição da granada fora do halo difusivo (neste caso no núcleo da granada), e estas

temperaturas podem ser projetadas em função das dimensões das respectivas inclusões de biotita.

Uma boa correlação entre o diâmetro dos grãos de biotita, que ocorrem como inclusões no interior das granadas, dos paragneisses de Boissucanga BC20B e BC21, e a respectiva razão $Fe/(Fe+Mg)$, pode ser observada nas **figuras T1a e T2a**. As variações desta razão devem refletir as trocas difusivas ($Fe \rightleftharpoons Mg$) entre a granada e a biotita, durante o resfriamento e a correlação positiva, do conjunto dos pontos, está de acordo com o modelo cinético adotado (Spear & Parrish 1996). A partição $Fe/(Fe+Mg)$ entre a biotita e a granada fornece as temperaturas, apresentadas nas **figuras T1b e T2b**, utilizando-se a calibração geotermométrica de Ferry & Spear (1978), com as correções de Hodges & Spear (1982).

A **tabela T1** relaciona as dimensões e as respectivas temperaturas das inclusões de biotita, interiores às granadas, dos paragneisses estudados (BC18, BC20B, BC21, de Boissucanga; CG03 de Cigarras; TT02A de Toque Toque). Para cada amostra foram analisadas várias granadas. As temperaturas foram obtidas a partir de análises representativas de cada granada, juntamente com as respectivas inclusões de biotita. Estes dados embasam os diagramas das **figuras T1b** (BC20B), **T2b** (BC21), **T3** (BC18), **T4** (CG03), **T5** (TTpq09) e **T6** (TT02A), onde a disposição coerente dos pontos permitiu a definição das retas, relativas às temperaturas aparentes apresentadas, cujos índices de correlação se posicionaram entre 0,80 e 0,90, e os erros considerados variaram entre 20 e 30%.

Quando relacionadas, às várias retas representativas das temperaturas aparentes dos paragneisses analisados, com exceção da amostra TT02A, retratam uma boa concordância entre si (**Fig. T7**), considerando-se a margem de erro médio estimada, em seus posicionamentos.

Acoplando-se a este quadro os resultados do modelo comparativo da taxa de resfriamento (**Fig. T8**), calculado para temperatura inicial $T_0 = 750^\circ\text{C}$, na representação de linhas cheias, ou para $T_0 = 800^\circ\text{C}$, em linhas tracejadas, e ainda com taxas de resfriamento variáveis ($1 \text{ Ma} = 100^\circ\text{C/Ma}$; $10 \text{ Ma} = 10^\circ\text{C/Ma}$; restante $t = 1^\circ\text{C/Ma}$) segundo os coeficientes de difusão de Chakraborty & Ganguly (1992), nota-se a convergência das taxas de resfriamento das amostras TTpq09, CG03, BC20B, BC21 e BC18, que integram a **figura T7**, de se localizarem no intervalo de $1 - 5^\circ\text{C/Ma}$, caracterizando um processo de resfriamento lento. Distintamente, o paragneisse de Toque Toque TT02A forneceu uma taxa de resfriamento superior a 100°C/Ma , retratando uma situação excepcional no conjunto de amostras analisado, que se repetiu no estabelecimento do comportamento térmico de outra amostra do mesmo afloramento, outorgando confiabilidade ao resultado encontrado.

Dias Neto et al. (2000a) relacionaram esta situação ao arcabouço estrutural regional, sendo que as menores taxas de resfriamento estariam associadas à zona central da estrutura em flor e a maior taxa ao flanco SE, onde, particularmente, as estruturas de cisalhamento dúctil, em regime trans-

BC18-C11		BC20B-C9		BC21-C10		TT02AC8		CG03C1		TTPQ09C	
log(size)	Temp °C	log(size)	Temp °C	log(size)	Temp °C	log(size)	Temp °C	log(size)	Temp °C	log(size)	Temp °C
1,845	624,7	1,778	540,9	1,301	553,5	2	704,3	1,845	596,7	1,903	579
1,845	579,8	2,699	652,4	1,699	591,2	2	694,3	1,845	572,2	1,954	594
1,477	563	2,699	659	1,699	590	2,477	725	1,903	593	1,699	536
1,477	553,5	2,301	630,9	2,699	660,5	2,477	727	1,602	583,3	1,477	549
2,176	681	2,301	590,7	2,699	652,7	1,699	673	1,699	578,7	1,477	553
2,176	667,7	2,301	609,6	1,845	576,1	2	697,6	2,301	626,7	1,477	536
2	601,7	2,301	607,3	2	572,1	2	686,3	1,477	526,5	2	598
2,176	657,9	1,477	524,2	2	677,7	1,845	718	2,477	634,6	2,176	610
2,301	659,3	1,845	564,7	2	617,4	1,845	697,5			2,176	625
2,301	655,2	1,845	552,5	2,602	651	1,477	598,6			2,146	581
2,176	671,5	1,699	564,7	2,342	602,1	1,477	599,4			2,176	582
2,176	673,1	2,176	586,3	2,519	702,3	2	607			2,176	580
1,845	593,1	1,778	538,3	2,519	687,1	2,505	758,7			2,544	642
1,477	554,6			1,903	560,2	2,505	746,9			2,544	637
2	624,5			1,903	622,9					1,602	529
2	613,1			2,699	690,2					1,954	611
2,602	690,7			2,079	617,3					2	541
2,602	692,1									1,903	553
1,699	547,3									1,778	561
2,602	683,5									1,778	550
1,602	541,8									2,114	560
1,845	619,7									2,114	577
2,653	681,5									1,602	513
1,954	622,6									2,477	658
1,954	635									2,477	643
2,176	649,5									1,845	559
2,176	632,4									1,845	559
1,699	568,8									1,954	585
2,602	677,3									2,301	625
1,903	599,7									2,301	625
2,176	632,4									2,176	611
1,398	519,1									1,845	544
2,398	608,1										

TabelaT01 - Dimensões das inclusões de biotitas nas granadas dos paragnais estudados, com as respectivas temperaturas, que refletem a partição Fe/(Fe+Mg) entre estes minerais.

BC 20B - C9
Inclusões de Biotita em Granada

BC20BC9

Figura T01 - a) Relação entre as dimensões das inclusões de biotitas nas granadas, e as respectivas razões de Fe/(Fe+Mg), destes minerais, dos paragneisses kinzigíticos BC20B, de Boissucanga. b) A partição Fe/(Fe+Mg), entre as biotitas e as respectivas granadas hospedeiras, fornece as temperaturas apresentadas, apoiando-se na calibração geotermométrica citada no texto.

BC21-C10
Inclusões de Biotita em Granada

Figura T02 - a) Relação entre as dimensões das inclusões de biotitas nas granadas, e as respectivas razões de Fe/(Fe+Mg), destes minerais, dos paragnaisses kinzigíticos BC21, de Boissucanga. b) A partição Fe/(Fe+Mg), entre as biotitas e as respectivas granadas hospedeiras, fornece as temperaturas aparentes apresentadas, apoiando-se na calibração geotermométrica citada no texto.

Figura T03 - Relação entre as temperaturas aparentes e as dimensões das inclusões de biotitas das granadas dos paragneisses BC18, de Boissucanga.

Figura T04 - Relação entre as temperaturas aparentes e as dimensões das inclusões de biotitas das granadas dos paragneisses CG03, de Cigarras.

