UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESBOÇO GEOCRONOLÓGICO DA REGIÃO DE CABO FRIO
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ariadne do Carmo Fonseca

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1993

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESBOÇO GEOCRONOLÓGICO
DA REGIÃO DE CABO FRIO
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ariadne do Carmo Fonseca

Orientador : Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO
COMISSÃO JULGADORA

	nome	assinatura
Presidente :	Dr. U.G.Cordani
Examinadores :	Dr. K.Kawashita
	Dr. S.R.F.Vlach
	Dr. R.A.J.Trouw
	Dr. M.M.Pimentel

SÃO PAULO
1993

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004909

ESBOÇO GEOCRONOLÓGICO
DA REGIÃO DE CABO FRIO
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ariadne do Carmo Fonseca

Orientador : Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1993

FICHA CATALOGRAFICA

FONSECA, ARIADNE DO CARMO

**Esboço geocronológico da região de Cabo
Frio, Estado do Rio de Janeiro
xvi, 186 f.**

TESE: DOUTOR EM CIÊNCIAS

- 1. CABO FRIO E BUZIOS 2. Sm/Nd E Rb/Sr
3. Ar/Ar E TRAÇOS DE FISSÃO**

I. UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO - IG

II. TÍTULO

*Sem preconceitos, dogmas, religiões.
Mente e alma abertas a novas idéias,
culturas, pensamentos e sentimentos
- este deve ser o preceito de um Cientista.*

Ariadne do Carmo Fonseca

(Rio de Janeiro, 14 de agosto de 1993)

A G R A D E C I M E N T O S

Muitos foram os que ajudaram para a realização deste trabalho. Fica aqui testemunhada minha gratidão.

Ao Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani pela orientação da tese, leitura crítica e paciente elucidação das várias questões surgidas no desenvolvimento da tese. Ao Prof. Dr. Koji Kawashita pela orientação no tratamento dos dados de Rb-Sr e Sm-Nd. A Kei Sato pela obtenção dos dados de espectrometria de massa. A Helen e Ivone Sonoki pela elaboração das isócronas, a Margarida pela análise por fluorescência de raios-X e todo pessoal do CPGeo/USP pela atenciosa ajuda. Ao Prof. Dr. Mario Cesar Heredia de Figueiredo pelo acompanhamento na ida ao campo, por sugestões na parte de geoquímica e leitura crítica do manuscrito.

Ao Prof. Dr. Giorgio Ferrara pela concessão do uso dos laboratórios do Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica. Ao Dr. Giulio Bigazzi pela orientação e apoio na realização da datação por traços de fissão e leitura crítica da tese. Aos Dr. Riccardo Petrini, Sonia Tonarini e Aldo Giuliani pelo ensinamento da técnica de separação do método Sm-Nd e espectrometria de massa. A Dra. Marinella Laurenzi pela realização da datação Ar-Ar e leitura crítica referente a esta parte da tese e ao Dr. Igor Villa pela orientação referente ao método Ar-Ar. A Pio Norelli pela preparação das montagens das amostras para traços de fissão e Carlo Quercioli e Giuliana de Grandis pela ajuda na separação dos minerais. A todos os amigos do C.N.R. meu eterno carinho. Ao Dr. Massimo Oddone pela irradiação das amostras no reator nuclear.

A Prof.^a Dra. Cristina Maria Wiedemann pelo auxílio no uso do laboratório de microsonda da UFRJ. Aos amigos Isabel Ludka Pereira e Julio Cezar Mendes pelo acompanhamento na coleta de amostras nos trabalhos de campo e elaboração dos dados de computador, juntamente com Silvia Medeiros. A Tarcísio Abreu pela confecção das lâminas delgadas. A Elizabeth Zuccolotto pelo auxílio na editoriação da tese. A Luiz Ferro pela confecção dos desenhos.

As Dras Marília César Khoury pela irradiação

neutrônica das amostras no reator nuclear e Ana Maria Figueiredo pela análise por ativação neutrônica dos elementos terras raras no IPEN/USP.

Aos amigos Monica Heilbron e Salvador José Chrispim pelo empréstimo de algumas lâminas delgadas e os mapas geológicos da área.

Ao CNPq pelo suporte financeiro que permitiu a realização dos trabalhos de campo, análise química e a concessão da bolsa de doutoramento, especialmente na pessoa dos relatores técnicos Wallace Correia e Wilhan Eyben sempre tão prestativos.

Ai miei amici italiani e brasiliani di Pisa, in speciale al gran amico Giulio Bigazzi che tanto mi ha insegnato, ad Elizabeth Grillo Fernandes, Flaminia Flamine, Antonio e Giovanni Maffi per l'amicizia, a Pieranna Luckenbach che mi ha preso come figlia ed a Vanna Manetti, amica e sorella, che con mani forti mi ha sostenuto in tutte le ore. Grazie mille di cuore.

A minha família que em todos os momentos esteve presente, eu dedico esta tese.

Ariadne do Carmo Fonseca

I N D I C E

	pg
R E S U M O	xi
A B S T R A C T	xiv
I N T R O D U Ç Ã O	1
1. C O N T E X T O G E O L Ó G I C O	7
1.1 - TRABALHOS ANTERIORES	10
1.2 - ORTOGNAISSES	24
1.3 - PARAGNAISSES	44
2. M E T O D O L O G I A G E O C R O N O L Ó G I C A	57
2.1 - MÉTODO RUBÍDIO-ESTRÔNCIO	57
2.2 - MÉTODO SAMÁRIO-NEODÍMIO	59
2.3 - MÉTODO ARGÔNIO-ARGÔNIO	65
2.4 - MÉTODO DOS TRAÇOS DE FISSÃO	68
3. R E S U L T A D O S E I N T E R P R E T A Ç Ã O	75
3.1 - RUBÍDIO-ESTRÔNCIO	78
3.2 - SAMÁRIO-NEODÍMIO	89
3.3 - ARGÔNIO-ARGÔNIO	96
3.4 - TRAÇOS DE FISSÃO	105
3.5 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS	112
4. C O R R E L A Ç Õ E S R E G I O N A I S E E V O -	124
L U Ç Ã O G E O L Ó G I C A	
4.1 - C O R R E L A Ç Õ S R E G I O N A I S	124
4.2 - E V O L U Ç Ã O G E O L Ó G I C A D O F R A G -	131
M E N T O T E C T O N I C O C A B O F R I O	
5 - C O N S I D E R A Ç Õ E S F I N A I S	143
R E F E R Ê N C I A S B I B L I O G R A F I C A S	148
A P Ê N D I C E I	159
A.1 - PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	159
A.2 - MÉTODOS SAMÁRIO-NEODÍMIO E RUBÍDIO-ESTRÔNCIO	159
A.3 - MÉTODOS ARGÔNIO-ARGÔNIO	164
A.4 - MÉTODO DOS TRAÇOS DE FISSÃO	165
ANEXO 1 - Descrição dos afloramentos	181
ANEXO 2 - Mineralogia das amostras coletadas	182
ANEXO 3 - Parâmetros usados para descrição microscópica	185
ANEXO 4 - Análise química de algumas amostras da área	186

RELACÃO DAS TABELAS

	pg
TABELA 1.1- Quantidade de amostras coletadas	4
TABELA 1.1- Comparação das nomenclaturas adotadas	23
TABELA 1.2- Análise modal de alguns ortognaisses e anfibolitos da área	30
TABELA 1.3- Análise química de alguns ortognaisses e rochas máficas associadas (base anidra)	30
TABELA 1.4- Estruturas observadas nos paragnaisses (Heilbron et al, 1982)	48
TABELA 1.5- Análise modal das lâminas de alguns paragnaisses da área	49
TABELA 1.6- Análise química de alguns paragnaisses	49
TABELA 3.1- Distribuição das amostras para datação Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar e traços de fissão	81
TABELA 3.2- Análise de Rb e Sr por fluorescência de raios-X	82
TABELA 3.3- Determinações dos teores de Rb e Sr por diluição isotópica	84
TABELA 3.4- Quadro sinótico das idades isocrônicas Rb-Sr	85
TABELA 3.5- Determinações dos teores de Sm e Nd por diluição isotópica	91
TABELA 3.6- Quadro sinótico das idades isocrônicas Sm-Nd	92
TABELA 3.7 - Resultados Ar-Ar	
(a) Amostra RJ-1A (hornblenda)	98
(b) Amostra RJ-1B (hornblenda)	98
(c) Amostra RJ-1B (biotita)	99
(d) Amostra RJ-4A (biotita)	99
(e) Amostra RJ-14B (hornblenda)	100
TABELA 3.8- Quadro sinótico das idades Ar-Ar	101
TABELA 3.9- Avaliação da densidade e do comprimento dos traços de fissão dos minerais datados	107
TABELA 3.10- Intercalibração das medidas de densidade e comprimento dos traços de fissão no padrão internacional Fish Canyon Tuff	109
TABELA 3.11- Cálculo das idades TF	110
TABELA 3.12- Síntese dos resultados e sua interpretação	115
TABELA 4.1- Inventário dos dados geocronológicos Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircão no Estado do Rio	134

de Janeiro até 1986

TABELA	4.2- Tentativa de comparação entre as unidades lito-estratigráficas datadas no Estado do Rio de Janeiro	135
TABELA	4.3- Correlação com a geocronologia regional	136
TABELA	4.4a-Correlação com a geocronologia da África (Torquato et al., 1978)	137
TABELA	4.4b-Ciclos orogênicos de Angola (Carvalho, 1984)	138
TABELA	A.1- Quantidades utilizadas de amostra e spike para ataque químico para Rb	161
TABELA	A.2- Quantidades utilizadas de amostra e spike para ataque químico para Sr, Nd e Sm	162
TABELA	A.3- Constantes utilizadas para Sr, Sm e Nd para o padrão Pippo II e Rb para o padrão ^{87}Rb	163
TABELA	A.4- Comparação com os valores padrões	167
TABELA	A.5- Calibração	168
TABELA	A.6- Calibração da dosimetria	173
TABELA	A.7- Distribuição do comprimento dos traços confinados no padrão Fish Canyon Tuff	174
TABELA	A.8- Distribuição do comprimento dos traços projetados no padrão Fish Canyon Tuff	175
TABELA	A.9- Distribuição do comprimento dos traços fósseis projetados de apatita das amostras	175

RELACÃO DAS FIGURAS

	pg
FIGURA 1.1- Correlação das unidades brasileiras e pan-africanas	5
FIGURA 1.2- Localização da área da tese no esquema geológico do sudeste fluminense (adaptado de Fonseca et al., 1984)	6
FIGURA 1.1- Esboço geológico-estrutural da região de Cabo Frio e Armação dos Búzios (adaptado de Fonseca et al., 1984)	9
FIGURA 1.2- Diagrama QAP (Streckeisen, 1978)	31
FIGURA 1.3- Esquema das estruturas nos arredores do Forte São Mateus, Cabo Frio (Fonseca et al., 1984)	32
FIGURA 1.4- Diagramas de variação de Harker para os ortognaisses, anfibolitos associados e paragneisses	
(a) Interrelação dos elementos maiores versus SiO_2	33
(b) Q versus P (Debon and Le Fort, 1983)	34
(c) $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971)	35
(d) K_2O versus SiO_2 (Le Maitre, 1989)	35
(e) SiO_2 versus FeO / MgO (Myashiro, 1974)	36
(f) $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ versus $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (Maniar and Piccoli, 1989)	36
(g) $Na_2 + K_2O$ versus FeO_t versus MgO (Irvine and Baragar, 1971)	37
(h) MgO versus FeO_t versus Al_2O_3 (Pearce et al., 1977)	37
(i) $R_1 \times R_2$ (Batchelor and Bowden, 1985)	38
FIGURA 1.5- Diagrama QAP (Folk, 1968)	50
FIGURA 1.6- Perfil entre a Praia José Gonçalves e a Ponta de Geribá (Fonseca et al., 1984)	51
FIGURA 1.7- Perfil das estruturas observadas na Praia Brava (Fonseca et al., 1984)	51
FIGURA 1.8- Diagramas geoquímicos para os paragneisses	
(a) Diagrama Na_2O versus $Fe_2O_{3t} + MgO$ versus K_2O (Pettijohn, 1973)	52
(b) Diagrama $Al_2O_3 + Fe_2O_{3t}$ versus SiO_2 versus	52

	CaO + MgO (Eskola apud Girardi, 1979)	
	(c) Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ versus $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Petti john, 1973)	53
	(d) Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} + \text{MgO}$ (Bhatia, 1983)	53
	(e) Diagrama TiO_2 versus $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} + \text{MgO}$ (Bhatia, 1983)	54
	(f) Diagrama $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} + \text{MgO}$ (Bha- tia, 1983)	54
FIGURA	2.1- Cálculo de uma idade modelo (Faure, 1986)	64
FIGURA	2.2- Espectro de idades para a biotita RJ-4A obtido por degasificação em 12 etapas a temperaturas crescentes	67
FIGURA	2.3- Formação de um traço latente (Fleischer et al., 1975)	71
FIGURA	2.4- Traços latentes (a) e traços revelados (b) pelo ataque químico num mineral (Poupeau, 1980)	72
FIGURA	2.5- Fotomicrografia de traços em apatita (aumento 2500X)	72
FIGURA	2.6- Temperaturas de fechamento para diversos mine- rais datados pelos métodos Rb-Sr, K-Ar e traços de fissão (Poupeau, 1980)	73
FIGURA	2.7- História de resfriamento de uma rocha (Wagner, 1981)	74
FIGURA	3.1- Diagramas isocrônicos Rb-Sr	
	(a) ortogneisse RJ-5	86
	(b) ortogneisse RJ-14	86
	(c) ortogneisse RJ-15	87
	(d) ortogneisse RJ-18	87
	(e) referência dos paragneisses	88
	(f) paragneisse + (RJ-15)	88
FIGURA	3.2- Diagramas isocrônicos Sm-Nd	
	(a) ortogneisse RJ-5	93
	(b) ortogneisse RJ-14	93
	(c) ortogneisse RJ-15	94
	(d) ortogneisse RJ-18	94
	(e) referência dos ortogneisses	95

	(f) referência dos paragneisses	95
FIGURA 3.3-	Diagrama de espectro de idades por degaseificação em etapas	
	(a) Amostra RJ-1A (hornblenda)	102
	(b) Amostra RJ-1B (hornblenda)	102
	(c) Amostra RJ-1B (biotita)	103
	(d) Amostra RJ-4A (biotita)	103
	(e) Amostra RJ-14B (hornblenda)	104
FIGURA 3.4-	Diagramas gerais	
	(a) Rb x Sr	116
	(b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Sr	116
	(c) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr} \times 10^{-2}$	117
	(d) Sm x Nd	117
	(e) Nd x Sr	118
	(f) Sm/Nd x Rb/Sr	118
	(g) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	119
	(h) $\text{Epsilon}_{\text{Nd}}$ x $\text{Epsilon}_{\text{Sr}}$	119
	(i) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus t (Ga)	120
	(j) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus t (Ga)	120
FIGURA 3.5-	Modelo para gênese continental do tipo Atlântico (adaptado de Faure, 1976)	121
FIGURA 3.6-	Evolução da abertura do oceano Atlântico Sul	122
FIGURA 3.7-	Curva representativa dos prováveis eventos datados	123
FIGURA 4.1-	Histograma de distribuição das idades Rb-Sr convencionais obtidas até 1986	139
FIGURA 4.2-	Esquema especulativo da distribuição das unidades geotectônicas (Brito Neves e Cordani, 1991)	140
FIGURA 4.3-	Sinopse do desenvolvimento orogênico Pan-Africano	141
FIGURA 4.4-	Datação pelo método dos traços de fissão em apatita no sudoeste da África (Haack, 1976)	142
FIGURA 5.1-	Esquema geológico proposto (modificado de Fonseca et al., 1984)	147
FIGURA A.1-	Histogramas de distribuição dos traços fósseis projetados das amostras	176
FIGURA A.2-	Histograma de distribuição dos traços projetados	177

dos para o Fish Canyon Tuff

FIGURA	A.3- Histograma de distribuição dos traços confinados para o Fish Canyon Tuff	178
FIGURA	A.4- Comparação com os resultados de Wagner (1991)	179
FIGURA	A.5- Curvas de tendência dos comprimentos dos traços fósseis projetados	180

RELACAO DAS FOTOS

	pg
FOTO 1 - Leito de anfibolito dobrado no ortognaisse. Praia do Forte (RJ-1), Cabo Frio.	39
FOTO 2 - Bandamento composicional nos anfibolitos. Praia do Forte, Cabo Frio.	39
FOTO 3 - Ortognaisse engolfado por uma fase granítica rósea na praia do Però (RJ-4), Cabo Frio.	40
FOTO 4- "Schlieren" de um gnaisse cinza escuro no migmatito da praia do Però, Cabo Frio.	40
FOTO 5 - Enclaves máficos ovalados não orientados no gnaisse da praia da Concha (RJ-14), Cabo Frio.	41
FOTO 6 - Zonas de cisalhamento nos gnaisses, preenchidas por aplitos róseos. Praia da Concha, Cabo Frio.	41
FOTO 7 - Zona de cisalhamento no ortognaisse da praia da Caravela (RJ-15), Búzios.	42
FOTO 8 - Gnaisse bandado da Ponta do Marisco (RJ-5), Búzios.	42
FOTO 9 - Nível anfibolítico aflorante na parte superior da pedreira da Ponta do Marisco, Búzios.	43
FOTO 10 - Ortognaisse da pedreira de São Pedro da Aldeia	43
FOTO 11 - Estrutura de dobra redobrada em paragnaisse. Pedreira de Tucuns (RJ-2), Búzios.	55
FOTO 12 - Níveis calciossilicáticos no paragnaisse dobrado. Praia Brava (RJ-17), Búzios.	55
FOTO 13 - "Boudins" de calciossilicáticas e anfibolitos no paragnaisse. Ponta da Lagoinha (RJ-11), Búzios.	56

RESUMO

A área de Cabo Frio foi escolhida para estudo por se tratar de região chave na correlação Brasil-África, tendo em vista sua possível associação com a porção mais ocidental do Cráton do Congo, que encontra-se exposta ao longo da costa de Angola.

As principais unidades aflorantes são orto e paragnaisses. Os ortognaisses têm composição granítica-granodiorítica-tonalítica, com enclaves e intercalações anfibolíticas e são cortados por aplitos róseos. Os paragnaisses são metapelitos, com intercalações calciossilicáticas, quartzíticas e anfibolíticas, metamorfisados na fácies anfibolito alto, de pressão intermediária (paragênese granada-sillimanita-cianita). Todo conjunto de rochas metamórficas é cortado por diques de diabásio e intrudido por rochas alcalinas.

Geoquimicamente os ortognaisses correspondem a uma série metaluminosa cálcio-alcalina de alto-K, de composição variando de monzogabro, quartzo-monzodiorito e monzonito, entretanto a petrografia indica ser uma série cálcio-alcalina de baixo-K, sugerindo uma série de granitóides pré-colisionais relacionada à subducção de crosta oceânica. Uma divergência entre a composição obtida pela petrografia e geoquímica deve resultar de problemas na análise dos álcalis. Os anfibolitos, associados aos ortognaisses, também apresentam um caráter metaluminoso cálcio-alcalino, com composições basáltica a andesítica basáltica, sugestivo de ambiente orogênico. Os paragnaisses mostram composições variando entre litoarenitos e subordinadamente arcósios líticos e sub-arcósios, apresentando caráter peraluminoso, provavelmente depositados em ambiente de arco continental ou margem continental ativa.

As idades modelo T_{DM} Sm-Nd dos ortognaisses situam-se entre 2663 a 2343 Ma e podem ser interpretadas como a época máxima em que se formaram seus protolitos. As baixas razões iniciais de Sr e Nd caracterizam a contribuição de material juvenil para a formação desses protolitos. As idades isocrônicas Rb-Sr e mais jovens Sm-Nd do Proterozóico Inferior representariam a época do metamorfismo e migmatização desses

protolitos.

Com relação aos metassedimentos, a sua homogeneidade composicional (predominantemente litoarenitos), tipo e espessura das intercalações fazem pressupor um ambiente de arco continental ou margem continental ativa, de profundidade relativamente rasa, onde foi depositada uma seqüência de sedimentos pelíticos (e subordinadamente psamíticos e calcários), proveniente da erosão do embasamento (provavelmente ensialico). Metamorfismo de fácies anfibolito alto (há cerca de 540 Ma) dessa seqüência sedimentar deu origem aos paragnaisses, com intercalações anfibolíticas e calciossilicáticas. As idades aparentes Rb-Sr e Sm-Nd intermediárias (1600-1200 Ma) obtidas nos ortognaisses, certamente aparentes, foram interpretadas como decorrentes do rejuvenescimento parcial causado pela superimposição do metamorfismo dos paragnaisses. As idades Ar-Ar de 600 a 500 Ma, obtidas em hornblenda e biotita, reforçam esta interpretação.

Dois pulsos térmicos foram detectados pela datação pelo método dos traços de fissão em apatita e titanita: o primeiro no Mesozóico, há cerca de 190 Ma, e o segundo entre o Cretáceo e o Terciário, entre 84 e 34 Ma. As idades traços de fissão em torno de 190 Ma pré-datam o vulcanismo basáltico relacionado à formação dos "rifts" precursores da abertura do oceano Atlântico Sul. Tais idades foram obtidas num mega-enclave máfico no ortognaisse e demonstram que esse enclave se comportou como um sistema mais resistente ao "annealing" dos traços de fissão, não sendo assim o caso dos minerais rejuvenescidos pela intrusão das rochas alcalinas (magmatismo da fase pré-rift), que produziram as idades TF no intervalo de 84 a 34 Ma.

É proposta a cronocorrelação dos ortognaisses estudados na área com o cinturão Oeste Congo, que bordeja o Cráton do Congo, Angola (embasamento rejuvenescido pela orogenia Pan-Africana) e com o cinturão Transamazônico Itabuna, no SE da Bahia, e com os granulitos do Complexo Juiz de Fora. Os paragnaisses seriam cronocorrelacionáveis às unidades Palmital, Casimiro-Quartéis e Trajano de Moraes do Complexo Paraíba do Sul e aos kinzigitos aflorantes na Cidade do Rio de Janeiro. Os inter-

valos de idades obtidos através dos métodos Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar e traços de fissão são detectados nas áreas circunvizinhas no âmbito regional e nas áreas correlatas no continente africano. Com base nos dados geocronológicos obtidos nesta tese, é proposta a denominação de "Fragmento Tectônico de Cabo Frio" para a área em questão.

Integrando os dados geocronológicos, geoquímicos e de geologia de campo, a evolução dos eventos tectono-magmático-metamórficos se encaixa num modelo de Ciclo de Wilson *sensu strictu*, caracterizado por sucessivas aberturas e fechamentos de oceanos entre os *protobrasís* e *protoáfricas*. O provável mecanismo seria de colisão entre arco de ilha - continente para a formação dos ortognaisses Transamazônicos e entre continente - continente para os paragnaisses Brasileiros, sendo que para ambos com a implantação de uma zona de subducção - A mergulhando para noroeste. Os ortognaisses ter-se-iam comportado como "antepaís" durante a orogenia Brasileira. A compartimentação atual deve resultar primeiramente dos empurrões tardi-tecônicos de SW para NE, e posteriormente do tectonismo Meso-Cenozóico.

ABSTRACT

The area of Cabo Frio was chosen because it's a key region within the Brazil-Africa correlation, considering the possible association with a western portion of the Congo Craton, which is exposed along the Angola coast.

The main lithological units which occur in are orthogneisses and paragneisses. The orthogneisses have granitic-granodioritic-tonalitic compositions, with amphibolitic enclaves and intercalations and are cutted by granitic aplites. The paragneisses are metapelites, with intercalations of amphibolite, quartzites and calc-silicate rocks, metamorphosed in upper amphibolite facies, in intermediate pressure conditions. Dykes of basalt and diabase and intrusive alkaline rocks related to Mesozoic tectonism also occur in the area.

Geochemically, the orthogneisses correspond to a metaluminous high-K calc-alkalic series, with monzogabbro, quartz-monzodiorite and monzonite compositions. Otherwise, the petrography indicates a low-K calc-alkalic series, suggesting a pre-collisional granitoids series related to oceanic crust subduction. A divergence between the compositions obtained by the petrography and geochemistry can be the result of problems in the analyses of alkalies. The amphibolites, associated to the orthogneisses, also present calc-alkalic metaluminous character, with basaltic and andesitic compositions, suggestive of orogenic emplacement. The paragneisses show compositions varying between lithoarenite and arkoses, with peraluminous character, probably deposited in a continental arc or active continental margin environment.

The T_{DM} Sm-Nd model ages of the orthogneisses between 2600 and 2300 Ma can be related to the epoch in which the protoliths were formed. The low Sr and Nd initial ratios suggest a mantelic origin. Sm-Nd and Rb-Sr isochron ages of the Lower Proterozoic date the high-grade metamorphism of this sequence.

In regard to the metasediments, the compositional homogeneity (mainly lithoarenites), type and thickness of the intercalations suggest an environment of shallow-water continental arc or active continental margin, where

was deposited a pelitic sequence (and subordinately psamites and calcareous rocks), due to the erosion of basement rocks (probably ensialic). Metamorphism of upper amphibolite facies (540 Ma) of this sedimentary sequence generated the paragneisses, with amphibolitic and calc-silicate intercalations. The Rb-Sr and Sm-Nd apparent intermediate ages (1600 to 1200 Ma) obtained in the orthogneisses are interpreted as resulting of the partial isotopic rehomogeneization of the Sr and Nd caused by the metamorphism of the paragneisses. The Ar-Ar ages of 600 to 500 Ma obtained in hornblende and biotite of the orthogneisses reinforce this interpretation.

Two thermal pulses are detected by the fission -tracks dating in apatite and titanite. The first pulse in the Mesozoic, around 190 Ma, predates the basaltic volcanism related to the South Atlantic ocean opening. The second pulse between Cretaceous and Tertiary, between 84 and 34 Ma, was due to alkaline rocks intrusion (post-rift magmatism).

Is proposed a chronocorrelation between the orthogneisses of the studied region with the West Congo belt bordering the Congo Craton in Angola, Africa, and with the Itabuna belt, Southeastern Bahia, and with the granulites of the Juiz de Fora Complex. The paragneisses would be chronocorrelated to the Palmital, Casimiro-Quartéis and Trajano de Moraes formations of the Paraíba do Sul Complex and the kinzigites outcropping at the Rio de Janeiro city. The gap of the ages obtained in this work is also detected in the regional context and in correlated areas of the african continent. Based to the geochronological results obtained in this work, is proposed the denomination "Cabo Frio Tectonic Fragment" to the refered area.

The evolution of the tectonic-magmatic-metamorphic events proposed to the area suggests a model of Wilson Cycle *sensu strictu*, characterized by successive openings and closings of oceans between the *protobrazils* and *protoafricas*. The probable mechanism would be the collision between island arc-continent to generate the Transamazonian orthogneisses and between continent-continent to the Brazilian paragneisses, with an A-subduction towards northwest in both cases. The orthogneisses

would be the "foreland" during the Brazilian orogeny. The actual compartmentation would be due to SW to NE late-tectonic thrusting and the Meso-Cenozoic tectonism.

INTRODUÇÃO

A proposição de uma idade mais antiga para os gnaisses da costa fluminense em relação aos gnaisses do vale do Rio Paraíba do Sul e Serra dos Órgãos já fôra feita por Rosier (1965). As direções NNW observadas na região entre as cidades de Cabo Frio, Arraial do Cabo, Búzios e São Pedro da Aldeia contrastam com as direções NE-SW observadas regionalmente, pertencentes ao Cinturão Ribeira localizado ao longo da costa sudeste do Brasil (Fig. I.1). Delhal et al. (1969) obtiveram uma idade convencional Rb-Sr transamazônica para um migmatito de São Pedro da Aldeia. Baseados nesta idade e nas direções NNW, Fonseca et al. (1979) propuseram que tal região poderia representar um pedaço do Cráton do Congo, correlacionando-a aos eventos Eburneanos de Angola (Torquato e Cordani, 1981). Zimbres et al. (1990), datando rochas do mesmo afloramento de Delhal et al. (op.cit.), obtiveram idades transamazônicas pelos métodos Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircão e idades brasileiras em hornblenda e biotita por K-Ar.

A área escolhida como objeto da tese é chave na correlação Brasil-África. Baseada na correlação de Fonseca et al. (op. cit.) de que a área seria um pedaço remanescente do Cráton do Congo disperso no mega-evento de fraturamento do Gondwana e formação do Atlântico Sul, a autora se propôs a estudá-la, referindo-a aqui como "Fragmento Tectônico Cabo Frio".

O tratamento integrado de diversos métodos de datação visou elaborar uma história de formação, evolução e resfriamento para as litologias analisadas da região e comparar com outras áreas de história geológica conhecida no Estado do Rio de Janeiro. Procurou-se neste trabalho detalhar a seqüência de eventos magmático-metamórfico-tectônicos ocorridos na área. Além disso, através das razões iniciais obtidas das isócronas Rb-Sr e Sm-Nd tentou-se caracterizar os eventos de acreção manto-crosta e o tipo de precursor. As datações Ar-Ar e traços de fissão em fases minerais tiveram por finalidade tentar elucidar a história de resfriamento dessas rochas. As análises químicas visaram avaliar o comportamento dos elementos maiores e alguns traços durante os eventos formadores de rocha. A interpretação foi

feita em conjunto com os dados já publicados.

A área localiza-se entre as latitudes $22^{\circ}44'$ e $22^{\circ}49'S$ e longitudes $41^{\circ}52'$ e $41^{\circ}58'W$ referente às cidades de Arraial do Cabo, Cabo Frio e Búzios (Fig. I.2). A região foi objeto de estudos regionais por Rosier (op.cit.) e estudos detalhados por Silva et al. (1976), Fonseca et al. (1979), Heilbron et al. (1982) e Fonseca et al. (1984).

Com base no mapeamento regional realizado por Heilbron et al. (op. cit.) foram amostrados os diversos tipos de rochas aflorantes, que foram datadas pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total, Ar-Ar em hornblenda e biotita e traços de fissão em apatita e titanita. A amostragem foi feita visando o agrupamento em diagramas isocrônicos Rb-Sr e Sm-Nd, de um mesmo afloramento e de afloramentos vizinhos de uma mesma litologia. Foram visitados 21 afloramentos, com a coleta de 218 amostras (Tabela I.1). A descrição petrográfica das litologias foi baseada em lâminas delgadas com análises modais, feitas na Universidade Federal do Rio de Janeiro. Além do material amostrado na tese, contou-se com as lâminas delgadas e medidas estruturais cedidas por Monica Heilbron.

Foi realizada a análise química por plasma (I.C.P.) dos elementos maiores e alguns traços de algumas amostras no Laboratório de British Petroleum Mineração (LBPM), na tentativa de, juntamente com a petrografia, caracterizar geo-quimicamente essas litologias. Os resultados obtidos foram tratados com o software Newpet de Daryl Clarke, da Memorial University of Newfoundland, Canadá.

A escolha das amostras datadas pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd, em rocha total, foi baseada na análise quantitativa de Rb e Sr por fluorescência de raios-X, realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP. A britagem das amostras para rocha total (fração menor que 200 mesh) foi efetuada pelo LBPM. O ataque químico e separação dos elementos foram efetuados no Consiglio Nazionale della Ricerca (CNR) de Pisa, Itália. Parte da espectrometria de massa do Sr foi feita no CNR e o restante no CPGeo/USP. Foi utilizado o método dos mínimos quadrados preconizado por Williamson (1968) para a con-

fecção dos diagramas isocrônicos e Wendt II (in Kawashita et al., 1990) no caso de errôcronas.

A preparação das amostras e a extração dos minerais (biotita, hornblenda, apatita e titanita) foram realizadas no CNR de Pisa. Algumas amostras de minerais foram separadas para serem datadas por Ar-Ar e traços de fissão. A irradiação neutrônica das amostras foi efetuada no reator nuclear do Departamento de Química da Universidade de Pavia, Itália, e no Instituto de Pesquisa de Engenharia Nuclear (IPEN-SP).