Figura T05 - Relação entre as temperaturas aparentes e as dimensões das inclusões de biotitas das granadas dos paragnaisses TTPq09, de Toque Toque pequeno.

Figura T06 - Relação entre as temperaturas aparentes e as dimensões das inclusões de biotitas das granadas dos paragnaisses TT02A, de Toque Toque.

Temperatura Aparente X Dimensão das Biotitas

Figura T07 - A associação entre as temperaturas aparentes dos paragneisses de Boissucanga BC, Cigarras CG e Toque Toque pequeno TTPq indica uma boa concordância entre si, considerando-se as imprecisões comentadas no texto.

Figura T08 - Temperaturas aparentes, calculadas por termometria das inclusões de biotitas e das granadas respectivas (Hodges & Spear 1982), relacionadas com a dimensão destas biotitas, dos paragneisses do Complexo Costeiro (BC Boissucanga; CG Cigarras; TTPq Toque Toque pequeno; TT Toque Toque). Os resultados do modelo comparativo das taxas de resfriamento, representados em linhas cheias, considerou a temperatura inicial $T_0 = 750^\circ\text{C}$, enquanto as linhas tracejadas $T_0 = 800^\circ\text{C}$ e ainda com taxas de resfriamento variáveis ($1 \text{ Ma} = 100^\circ\text{C/Ma}$; $10 \text{ Ma} = 10^\circ\text{C/Ma}$; restante $t = 1^\circ\text{C/Ma}$), calculados segundo os coeficientes de difusão de Chakraborty & Ganguly (1992). Modificado de Dias Neto et al. (2000a).

pressivo, registram um cavalgamento, praticamente, puro. Esta dinâmica teria permitido, localmente, uma maior e mais rápida ascensão das rochas envolvidas, favorecendo os índices anômalos da taxa de resfriamento encontrados em Toque Toque.

As temperaturas de fechamento dos sistemas granada-biotita, dos paragneisses analisados, estão projetadas no diagrama que relaciona temperatura aparente ($^{\circ}\text{C}$) com a taxa de resfriamento (dT/dt), apresentado na **figura T9**. O modelo utilizado considera biotitas com diâmetro de $100\text{ }\mu\text{m}$. Os retângulos correspondem à margem de erro das estimativas e os números interiores representam os valores médios da taxa de resfriamento para cada amostra. Estes dados foram lançados na curva de Chakraborty & Ganguly (1992).

6.3. Resultados Isotópicos

Modelagem termocronológica significa o estabelecimento da história térmica (Temperatura - tempo, $T-t$) de uma área em função do tempo geológico. Em metamorfismo a história térmica é freqüentemente estabelecida recorrendo à obtenção de isócronas internas em minerais, cujas propriedades intrínsecas, constituem marcadores temporais característicos dos vários estágios da evolução, no espaço, de pressão-temperatura das rochas metamórficas (Jager et al. 1967; Harrison et al. 1979; Christensen et al. 1989; Burton & O'Nions 1991).

As idades, indicadas pelas isócronas minerais, se relacionam com temperaturas características, abaixo das quais, cessa o processo difusivo e o decaimento radioativo evolui como num sistema fechado. Com este enfoque, o conceito de "temperaturas de fechamento", discutido por Dodson (1973), tem sido, normalmente, utilizado (Harrison et al. 1979; Cliff 1985; Blanchenburg et al. 1989; Gilletti 1991).

O processo difusivo diminui, rapidamente, com o resfriamento de um grão mineral, em um meio heterogêneo, ocasionando um progressivo isolamento composicional. Na dependência das propriedades intrínsecas do difusor e da taxa de resfriamento, em princípio a zona central e, posteriormente, todo grão estará isolado do exterior. Desta forma, temperatura de bloqueio ou fechamento é definida com sendo a temperatura do sistema relativa à respectiva idade isotópica aparente (Dodson 1973).

Nos diferentes sistemas geocronológicos, as temperaturas de fechamento, dos minerais envolvidos, devem refletir os parâmetros relativos à cinética difusiva (coeficiente de difusão, taxa de resfriamento, granulação efetiva e geometria do difusor), assim como o modelo de difusão adotado. Desta maneira a compreensão dos processos difusivos, entre os minerais, durante os eventos termotectônicos, se reveste de importância, para a interpretação termocronológica das idades radiométricas.

Figura T09 - Relação das temperaturas aparentes (°C) com a taxa de resfriamento (°C/Ma), dos paragnaisses do Complexo Costeiro, considerando-se as biotitas com diâmetro de 100 μm . Os retângulos representam as imprecisões consideradas e os valores interiores retratam a taxa de resfriamento das amostras, lançadas na curva de Chakraborty & Ganguly (1992). Estes resultados foram apresentados por Dias Neto et al. (2000a).

Considerando-se que as propriedades características de cada mineral orientam os processos difusivos respectivos, consequentemente, diferentes temperaturas de fechamento se associam aos vários minerais envolvidos. Em um evento metamórfico, com um processo de resfriamento lento, será esperado que diferentes minerais, da mesma rocha, submetidos ao mesmo sistema geocronológico, produzam idades isotópicas distintas (Munhá & Tassinari 1999a). Com o aumento da taxa de resfriamento regional, estas diferentes idades aparentes tendem a se aproximar.

Os resultados geocronológicos Rb-Sr, em rocha total, nas rochas graníticas que ocorrem no flanco NW da estrutura em flôr, representadas pelas amostras JQ04A, indicaram a idade de 633 ± 59 Ma (**Fig.C19**). Concordantemente, as análises isotópicas, realizadas por Tassinari (1988), em rochas migmatíticas que afloram ao longo da Serra Mogi-Bertioga, apontaram a idade de 635 ± 59 Ma (**Fig.C20**). Esta convergência sugere que a implantação das rochas graníticas e a geração das migmatíticas, levando-se em conta as imprecisões consideradas nas análises, ocorreram durante o evento metamórfico principal, que corresponde a temperaturas de 750-800°C (Dias Neto et al. 2000a).

Idades U-Pb em zircões, obtidas por SHRIMP, tanto em zonas de sobrecrecimentos dos cristais dos paragneisses que ocorrem nas proximidades da Praia de Cigarras CG04, com 571 ± 10 Ma (**Fig. C1**), como nos zircões ígneos dos anfibolitos de Boissucanga BC07, com 580 ± 26 Ma (**Fig. C8**) e nos cristais ígneos de Juqueí JQ01, com 593 ± 10 Ma (**Fig. C9**), apontam para temperaturas da ordem de 700°C.

Resultados Sm-Nd em rocha total e concentrados de granadas de paragneisses de Cigarras CG03 (**Fig. T10**) e de Juqueí JQ05A (**Fig. T11**), assim como pegmatitos de Toque Toque pequeno TTPq05 (**Fig.T12**) e de Boissucanga BC28 (**Fig.T13**), indicam uma época ao redor de 530 Ma, onde as temperaturas oscilavam em torno de 600°C, relativas ao fechamento das granadas neste sistema, segundo Mezger et al. (1992).

Concentrados de plagioclásio associados a pontos de rocha total, em diagramas Rb-Sr, dos paragneisses de Boissucanga BC13 (**Fig. T14**) e BC14 (**Fig. T15**), de Cigarras CG03 (**Fig. T16**), de Juqueí JQ05A (**Fig. T17**) e de Toque Toque pequeno TTPq01 (**Fig. T18**) forneceram idades pouco acima de 500 Ma. Os trabalhos de Giletti (1991) e Jenkin et al. (1995), sobre o comportamento difusivo do Sr, indicam, como temperatura de fechamento nos feldspatos, cerca de 550°C.