TABELA I.1 - Quantidade de amostras coletadas por afloramento

Nº CAMPO	LOCALIDADE	ROCHA	Nº DE AMOSTRAS
RJ-3	PONTA DAS EMERENÇAS	PARAGNAISSE	18
RJ-5	PONTA DO MARISCO	ORTOGNAISSE	18
RJ-8	PRAIA SACO DO FORNO	PARAGNAISSE	8
RJ-9	PRAIA BRAVA	PARAGNAISSE	16
RJ-11	PONTA DA LAGOINHA	PARAGNAISSE	15
RJ-14	PRAIA DAS CONCHAS	ORTOGNAISSE	18
RJ-15	PRAIA DAS CARAVELAS	ORTOGNAISSE	17
RJ-17	PRAIA BRAVA	PARAGNAISSE	15
RJ-18	PONTA DO PAI VITÓRIO	ORTOGNAISSE	33
RJ-19	ARRAIAL DO CABO	ORTOGNAISSE	20
RJ-20	ARRAIAL DO CABO	ORTOGNAISSE	14
RJ-21	ARRAIAL DO CABO	ORTOGNAISSE	26

* ver localização das amostras na Fig. 1.1

FIGURA I.1 - CORRELAÇÃO DAS UNIDADES BRASILIANAS E PAN - AFRICANAS

1. CONTEXTO GEOLÓGICO

Como já descrito por Rosier (1965), Fonseca et al. (1979, 1984) e Machado & Demange (1990), a área localizada na Região dos Lagos entre Maricá e Macaé, bordejando a escarpa sudeste da Serra dos Órgãos (Fig. 1.2), apresenta direções estruturais NW-SE, anômalas em relação ao contexto regional global, cujos "trends" estruturais, moldados principalmente durante a orogênese Brasileira, são essencialmente NE-SW. Ademais idades transamazônicas foram obtidas por Delhal et al. (1969) e Zimbres et al. (1990) nos ortognaisses de São Pedro da Aldeia.

Não foi objetivo deste trabalho o mapeamento geológico detalhado da área, de modo que os limites da região anômala, que será denominada informalmente "Fragmento Tectônico Cabo Frio", não foram estabelecidos com a devida propriedade, tendo sido apenas inferidos na Figura 1.2. Cabe observar que, com base nas publicações existentes, as rochas do "Fragmento Tectônico Cabo Frio" devem estender-se pelo menos alguns quilômetros para NW, incluindo parte das unidades denominadas por Reis et al. (comunicação escrita; in Fonseca et al., 1984) como Unidades Tingui-Maricá e Região dos Lagos.

Para evitar dificuldades provavelmente insuperáveis, ao se estudar uma unidade heterogênea e complexa por petrologia, geoquímica e geocronologia, e sem o conhecimento das relações existentes entre os diversos sistemas litológicos do "Fragmento Tectônico Cabo Frio", preferiu-se neste trabalho dar atenção, com os pormenores possíveis de serem tratados no espaço de tempo de uma tese de Doutorado (alguns anos), as duas unidades com afloramentos excelentes e praticamente contínuos, ao longo da costa: os ortognaisses de Arraial do Cabo e Cabo Frio e os paragnaisses de Armação dos Búzios.

Com isso as atividades de campo para este trabalho foram restritas à coleta de amostras e descrição sumária dos afloramentos escolhidos para as análises laboratoriais. Por outro lado os conhecimentos geológicos, petrográficos e estruturais da área escolhida já eram consideráveis, especialmente graças ao mapeamento geológico em detalhe realizado por Heilbron et al. (1982) e o roteiro de excursão elaborado por Fonseca et

al. (1984) para o XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia.

Na área são descritos dois domínios tectônicos: os ortognaisses de direções estruturais NW-SE e idade transamazônica e os paragnaisses (Sequência Búzios de Heilbron et al., 1982) com direções estruturais NE-SW. Esses dois domínios estão em contato tectônico através de zonas de cisalhamento na Serra das Emerenças, onde os ortognaisses cavalgam os paragnaisses com transporte tectônico de SW para NE, sendo que as superfícies de empurrão mergulham moderadamente para SW. Na verdade pode tratar-se de uma série de zonas de empurrão paralelas, tendo em vista a imbricação aparente de zonas com orto e paragnaisses nas localidades da Ponta do Marisco e Praia de Geribá.

Os afloramentos se concentram na orla marítima, sendo que grande parte da área é coberta por sedimentos quaternários (Fig. 1.1). Os ortognaisses afloram em pontais a partir da Ponta do Marisco (afloramento RJ-5) em Búzios até o Pontal do Atibaia (RJ-13) em Arraial do Cabo. Em São Pedro da Aldeia são explorados em pedreira (RJ -12). Já os paragnaisses tem expressão areal mais restrita, a partir da Serra das Emerenças (RJ-2), aflorando no Cabo da Armação de Búzios. Contatos entre as duas litologias são observados na Serra das Emerenças, Pontas do Marisco e Geribá.

Todo o conjunto de rochas metamórficas é cortado por diques de diabásio e intrudido por rochas alcalinas, com toda certeza associados ao condicionamento tectônico que levou à abertura do oceano Atlântico Sul, no Meso-Cenozóico.

Neste capítulo são abordados os trabalhos regionais realizados na área anteriormente, bem como detalhes da forma de ocorrência, petrografia e geoquímica das litologias encontradas na região.

FIGURA 1.1 - Esboço geológico - estrutural da região de Cabo Frio e Armação de Búzios (adaptado de Fonseca et al., 1984).

1.1 - TRABALHOS ANTERIORES

Cunho Regional

Rosier (1957, 1965) distinguiu as séries Paraíba-Desengano e Serra dos Órgãos. Foi o primeiro a individualizar áreas com direções estruturais N-S e NW-SE ortogonais às direções estruturais ENE-WSW, que ele atribuiu à orogênese Assíntica. Caracterizou as faixas geossinclinais as quais denominou Maricá-Conceição do Macabu e Saquarema-Cabo Frio-Macaé, na qual distinguiu duas categorias de rochas: gnaisses-granitóides e migmatitos. Direções estruturais NW-SE também foram observadas por Helmbold et al. (1965) nos kinzigitos da Série Superior aflorantes na Cidade do Rio de Janeiro.

Ebert (1955) constatando a similaridade da Série Paraibuna (nome por ele dado à sequência de paragnaisses, metaconglomerados e mármore, aflorante no sul de Minas Gerais) com a unidade investigada por Rosier (op. cit.) no Estado do Rio de Janeiro, mudou o nome para Série Paraíba. Na década de 50, os trabalhos publicados por Ebert permitiram esboçar o seguinte quadro litoestrutural regional: um cinturão por ele considerado Neo-Algonquiano (afetado pela orogenia Assíntica) e incluindo em um conjunto as formações Tiradentes, Carandaí e Prados, as séries Andrelândia, Juiz de Fora e Paraíba, desenvolvido sobre um embasamento por ele considerado Arqueano (Série Barbacena de Barbosa, 1954) tendo sido afetado pela orogênese Laurêntica. Ebert (1967) rebatizou a Série Paraíba como grupo, incorporando a este as séries Juiz de Fora e Serra dos Órgãos.

Delhal et al. (1969) buscaram estabelecer a posição temporal dos ciclos orogênicos ocorridos no sudeste do Brasil (estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro), com base em datações U-Pb em zircão, além de datações Rb-Sr em rocha total e K-Ar em fases minerais. As idades mais antigas em torno de 2800 Ma foram obtidas nos gnaisses Mantiqueira (Formação Barbacena). Os gnaisses granulíticos da Formação Paraíba do Sul dataram do Ciclo Transamazônico (cerca de 2070 Ma) e as rochas granitóides da Serra dos Órgãos do Ciclo Brasileiro (cerca de 630 Ma).

A partir dos mesmos dados e outros adicio-

nais, Cordani et al. (1973) caracterizaram três orogêneses sucessivas: a primeira com cerca de 2780 Ma no complexo gnáissico da Serra da Mantiqueira; a segunda a 2070 Ma, responsável pelo metamorfismo catazonal das formações Paraíba do Sul e Juiz de Fora; e a última há 620 Ma, formadora dos gnaisses da Serra dos Órgãos e retrabalhamento das seqüências mais antigas. A colocação dos granitos pós-tectônicos se deu há cerca de 540 Ma. Entre 470 e 500 Ma dataram os pegmatitos e há 450 Ma deu-se a rehomogeneização parcial ou total do Sr nos minerais. As idades K-Ar nas serras dos Órgãos e Mantiqueira em biotita, respectivamente, são da ordem de 450 e 500-600 Ma e para hornblenda 500 e 600-700 Ma.

Almeida et al. (1973) denominaram Cinturão Dobrado Ribeira à faixa de dobramentos que se estende ao longo da costa brasileira, ativa no final do Pré-Cambriano e início do Paleozóico - Ciclo Brasileiro. Almeida et al. (1976) substituíram o nome Ribeira por Região de Dobramentos Sudeste.

Cordani & Teixeira (1979) sugeriram uma natureza siálica para o material original das rochas da Formação Paraíba do Sul (associação charnoquítica), datadas do Ciclo Transamazônico, com base na alta razão inicial de Sr de 0,709. Mostraram que esta formação foi rejuvenescida durante o Ciclo Brasileiro, como indicado pelas idades K-Ar. A Formação Serra dos Órgãos, datada de 600 Ma, foi interpretada como produto de granitização brasileira. Entretanto, não foi possível diferenciar se o material poderia ter sido a própria seqüência vulcano-sedimentar depositada em bacias marginais brasileiras, que teria sofrido processos anatéticos; ou seria produto de rejuvenescimento de rochas crustais anteriores, por processos palingenéticos a partir de rochas análogas as da Formação Paraíba do Sul.

Oliveira (1980) descreveu as rochas charnoquíticas e granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, na zona limítrofe dos estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, considerando-as como formadas no Arqueano, metamorfisadas no Transamazônico e rejuvenescidas no Brasileiro.

Campanha (1980) caracterizou o lineamento Além-Paraíba, descrevendo as rochas blastomiloníticas formadas, e

propôs que a principal fase de deformação e metamorfismo se deu no Brasileiro.

Ferrari et al. (1982) fizeram um levantamento geológico de semi-detalle (escala 1:50.000) das quatro folhas pertencentes ao Bloco Baía de Guanabara (Baía de Guanabara, Itaboraí, Maricá e Saquarema).

Siga Jr. et al. (1982) sugeriram a coexistência de núcleos e/ou zonas de evolução transamazônica ou até mais antiga imersos no domínio crustal desenvolvido no Ciclo Brasileiro. Com base na sistemática Rb-Sr, admitiram a existência de fenômenos de acreção crustal (por diferenciação de material do manto) e retrabalhamento crustal (palingênese). Esboçaram as zonas de metamorfismo referentes à evolução Brasileira da Faixa Ribeira.

Hasui et al. (1984), discursando sobre a parte central da região de dobramentos sudeste, descreveram na área do Estado do Rio de Janeiro os complexos Juiz de Fora e Costeiro. O Complexo Juiz de Fora abrange as rochas da Série Juiz de Fora (Ebert, 1965) e as denominadas como "Rochas da Associação Charnoquítica" (Fonseca et al, 1979). Neste trabalho os autores incluíram as rochas da Serra dos Órgãos no Complexo Juiz de Fora. O limite do Complexo Costeiro no Estado do Rio de Janeiro seria mal definido, correspondendo à passagem do chamado " Grupo Serra dos Órgãos " com o conjunto granítico-gnáissico da costa. O Complexo Costeiro englobaria parte da Série Paraíba-Desengano, as faixas Maricá-Conceição do Macabu e Saquarema-Cabo Frio-Macaé, Grupo Paraíba, Complexo Litoral Fluminense e a Sequência Búzios.

Hasui & Oliveira (1984) mantiveram a mesma coluna litoestratigráfica de Hasui et al (op. cit.), entretanto consideraram os complexos Costeiro, Barbacena, Juiz de Fora e Paraíba do Sul como Arqueanos, fazendo reinterpretações das mesmas datações de Delhal et al. (1969) criando confusão estratigráfica.

Fonseca et al. (1984) dataram as rochas graníticas e suas encaixantes aflorantes na Cidade do Rio de Janeiro, através dos métodos Rb-Sr, K-Ar e traços de fissão. As idades Rb-Sr obtidas nas encaixantes variam de 714 ± 11 Ma para

os plagioclásio-gnaisses (Helmbold et al., 1965), 623 ± 19 Ma para os migmatitos ortoderivados, 523 ± 22 Ma para os leptinitos e 579 ± 41 Ma para os kinzigitos. A isócrona Rb-Sr de referência para os granitos pós-tectônicos datou de 482 ± 31 Ma. As razões iniciais de Sr permitiram caracterizar como material fonte: precursores mantélicos para os plagioclásio-gnaisses e migmatitos; e rochas crustais pré-existentes para os kinzigitos e leptinitos. As idades K-Ar em biotita e hornblenda são Brasilianas. Fonseca e Poupeau (1984) dataram apatitas de algumas rochas metamórficas da Cidade do Rio de Janeiro pelo método dos traços de fissão, que produziram idades variando de 80 a 120 Ma, relacionadas à abertura do oceano Atlântico Sul.

Batista (1984) datou diversas unidades litoestratigráficas na região de São Fidélis, Rio de Janeiro, pertencentes à Associação Paraíba do Sul. Apesar das idades Rb-Sr isocrônicas serem Brasilianas, o autor propôs a época de formação das rochas datadas ser Arqueana, com um metamorfismo Transamazônico e um rejuvenescimento Brasileiro.

Machado (1984) descreveu seis seqüências litoestruturais na região de Vassouras e Paracambi (RJ). A primeira considerada parte do Grupo Juiz de Fora, foi relacionada ao Ciclo Jequié. Esta seqüência representaria um substrato arqueano sobre o qual evoluíram as rochas do Grupo Paraíba do Sul (as outras cinco seqüências), de idade Transamazônica, com retrabalhamento no Uruaçuano e Brasileiro. Foi proposto um modelo tectônico de colisão de placas continentais para a formação da Faixa Paraíba do Sul, com posterior cavalgamento desta em relação às placas litosféricas, situadas a NW e SE. Neste caso o Complexo Sul Fluminense funcionaria como antepaís para a Faixa Paraíba do Sul durante as fases de dobramento.

Wiedemann et al. (1986) propuseram um mecanismo de subducção provocado por uma colisão continente-continente para explicar a superposição de eventos magmáticos pós-tectônicos, de quimismo cálcio-alcalino a sub-alcalino, gerados a diferentes profundidades, no Espírito Santo.

Söllner et al. (1987) apresentaram idades U-Pb em zircão de rochas supracrustais do Complexo Alegre, na re-

gião sul do Espírito Santo: os núcleos dos zircões foram datados em 2100 Ma e as bordas em 590 Ma, sendo esta última idade representativa do metamorfismo dessas rochas. A intrusão dos granitóides mais antigos se deu há 580 Ma e as intrusões tardi a pós-tectônicas há 513 Ma.

Grossi Sad & Dutra (1988) caracterizaram as quatro formações do Grupo Paraíba do Sul: Desengano, Imbé, Itaocara e Euclilândia. As três primeiras corresponderiam a grauvas, sendo que parte dos anfibólitos gnaisses, anfibolitos e calciossilicáticas da Fm. Euclilândia seriam metavulcânicas e os mármores correspondem a sedimentos químicos, carbonático-chérticos. Rochas do Grupo Paraíba do Sul estariam em contato tectônico com rochas de um grupo sem nome, composto pelas formações Trajano de Moraes e Crubixais, correspondentes quimicamente a andesitos-basaltos cálcio-alcalinos de arco de ilhas. Foi sugerida a formação do Grupo Paraíba do Sul em resposta à colisão entre um arco de ilhas (representado pelas formações Trajano de Moraes e Crubixais) e uma margem continental, com sedimentação das grauvas na depressão gerada pela subducção da crosta oceânica, grauvas essas derivadas da erosão de rochas granitóides posicionadas em zona continental montanhosa.

Söllner et al. (1989) apresentaram os resultados da datação U-Pb em zircão de rochas da suíte charnoenderbítica da chamada série Iriri na parte leste do Complexo Costeiro, Espírito Santo. Zircões incolores globulares multifacetados, cristalizados em estado sólido durante o metamorfismo de fácies granulito, foram indubitavelmente formados durante o evento termal Brasileiro. A idade obtida de 558 ± 2 Ma refletiria o auge do metamorfismo. Dados obtidos em zircões prismáticos alongados de coloração rosa, crescidos durante uma fase anatética, demonstram que tal fase anatética ocorreu 10 Ma antes e 60 Ma depois da formação dos zircões incolores. As razões iniciais altas de Sr indicam a mesma origem para todos os litotipos da área.