Os pares plagioclásio-muscovita, na forma de concentrados minerais de rochas pegmatíticas de Toque Toque pequeno TTPq05 (**Fig. T19**) e de Juqueí JQ10 (**Fig. T20**), posicionados em diagramas Rb-Sr, sugerem uma idade perto de 500 Ma. Apesar de serem necessários estudos mais conclusivos a respeito da cinética difusiva dos Sr na muscovita, aceita-se (Jager 1979 e Jager et al. 1967) que a temperatura de fechamento neste mineral se coloca perto de 500°C.

Figura T10 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granada e biotita dos paragneisses de Cigarras, CG03, São Sebastião.

Figura T11 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granada - rocha total, dos paragneisses JQ05A, de Jukeí.

Figura T12 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granada - rocha total dos pegmatitos TTpq 05, associados aos paragneisses de Toque Toque Pequeno.

Figura T13 - Diagrama isocrônico Sm-Nd de concentrado de granada - rocha total, dos pegmatitos BC28, associados aos paragneisses de Boissucanga.

Figura T14 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total, dos paragneisses BC13, de Boissucanga.

Figura T15 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total, dos paragneisses BC14, de Boissucanga.

Figura T16 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total, dos paragneisses de Cigarrais, CG03. São Sebastião.

Figura T17 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total, dos paragneisses JQ05A, de Juqueí.

Figura T18 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrado de plagioclásio - rocha total dos paragneisses TTPQ01, de Toque Toque pequeno.

Figura T19 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e muscovita dos pegmatitos TTPq05, associados aos paragneisses de Toque Toque pequeno.

Figura T20 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e muscovita dos pegmatitos JQ10, associados aos paragneisses de Juqueí.

Figura T21 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e biotita dos paragneisses BC13, de Boissucanga.

Figura T22 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e biotita dos paragneisses de Cigarras, CG03, em São Sebastião.

Figura T23 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e biotita dos anfibolitos BC04, interiores aos paragnaisses de Boissucanga.

Figura T24 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de concentrados dos minerais plagioclásio e biotita dos anfibolitos BC02, interiores aos paragnaisses de Boissucanga.

AMOSTRA	Rb/Sr RT	fecho T	U/PB zircão	fecho T	Sm/Nd gr-RT	fecho T	Rb/Sr pl-RT	fecho T	pl-musc	fecho T	bio-ap	fecho T	pl-bio	fecho T	K/Ar musc	fecho T
JQ04 ortogn	633	750														
CG04 gn			571	700												
BC07 anf			580	700												
JQ01 anf			608	700												
CG03 gn					529	600										
JQ05A gn					559	600										
TTpq05 peg					528	600										
BC28 peg					562	600										
BC13 gn							508	550								
BC14 gn							518	550								
CG03 gn							507	550								
TTpq01 gn							521	550								
JQ05A gn							487 ?	550								
TTpq05 peg																
JQ10 peg									509	500						
JQ20 ap									481	500						
BC13 gn											488	450				
CG03 gn													469	400		
BC04 anf													483	400		
BC02 anf													467	400		
TT01G peg													464	400		
CG01 peg															475	350
PA04 peg															419	350
TTpq05 peg															491	350
BC28 peg															486	350
JQ10 peg															506	350
															487	350
BC13 gn															biotita	
GUA02K biot															470	300
															477	300
JQ10 peg															K feldsp	
BC23 peg															491	200
															465	200

Tabela T02 - Integração dos dados dos diferentes sistemas geocronológicos utilizados nos diversos tipos litológicos e paragêneses minerais presentes na área de estudo. As temperaturas de fechamento acompanham as referências citadas no texto.

A paragênese biotita-apatita compreende, praticamente, a totalidade mineralógica dos biotitos JQ20, que ocorrem, como reações de borda, na interface de rochas anfibolíticas e níveis pegmatíticos, interiores aos paragneisses de Juqueí. Desta forma o par dos concentrados minerais, disposto em diagrama Rb-Sr (**Fig. C16**), indica a época, 488 Ma, de fechamento do difusor mais lento, quando a troca difusiva cessa ao se alcançar a temperatura de fechamento mais elevada, que, no caso, são as apatitas, com a temperatura aproximada de 450°C, segundo Giletti (1991) e Jenkin et al. (1995).

Os concentrados de plagioclásio e biotita dos paragneisses de Boissucanga BC13 (**Fig. T21**) e de Cigarras CG03 (**Fig. T22**), juntamente com os anfibolitos de Boissucanga BC04 (**Fig. T23**) e BC02 (**Fig. T24**), em diagramas Rb-Sr, forneceram idades que indicam para 480 Ma, relativas ao fechamento das biotitas que, segundo Jager 1979 e Verschure et al. (1980), ocorre ao redor de 400°C.

Analizadas pelo sistema K-Ar (**Tabela C4**), as muscovitas dos pegmatitos de Toque Toque TT01G, de Cigarras CG01, de Pauba PA04, de Toque Toque pequeno TTpq05, de Boissucanga BC28 e de Juqueí JQ10, relacionadas na **tabela T2**, que integra os dados aqui apresentados, com exceção da amostra CG01, que ao apresentar uma idade muito recente, destoa do conjunto das demais, estas convergem para uma época perto de 480 Ma e retratam temperaturas da ordem de 350°C, de acordo com Harrison (1981) e Harrison et al (1985).

Biotitas do paragneisse de Boissucanga BC13 e do biotitito gerado na interface dos núcleos dioríticos com a rocha granítica da Ponta das Galhetas, no Guarujá GUA02K, também analisadas segundo o sistema K-Ar, forneceram idades ao redor de 470 Ma, quando as temperaturas vigentes, relativas ao fechamento destes minerais, apontam para, aproximadamente, 300°C, segundo Harrison (1981) e Harrison et al (1985).

Os concentrados de K-feldspato dos pegmatitos de Juqueí JQ10 e de Boissucanga BC23 forneceram idades K-Ar (**Tabela T2**), que, considerando-se os erros analíticos expressos na **tabela C4**, apontam para a época ao redor de 470 Ma, onde as temperaturas vigentes, relativas ao fechamento destes minerais, representavam valores entre 150 e 200°C, segundo os trabalhos de Foland (1974), Berger (1975) e Harrison et al. (1985).

A **tabela T2** sintetiza, em ordem cronológica e através das temperaturas de fechamento dos diversos minerais trabalhados nos diferentes sistemas geocronológicos utilizados, possibilitando uma visão seqüencial conjunta e integrada do conjunto de dados gerado por este estudo. Esta perspectiva possibilita a visualização da história térmica do Complexo Costeiro, na área trabalhada, como expressa na **figura T25**.

A orientação dos resultados permite traçar a linha evolutiva regional, onde, entre 580 e 480 Ma, as temperaturas passaram, gradualmente, de 800°C para 450°C, configurando uma taxa de resfriamento pouco superior a 3°C/Ma,

que está perfeitamente de acordo com os resultados termométricos encontrados para os paragnaisses de Boissucanga, de Cigarras e de Toque Toque pequeno no diagrama da **figura T08**. Posteriormente, apesar das dispersões nas determinações geocronológicas, aparentemente se implantou um processo de resfriamento rápido, com a verticalização da curva evolutiva (**Fig. T25**), interpretada como um acentuado soerguimento regional. O comportamento térmico do Complexo Costeiro, determinado neste estudo, concorda com aquele estabelecido por Munhá e Tassinari (1999b), na Serra dos Orgãos, RJ.