Figueiredo et al. (1989) apresentaram uma síntese da geoquímica dos domínios crustais Juiz de Fora, Paraíba

do Sul e Costeiro nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, com a descrição dos litotipos ocorrentes, caráter litogeoquímico, provável ambiente de formação e idade. Estes três domínios ter-se-iam comportado como dois principais terrenos suspeitos amalgamados durante a evolução Cambriana de uma microplaca continental. Os terrenos retrabalhados do Domínio Juiz de Fora correspondem a duas séries plutônicas cálcio-alcálinas intimamente associadas: uma sequência TTG e outra enriquecida em LILE. O outro terreno suspeito consiste das rochas migmatíticas do Domínio Costeiro e supracrustais do Domínio Paraíba do Sul (provavelmente depositadas no Proterozóico Inferior). O terreno evoluiu, no limite do Cambriano, para uma margem continental ativa com o estabelecimento de um arco magmático continental e, no Domínio Costeiro, forte anatexia das supracrustais. A soldagem Cambriana destes dois terrenos representa uma microplaca que cavalgou o Cráton do São Francisco, seguida pelo plutonismo Cambro-Ordoviciano como estágio final do ciclo tectônico.

Wiedemann & Fonseca (1989), no esboço geoquímico comparativo de porções da Faixa Ribeira no Espírito Santo e Rio de Janeiro, focalizaram migmatitos presumivelmente gerados e intrudidos no Brasiliano, que evidenciam a evolução de um arco magmático que se iniciou no Proterozóico e tendeu à maturação no Cambro-Ordoviciano, formado num cinturão móvel ensialico.

Fonseca & Wiedemann (1989) apresentaram uma sinopse da geocronologia dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, com base nas datações U-Pb, Rb-Sr e K-Ar. Três grandes eventos foram apontados como formadores de rochas - Transamazônico, Brasiliano e Meso-Cenozóico - contradizendo a proposição de Hasui et al.(1984) de uma evolução Arqueana.

Rêgo (1989) propôs um ambiente de arco vulcânico ou de margem continental ativa para a deposição dos sedimentos das unidades Catalunha, São Fidélis e Santo Eduardo, com base na equivalência geoquímica dos elementos maiores e traços dessas rochas com supracrustais, mais especificamente grauwacas e pelitos ou materiais originais que tiveram contribuição de rochas vulcanoclásticas félsicas e intermediárias. Parte dessa sequência vulcano-sedimentar, onde predomina a sedimentação

química, daria origem ao Domínio Paraíba do Sul e a outra, mista e com predomínio de sedimentos clásticos, daria origem ao Domínio Costeiro.

Campos Neto & Figueiredo (1990) propuseram uma evolução para a região entre os estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo a partir da soldagem de dois terrenos suspeitos, Domínios Juiz de Fora (1^o) e Paraíba do Sul e Costeiro (2^o) formando uma microplaca continental durante o Cambriano. Tal evolução reconhece um ciclo tectônico no Proterozóico Superior a Ordoviciano: estágios de margem continental ativa no Neo-Proterozóico III; fechamento oceânico e subducção-A nos estágios inferiores do Eo-Cambriano; novo pulso metamórfico no Cambriano Médio; magmatismo pós-tectônico no Cambro-Ordoviciano; e resfriamento regional nos estágios finais do Ordoviciano Superior.

Campos Neto & Figueiredo (1992) propuseram o nome " Rio Doce " à orogenia responsável pelo amalgamento dos terrenos que foram submetidos a um processo de convergência de placas, no período entre 600 e 490 Ma e que se seguiu, em parte, à estabilização dos domínios orogênicos Brasileiros (Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, Faixas Apiaí e Rio Paraíba do Sul). A colagem da microplaca Rio Doce com a Faixa Araçuaí e com o domínio da microplaca Brasileira ter-se-ia dado, diacronicamente, entre o evento colisional e sua retomada, há 550 Ma, em novo pulso metamórfico-deformacional.

Figueiredo & Campos Neto (1993) discursaram sobre o plutonismo cálcio-alcálico dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, descrevendo os diversos tipos, ocorrência de campo, petrografia, caráter litogeoquímico e geocronologia. Propuseram que os batólitos cálcio-alcálicos de baixo-K têm assinatura geoquímica de componente de zona de subducção, formados durante a orogenia Rio Doce.

Wiedemann (1993) apresentou um esboço sobre a última fase da evolução geológica do cinturão móvel Ribeira-Mantiqueira no Espírito Santo, caracterizada por uma intensa atividade magmática formada depois de uma colisão continente-continente durante o ciclo Brasileiro, concentrada entre 600 e

450 Ma.

Vieira et al. (1993) sugeriram uma história de evolução Brasileira, caracterizada por sucessivos eventos tectono-magmáticos datados de 730 Ma (pré-colisional) a 520-490 Ma (tardi-orogênico), no cinturão móvel Ribeira. A infraestrutura deste cinturão seria formada pelo Complexo Juiz de Fora a oeste e pelo Fragmento de Crosta Inferior (Domínio Costeiro) a leste.

Heilbron (1993) descreveu quatro escamas de empurrão imbricadas de SE para NW, na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG) e Barra do Pirai (RJ). Essas quatro escamas, respectivamente Domínios Tectônicos Paraíba do Sul, Juiz de Fora, Andrelândia Alóctone e Andrelândia Parautóctone, cavalgam e superpõem-se ao Domínio Autóctone, situado na margem sul-sudeste do Cráton do São Francisco. Através da integração de dados de campo, petrografia, estrutural, geoquímica e geocronologia, foi elaborado um modelo de evolução tectônica ensiálica para a área em questão: (i) implantação de bacias intracontinentais no Proterozóico Médio, com intenso encurtamento no Brasileiro; (ii) processos de delaminação, "underplating" e subducção-A (para SE) do segmento litosférico do Domínio Andrelândia Alóctone sob o Paraíba do Sul; e (iii) o Domínio Juiz de Fora representaria uma zona de sutura desta etapa de colisão oblíqua, com intensa incorporação e retrabalhamento de segmentos crustais mais profundos.

Cunho Local

Amaral et al. (1967) dataram, através do método K-Ar em fases minerais e rocha total, algumas rochas alcalinas da ilha de Cabo Frio, obtendo idades entre 49 e 71 Ma.

Silva et al. (1976) estenderam a Associação Paraíba do Sul até a região de Armação de Búzios. Caracterizaram as litologias da área como metatexitos, com predominância da fácies pelito-carbonática.

Oliveira et al. (1978) denominaram a unidade que ocorre na região sul-sudeste fluminense como Complexo do Litoral Fluminense, porém não foram delimitadas áreas com comportamento geoestrutural distinto.

Fonseca et al. (1979) relacionaram a Faixa Saquarema - Cabo Frio - Macaé e o Complexo do Litoral Fluminense à Faixa Costeira. Descreveram detalhadamente a seqüência de metassedimentos, a qual denominaram Seqüência Búzios. Com base nas direções estruturais NNW e NNE e no conteúdo mineral da Seqüência Búzios e num único dado radiométrico de Delhal et al (1969), sugeriram uma possível correlação da região com o Cráton de Angola-Kasai, na África.

Reis et al.(comunicação escrita, in "Fonseca et al., 1984) descreveram metamorfitos com diferentes graus de homogeneização, reunidos no que se denominou "Unidade Região dos Lagos". Em contato de natureza transicional descreveram rochas xistosas, compostas por cianita-sillimanita-granada-biotita-gnaisses e xistos, intercalados com níveis quartzosos e calciossilicáticos.

Heilbron et al. (1982) caracterizaram na região do Cabo de Búzios duas seqüências migmatíticas: uma Inferior, constituída por ortognaisses migmatíticos e anfibolíticos; e outra Superior sobreposta àquela por contato de falha, representada por paragnaisses com intercalações de rochas calciossilicáticas e anfibolíticas.

Machado Filho et al.(1983) são da opinião que tanto a Faixa Saquarema-Cabo Frio-Macaé (Rosier, 1965), a Unidade Região dos Lagos (Reis et al., op. cit.) e os ortognaisses da Seqüência Inferior (Heilbron et al., op.cit.) representam a mesma unidade litológica e denominaram-na informalmente de Complexo Cabo Frio. A Seqüência Superior de metassedimentos denominaram Gnaiss Búzios.

Fonseca et al. (1984) apresentaram um esboço estrutural da região de Cabo Frio e Armação de Búzios, descrevendo a seqüência metassedimentar denominada Seqüência Búzios e as fases de deformação nela observadas, sua relação com o embasamento e as relações entre a geologia da área e a regional.

Fonseca (1989) distinguiu dois blocos crustais na parte sudeste do Estado do Rio de Janeiro: uma zona móvel, pequeno fragmento do Cinturão Ribeira, e o Bloco Cabo Frio. Apesar da inexistência de datações geocronológicas, o

autor propôs que o Bloco Cabo Frio esteve à margem e não participou da orogênese que formou a zona móvel. E sendo assim, estes dois blocos crustais não poderiam ser colocados dentro de uma única unidade geotectônica, mesmo que fossem detectados efeitos do ciclo Brasileiro.

Machado & Demange (1990) distinguíram duas unidades litoestruturais no Cinturão Ribeira, no Estado do Rio de Janeiro: o batólito de Araruama (granitóides polideformados) e rochas supracrustais. No batólito de Araruama, de tendências estruturais NW-SE, foram reconhecidas as suítes Araruama e São Pedro da Aldeia. As rochas supracrustais foram consideradas provavelmente cronocorrelacionadas ao batólito. Quatro fases de deformação foram caracterizadas, comuns as duas unidades. Com base na correspondência geométrica entre as dobras da terceira fase de deformação, sugeriram que o batólito seja o provável embasamento das supracrustais. Porém, uma outra possibilidade foi aventada: a colocação desses granitóides ter-se-ia dado nas fases precoces, como plúton concordante na forma de lacólito.

Zimbres et al.(1990) apresentaram os resultados obtidos em datações de rochas da região de Cabo Frio, através dos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr em rocha total e K-Ar em biotita e anfibólio, no mesmo afloramento datado por Delhal et al. (1969). Os dados analíticos de três frações de zircão definem uma reta que intercepta o diagrama concórdia: na parte superior a 1981 ± 18 Ma, sendo esta idade aparente interpretada como a época de formação dos cristais de zircão e de sua rocha hospedeira; e na parte inferior a 488 ± 55 Ma, que sugere uma perda episódica de Pb por parte dos cristais de zircão durante os eventos tectono-magmáticos finais do ciclo Brasileiro. Os resultados Rb-Sr produziram uma isócrona de 1799 ± 62 Ma, com razão inicial igual a 0,707, sugerindo que estas rochas já possuíam residência crustal no Transamazônico. Com base nos resultados geocronológicos, consideraram que a área foi pouco afetada pela orogênese Brasileira, o que permitiu a preservação das estruturas pré-brasilianas divergentes, tendo a área atuado como um corpo rígido no choque ocorrido no Proterozóico Superior e seja uma extensão em território brasileiro do Cráton de Angola,

de mesma idade.

Fonseca et al. (1992) apresentaram os resultados preliminares da datação pelo método dos traços de fissão em apatita e titanita de algumas amostras de ortognaisses e rochas máficas associadas, na área entre Cabo Frio e Búzios. Dois intervalos de idades foram obtidos: em torno a 190 Ma, associado ao tectonismo inicial durante a abertura do oceano Atlântico Sul, e de 40 a 80 Ma, associado à intrusão de rochas alcalinas.

Uma tentativa de correlação entre as nomenclaturas adotadas para a região é apresentada na Tabela 1.1.

Cunho Regional Brasil-Africa

Fyfe & Leonardos (1974) caracterizaram as rochas do embasamento da margem continental atlântica do Brasil e Africa, sendo predominantemente da fácies granulito (incluindo-se charnoquitos). Estas rochas representariam a parte basal da costa de um antigo cinturão metamórfico de P baixa. Delinearam dois cinturões paralelos à costa brasileira: o primeiro, mais interno, de metamorfismo Barroviano e o mais externo, Cinturão Atlântico, de fácies Abukuma. As rochas do Cinturão Atlântico seriam da mesma natureza, metamorfismo e idade do Cinturão Mayombe em Angola. O cinturão mais interno passaria por Goiás e norte de Salvador e teria sua extensão no Congo e Gabão. Relacionaram a fácies de metamorfismo Barroviano aos cinturões mais jovens (500 a 1500 Ma) e Abukuma aos mais antigos (> 1800 Ma), sugerindo um decréscimo no gradiente térmico médio de cerca de 0,03°C/Ma desde o Arqueano.

Torquato (1977) apresentou pela primeira vez um esboço tectônico de Angola, caracterizando as principais unidades geotectônicas, com um inventário de todas determinações geocronológicas. Fez uma descrição da evolução Fanerozóica.

Torquato et al. (1978) propuseram a evolução geológica do Cinturão Quipungo no ocidente de Angola, com base em datações Rb-Sr e K-Ar, caracterizando-o como um cinturão de idade Eburneana (2000 Ma) que rodieia a sul e a leste uma região cratônica, situada entre as cidades de Sá Bandeira e Benguela.

Torquato e Cordani (1981) sumariam as

principais correlações geológicas entre Brasil e África, com ênfase nos aspectos geocronológicos, em especial à correlação do Cinturão Móvel Ribeira ao Oeste Congo e Damara na África.

Carvalho et al. (1983) apresentaram resultados K-Ar obtidos em rochas filonianas do leste de Angola (especialmente gabróicas, dioríticas e doleríticas). Foram detectados três conjuntos de idades: 1490-1320 Ma, 500 Ma e 120-95 Ma.

Carvalho (1984) fez a interpretação global da história geológica das rochas Pré-Cambrianas de Angola, com base em observações de campo e idades isotópicas. Propôs uma seqüência de episódios para os ciclos Arcaico Antigo, Limpopo-Liberiano, Eburneano, Kibariano e Pan-Africano.

Porada (1989) descreveu os cinturões Pan-Africanos e Brasilianos como sendo assumidos de terem evoluído de um sistema de "rifts" continentais formados no Gondwana Oeste há 1100-1000 Ma. A abertura e espalhamento do fundo do oceano Proto-Atlântico Sul provavelmente ocorreu ao longo de uma linha de rifteamento situada entre a costa oeste da África e leste do Brasil. O fechamento do sistema de "rift" Pan-Africano / Brasiliano se deu em dois episódios orogênicos sucessivos: Katanga (900-750 Ma) e Damara (750-500 Ma). O oceano Proto-Atlântico Sul estava aberto ainda durante o episódio Katanga.

Brito Neves e Cordani (1991) apresentaram um esboço da evolução tectônica da América do Sul durante o Proterozóico Tardio, descrevendo as placas continentais que agiram como crátons dos cinturões orogênicos Brasilianos. Fragmentos menores da litosfera continental pré-Brasiliana são comuns no interior desses cinturões. Dividiram tais cinturões em dois tipos, formados por orogenias marginais e distais. Com relação à região sudeste brasileira, os "trends" estruturais dos cinturões orogênicos Brasiliano / Pan-Africano indicam a existência de "stresses" praticamente sincrônicos dentro das placas continentais, seguindo parcialmente zonas de fraqueza crustal mais antigas. Estes "trends" poderiam ter sido produzidos em resposta a eventos maiores. Com base na natureza intracratônica e provavelmente ensiálica dos cinturões Araçuaí-Congo Inferior e

Damara-Katanga, parece que as placas São Francisco/Congo-Kasai e Kalahari tenham formado um único grande continente depois da orogenia Kibariana no Proterozóico Médio.

Stanistreet et al. (1991) propuseram um Ciclo de Wilson para o orógeno Damara e bacia de "foreland" Nama (Namíbia) no Proterozóico Tardio, envolvendo rifteamento inicial, com abertura de dois braços de oceano através da convergência à colisão e desenvolvimento da bacia de "foreland". O rifteamento inicial ter-se-ia dado ao longo de antigas zonas de fraqueza tectônica, com posterior formação de bacias extensionais preenchidas por sedimentos continentais e vulcânicas alcalinas/bimodais. Duas aberturas oceânicas ocorreram: Oceano Adamastor (entre a costa leste brasileira e oeste africana) e a Bacia Khomas (entre os crátons do Congo e Kalahari). Foi distingüida uma separação temporal entre as orogenias Khomas e Adamastor. A orogenia Khomas envolveu a subducção de crosta oceânica, jovem e quente, associada ao tempo relativamente curto do mar Khomas e foi datada de 570 Ma. Em contraste, o Oceano Adamastor teve tempo de residência de cerca de 200 Ma, com convergência, entretanto, envolvendo subducção de crosta oceânica fria e incorporação de terrenos exóticos. A orogenia Adamastor ocorreu há cerca de 500 Ma.

TABELA 1.1 - Comparação das nomenclaturas adotadas para os metassedimentos e ortognaisses da região entre Arraial do Cabo e Búzios

LITOLOGIA	Rosier (1965)	Silva et al (1976)	DRM (1977)	Fonseca et al (1979)	DRM (1979)	Heilbron et al (1982)	Machado Fº et al (1983)	Machado e Dange (1990)
Nomenclatura adotada neste trabalho								
Paragnaisses	Faixa Saquarema	Ass. Paraíba do Sul		Seqüência Búzios	Metassedimentos	S. Superior	Gnaisse Búzios	Supracrustais
Ortognaisses	Cabo Frio-Macaé		Complexo do Litoral Fluminense	Faixa Costeira	Unidade Região dos Lagos	S. Inferior	Complexo Cabo Frio	Batólito de Araruama

1.2 - ORTOGNAISSES

Ocorrência no Campo

Os ortognaisses são constituídos por gnaisses e migmatitos de composição predominante tonalítica a granodiorítica, chegando a granítica (Fig. 1.2), com intercalações anfibolíticas e cortados por aplitos róseos. Apresentam regionalmente estruturas (foliação, charneiras e planos axiais de dobras) orientadas segundo SE-NW (Fig. 1.1). Foi observado o desenvolvimento de zonas de cisalhamento, preenchidas por aplitos graníticos de coloração rósea. Estes ortognaisses foram amostrados: nas praias do Forte (RJ-1), Però (RJ-4) e Conchas (RJ-14) em Cabo Frio; na praia da Caravela (RJ-15), Ponta do Marisco (RJ-5) e Ponta do Pai Vitório (RJ-18) em Búzios, na pedreira de São Pedro da Aldeia (RJ-12); e no caminho para o pontal do Atibaia (RJ-13, RJ-18 a 21) em Arraial do Cabo (Fig. 1.1).

No Forte São Mateus, praia do Forte (RJ-1), ocorrem como gnaisses porfiroblásticos, que mostram uma foliação orientada SE-NW, geralmente mal desenvolvida, formada pela orientação dos pórfiros de plagioclásio, da biotita e hornblenda. Intercalações anfibolíticas mostram-se dobradas (Foto 1). Um espesso dique de anfibolito faz contato brusco com os gnaisses, mas apresenta a mesma orientação destes. É observado bandamento composicional representado pela alternância de leitos de granulação fina, ricos em plagioclásio, e mais grossa, localmente com granada e diopsídio (Foto 2). Na Figura 1.3 é mostrado o esquema das estruturas observadas nos arredores do forte.

Os afloramentos das praias do Però (RJ-4) e das Conchas (RJ-14) são contíguos. Na praia do Però aflora um gnaisse grosso, que apresenta intercalações anfibolíticas e enclaves máficos ovalados, mostra-se por vezes engolfado por mobilizado de textura mais fina e coloração rósea (Foto 3). Os migmatitos são formados pela presença de lentes alongadas ("schlieren") de um gnaisse cinza escuro (Foto 4). Na praia da Concha, o bandamento restringe-se à parte inicial do afloramento: à medida que se caminha em direção ao mar, os gnaisses tornam-se mais homogêneos, com enclaves máficos ovalados não orientados (Foto 5) e segregações de quartzo, e desenvolvem

uma estrutura "schollen". Zonas de cisalhamento formaram-se e foram preenchidas por apli-tos róseos (Foto 6).

Na praia da Caravela (RJ-15) afloram gnaisses bandados (Foto 7), com zonas de cisalhamento, em contato com leitos anfibolíticos boudinados.

Na Ponta do Marisco (RJ-5) afloram hornblenda-plagioclásio gnaisses bandados (Foto 8), com variações migmatíticas, intercalados por leitos anfibolíticos de várias espessuras (Foto 9). Na parte superior ocorrem paragneisses, com estruturas planares paralelas aos ortogneisses. Na Figura 1.6 vê-se um perfil esquemático entre as praias de José Gonçalves e Geribá.

Na Ponta do Pai Vitório (RJ-18) afloram gnaisses bandados, com intercalações anfibolíticas, fortemente deformados por zonas de cisalhamento.

Na pedreira de São Pedro da Aldeia (RJ-12) os migmatitos mostram-se estromáticos, com paleossoma cinza escuro de composição tonalítica e neossoma granodiorítico, cortados por veios aplíticos róseos (Foto 10). Não foi feita coleta de amostra neste afloramento, pois já fora datado por Delhal et al. (1969) e Zimbres et al. (1992).

Nos afloramentos de Arraial do Cabo (RJ-13, RJ-19 a 21) afloram gnaisses bandados, bem homogêneos no geral.

A orientação das estruturas dos ortogneisses segundo a direção NW-SE é geral na área, com mergulhos suaves, variando localmente.

Petrografia

Petrograficamente os ortogneisses são compostos de hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo e K-feldspato, com titanita, allanita, minerais opacos (ilmenita e magnetita), apatita e zircão como acessórios, e carbonato, epidoto, sericita, muscovita e clorita secundários. Nos melanossomas dos corpos migmatíticos, nos corpos anfibolíticos e enclaves máficos são observados os mesmos minerais (Tabela 1.2).

Hornblenda ocorre como grãos de forma subédrica e anédrica, por vezes esqueléticos, com muitas inclusões.

As vezes se mostra parcialmente alterada para clorita e mineral opaco. Tem inclusões de titanita, quartzo, biotita, zircão, apatita, epidoto, plagioclásio, allanita e minerais opacos.

Biotita ocorre como palhetas subédricas orientadas, por vezes com disseminações de minerais opacos. Em alguns grãos foram vistas kink-bands. Mostra inclusões de titanita, zircão, plagioclásio, minerais opacos, epidoto, quartzo, apatita e allanita.

Plagioclásio, de composição oligoclásio-andesina ($An_{18}-An_{33}$), forma grãos subédricos e anédricos, por vezes zonados, com geminação polissintética (albita e periclina) e mais raramente combinada de albita e Carlsbad. Ocasionalmente foram observadas as seguintes feições: intercrescimentos mirmequítico, gráfico e antipertítico; lamelas de exsolução; extinção ondulante; lamelas de geminação arqueadas; e sericitização. Quartzo, biotita, titanita, apatita, epidoto, zircão, minerais opacos, hornblenda, allanita e microclina são as inclusões observadas.

Quartzo ocorre como grãos anédricos e xenomórficos, por vezes porfiroblastos orientados. Foram observadas formação de subgrãos, extinção ondulante e ocasionalmente fraturamento. Ocorrem inclusos plagioclásio, biotita, epidoto, hornblenda, apatita, zircão, allanita, titanita, minerais opacos, microclina e inclusões fluidas orientadas.

Microclina é o K-feldspato mais comum, mas ortoclásio foi observado ocasionalmente. Microclina geralmente ocorre como grãos subédricos e anédricos, podendo ser intersticiais, por vezes pertíticos e micropertíticos, com geminação tartan, às vezes combinada com Carlsbad. Sericitização nos bordos é incipiente. Inclusões de plagioclásio, hornblenda, zircão, apatita, biotita, quartzo, epidoto e apatita.

Titanita forma grãos euédricos a anédricos, por vezes intercrescidos com minerais opacos e associada à biotita, geminada. Inclusões de epidoto, apatita, minerais opacos, zircão, hornblenda e allanita.

Allanita ocorre ocasionalmente como pórfiros

subédricos a anédricos, mostrando bordos de reação com biotita. Inclusões de titanita, zircão, apatita, biotita e minerais opacos.

Apatita em cristais euédricos, por vezes se mostra corroída, como o zircão que forma prismas alongados, ocasionalmente zonados, com inclusão de allanita. Os minerais opacos podem ocorrer como minerais primários e secundários. Ilmenita e magnetita foram separadas no Separador Eletromagnético Frantz. Podem ocorrer como disseminações na biotita. Carbonato, epidoto e sericita são produtos da alteração dos feldspatos e clorita a partir da hornblenda e biotita.

As texturas observadas variam de granular hipidiomórfica a xenomórfica, granoblástica, xenoblástica, porfiroblástica de granulação média a grossa.

Estruturas e Metamorfismo

As estruturas observadas nos ortognaisses (foliação, charneiras e planos axiais de dobras) mostram-se orientadas segundo SE-NW, com pequenas variações que não podem ser regionalizadas, e mergulhos suaves no geral, apenas íngremes na praia da Concha.

Foram observadas dobras mesoscópicas nas praias do Forte, José Gonçalves e Ponta do Pai Vitório. Os mergulhos das estruturas planares se dispõem como se formassem um mega-sinforme aberto, de eixo orientado segundo SE-NW.

No Forte São Mateus foram observadas dobras discordantes da direção geral NW-SE. São dobras métricas e decimétricas, geralmente abertas, cujos eixos e planos axiais orientam-se segundo NNE e ENE e que se formaram posteriormente às dobras orientadas segundo NW e WNW (Fig. 1.3).

Os ortognaisses estariam estruturalmente sobre os paragnaisses em contatos de falhas, em decorrência de cavalgamentos dirigidos de SW para NE, como observao na praia de Geribá e Serra das Emerenças. Entretanto na Ponta do Marisco, os ortognaisses jazem sobre os paragnaisses em contato concordante à foliação desses (Fig. 1.6).

A formação de hornblenda e granada a partir do diopsídio foi observada no espesso pacote de anfibolito (Foto

2) associado ao ortognaisse do afloramento RJ-1 (praia do Forte, Cabo Frio). O metamorfismo de grau forte de rochas basáltico-andesíticas ocasiona a formação de anfibolitos a partir de tais modificações (Winkler, 1976). Retrometamorfismo se deu com a sericitização dos feldspatos e cloritização das biotitas e hornblendas.

Geoquímica

Foi realizada a análise de 11 amostras por I.C.P. no Laboratório da British Petroleum, num total de 10 elementos maiores, 17 menores e traços (Tab.1.3 e Anexo 4). Comparando-se os resultados obtidos por I.C.P. para o elemento Sr (Anexo 4) com os obtidos por fluorescência de raios-X no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (vide Tabela 3.2, pág. 82) nas mesmas amostras, é possível detectar enorme discrepância de valores. Sendo assim não foram utilizados os resultados dos elementos traços.

Através do programa Newpet essas análises foram recalculadas na base anidra e vários diagramas binários e ternários foram feitos. Apesar do pequeno número de análises, o objetivo das análises foi tentar relacionar as principais litologias aflorantes na área.

Comparando todos os diagramas de interrelação dos elementos maiores versus SiO_2 (Fig. 1.4a) é nítida a existência de dois trends: um formado pelos ortognaisses e anfibolitos e outro pelos paragnaisses. Nos diagramas de Fe_2O_{3t} , MgO e CaO versus SiO_2 os ortognaisses e anfibolitos se alinham num "trend". Nos demais diagramas essa linearidade não é perfeita.

Comparando os teores de álcalis com a petrografia das amostras, fica evidente que houve erro analítico, já que as amostras se mostram pouco alteradas. Isto explica a discordância entre a composição granodiorítica a tonalítica obtida pelo diagrama QAP (Fig. 1.2) com a obtida no gráfico Q x P (Fig. 1.4b), quartzo-monzodiorito a monzogabro.

Os demais diagramas (Fig. 1.4e/f) caracterizam os ortognaisses como rochas da suíte cálcio-alcalina de alto-K de caráter metaluminoso. O caráter tectônico de um

ambiente de soerguimento pós-colisional a tardi-orogênico (Fig. 1.4i) advém do errado alto teor de álcalis.

Com relação aos anfibolitos tratar-se-iam de rochas da suite cálcio-alcálica, de caráter metaluminoso e composição basáltica a andesito basáltica (Fig. 1.4c/g). A amostra RJ-1A apresenta teores elevados de TiO_2 e Fe_2O_{3t} indicando ser um basalto continental (Fig. 1.4h). Ao contrário as amostras RJ-4B e RJ-5B têm teores mais baixos TiO_2 e Fe_2O_{3t} , caracterizando-as como basaltos a andesito-basaltos de arcos insulares.

TABELA 1.2 - Análise modal de alguns ortognaisses e anfibolitos da área

ROCHA	ANFIBOLITOS				ORTOGNAISSES								
MINERAL	RJ-1A	RJ-4B	RJ-5B	RJ-14B	RJ-1B	RJ-4A	RJ-5A	RJ-14A	RJ-15	RJ-18	RJ-19	RJ-20	RJ-21
hornblenda	59,0	36,0	43,2	14,4	9,8	15,6	0,4	13,0	12,8	0,4	-	6,4	2,0
biotita	3,2	15,4	12,0	22,6	15,2	10,0	9,2	10,0	-	16,4	2,2	13,0	0,5
quartz	13,4	5,8	6,4	40,9	19,8	19,0	25,0	38,4	24,4	20,0	33,0	23,0	17,0
plagioclásio	19,6	40,0	37,0	13,8	47,4	47,0	46,2	25,2	59,0	39,4	28,4	33,0	18,0
k-feldspato	-	-	-	6,0	3,2	-	17,6	9,6	2,4	6,4	20,0	20,2	6,5
titanita	2,8	1,2	0,2	1,0	1,8	0,2	-	0,6	tr	0,8	tr	0,8	tr
opaco	0,8	tr	0,2	tr	1,2	1,8	0,4	1,2	0,8	2,2	2,0	1,6	2,0
allanita	0,2	-	0,2	0,2	0,2	-	0,8	0,4	tr	2,0	tr	0,2	1,7
zircão	0,2	0,2	tr	0,2	tr	tr	-	0,6	tr	0,6	0,4	0,6	tr
apatita	0,8	0,6	0,8	0,6	tr	0,4	0,2	1,0	0,6	tr	0,2	0,2	tr
carbonato	tr	0,8	-	-	-	-	0,2	-	tr	11,8	15,8	0,6	134,7
sericita	-	tr	-	-	tr	-	tr	-	tr	/	/	0,4	/
clorita	tr	tr	tr	0,4	-	-	tr	-	tr	tr	8,0	-	17,2
epidoto	tr	tr	tr	-	tr	tr	-	-	-	tr	tr	tr	-

Condições de microscopia: microscópio Leitz com objetiva de 2.5X
(500 pontos por lâmina)

Legenda: (tr) - mineral com percentual < 0.1%

(-) - mineral que não ocorre

TABELA 1.3 - Análise química de alguns ortognaisses e anfibolitos associados (base anidra)

ROCHA	ORTOGNAISSES			ANFIBOLITOS ASSOCIADOS		
Amostra	RJ-1B	RJ-4A	RJ-5A	RJ-1A	RJ-4B	RJ-5B
Localidade	Forte	Peró	Marisco	Forte	Peró	Marisco
Base anid.	1,04134	1,03972	1,03907	1,02354	1,04145	1,01771
SiO ₂	60,07	60,05	68,01	47,69	51,11	56,66
TiO ₂	0,97	0,63	0,42	1,75	1,15	0,80
Al ₂ O ₃	16,21	16,84	15,17	13,40	17,32	15,77
Fe ₂ O ₃ t	5,96	5,61	3,17	15,44	9,58	8,15
MnO	0,10	0,18	0,05	0,28	0,30	0,18
MgO	2,00	2,33	0,81	6,14	4,77	3,94
CaO	4,42	5,00	2,78	9,60	7,54	6,26
Na ₂ O	5,52	5,54	5,29	2,99	4,97	5,06
K ₂ O	4,63	3,13	4,26	2,64	3,13	3,14
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,04	0,08	0,12	0,04
total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	4,03	3,96	3,78	2,17	3,54	3,61

FIGURA 1.2 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1978)

Legenda

- 1 - quartzolito
- 2 - granitóides ricos em quartzo
- 3 - álcali - granitos
- 4 - granito
- 5 - granodiorito
- 6 - tonalito
- 7 - álcali - quartzo - sienito
- 8 - quartzo - sienito
- 9 - quartzo - monzonito
- 10 - quartzo - monzodiorito / monzogabro
- 11 - quartzo - diorito / gabro

FIGURA 1.3 - Esquema das estruturas nos arredores do Forte São Mateus, Cabo Frio (Fonseca et al., 1984).

FIGURA 1.4 - Diagramas de variação de Harker para os ortognaisses, anfibolitos associados e paragnaisses

(a) Interrelação dos elementos maiores versus SiO_2

LEGENDA

- Ortognaisses
- ▲ Anfibolitos
- Paragnaisses

(b) Q versus P (Debon and Le Fort, 1983)

Legenda

- 1 - granito
- 2 - adamalito
- 3 - granodiorito
- 4 - tonalito
- 5 - quartzo - sienito
- 6 - quartzo - monzonito
- 7 - quartzo - monzodiorito
- 8 - quartzo - diorito
- 9 - sienito
- 10 - monzonito
- 11 - monzogabro
- 12 - gabro

(c) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971)

(d) K_2O versus SiO_2 (Le Maitre, 1989)

(e) SiO_2 versus FeO / MgO (Myashiro, 1974)

(f) $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Maniar and Piccoli, 1989)

(g) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus FeO versus MgO (Irvine and Baragar, 1971)

(h) MgO versus FeO versus Al_2O_3 (Pearce et al., 1977)

51 - 56% SiO_2

(i) $R_1 \times R_2$ (Batchelor and Bowden, 1985)

Legenda

- 1 - fracionados mantélicos
- 2 - pré-colisional
- 3 - soerguimento pós-colisional
- 4 - tardi-orogênico
- 5 - anorogênico
- 6 - sin-colisional
- 7 - pós-orogênico

FOTO 1 - Leito anfibolítico dobrado no ortognaisse.
Praia do Forte (RJ-1), Cabo Frio.