Neste sentido os dados obtidos pelos diversos sistemas isotópicos utilizados em diferentes pares minerais demonstraram claramente a existência de uma orogênese que teve seu pico metamórfico iniciando-se próximo a 630 Ma e permaneceu em temperaturas acima de 450°C até 480 Ma, quando então ocorreu a estabilização tectônica regional. Portanto, como a temperatura se manteve elevada por cerca de pelo menos 100 milhões de anos pode ter ocorrido a cristalização de zircões durante este intervalo de tempo, o que explicaria as idades U/Pb mais jovens obtidas em zircões provenientes de outras rochas ígneas e metamórficas, que ocorrem em outros setores do Complexo Costeiro (Söllner et al. 1987; Söllner et al. 1989; Söllner et al. 1991; Schmidt 2000).

Figura T25 - História térmica do Complexo Costeiro, na região estudada, baseada nos dados geocronológicos e nas temperaturas de fechamento dos minerais analisados. Os retângulos representam as imprecisões das determinações termocronológicas (modificado de Dias Neto 2000A).

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos desenvolvidos, nas diversas áreas do conhecimento geológico, permitiram esboçar o caminho evolutivo das rochas orto e para derivadas que constituem o Complexo Costeiro, na área de investigação.

Expressiva seqüência sedimentar se acumulou sobre crosta continental durante o Neoproterozóico, tendo como área fonte rochas que foram diferenciadas do manto entre o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico, prioritariamente, com a possibilidade de adições subordinadas de materiais juvenis até o Neoproterozóico, conforme demonstrado pelos valores de ϵ_{Nd} pouco negativo de algumas das rochas presentes. Ocorreu o predomínio de uma sedimentação pelítica, com discretas contribuições carbonáticas.

No Neoproterozóico - Eocambriano, em regime de convergência que estaria gerando o supercontinente Gondwana, as rochas desta região estiveram ambientadas, provavelmente, em uma posição de bacia de retro-arco, a julgar pela proximidade das idades U-Pb (SHRIMP) do ápice metamórfico (571 ± 10 Ma) e da cristalização das intrusões das rochas máficas (BC 580 ± 26 Ma; JQ 593 ± 10 Ma), que se transformaram nos núcleos anfibolíticos interiores aos paragneisses, que indicaria um período muito curto, quase sincrônico, entre o metamorfismo de alto grau e o magmatismo máfico. A ocorrência das intrusões ígneas, juntamente com a caracterização litoquímica das rochas BC, em especial aquelas que apresentam padrões semelhantes aos dos toleítos continentais, favorecem estas interpretações.

O arco magmático, relativo à bacia de retro-arco acima mencionada, deve ter evoluído em uma época pouco anterior há 600 Ma, não tendo sido ainda localizadas, na área de estudo, rochas graníticas diferenciadas do manto superior no Neoproterozóico, que possam representar um arco magmático juvenil neste período de tempo. Os ortogneisses, que forneceram idades Rb-Sr próximas à esta época e que apresentam indícios geoquímicos de rochas geradas em ambiente de arco, ficaram caracterizadas por parâmetros de ϵ_{Nd} , calculados para 630 Ma, com valores de -6 a -7, indicando certo tempo de residência crustal, poderiam, eventualmente, caracterizar um arco magmático produzido por processos de fusão parcial de rochas continentais pré-existentes. Neste sentido Tupinambá (1999) propõe, como estágio pré-colisional do setor central da Faixa Ribeira, a geração do arco magmático Rio Negro em 630 Ma, em função da subducção, para Leste, da borda Leste do cráton do São Francisco, estando presente no mesmo contexto geotectônico.

O Complexo Costeiro registrou o ápice do processo metamórfico no intervalo entre 580 e 560 Ma, apoiando-se nas determinações U-Pb (SHRIMP) nas zonas de sobrecrecimento dos cristais de zircão presentes nos paragneisses, refletindo condições no fácies granulito, com temperaturas da ordem de 800° C e pressões de aproximadamente 5,5 Kb, como estabelecido por Dias Neto et al. (2000).

Neste segmento crustal, as temperaturas se mantiveram em níveis elevados por um longo período de tempo, de quase 100 Ma, entre 580 e 480

Ma, uma vez que nossos estudos mostram que esta área teve uma taxa de resfriamento muito lenta, da ordem de 3° C/Ma, passando de 800°C para 450° C. Altas taxas de resfriamento, como aquelas >100 °C/Ma, no flanco SE da estrutura em flôr, segundo Dias Neto et al (2000b) indicariam um cavalgamento do flanco SE da estrutura. Os dados indicam um forte incremento no processo de resfriamento das rochas regionais, após 480 Ma.

Schimtt (2001) definiu, com base em diversas idades radiométricas, a orogenia Búzios, em rochas do Complexo Costeiro que ocorrem mais a norte da área em estudo, no Estado do Rio de Janeiro, com o período de pico metamórfico entre 525 e 520 Ma, com temperaturas e pressões máximas superiores às máximas encontradas neste trabalho. Considera-se como uma das possibilidades para explicar estas diferenças a hipótese de que o Domínio Tectônico de Cabo Frio teria ficado em maiores profundidades por mais tempo, justificando as maiores condições de pressão e temperatura e fazendo com que os sistemas isotópicos se fechassem mais tardiamente e consequentemente produzindo idades mais jovens. Neste sentido a chamada Orogênese Búzios seria a mesma identificada neste trabalho com pico metamórfico próximo a 580 Ma. Outra possibilidade seria o posicionamento das rochas estudadas situarem-se em blocos distintos, movimentados pelas zonas de cisalhamento que truncam o orógeno, propiciando evoluções termocronológicas anacrônicas ao longo do orógeno.

A cinemática predominantemente destal da Faixa Ribeira é descrita pelos autores que nela trabalharam. Entretanto, na área de estudo, foram encontrados claros indicadores cinemáticos sinistrais, presentes principalmente nos flancos da estrutura em flor, associados às rochas representativas do ápice metamórfico até às fases mais tardias. Este fato pode significar um particular na dinâmica do orógeno, onde a componente sinistral de um sistema conjugado, integrante de um regime destal, teria predominado localmente.

A julgar pela localização dos principais núcleos anfibolíticos ao longo do eixo da estrutura em flor, assim como pelo fato das manifestações magmáticas mesozóicas se colocarem, aparentemente, em relação com esta estrutura, confere a ela uma importância especial, possivelmente tendo favorecido a recorrência de eventos geológicos ao longo do tempo.

O processo orogênico identificado acompanha, aproximadamente, os estágios evolutivos do segmento central da Faixa Ribeira de Heilbron et al. (1995 e 2000). A orogênese Rio Doce, de Campos Neto & Figueiredo (1992 e 1995), caracterizada como um arco magmático evoluído entre 590 e 570 Ma, também pode se encaixar, temporalmente, no detalhamento da história térmica brasileira do Complexo Costeiro.

Os dados geocronológicos permitiram a localização da atividade pegmatítica, produzida pela fusão parcial das rochas continentais pré-existentes, que afetou a área no intervalo de tempo entre 490 - 480 Ma, exatamente concordante com o incremento das taxas de resfriamento detectado pelos estudos termocronológicos, que foi interpretado como um expressivo soerguimento regional, portanto podemos associar o episódio de

exumação das rochas metamórficas com o expressivo evento produtor dos pegmatitos.

Os sedimentos acumulados nas bacias molássicas da região sudeste, assim como várias das manifestações vulcânicas ácidas associadas (Moro 2000), tem fornecido idades K-Ar e Rb-Sr que convergem para a época de 490-480 Ma, sugerindo uma possível conexão entre os eventos geológicos. Desta forma é possível que este soerguimento do orógeno, acompanhado da expressiva atividade das zonas de cisalhamento, tenham exercido uma influência decisiva na implantação e preenchimento, não só das bacias molássicas, mas também, como ressalta Milani (1997), a partir do Ordoviciano tardio, na formação das seqüências sedimentares da Bacia do Paraná.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AFIFI, A.B.; ESSENE, E.J. (1988) MINFILE: a computer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. *American Mineralogist*, v. 73, p. 446-448.
- AMARAL G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. (1967) Potassium-argon age of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, p. 117-142
- ALMEIDA, F.F.M. DE; AMARAL, G.; CORDANI U.G.; KAWASHITA, K. (1973) The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: NAIRN, A E M; STEHLI, F.G.(eds). *The ocean basin and margins*. New York, Plenum Press. v. 1, p. 411-446.
- ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R.A.J. (1998) Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 39., Belo Horizonte, 1998. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. p. 32.
- BASEI, M.A.S.; CITRONI, S.B. ; SIGA JR, O. (1998) Stratigraphy and age of fini-proterozoic basins of Paraná e Santa Catarina States, Southern Brazil. *Boletim Instituto de Geociências*, v. 29, p. 195-216.
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, v. 48, p. 43-55.
- BERGER, G.W. (1975) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating of thermally overprinted biotite hornblende and potassium feldspar from Eldora, Colorado. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 387- 408.
- BERMAN, R.G. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, v. 29, p. 445-522
- BERMAN, R.G.; ARANOVICH, L.YA (1996) Optimized standard state and solution properties of minerals I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 126, p. 1-24.
- BLANCKENBURG, F.; VILLA, I.M.; BAUR, H.; MORTEANI, G.; STEIGER, R.H. (1989) Time calibration of a P-T path from the western Tauern Window, Eastern Alps: the problem of closure temperatures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 101, p. 1-11.

- BOYNTON, W.R. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed.). *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam. p. 63-114.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.J. (1991) Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 33, p. 23-40.
- BURTON, K.W.; O'NIONS, R.K. (1991) High-resolution garnet chronometry and the rates of metamorphic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 107, p. 649-671.
- CAMPANHA, G.A.C.; ENS, H.H. (1992) *Análise morfotectônica integrada do Sudeste Brasileiro, área do Planalto do Juqueriquerê*. São Paulo, IPT. 42p. (relatório inédito 29991).
- CAMPANHA, G.A.C.; ENS, H.H. (1993) Estrutura geológica na região de São Sebastião. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., Rio de Janeiro, 1993. *Boletim de Resumos*. Rio de Janeiro, SBG. p. 51- 52.
- CAMPANHA, G.A.C.; ENS, H.H.; PONÇANO, W.L. (1994) Análise Morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, n. 1, p. 32-42.
- CAMPANHA, G.A.C.; ENS, H.H. (1996) Estruturação geológica da Serra de Juqueriquerê, São Sebastião, SP. *Boletim Instituto de Geociências. Série Científica*, v. 27, p. 1-15.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1992) A Orogênese Rio Doce. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG. v. 1, p. 276-277.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1995) The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal and South American Earth Sciences*, v. 8, n. 2, p. 143-162.
- CAMPOS NETO, M.C. (2000) Orogenic Systems from Southwestern-Gondwana: na approach to Brasileiro - Pan-Africano Cycle and collage in southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D.A (eds.). *Tectonic evolution of South América*. Rio de Janeiro, S.N. p. 335-365.
- CARNEIRO, C.D.R.; SANTORO, E.; RODRIGUES, E.P.; HASUI, Y. (1979) Evolução geológica do PréCambriano na baixada santista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. *Atas*. Rio Claro, SBG. v. 1, p. 31-45.
- CARVALHO, H. ; TASSINARI, C.C.G. (1992) Idades do magmatismo granítico da região de Caraculo-Bibala (SW de Angola) e suas implicações na correlação geológica com o Cinturão Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 1, p. 73-81.

- CHIODI FILHO, C.; CHIEREGATI, L.A.; THEODOROVICZ, A.M.G.; THEODOROVICZ, A.; MENEZES, R.G.; RAMALHO, R.; BATOLLA Jr., F. (1983) Geologia e recursos minerais das folhas de Natividade da Serra e Caraguatatuba. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50 000, 1., São Paulo, 1983. *Atas. São Paulo, Pró-Minério, IPT.* p. 8-29.
- CHRISTENSEN, J.N.; ROSENFELD, J.L.; DEPAOLO, D.J. (1989) Rates of tectonometamorphic processes from rubidium and strontium isotopes in garnet. *Science*, v. 244, p. 1465-1469.
- CLIFF, R.A. (1985) Isotopic dating in metamorphic belts. *Journal of Geological Society. London*, v. 142, p. 97-110.
- COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; MEYER, C. (1984) U-Pb Geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research. Section. B*, v. 89, p. 534.
- CONDIE, K.C. (1989) *Plate tectonics and crustal evolution*. 3.ed. New York, Pergamon. 476p.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, D. (1973) Orogeneses Superposeés Dans Le Précambrien Du Brésil Sud-Oriental (États Du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 3, n.1, p. 1-22.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W. (1979) Comentários sobre as datações geocronológicas existentes para as regiões das Folhas Rio de Janeiro SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - texto explicativo*. Brasília, DNPM. p. 175-207.
- CORDANI, U.; BASEI, M.A.; SIGA JR, O.; CITRONI, S.B. (1999) U-Pb Shrimp ages for Late Proterozoic acid volcanics of southern Brazil: tectonic implications. *Abstracts with Programs. Geological Society of América*, v. 31, n. 7, p. A-108.
- CORREIA, C.T. (1986) *Geologia da Folha de Cássia - MG, e petrologia de seus anfibolitos*. São Paulo, 123p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- COUTINHO, J.M.V. (1966) "Cone-Sheets" traquíticos em São Sebastião. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20., Rio de Janeiro, 1965. Rio de Janeiro, SBG. p.102 (Publicação n.1).
- COUTINHO, J.M.V.; OLIVEIRA, A.B. (1966) Diferenciações monzoníticas de magma basáltico no Município de São Sebastião. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20., Rio de Janeiro, 1965. Rio de Janeiro, p.103 (Publicação n. 1).