FOTO 2 - Bandamento composicional nos anfibolitos.
Praia do Forte, Cabo Frio.

FOTO 3 - Ortognaisse engolfado por uma fase granítica rósea.
Praia do Peró (RJ-4), Cabo Frio.

FOTO 4 - "Schlieren" de um gnaiss cinza escuro no migmatito da
praia do Peró, Cabo Frio.

FOTO 5 - Enclaves máficos ovalados não orientados no gnaisse da praia da Concha (RJ-14), Cabo Frio.

FOTO 6 - Zonas de cisalhamento nos gnaisses, preenchidas por aplitos róseos. Praia da Concha, Cabo Frio.

FOTO 7 - Zona de cisalhamento no ortogneisse da praia da Caravela (RJ-15), Búzios.

FOTO 8 - Gnaiss bandado da Ponta do Marisco (RJ-5), Búzios.

FOTO 9 - Nível anfibolítico aflorante na parte superior da pedreira da Ponta do Marisco.

FOTO 10 - Ortognaisse da pedreira de São Pedro da Aldeia

1.3 - PARAGNAISSES

Ocorrência no Campo

A unidade designada paragneisses é uma seqüência de rochas metapelíticas, com intercalações calciossilicáticas, anfibolíticas e quartzíticas, metamorfisada no grau forte, fácies anfibolito alto de pressão intermediária, caracterizado pela paragénese granada-sillimanita-cianita. A composição estimada para os sedimentos originais através da relação quartzo, K-feldspato e plagioclásio varia de arcócio lítico a litoarenito (Fig. 1.5). Foram identificadas quatro fases de deformação (Tabela 1.4).

Os paragneisses foram amostrados nas praias de Tucuns (RJ-2 e 3, RJ-16), Geribá (RJ-6), Ferradura (RJ-7), Saco do Forno (RJ-8), Brava (RJ-9 e 17), das Focas (RJ-10) e Ponta da Lagoinha (RJ-11) (Fig. 1.1).

Na área da praia de Tucuns (RJ-2) afloram gnaisses pelíticos, com intercalações calciossilicáticas, fortemente dobrados. Apresentam estruturas planares orientadas segundo NW-SE, com mergulhos suaves. Foram observadas estruturas redobradas, com planos axiais íngremes (Foto 11).

Na praia de Geribá (RJ-6) afloram anfibolitos bandados, com níveis calciossilicáticos, intercalados com granada-sillimanita-cianita gnaisses. A orientação é NW-SE. Uma falha inversa, de direção NW-SE e mergulho SW, põe os anfibolitos em contato com os ortogneisses, ambos concordantes (Fig. 1.6). O plano de falha é caracterizado por uma zona de brecha, preenchida por quartzo e óxido de ferro.

Na praia da Ferradura (RJ-7) os paragneisses apresentam estruturas de dobra redobrada, que também são observadas no Saco do Forno (RJ-8) e praia das Focas (RJ-10). Os paragneisses mostram-se bem homogêneos na forma de ocorrência de campo, variando apenas na presença de intercalações calciossilicáticas e anfibolíticas. Na Ponta da Lagoinha (RJ-11) os níveis anfibolíticos e calciossilicáticos são estreitos e mostram-se boudinados e girados (Foto 13). Já na praia Brava (RJ-9 e 17) os níveis calciossilicáticos são espessos (Foto 12, Fig. 1.7).

Petrografia

Os paragnaisses são compostos petrograficamente de biotita, quartzo, plagioclásio, microclina, granada, sillimanita e cianita, e como acessórios apatita, zircão, titanita e minerais opacos, além de epidoto, sericita e carbonato secundários. Nos níveis de rochas calciossilicáticas foram observados biotita, diopsídio, plagioclásio, quartzo, microclina, granada e hornblenda, com titanita, zircão e apatita acessórios, e sericita, carbonato e minerais opacos secundários.

Biotita é geralmente subédrica, por vezes forma pórfiros. Mostra exsolução de minerais opacos, quando parcialmente alterada. Foram observadas inclusões de sillimanita, cianita, zircão, quartzo, plagioclásio, apatita, granada e minerais opacos. Foi vista uma inclusão de sillimanita dobrada e uma outra de quartzo arredondada.

Quartzo forma porfiroblastos, por vezes estirados, com bordos corroídos, extinção ondulante e formação de subgrãos ocasionalmente. Tem inclusões de biotita, cianita, sillimanita, plagioclásio, epidoto, zircão, apatita e granada.

Plagioclásio ocorre como grãos subédricos e anédricos, com bordos corroídos por vezes, intercrescimento mirmequítico, geminados combinados de albita / Carlsbad e albita/periclina, lamelas mal desenvolvidas arqueadas, sericitização de bordo fraca e com inclusões de epidoto, sillimanita, biotita, quartzo, cianita, zircão e minerais opacos. A composição varia de oligoclásio a andesina ($An_{16}-An_{47}$).

Microclina é xenomórfica, geminado de tartan mal desenvolvido, com ocasional intercrescimento pertítico e mirmequítico, formação de subgrãos, sericitização incipiente e inclusões de biotita, plagioclásio, apatita, zircão e minerais opacos.

Granada forma porfiroblastos arredondados (poiquiloblásticos) ou pórfiros orientados, por vezes com fraturas preenchidas por biotita. As inclusões de quartzo, biotita, sillimanita, cianita, plagioclásio, minerais opacos, sericita e apatita, mostram-se orientadas paralelamente à biotita externa, que forma a foliação principal.

Sillimanita pode ocorrer como grãos subédricos ou como palhetas euédricas orientadas, com inclusões de biotita e cianita. Apatita ocorre como cristais subédricos por vezes zonada; zircão é arredondado e metamictico; minerais opacos como disseminações venulares provenientes da alteração da biotita. Os outros minerais secundários provêm da alteração dos feldspatos.

A textura observada varia de granular hipidiomórfica, grano a porfiroblástica, de grão fino a grosso.

Estruturas e Metamorfismo

A orientação das estruturas planares observadas em Búzios tem direção NNE-SSW, com mergulhos variando de WNW a NW. Já na área correspondente às pontas de Geribá, Marisco e Tucuns as estruturas planares orientam-se segundo NW-SE, com mergulhos suaves para sudoeste, acompanhando as direções estruturais dos ortognaisses (Fig. 1.6). Entre as pontas do Marisco e Tucuns-Emerenças os paragnaisses formam uma estrutura sinformal.

Heilbron et al. (1982) descreveram quatro fases de deformação (Tabela 1.4). A fase F_1 foi a responsável pelo desenvolvimento da foliação S_1 , definida por uma orientação planar de micas, cianita e sillimanita, paralela ao bandamento composicional S_0 e aos leitos leucossomáticos de origem anatética. A existência de uma segunda fase de deformação é evidenciada pela ocorrência de dobras isoclinais que dobram a foliação S_1 e são dobradas por dobras da terceira fase. As dobras da segunda fase são relativamente raras. As dobras da terceira fase F_3 são de perfil apertado a isoclinal, com traço de plano axial segundo a direção NNE-SSW e mergulho do plano axial em torno de 20° para NW. Os eixos apresentam, em geral, caimento de 0° a 20° para N e NNE e, raramente, para S. De uma maneira geral a fase F_3 não produziu uma foliação plano-axial penetrativa. Ela dobrou a foliação S_1 sendo, portanto, a principal responsável pelas direções gerais de S_1 . Em alguns locais esta foliação S_1 é transposta para a direção do plano axial das dobras da terceira fase de deformação. Em outros locais, observou-se o desenvolvimento incipiente quer de uma clivagem de fratura nos ní

veis quartzíticos e pegmatíticos, quer de uma foliação plano-axial restrita a charneiras de níveis gnáissicos quartzosos ou de uma foliação de crenulação nos leitos gnáissicos ricos em biotita. O padrão de redobramento F_3 - F_2 é próximo ao modelo de interferência Tipo 3 de Ramsay (1967; in Heilbron et al., 1982), com eixos aproximadamente paralelos. A existência de boudins pode ser atribuída às três fases de deformação já descritas. Localmente a foliação S_1 e dobras da terceira fase, em escala reduzida, são deformadas por dobras abertas, cujo traço do plano-axial orienta-se segundo NNE-SSW, com mergulho do plano-axial íngreme para ESE ou verticalizado, opondo-se assim às disposições das dobras de uma última fase, posterior à terceira fase. Estas dobras são raras e ocorrem apenas em escala local.

A paragénese cianita-sillimanita-granada caracteriza o metamorfismo de grau forte, de pressão intermediária de sedimentos pelíticos. Como já descrito por Heilbron et al. (1982), o auge do metamorfismo foi anterior à principal fase de deformação F_3 . A descrição da lâmina delgada do afloramento RJ-3 (praia de Tucuns, Búzios) corrobora tal fato: as palhetas de sillimanita mostram-se dobradas pela fase F_3 .

Geoquímica

Os paragnaisses apresentam no geral uma composição química homogênea (Fig. 1.4a), provenientes de sedimentos pelíticos de composição variando de arcócio a grauvacca (Fig. 1.4b/d). Nos diagramas de Bhatia (1983) algumas amostras plotaram no campo de arco de ilha oceânico (Fig. 1.4e/g), enquanto que outras plotaram no arco de ilha continental, mas diferenciando-se das composições típicas de sedimentos de margens continentais passivas ou bacias intra-cratônicas.

TABELA 1.4- Estruturas observadas nos paragneisses (Heilbron et al., 1982).

FASES	FOLIAÇÃO	DOBRAS	DIREÇÕES
F₁	S₁ paralelo a S₀	não foram encontradas	S₁: NNE-SSW com mergulho para NW
F₂	não desenvolveu	dobras isoclinais dobram S₁	-
F₃	localmente clivagem de crenulação e fratura	dobras fechadas ocorrendo de maneira sistemática. Dobram estruturas F₁ e F₂	plano axial NNE-SSW com mergulho para NW
F₄	não desenvolveu	raras dobras abertas. Dobram os flancos de F₃	plano axial NNE-SSW com mergulho ESE ou vertical

TABELA 1.5 - Análise modal de alguns paragnaisses da área

MINERAL	RJ-2	RJ-3	RJ-8A	RJ-9	RJ-11	RJ-16	RJ-17
hornblenda	-	-	-	0,2	-	-	-
biotita	38,0	15,3	31,2	9,2	33,9	24,8	35,0
quartzo	35,4	18,4	46,8	14,7	31,8	45,8	17,0
plagioclásio	18,0	12,8	18,4	19,6	19,6	10,4	14,0
k-feldspato	-	-	0,8	16,2	-	15,8	15,6
titanita	-	tr	-	1,8	-	-	0,2
opaco	tr	tr	0,4	0,2	tr	0,6	0,4
zircão	0,4	0,5	0,2	tr	0,2	0,2	tr
apatita	0,6	tr	0,2	tr	0,2	0,2	0,4
carbonato	-	-	-	4,8	\	-	\17,8
sericita	-	-	tr	1,4	2,6	-	/
clorita	-	-	-	-	/	-	-
epidoto	-	tr	tr	-	/	-	-
granada	2,4	2,5	2,0	1,0	11,8	1,8	-
sillimanita	5,6	50,2	tr	-	-	-	-
cianita	/	-	-	-	-	-	-
diopsídio	-	-	-	31,6	-	-	-

Condições de contagem: microscópio Leitz com objetiva de 2.5X

(500 pontos por lâmina)

Legenda: (tr) - mineral com percentual < 0,1%

(-) - mineral que não ocorre

TABELA 1.6 - Análise química de alguns paragnaisses

(base anidra)

Amostra	RJ-9	RJ-8B	RJ-2	RJ-3	RJ-8A
Localidade	Brava	Forno	Tucuns	Tucuns	Forno
Base Anid.	1,01771	1,00929	1,01906	1,02166	1,02554
SiO ₂	55,47	58,49	63,71	70,00	71,65
TiO ₂	0,81	0,90	0,84	0,82	0,89
Al ₂ O ₃	13,46	14,70	15,54	12,92	11,05
Fe ₂ O _{3t}	6,92	8,01	7,17	5,58	5,60
MnO	0,16	0,15	0,18	0,11	0,28
MgO	4,43	4,48	3,09	2,26	2,53
CaO	13,05	2,65	2,22	1,36	1,17
Na ₂ O	2,21	1,42	2,87	2,63	3,07
K ₂ O	3,43	9,11	4,29	4,30	3,70
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,08	0,02	0,06
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	1,61	1,05	2,09	1,91	2,21

FIGURA 1.5 - Diagrama QAP (Folk, 1968)

FIGURA 1.6 - Perfil das estruturas observadas na Praia Brava (Fonseca et al, 1984).

FIGURA 1.7 - Perfil entre a Praia de José Gonçalves e a Ponta de Geribá (Fonseca et al, 1984).

FIGURA 1.8 - Diagramas geoquímicos para os paragneisses

(a) Diagrama Na_2O versus $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ versus K_2O (Pettijohn, 1973)

(b) Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ versus SiO_2 versus $\text{CaO} + \text{MgO}$ (Eskola apud Girardi, 1979)

(c) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ versus $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ (Pettijohn, 1973)

(d) Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (Bhatia, 1983)

(e) Diagrama TiO_2 versus $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (Bhatia, 1983)

(f) Diagrama $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (Bhatia, 1983)

FOTO 11 - Estrutura de dobra redobrada no paragnaisse da pedreira de Tucuns (RJ-2), Búzios.

FOTO 12 - Níveis calciossilicáticos no paragnaisse dobrado. Praia Brava (RJ-17), Búzios.

FOTO 13 - "Boudins" de calciossilicáticas e anfibolitos no paragneisse. Ponta da Lagoinha (RJ-11), Búzios.

2. METODOLOGIA GEOCRONOLÓGICA

Neste item será dada ênfase à aplicação dos métodos Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar e Traços de Fissão na datação de rochas metamórficas. Sobre o método Rb-Sr, amplamente utilizado em rochas brasileiras, já se dispõe de experiência anterior disponível. As técnicas laboratoriais usadas nos métodos estão descritas na Apêndice I.

2.1 - MÉTODO RUBÍDIO - ESTRÔNCIO

Rubídio e Estrôncio são elementos cujas concentrações em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas variam de poucas partes por milhão a centenas de partes por milhão ou mais. Rb é primariamente concentrado em micas, K-feldspatos e minerais de argila (illitas), enquanto que o Sr ocorre em plagioclásios e minerais de cálcio. O decaimento do ^{87}Rb para o ^{87}Sr em minerais portadores de Rb pode ser usado para calcular as idades de tais minerais pela medida das concentrações de Rb e Sr e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Tais dados calculados podem representar a idade do mineral desde que as concentrações de Rb e Sr não tenham mudado depois da cristalização e que um valor apropriado tenha sido escolhido para a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Entretanto, as idades assim obtidas, ditas convencionais, dependem grandemente do valor acima referido e devem ser encaradas com muito cuidado.

O cálculo das idades convencionais é feito a partir da equação:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_f - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i}{(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_f} \right)$$

com $\lambda_{(\text{Rb})} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ (Steiger and Jäger, 1978) e $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_f$ e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_f$ as razões atuais obtidas por espectrometria de massa.

Suites de rochas ígneas comagmáticas podem ter razões Rb/Sr suficientemente variadas para produzir isócronas cujas inclinações em muitos casos registram o tempo de crist

lização inicial. A partir dos diagramas isocrônicos, além de se obter uma idade representativa do evento geológico atuante, é possível determinar a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos agrupamentos de amostras cogenéticas, parâmetro genético importante na caracterização da evolução geológica regional. Ademais, a construção de diagramas isocrônicos permite verificar a colinearidade ou dispersão dos pontos analíticos com relação à isócrona traçada.