- COUTINHO, J.M.V.; MELCHER, G.C. (1973) Levantamento geológico e petrológico na Ilha do Monte de Trigo (Litoral Norte de São Paulo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 3, p. 243-256.
- COUTINHO, J.M.V.; TASSINARI, C.C.G. (1991) The Embu and Costeiro metamorphic complexes: Southeastern Brazil. In: INTERNATIONAL SEMINAR NEW TRENDS IN GEOLOGY. *Geological Excursion*. São Paulo, Instituto de Geociências. p. 1-9.
- 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 MAFIC DYKES/ CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1., São Paulo, 1991. *Extended Abstracts*. São Paulo, SBGq. p. 111-115.
- DALZIEL, I.W.D. (1992) On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, v. 2, p. 237-241.
- DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A.M.; SATO, K.; PIMENTEL, M.M.; OLIVEIRA, M.A.F.; FETTER, A.H. (1999) Characterization of the generating sources of continental crust of the Ribeira Belt through isotope of Nd in the State of São Paulo, SE of Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., Córdoba, Argentina. *Actas*. Córdoba. p. 192-195.
- DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; FETTER, A.H.; SATO, K.; PIMENTEL, M.M.; GODOY, A.M. (2000) Nd isotope systematics related to Proterozoic evolution of the central Ribeira Belt in the São Paulo State, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 140-143.
- DALRYMPLE, G.B.; LANPHERE, M.A. (1969) *Potassium-argon dating*. San Francisco, Freeman. 285p.
- DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U.G. (1969) Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitique du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, v. 92, p. 271-283.
- DEPAOLO, D.J. (1988) *Neodymium isotope geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag. 187p.
- DEPAOLO, D.J. (1988a) Age dependence of the composition of continental crust: evidence from Nd isotopic variation in granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 263-271.
- DEPAOLO, D.J.; GETTY, S. (1996) Models of isotopic exchange in reactive fluid-rock systems: Implications for geochronology in metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 3933-3947.

- DIAS NETO, C.M.; PALACIOS, T.; MUNHÁ, J.M.U.; TASSINARI, C.C.G.; CORREIA, C.T. (1999) Magmatismo pré-Orogênico no Cinturão Ribeira (SE do Brasil): geoquímica dos anfibolitos na região de Boissucanga. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAISES DE LINGUA PORTUGUESA, 5. / CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 7. Porto Seguro, Bahia, 1999. Porto Seguro, SBGq. p. 486-488.
- DIAS NETO, C.M.; MUNHÁ, J.; PALÁCIOS, T.; TASSINARI, C.C.G.; RIBEIRO, A. (2000a) Tectonothermal evolution of the Costeiro Complex (São Sebastião - Bertioga; SE Brazil). I: Petrological and Geochronological Constraints. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts volume*. Rio de Janeiro, CPRM. (CDROM).
- DIAS NETO, C.M.; RIBEIRO, A.; TASSINARI, C.C.G.; MUNHÁ, J. (2000b) Tectonothermal Evolution of the Costeiro Complex (São Sebastião - Bertioga; SE Brazil). II: Tectonic Regime. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts volume*. Rio de Janeiro, CPRM.
- DODSON, M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 259-274.
- DODSON, M.H. (1976) Kinetic processes and thermal history of slowly cooling rocks. *Nature*, v. 259, p. 551-553.
- DODSON, M.H. (1979) Theory of cooling ages. In: JAGER, E., HUNZIKER, J.C. (eds). *Lectures in isotope geology*. Berlin, Springer-Verla. p. 194-202.
- DODSON, M.H. (1986) Closure profiles in cooling systems. *Materials Science Fórum*, v. 7, p. 145-154.
- EBERT, H. (1957) A tectônica do Sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. *Relatório Anual do Diretor. DNPM. DGM*, p. 97-107.
- EBERT, H. (1968) Ocorrência de fácies granulítica no Sul de Minas Gerais, e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências. Suplemento*, v. 40, p. 215-229.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. (1991) O caráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. *Boletim de Resumos Expandidos*. Rio Claro, SBG. p. 139 -141.
- EBERT, H.D.; NEVES, M.A.; HASUI, I.; SZATMARI, P.; AIRES, J.R. (1993) Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua: uma modelagem

- física. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. p. 254-258.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y. (1998) Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in Precambrian of south-east Brazil. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A.; DEWEY, J.F. (eds). *Continental transpressional and transtensional tectonics*. London, Geological Society. p. 231-253. (Geological Society Special Publication, 135).
- EILER, J.M., BAUMGARTNER, L.P., VALLEY, J.W. (1992) Intercrystalline stable isotope diffusion: a fast grain boundary model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 112, p. 543-557.
- FAURE, G. (1988) *Principles of isotope geology*. 2.ed. New York, John Wiley & Sons. 589p.
- FARVER, J.R.; GILLETI, B.J. (1989) Oxygen and strontium diffusion kinetics in apatite and potential applications to thermal history determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 1621-1631.
- FASSBINDER, E. (1996) *A formação Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no neoproterozóico paranaense*. São Paulo, 207p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- FERRY, J.M.; SPEAR, F.S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 66, p. 113-117.
- FLORENCE, F.P.; SPEAR, F.S. (1995) Intergranular diffusion kinetics of Fe and Mg during retrograde metamorphism of a pelite gneiss from the Adirondack Mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 134, p. 329-340.
- FOLAND, K.A. (1974) AR^{40} diffusion in homogeneous orthoclase and na interpretation of Ar diffusion in K-feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 151-166.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P. (1979) *Folhas do Rio de Janeiro, Vitória e Iguape - texto explicativo*. Brasília, DNPM. 239p.
- FUHRMAN, M.L.; LINDSLEY, D.H. (1988) Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, v. 73, p. 201-215
- GASPARINI, P.; MANTOVANI, M.S.S. (1977) Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 42, n. 2, p. 247-251.

- GILETTI, B.J. (1986) Diffusion effects on oxygen isotope temperatures of slowly cooled igneous and metamorphic rocks. *Earth Planetary Science Letters*, v. 77, p. 218-228.
- GILETTI, B.J. (1991) Rb and Sr diffusion in alkali feldspars with implications for cooling histories of rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 1331-1343.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; VAN SCHMUS, W.R.; FETTER, A. (1997) Terrenos exóticos na Faixa Ribeira? Sim ou não. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., Pirenópolis, Goiás, 1997. *Anais*. Brasília, SBG-Núcleo Brasília/UNB-IG. p. 69-71.
- HAMA, M.; CUNHA, H.C.S. (1977) Consideração sobre a idade da Formação Pouso Alegre e dos granulitos pós-cambrianos na região sul de Minas Gerais e nordeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., São Paulo, 1977. *Atas*. São Paulo, SBG. v. 1, p. 48-58.
- HARRISON, T.M. (1981) Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 78, p. 324-331.
- HARRISON, T.M.; ARMSTRONG, R.L.; NAESER, C.W.; HAKAKAL, J.E. (1979) Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near the Prince Rupert, British Columbia. *Canadian Journal Earth Science*, v. 16, p. 400-410.
- HARRISON, T.M.; DUNCAN, I.J.; MCDUGALL, I. (1985) Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 2461-2468.
- HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A. (1968) Rare-earth elements in the Skaergaard intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 32, p. 433-47.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R. (1976) Evolução Geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 6, n. 3, p. 180-200.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. (1981) O embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Pró-Minério, IPT. v. 1, p. 12-45.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. (1995) A Orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 249-266.

- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.J.; ALMEIDA, J. ; TUPINAMBÁ, M. (2000) From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.U.; TALWANI, M. (eds.). *Atlantic rifts and continental margins*. Washington, American Geophysical Union. p. 1-32. (Geophysical Monograph 115).
- HODGES, K.V.; SPEAR, F.S. (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, v. 67, p. 1118-1134.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- JAGER, E. (1979) Introduction to geochronology. In: JAGER, E.; HUNZIKER, J.C. (eds). *Lectures in Isotope Geology*. Berlin, Springer-Verlag. p. 1-12.
- JAGER, E.; NIGGLI, E.; WENK, E. (1967) Rb-Sr altersbestimmung an glimmern der Zentralalpen. *Beitrage zur Geologischen Karte der Schweiz*. v. 134, p. 1-67.
- JANASI, V.A. ; ULBRICH, H.H.G.J. (1992) Inventário bibliográfico de granitos do Estado de São Paulo. *Boletim Instituto de Geociências. Publicação Especial*, n. 11, p. 1-253.
- JENKIN, G.R.T.; FARROW, C.M.; FALLICK, A.E.; HIGGINS, D. (1994) Oxygen isotope exchange and closure temperatures in cooling rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 12, p. 221-235.
- JENKIN, G.R.T.; ROGERS, G.; FALLICK, A.E.; FARROW, C.M. (1995) Rb-Sr closure temperatures in bi-mineralic rocks: A mode effect and test for different diffusion models. *Chemical Geology (Isotope Geoscience)*, v. 122, p. 227-240.
- KAWASHITA, K. (1972) *O método Rb-Sr em rochas sedimentares, aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas, São Paulo*. São Paulo, 111p. Tese (Dotourado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- KAY, R.W.; SENECHAL, R.G. (1976) The rare earth geochemistry of the troodos ophiolite complex. *Journal of Geophysical Research*, v. 81, n. 5, p. 964-70.
- KOSINOWSKI, M.H.F. (1982) MSONRM: a Fortran program for the improved version of mesonorm calculation. *Computers & Geosciences*, v. 8, n. 1, p. 11-20.

- LAMBERT, D.D.; SIMMONS, E.C. (1988) Magma evolution in the Stillwater Complex, Montana: II. Rare earth element evidence for the Formation of the J-M Reef. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 83, n. 6, p. 1109-26.
- LASAGA, A.C. (1983) Geospeedometry: an extension of geothermometry. In: SAXENA, S. K. (ed). *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Berlin, Springer-Verlag. p. 81-114. (Advances in Physical Geochemistry 3).
- LASAGA, A.C.; RICHARDSON, S.M.; HOLLAND, H.D. (1977) The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In: SAXENA, S.K. (ed.). *Energetics of geological processes*. Berlin, Springer-Verlag. p. 353-388.
- LEAKE, B.E. (1964) The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. *Journal of Petrology*, v. 5, n. 2, p. 238-254.
- LE MAITRE, R.W. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford, Blackwel. 193p.
- LISTER, G.S.; Price, G.P. (1978) Fabric development in quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, v. 49, p. 37-78.
- LISTER, G.S.; SNOKE, A.W. (1984) S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 617-638.
- LUDWIG, K.R. (1999) Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 2.10b.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. (1996) U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, p. 347-361.
- MACHADO, R.; ENDO, I. (1993) A mega estrutura em flôr positiva do vale do rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., Rio de Janeiro, 1993. *Atas*. Rio de Janeiro, SBG. p. 208-213.
- MAFFRA, C.Q.T. (2000) Geologia estrutural do embasamento cristalino na região de São Sebastião, SP: evidências de um domínio transpressivo. São Paulo, 113p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- MASUDA, A.; NAKAMURA, M.; TANAKA, T. (1973) Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 239-248.

- MEZGER, K.; ESSENE, E.J.; HALLIDAY, A.N. (1992) Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth Planetary Science Letters*, v. 113, p. 397-409.
- MILANI, E.J. (1997) Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. 2v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MINIOLI, B. (1971) Determinações potássio-argônio em rochas localizadas no litoral Norte do Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 43, n. 2, p. 443-448.
- MIYASHIRO, A. (1975) Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, v.83, p. 249-280.
- MORO, R. DE P.X. (1993) A bacia ordoviciana do Grupo Castro - Pr. Rio Claro, 157p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista.
- MORO, R. DE P. X. (2000) Proposta de origem, evolução e contexto da Bacia da Formação Camarinha - Transição Neoproterozóico - Eocambriano do Estado do Paraná. São Paulo, 167p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- MUNHÁ, J.M.; TASSINARI, C.C.G. (1999a) Modelos de Difusão em Termocronologia Metamórfica: Filosofia e Métodos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 4, p. 93-598.
- MUNHÁ, J.M.; TASSINARI, C.C.G. (1999b) Modelos de difusão em termocronologia metamórfica: aplicação aos granitóides da Serra dos Orgãos, Rio de Janeiro, (Cinturão Ribeira, SE do Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 4, p. 599-602.
- NUTMAN, A.P.; EHLERS, K. (1998) Evidence for multiple palaeoproterozoic thermal events and magmatism adjacent to the Broken Hill Pb-Zn-Ag Orebody, Australia. *Precambrian Research*, v. 90, p. 203-238.
- PASSCHIER, C.W.; SIMPSON, C. (1986) Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 831-843.
- PASTER, P.T.; SCHAUWECKER, S.D. ; HASKIN, L. (1974) The behavior of some trace element during solidification of the Skaergaard layered series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 1549-77.
- PEARCE, J.A. (1982) A "user's guide" to basalt discrimination diagrams. (Apostila. inédito).
- PEARCE, J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J.; NORRY, M.J.

- (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths: papers prepared for a UK volcanic studies group meeting at the University of Leicester. Nantwich, United Kingdom, Shiva. p.230-249. (Shiva in the collection: Shiva Geology Series).*
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 9, p. 290-300.
- PELOGGIA, A.U.G.; FIGUEIREDO, M.C.H. (1991) Utilização de diagrama ferro-titânio na distinção química entre orto e para-anfibolitos. *Boletim Instituto de Geociências. Série Científica*, v. 22, p. 51-60.
- PURDY, J.W.; JAGER, E. (1976) K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Memoires Institute Geologique Mineralogie University Padova*, v. 30, p.1-31.
- RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. (1983) *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London, Academic Press. v.1.
- RICCOMINI, C. (1993) Origem, evolução e inversão da Bacia do Pico de Itapeva, Neoproterozóico-Cambriano, São Paulo, Brasil. In: SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZÓICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PRATA, 1., La Paloma-Minas, 1993. *Resumenes Extensos*. Dinamige, Facultad de Agronomia. Tomo 1, part. 16.
- ROBIN, P.Y.F.; CRUDEN, A.R. (1994) Strain and Vorticity Patterns in Ideally Ductile Transpression Zones. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 447-466.
- ROSIER, G.F. (1965) Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais. *Boletim. Departamento Nacional da Produção Mineral.Divisão de Geologia e Mineralogia*. Rio de Janeiro, n. 222, p.1-40.
- ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C. (1997) *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, FFCL-USP/IPT/FAPESP. 2v.
- SADOWSKI, G.R. (1991) A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. *Boletim. Instituto de Geociências. Série Científica*, v. 22, p. 15-28.
- SANDERSON, D.J.; MARCHINI, W.R.D. (1984) Transpression. *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 449-458.
- SATO, K. (1998) Evolução Crustal da Plataforma Sul-Americana com base na Geoquímica Isotópica Sm-Nd. São Paulo, 299p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. (1995) O método geocronológico Sm-Nd no IGc - USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n. 3, p. 313-336.
- SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A. J.; VAN SCHMUS, W.R. (1999) The Characterization of a Cambrian (~520 Ma) Tectonometamorphic event in the Coastal Domain of the Ribeira Belt (SE Brazil) - Using U/Pb in Syntectonic Veins. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., Córdoba, 1999. *Actas. Argentina*. p. 363-366.
- SCHMITT, R.S. (2001) "A orogenia Búzios: um evento tectono-metamórfico cambro-ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico de Cabo Frio, Faixa Ribeira - sudeste do Brasil". Rio de Janeiro, 273p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; FERNANDES, N.A. (1977) O Complexo Bairro do Marisco (Caraguatatuba-SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., São Paulo, 1977. São Paulo, SBG. p. 74-90.
- SIGA JR, O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. (1982) O padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Argentina, 1982. *Actas. Buenos Aires*. v. 1, p. 349-370.
- SOBREIRO NETO, A.F.; PAIVA FILHO, A.; MORTARI, J.L.; BITAR, O.Y. (1983) Geologia da Folha São Luiz do Paraitinga (SP). In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1., São Paulo, 1983. *Atas. São Paulo, Pro-Minério, IPT*. p. 31-52.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K.; HANSEN, B.T. (1987) The brasiliano orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the costal mountains region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Heft 7/8*, p. 729-741.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. (1989) Brasiliano age of charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo/Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Heft 5/6*, p. 933-945.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. (1991) Die krustenentwicklung in küstenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien. *Münchner Geologische, hefte 4*, p. 1-100.
- SPEAR, F.S. (1991) On the interpretation of peak metamorphic temperatures in the light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 379-388.