As idades obtidas no diagrama isocrônico tem sido interpretadas como indicativas dos episódios formadores de rocha, por cristalização magmática ou recristalização metamórfica, durante os quais ocorreu a homogeneização isotópica do Sr. Tal fenômeno ocorre sempre que a temperatura ultrapassa 250° a 300°C , durante certo tempo, por causa da mobilidade facilitada do Sr nas fases potássicas, cujo retículo cristalino não lhe é propício. Assim os átomos de Sr intercambiam-se nas fases minerais de uma rocha, embora não haja necessariamente perda de Sr pelo sistema como um todo. As fases minerais mantêm seu nível global de Sr, condicionado pelas suas propriedades termodinâmicas e pela disponibilidade global do elemento na rocha, entretanto o intercâmbio generalizado dos átomos de Sr faz com que ocorra homogeneização isotópica ao nível da rocha total, processo que termina com o resfriamento regional.

O significado das idades isocrônicas é portanto função da história térmica das rochas datadas. As idades Rb-Sr em rocha total tem sido associadas ao processo petrogenético que originou as principais paragêneses minerais observadas nas rochas durante um evento geológico (por exemplo: cristalização magmática, anatexia, metassomatismo, metamorfismo, diagênese, etc...).

As razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são usadas para caracterizar o tipo de material que deu origem às rochas. Razões iniciais inferiores a 0,705 são creditadas em geral a materiais de derivação mantélica, enquanto que razões iniciais superiores a 0,705 a materiais de derivação crustal, ou materiais mantélicos contaminados por assimilação crustal ou materiais oriundos de manto enriquecido.

2.2 - MÉTODO SAMÁRIO - NEODÍMIO

Os primeiros resultados de datação isotópica através do método Sm-Nd foram obtidos em meteoritos (Lugmair et al, 1975). Dos sete isótopos do Sm, somente o ^{147}Sm tem meia-vida (cerca de 10^{11} anos) suficientemente curta para produzir pequenas diferenças, mas mensuráveis, na abundância do ^{143}Nd sob intervalos de tempo de 10^8 anos ou mais. Tal fato provê a base da técnica Sm-Nd de determinação de idade.

O método Sm-Nd tem sido aplicado na datação de rochas e minerais terrestres. O principal contraste entre os métodos Sm-Nd e os métodos Rb-Sr e U-Pb jaz na coerência geoquímica do Sm e Nd. Sendo ambos elementos terras raras leves, não são fracionados em grande escala pelos processos crustais. Entretanto a meia-vida longa do ^{147}Sm ($1,06 \times 10^{11}$ anos) e o intervalo comparativamente restrito observado nas razões Sm/Nd na maioria das rochas crustais impõem limitações ao uso do método. Porém o método tem grande aplicação na datação de rochas muito antigas e de rochas básicas e ultrabásicas.

Apesar das idades precisas de rochas Arqueanas serem importantes para o estudo dos processos geológicos precoces na história da Terra, a contribuição mais significativa dos estudos em rocha total é a razão isotópica inicial de Nd. O Nd é enriquecido em relação ao Sm durante os processos magmáticos que conduzem à formação de crosta sílica a partir do manto superior. A crosta continental é um reservatório enriquecido em terras raras leves comparada ao manto superior. Tendo o manto superior e a crosta continental evoluído com razões Sm/Nd relativamente alta e baixa, respectivamente, segue que as razões iniciais de Nd podem prover um critério útil para a caracterização da região fonte das rochas, em analogia com os outros métodos.

As concentrações de ambos Sm e Nd em silicatos formadores de rocha aumentam na sequência na qual eles cristalizam no magma de acordo com a série de reações de Bowen. Tais concentrações aumentam nas séries consistindo de olivina, piroxênio, anfibólio, biotita e em feldspatos variando de plagioclásio a K-feldspato. Os fosfatos apatita e monazita tem altas concentrações de Sm e Nd, mas suas razões Sm/Nd não diferem apreciavelmente

dos outros minerais formadores de rocha. Em geral o Nd é concentrado relativamente ao Sm no curso da cristalização fracionada do magma e rochas crustais típicas tem razões Sm/Nd menores que as rochas derivadas do manto superior. Similarmente como líquidos silicáticos formados pela fusão parcial das rochas no manto ou crosta da Terra, a fase líquida é enriquecida em Nd em relação ao Sm. A causa é que Nd tem raio iônico maior, o que lhe dá um potencial iônico menor (carga/raio), e conseqüentemente Nd forma ligações iônicas mais fracas, que são mais facilmente quebradas que aquelas do Sm.

O método Sm-Nd é melhor aplicado na datação de rochas ígneas básicas e ultrabásicas, enquanto que o método Rb-Sr nas rochas ácidas e intermediárias. Os elementos terras raras são menos móveis que os alcalinos e alcalinos terrosos durante o metamorfismo regional, alteração hidrotermal e intemperismo químico. Conseqüentemente, algumas rochas podem ser eventualmente datadas pelo método Sm-Nd, mesmo que elas tenham ganho ou perdido Rb e Sr de forma considerável. O método Sm-Nd pode ser usado para datar rochas que não são adequadas ao método Rb-Sr, por causa das baixas razões Rb/Sr ou o sistema não tenha permanecido fechado para Rb ou Sr. Considerando que os processos crustais não modificam sensivelmente as razões isotópicas iniciais do Nd das rochas, é possível datar e caracterizar os precursores de rochas metamórficas, em rocha total. Em virtude da discrepância entre os resultados Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb em algumas rochas metamórficas, tem-se datado diferentes fases minerais pelo método Sm-Nd. Existem dois motivos principais para datar fases minerais individuais: obter uma idade mais precisa para estender o intervalo da razão Sm/Nd, e para detalhar histórias polimetamórficas e de resfriamento em amostras cujos minerais são mais jovens que as rochas hospedeiras. O requisito para datar minerais pelo método Sm-Nd é que estes minerais sejam enriquecidos em terras raras pesadas ou tenham razões Sm/Nd maiores. A princípio os minerais passíveis de serem datados pelo método são olivina, hornblenda, granada, zircão, apatita e titanita.

As determinações são feitas pela análise de

minerais separados ou suítes cogenéticas de rochas cujas razões Sm/Nd variem suficientemente para definir uma inclinação de uma isócrona nas coordenadas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Os procedimentos interpretativos inerentes aos diagramas isocrônicos do sistema Rb-Sr são igualmente aplicáveis ao método Sm-Nd.

A semelhança dos outros métodos isotópicos, a idade convencional é descrita pela equação:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_f - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i}{(^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_f} \right)$$

com $\lambda (^{147}\text{Sm}) = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_f$ e $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_f$ são as razões isotópicas obtidas por espectrometria de massa.

A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da Terra como um todo tem aumentado com o tempo por causa do decaimento do ^{147}Sm para ^{143}Nd . O seu aumento em função do tempo pode ser descrito por um modelo baseado na razão Sm/Nd e sua razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ primordial.

A evolução isotópica do Nd na Terra é representada por um modelo que assume que a razão Sm/Nd da Terra é igual a dos meteoritos condriticos. Jacobsen and Wasserburg (1980) analisaram 5 condritos e o acondrito Juvinas e determinaram que estes meteoritos tem uma razão Sm/Nd média de 0,1967 e usaram este resultado para calcular a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de um reservatório condritico no tempo assumindo a idade da Terra como 4,6 Ga.

Tal evolução isotópica é descrita em termos de um modelo chamado CHUR (DePaolo and Wasserburg, 1976), sigla de reservatório condritico uniforme. Este modelo assume que o Nd terrestre tem evoluído num reservatório uniforme cuja razão Sm/Nd é igual a dos meteoritos condriticos. O valor atual da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR é 0,512638, normalizado para a razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. Esta informação nos permite calcular a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR em qualquer tempo t pela equação:

$$I_{\text{CHUR}}^t = I_{\text{CHUR}}^0 - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} (e^{\lambda t} - 1)$$

I^0_{CHUR} = razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR atualmente = 0,512638

Fusão parcial do CHUR produz magmas com razões Sm/Nd inferiores ao CHUR. O resíduo sólido que permanece tem razões Sm/Nd maiores que o CHUR. Por conseguinte, estas regiões empobrecidas nas TR leves ou razões Sm/Nd maiores têm razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maiores que o CHUR atualmente. As partes do reservatório condritico que permanecem não perturbadas pelos eventos formadores de magmas contêm Nd cuja composição isotópica evoluiria sem interrupção até o presente.

Conforme sua origem, é possível então calcular as idades modelo T_{CHUR} como ilustrado na Figura 2.1, pela interseção da linha de crescimento isotópico de uma rocha crustal com a linha representando o CHUR. A inclinação é proporcional à razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. A equação para o cálculo da idade modelo é:

$$T_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_f - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{CHUR}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_f - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR}} + 1 \right)$$

sendo $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR} = 0,1967$

Idades modelo podem ser calculadas relativas a um reservatório empobrecido cuja razão Sm/Nd foi aumentada pela formação de uma fusão parcial num episódio anterior. Para este propósito o reservatório empobrecido de acordo com Michard et al. (1985) é assumido de ter uma razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,222. Idades modelo T_{DM} são simplesmente uma expressão de como suas respectivas regiões fontes podem ter razões de terras raras diferentes daquelas do CHUR. Neste caso as idades modelo T_{DM} são calculadas pela equação:

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_f - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{CHUR}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_f - 0,222} + 1 \right)$$

Tal como muitas idades modelos, elas são facilmente calculadas, mas demandam cuidados na interpretação.

É possível comparar as razões iniciais de rochas ígneas e metamórficas na crosta da Terra com as correspondentes razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR no tempo de cristalização "t" das rochas e também no tempo atual ($t = 0$).

Como as diferenças nas razões isotópicas são muito pequenas, DePaolo and Wasserburg (1976) introduziram os parâmetros epsilon ϵ conforme definidos abaixo:

$$\epsilon^t_{CHUR} = \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{inicial}}}{I^t_{CHUR}} - 1 \right) \times 10^4$$

$$\epsilon^o_{CHUR} = \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{medido}}}{I^o_{CHUR}} - 1 \right) \times 10^4$$

Um valor positivo de epsilon indica que as rochas foram derivadas de um sólido residual no reservatório (manto empobrecido). Tais partes do reservatório são ditas empobrecidas em elementos litófilos de íon grande (LIL) que são preferencialmente fracionados na fase líquida da fusão parcial. Um valor negativo de epsilon indica que as rochas foram derivadas de fontes que tinham razões Sm/Nd menores que o reservatório condritico (manto enriquecido). Finalmente, quando o valor de epsilon é zero, a composição isotópica do Nd na rocha é indistinta daquela do reservatório condritico, o que indica que estas rochas poderiam ter sido derivadas diretamente do mesmo.

Idades modelo tem sido aplicadas para rochas sedimentares, onde uma vez mais sua utilidade depende se as razões Sm/Nd de um sedimento é similar aquela da rocha fonte. Sendo assim as idades modelos de sedimentos provêm uma estimativa do seu terreno fonte. McCulloch and Wasserburg (1978) introduziram este enfoque e mostraram evidência que os processos de erosão, sedimentação e metamorfismo não fracionam as terras raras significativamente.

A breve introdução sobre a sistemática de datação pelo método Sm-Nd e os parâmetros dela derivados (idade isocrônica, razão inicial, epsilon, idade modelo) permitem uma avaliação da utilidade do método.

FIGURA 2.1- Cálculo de uma idade modelo ou de residência crustal para uma rocha relativo ao CHUR ou um reservatório empobrecido do qual magma foi formado num evento anterior. A idade é calculada a partir das razões medidas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ da rocha e é baseada na premissa que a razão Sm/Nd permaneceu constante desde que o material foi separado das fontes do magma no manto. Parâmetros usados: (1) CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$; (2) reservatório empobrecido: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513114$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,222$ (Faure, 1986).

2.3 - MÉTODO ARGÔNIO - ARGÔNIO

O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foi originalmente usado em materiais extraterrestres (meteoritos e rochas lunares desde 1969) e em minerais anidros cuja história metamórfica compreendeu somente um evento térmico. O método é baseado na produção de ^{39}Ar a partir do ^{39}K por uma reação (n,p) durante uma irradiação de neutrons rápidos. A reação usada para a datação é:

O ^{39}Ar , assim formado, tem uma meia-vida de 269 anos. Em adição a reação acima, os isótopos de Ar são produzidos por outras reações interferentes a partir do K, Ca e Cl:

Em muitas amostras as correções no ^{40}Ar e $^{36}\text{Ar}_\text{Cl}$ são pequenas, de modo que só correções atmosféricas e derivadas do Ca são críticas.

Os dados espectrométricos são corrigidos pelas interferências isotópicas produzidas pelas várias reações nucleares durante a irradiação. As principais reações interferentes, para amostras terrestres, são:

Considerando o fato de que somente o ^{40}Ca produz o ^{37}Ar pela reação (n, α), são utilizados sais artificiais irradiados de K e Ca para serem obtidos os fatores de correção. A idade das amostras é medida em relação a um padrão de referência de idade conhecida. Recorre-se também a um parâmetro empírico J, que é função do tempo de irradiação, do fluxo neutrônico de uma certa energia e da seção de choque para a reação (n, p) do ^{39}K . A idade da amostra é obtida a partir da equação:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}}{^{39}\text{Ar}_\text{K}} \cdot J \right)$$

onde

λ = constante de decaimento total do $^{40}\text{K} = 5,305 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$

Os dados obtidos podem ser visualizados de dois modos complementares: o espectro de idade e diagrama de correlação. A principal vantagem do método Ar-Ar é que o Ar pode ser perdido parcialmente por etapas de aquecimento das amostras irradiadas. Deste modo, um espectro de dados pode ser calculado a partir da razão $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/^{39}\text{Ar}$ de cada fração (Fig. 2.2). Rochas e minerais que tem experimentado perda parcial de Ar depois da cristalização podem produzir espectros de idade tendo um platô formado pela perda de Ar de lugares retentivos a elevadas temperaturas. Tais dados do platô podem ser iguais ou sensivelmente menores que o tempo de cristalização. Rochas ou minerais contendo excesso de ^{40}Ar usualmente produzem idades anormalmente velhas em baixas temperaturas, mas podem não atingir platôs reais em temperaturas mais elevadas. No entanto, o método Ar-Ar não detecta a presença de excesso de ^{40}Ar em todos os casos. Quando o excesso de ^{40}Ar está uniformemente distribuído através dos grãos do mineral, um platô pode ser observado no espectro dos dados, mas o resultado assim obtido excede a idade do mineral.

Diagramas de correlação com os razões $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ e $^{39}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ medidas das frações de gás perdidas das amostras não perturbadas formam isócronas. A interseção da isócrona com o eixo $^{49}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ dá a composição isotópica do Ar aprisionado no momento da formação do mineral. A idade é calculada pelo inverso da interseção da reta isocrônica sobre o eixo $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$, correspondendo à razão $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$. No cálculo do erro (1σ) das idades são considerados os erros analíticos sobre o gradiente, o fluxo e a incerteza da idade do padrão. As idades totais integradas Ar/Ar correspondem às idades K/Ar convencionais.

A versatilidade do método Ar-Ar tem sido intensificada pelo uso de lasers para extrair Ar de grãos individuais de mineral e para demonstrações de que rochas metamórficas de baixo grau podem ser datadas em circunstâncias favoráveis. Em adição, os dados coletados rotineiramente por degaseificação em etapas do mineral permite inferir coeficientes aparentes de

difusão e energias de ativação a partir das quais a temperatura de fechamento pode ser calculada em função da idade do "platô". Esta extensão do método permite construir curvas de resfriamento para rochas que tem diferentes minerais portadores de K com diferentes temperaturas de fechamento.

FIGURA 2.2 - Espectro de idades para a biotita RJ-4A obtido por degaseificação em etapas a temperaturas crescentes.

2.4 - MÉTODO DOS TRAÇOS DE FISSÃO

A fissão do átomo do ^{238}U no interior de minerais produz dois fragmentos fortemente ionizados que se repelem e criam uma zona positivamente carregada na sua passagem pela rede cristalina do mineral (Fig. 2.3). O ataque químico do mineral permite a visualização da trajetória destes fragmentos ao microscópio óptico, denominada de "traço de fissão" (Figs. 2.4 e 2.5). A densidade de traços formados pela fissão do ^{238}U é função do teor de urânio do mineral, do tempo decorrido após a sua cristalização e sua história de resfriamento. Baseados neste fato, Price and Walker (1963) propuseram o método dos traços de fissão. A aplicação do método abrange uma variedade de problemas desde a antropologia à tectônica de placas e cosmocronologia (Fleischer et al., 1975).