- SPEAR, F.S.; KOHN, M.J.; CHENEY, J.T. (1999) P-T- paths from anatetic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134, p. 17-32.
- SPEAR, F.S.; PARRISH, R.R. (1996) Petrology and cooling rates of the Valhalla Complex, British Columbia, Canadá. *Journal of Petrology*, v. 37, n. 4, p. 733-765.
- STEIGER, R.H.; JAGER, E. (1977) Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- STERN, R.A. (1998) High-resolution SIMS determination of radiogenic trace-isotope ratios in minerals. In: CABRI, L.J.; D.J. VAUGHAN, D.J. (eds.) *Modern approaches to ore and environmental mineralogy*. Ottawa, Mineralogical Association of Canadá. p. 241-267. (Short Course Handbook, 27).
- SUEN, C.J.; FREY, F.A.; MALPAS, J. (1979) Bay of Islands ophiolite suite, Newfoundland: petrologic and geochemical characteristics with emphasis on rare earth element geochemistry. *Earth Planetary Science Letters*, v. 45, p. 337-48.
- TASSINARI, C.C.G. (1988) *As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção Sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal*. São Paulo, 236p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M.C. (1988) Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State-Brazil: based on isotopic evidences. *Geochimica Brasiliensis*, v. 2, n. 2, p. 175-183.
- TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M.C.; VIDAL, P. (1989) Idades e natureza da crosta continental primitiva da região Leste do Estado de São Paulo: evidências a partir dos isótopos de Nd, Sr e Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., Rio de Janeiro, 1990. *Atas. SBG/NSP/NRJ*, p. 103-104.
- TASSINARI, C.C.G.; SATO, K. (1996) Idades de formação de crosta continental na parte sudeste do Estado de São Paulo, com base em dados Sm-Nd. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, *Anais. SBG-Ba.* v. 6, p. 489-259.
- TAYLOR, S.R. ; MACLENNAN, S.M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell. 312p.
- TEIXEIRA, A.L. (1996) *Ambientes geradores dos sedimentos da Bacia Eleutério*. São Paulo, 122p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L.; PARRY, S.J. (1984) An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions Royal Society. London. Serie A*, v. 310, p. 549-590.
- TIKOFF, B.; GREENE, D. (1997) Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 29-39.
- TORQUATO, J.R.; KAWASHITA, K. (1994) O método Rb/Sr. *Revista de Geologia. Universidade Federal de Fortaleza*, v. 7, p. 91-124.
- TORQUATO, J.R.; KAWASHITA, K. (1992) O método K/Ar. *Revista de Geologia. Universidade Federal de Fortaleza*, v. 5, p. 177-207.
- TORQUATO, J.R.; KAWASHITA, K. (1990) Radioatividade e princípios físicos da geocronologia. *Revista de Geologia. Universidade Federal de Fortaleza*, v. 3, p. 101-121.
- TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. - 2000 - The central segment of Ribeira belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ-FILHO, A; CAMPOS, D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. p. 287-310.
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; BASEI, M. (1998) The panafrican/Brasiliano Arc-Related Magmatism at the Costeiro Domain of Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new Geochronological and Litogeochemical Data. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS. Ouro Preto, Minas Gerais. *Abstracts*. v. 1, p. 12-14.
- TUPINAMBÁ, M. (1999) *Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do estado do Rio de Janeiro*. São Paulo, 221p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- ULBRICH, H.H.G.J. ; GOMES, C.B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Science Reviews*, v. 17, p. 135-154.
- UNRUG, R. (1992) The supercontinent cycle and Gondwanaland assembly: component cratons and timing of suturing events. *Journal of Geodynamics* v. 16, p. 49-57.
- VAN DEN DRIESCHE, J. ; BRUN, J.P. (1987) Rolling structures at large shear strain. *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 691-704.
- VERSCHURE, R.H.; ANDRIESEN, P.A.M.; BOELRUK, N.A.; HEBEDA, I.M.; MAIJER, E.H.; PRIEM, H.N.A.; VERDURMEN, E.A.TH. (1980) On the thermal stability of Rb-Sr and K-Ar biotite systems: evidence from coexisting Sveconorwegian (ca. 870 Myr) and Caledonian (ca. 400 Myr)

- biotites in SW Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 245-252.
- VIELZEUF, D.; HOLLOWAY, J.R. (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 257-276.
- VIELZEUF, D.; CLEMENS, J.D. (1992) The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: experiments and models. *American Mineralogist*, v. 77, p. 1206-1222.
- WILLIAMSON, J.H. (1968) Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, v. 46, p. 1845-1847.
- WOOD, D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 380-392.
- WILLIAMS, I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, v. 7, p. 1-35.

MAPA GEOLÓGICO - ESTRUTURAL (EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL do COMPLEXO COSTEIRO) (FAIXA de DOBRAMENTOS RIBEIRA) em SÃO PAULO Dias Neto 2001

EPICENTROS - Magnitudes

- $m_b \leq 3,0$
- $3,0 < m_b < 4,5$
- $4,5 \leq m_b \leq 5,5$

- Erro considerado na locação do epicentro
- ⊙ Epicentro com erro igual ou maior que 100 km, ou sem estimativa de erro

LEGENDA

GRAVIMETRIA

- Isogais com intervalos de contorno de 10mgal na margem continental e 5mgal no continente. Inferida quando tracejada.
- Limite gravimétrico do cráton do São Francisco

- Limite entre crosta continental e oceânica
- Limite entre crosta continental e transicional, tracejado quando inferido
- Limite entre crosta transicional e oceânica

- Lineamentos magnéticos
- Capitais

Fontes: Harary et al. (1982/1984); Harary e Hasui (1982); Kowsmann et al. (1982); Berrocal et al. (1984); Bol. Sism. Bras. (1983, 1984).

0 50 150 km

MAPA 2 - EPICENTROS COM DADOS MACROSSÍSMICOS E INSTRUMENTAIS (1861-1983)
EM BASE GRAVIMÉTRICA "BOUGUER"

MAPA 3 - MÍNIMA ENERGIA LIBERADA POR SISMOS EM ÁREAS DE 30' x 30'