As premissas a serem obedecidas para que o método possa ser utilizado são: (i) a concentração de U deve ser suficiente para produzir uma densidade que permita uma contagem estatisticamente significativa; (ii) os traços devem ser estáveis a temperaturas ordinárias para intervalos de tempo comparáveis à idade a ser medida nos minerais; e (iii) os cristais devem ser livres de inclusões, deslocamentos e defeitos para permitir a identificação e contagem dos traços.

Para a datação pelo método dos traços de fissão é necessário determinar a razão entre as densidades (número de traços por unidade de área) de traços fósseis (D_f) formados pela fissão espontânea do ^{238}U e de traços formados pela fissão induzida do ^{235}U (D_i) pela irradiação por um fluxo de neutrons térmicos num reator nuclear.

A partir da equação fundamental do decaimento radioativo, a idade por traços de fissão (TF) é calculada segundo:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \frac{D_f}{D_i} \cdot \phi \cdot I \sigma \cdot \frac{\lambda_d}{\lambda_f} \right)$$

com

λ_d = constante de decaimento alfa do ^{238}U

λ_f = constante de decaimento pela fissão espontânea do ^{238}U
 σ = seção de choque para fissão induzida do ^{235}U por neutrons térmicos
 I = razão isotópica atual do $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ (= 1 / 137,88)
 ϕ = dose de neutrons térmicos (parâmetro operacional)
 $\lambda_d = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ (Jaffey et al., 1971)
 $\lambda_f = 7,03 \times 10^{-17} \text{ anos}^{-1}$ (Roberts et al., 1968)
 $\sigma = 5,802 \times 10^{-22} \text{ cm}^{-2}$ (Browne et al., 1978)
 $I = 7,253 \times 10^{-3}$ (Cowan and Adler, 1976)

Uma idade TF representa o momento no qual os traços de fissão espontânea do ^{238}U se tornaram estáveis num mineral. As primeiras idades obtidas por Fleischer et al. (1963) e Maurette et al (1964) em micas se mostraram, às vezes, inferiores às idades esperadas. Estudos comparativos demonstraram que, onde as idades eram jovens demais, os traços fósseis tinham dimensões menores que os traços induzidos.

A temperatura é o parâmetro mais importante que controla a retenção dos traços nos minerais. Estudos experimentais mostram que mesmo temperaturas moderadas (algumas centenas de graus) são suficientes para eliminar os traços ("annealing"), durante uma hora de aquecimento, nos minerais usados nas datações TF. Estudos laboratoriais sobre o comportamento térmico dos traços de fissão foram realizados em diversos minerais. Na Fig. 2.6 estão também registradas as temperaturas de fechamento convencionais de vários minerais usados nas datações Rb-Sr e K-Ar. As datações Rb-Sr, K-Ar e TF são complementares, sendo que a história de resfriamento a altas temperaturas (> 250°C) é analisada pelos dois primeiros métodos acumulativos convencionais e a temperaturas baixas (< 250°C) é melhor avaliada pelo método dos traços de fissão.

Em verdade, os casos onde o "annealing" parcial dos traços fósseis ocorreu são freqüentemente observados. O "annealing" parcial provoca uma diminuição da densidade de traços fósseis reveláveis. Dependendo da história de resfriamento da amostra, a idade "t" aparente pode ter diferentes significados. No caso de resfriamento muito rápido, como ocorre em rochas vulcânicas e subvulcânicas, a idade TF de um mineral data a extrusão

da rocha (Fig. 2.7, curva A). Ao contrário, quando o resfriamento é lento a idade TF representa a época do resfriamento abaixo de uma isoterma, de acordo com o mineral datado (curva B). No caso de um resfriamento complexo (curva C) a idade TF não vai ter mais significado geológico.

Tentativas para se obter idades significativas, levando-se em conta o annealing parcial, são realizadas através do método de correção do tamanho dos traços fósseis (Störzer and Wagner, 1969; Green et al., 1989; Wagner and Hejl, 1991).

FIGURA 2.3 - Formação de um traço latente (Fleischer et al, 1975)

Legenda :

- ⊙ Átomo estável
- Átomo excitado
- Fragmento de fissão

FIGURA 2.4 - Traços latentes (a) e traços revelados (b) pelo ataque químico num mineral (Poupeau, 1980).

FIGURA 2.5 - Fotomicrografia de traços revelados em apatita (aumento 2500X).

FIGURA 2.6 - TEMPERATURAS DE FECHAMENTO MÉDIAS PARA OS MINERAIS UTILIZADOS NOS MÉTODOS K - Ar, ^{39}Ar - ^{40}Ar E TRAÇOS DE FISSÃO (ADAPTADO POR FONSECA, 1986).

FIGURA 2.7 - HISTÓRIA DE RESFRIAMENTO DE UMA ROCHA
(WAGNER, 1981).

Legenda:

(A) rápido

(B) lento

(C) complexo

(I) traços não registrados

(II) traços parcialmente registrados

(III) traços totalmente registrados

3. RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO

De um total de 218 amostras, 22 delas foram datadas pelo método Rb-Sr e 24 amostras por Sm-Nd, em rocha total, além de que 5 fases minerais pelo método Ar-Ar e 6 por traços de fissão (Tabela 3.1). Parte das determinações espectrométricas da metodologia Rb-Sr foi realizada no Consiglio Nazionale della Ricerca (C.N.R.) de Pisa, Itália, e o restante, juntamente com as datações Sm-Nd, no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. As datações pelos métodos Ar-Ar e traços de fissão foram efetuadas no C.N.R. de Pisa.

A acurácia dos resultados por espectrometria de massa em diversos instrumentos pode ser checada comparando-se com a análise em padrões inter-laboratoriais. As razões isotópicas dos elementos Sm e Nd de uma grande parte das amostras foram efetuadas nos dois espectrômetros VG-354 do CPGeo-IG/USP, utilizando coletor simples e conhecida técnica de "peak jumping" (programa de análises GPS). No caso do Sr as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são médias de pelo menos dez blocos, cada um contendo pelo menos dez razões isotópicas. Razões isotópicas anômalas (outliers) foram descartadas observando-se o nível de rejeição como sendo de 2 σ . Durante os meses de agosto a setembro de 1992 quando foram realizadas as determinações isotópicas de Sr, foi também analisada doze vezes a amostra de referência NBS-987 (carbonato de estrôncio), cujos resultados foram normalizados para o valor internacionalmente aceito para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ como sendo de 0,1194.

Este padrão, utilizado internacionalmente, foi distribuído pelo National Bureau Standard -NBS a partir de 1971, sugerindo valor de 0,71014 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Redeterminações efetuadas em 1988 pelo Dr. Linus Barnes do próprio NBS utilizando espectrômetro multicoletor MAT261, resultou no valor médio de 0,71024 +/- 0,00011 em 85 determinações independentes durante o período de 8 meses.

Os diversos laboratórios do mundo, dependendo do instrumento e técnica de análise, têm apresentado valores na faixa de 0,71020 a 0,71030. O valor de 0,71027 verificado no período de análises encontra-se na faixa de valores mundialmente

verificado, como também é concordante com o novo valor proposto pelo NBS.

Quanto às análises isotópicas do elemento Nd, a precisão e a concordância das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pode ser melhor avaliada tendo em vista os resultados obtidos pelos laboratórios de Caltech e La Jolla, ambos nos Estados Unidos, em padrões La Jolla e basalto BCR-1, conforme apresentado por Kawashita et al(1991).

A seguir são relacionadas as análises obtidas no CPGeo-IG/USP e no C.N.R. de Pisa.

-Resultados obtidos no NBS-987 na USP

Nº	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm (1\sigma)$
04/08	0,71026 +/- 0,00002
12/08	0,71024 +/- 0,00002
19/08	0,71029 +/- 0,00002
28/08	0,71029 +/- 0,00002
01/09	0,71028 +/- 0,00002
04/09	0,71027 +/- 0,00002
10/09	0,71029 +/- 0,00002
14/09	0,71029 +/- 0,00002
18/09	0,71025 +/- 0,00002
24/09	0,71027 +/- 0,00002
26/09	0,71030 +/- 0,00002
29/09	0,71025 +/- 0,00002
Média	0,71027 +/- 0,00002

Análises isotópicas no padrão La Jolla e BCR-1 (USGS) apresentadas por Kawashita et al(op. cit.).

Solução standard	La Jolla	$^{143}\text{Nd}/^{133}\text{Nd}$	Nº de análises	Média (1σ)
La Jolla				
monocoletor;f.metálica(CPGeo)	0,511798-0,511899	22	0,511850	0,000029
monocoletor;f.óxido(CPGeo)	0,511842-0,511861	03	0,511861	0,000005
col. triplo;f.metálica(CPGeo)	0,511814-0,511879	14	0,511847	0,000022
monocoletor;f.óxido(La Jolla)*	-	-	0,511848	0,000004
Basalto BCR-1 (USGS)				
monocoletor;f.óxido(CPGeo)	0,512649-0,512697	4	0,512662	0,000027
monocoletor;f.óxido(Caltech)*	0,512637-0,512641	8	0,512639	0,000020

* Obs: dados de La Jolla obtidos em Lugmair (inf. verbal) e os de Caltech em Wasserburg et al. (1981).

-Resultados obtidos no C.N.R. / espectrômetro VG54E (monocoletor)

SRM-607 (NIST) Rb = 524 ± 1 ppm

(K-feldspato) Sr = $65,49 \pm 0,32$ ppm

padrões

La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51186 \pm 0,00002$

NBS-987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71026 \pm 0,00002$

BCR-1 Sm = $6,65 \pm 0,04$ ppm

Nd = $28,18 \pm 0,12$ ppm

Sr = 323 ± 2 ppm

As estimativas dos erros analíticos foram baseadas nos níveis de corte estabelecidos por Snelling (1976; in Kawashita et al., 1990) convenientes para reconhecer isócrona de errócrona são:

Nº de pontos	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14
M.S.W.D.	3,92	3,07	2,68	2,45	2,29	2,18	2,09	2,02	1,91	1,83

3.1 - RUBÍDIO-ESTRÔNCIO

As 218 amostras coletadas na área foram analisadas semi-quantitativamente por fluorescência de raios-X para determinar os teores de Rb_{total} e Sr_{total} (Tabela 3.2). A escolha das amostras, a partir dos teores semi-quantitativos de Rb e Sr, foi conduzida de modo tal a permitir um amplo espalhamento adequado na razão Rb/Sr, visando uma boa distribuição dos pontos no diagrama isocrônico para cada associação ou conjunto de amostras cogenéticas. As amostras escolhidas tiveram determinados os seus teores quantitativos de Rb e Sr.

Um total de 22 determinações encontra-se disponível para a área (Tabela 3.3.). As análises foram efetuadas em rocha total e os resultados interpretados através de diagramas isocrônico (Tabela 3.4). As amostras foram agrupadas em diagramas isocrônicos de acordo com: (i) as regiões registradas com amostras seguramente cogenéticas, de preferência do mesmo afloramento ou de afloramentos vizinhos da mesma litologia; (ii) o mesmo processo petrogenético atuante; e (iii) material inicial similar.

Os ortognaisses datados foram amostrados na Ponta do Marisco (RJ-5) e Praia da Caravela (RJ-15) em Búzios, Praia da Concha (RJ-14) em Cabo Frio e na estrada para o Pontal do Atibaia (RJ-19) em Arraial do Cabo (Fig. 1.1).

O ortognaisse do afloramento RJ-5 (Ponta do Marisco) ocorre como um hornblenda gnaiss bandado com intercalações anfibolíticas, algumas boudinadas (Foto 9). O diagrama isocrônico desse ortognaisse produziu uma idade de 2071 ± 75 Ma, com R.I. = 0,70331 (Fig. 3.1a).

Idade semelhante apresentou o ortognaisse do afloramento RJ-19 (Pontal do Atibaia), que ocorre como um gnaiss leucocrático, com bandas acinzentadas. A idade isocrônica obtida foi de 2068 ± 154 Ma, com R.I. = 0,70368 (Fig. 3.1d). Apesar de ser uma " errôcrona ", tanto a idade quanto a R.I. são concordantes com as obtidas para o afloramento RJ-5. O diagrama isocrônico foi recalculado pelo modelo Wendt-2, sendo obtida uma idade de 1275 ± 170 Ma com R.I. = 0,70842.

Já o ortognaisse do afloramento RJ-14 (Praia

da Concha) produziu uma idade isocrônica de 1661 ± 141 Ma, com $R.I. = 0,70527$ (Fig. 3.1b). Este ortognaisse apresentou idade mais jovem e R.I. mais elevada que os anteriores, demonstrando ter sofrido rehomogeneização isotópica parcial do Sr. Neste afloramento o ortognaisse mostra uma variação faciológica em direção ao mar: próximo ao mar ocorre como um gnaisse cinza homogêneo com enclaves máficos orientados e segregações de quartzo (Foto 5). Em direção à costa desenvolveram-se zonas de cisalhamento de direção NW, preenchidas por aplitos graníticos róseos (Foto 6). Ocorre um mega-enclave de rocha máfica.

Idade muito mais jovem produziu o ortognaisse do afloramento RJ-15 (Praia da Caravela): 342 ± 42 Ma, com $R.I. = 0,71219$ (Fig. 3.1c). A bem da verdade trata-se de uma errôcrona. As amostras RJ-15A e RJ-15R tem teores de Rb bem inferiores (respectivamente 28 e 15 ppm) à média dos ortognaisses (81 ppm), como também as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, e as idades convencionais (T_{42}) muito mais elevadas (Tab. 3.3). Claramente o sistema Rb-Sr foi aberto por um evento mais jovem explicado adiante. Neste afloramento o ortognaisse mostra as zonas de cisalhamento (Foto 7) observadas no afloramento RJ-14. Próximo ao RJ-15 no alto da Serra das Emerenças é observado o contato por falha com os paragnaisses.

Os paragnaisses foram amostrados na Ponta das Emerenças (RJ-3), Praia do Saco do Forno (RJ-8) e Ponta da Lagoinha (RJ-11) em Búzios. São biotita-granada-sillimanita-gnaisses (às vezes com cianita) bandados, sendo que na Ponta da Lagoinha ocorrem intercalações de rochas calciossilicáticas. A isócrona de referência desses 3 afloramentos produziu uma idade de 541 ± 13 Ma, com $R.I. = 0,71332$ (Fig. 3.1e).

Quando plotados os dados analíticos do ortognaisse do afloramento RJ-15 na isócrona de referência dos paragnaisses, estes mostram-se bem alinhados e a isócrona composta produz uma idade de 540 Ma, com $R.I. = 0,71186$ (Fig. 3.1f). O alinhamento do ortognaisses RJ-15 na isócrona de referência dos paragnaisses mostra a abertura do sistema Rb-Sr dessas rochas durante o metamorfismo desses últimos, relacionada ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento, com a fusão local do

ortognaisse para a formação dos aplitos graníticos róseos.

As idades isocrônicas maiores que 2000 Ma datam o metamorfismo de fácies anfibolito dos ortognaisses, com a formação de texturas migmatíticas. As razões iniciais em torno de 0,703 sugerem uma origem de crosta inferior-manto para o material que deu origem aos ortognaisses. A idade de 540 Ma obtida para os paragnaisses data o metamorfismo de fácies anfibolito alto de uma sequência vulcano-sedimentar, levando-se em conta que trata-se de uma isócrona de referência.

TABELA 3.1 - Distribuição das amostras para datação Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar e traços de fissão.

- Método Rb-Sr e Sm-Nd

Rocha total	Amostras
paragnaisses	RJ-3I, RJ-8, RJ-8D, RJ-11I
ortognaisses	RJ-5B,D,E,J,Q RJ-14N,O,Q,R,S RJ-15A,J,L,O,R RJ-19B,J,N,O,U

- Método Ar-Ar

Amostra	Mineral
RJ-1A	hornblenda
RJ-1B	biotita, hornblenda
RJ-4A	biotita
RJ-14B	hornblenda

- Método dos traços de fissão

Amostra	Mineral
RJ-1A	titanita
RJ-1B	apatita
RJ-4A	apatita
RJ-5A	apatita
RJ-14B	apatita, titanita

Obs: as amostras RJ-14S e RJ-15J não foram analisadas por espectrometria de massa para Sr.

TABELA 3.2- Análise por fluorescência de raios-X

AMOSTRA	ANÁLISE SEMI-QUANTITATIVA			ANÁLISE QUANTITATIVA		AMOSTRA	ANÁLISE SEMI-QUANTITATIVA			ANÁLISE QUANTITATIVA	
	Pb(ppm)	Sr(ppm)	Pb/Sr	Pb(ppm)	Sr(ppm)		Pb(ppm)	Sr(ppm)	Pb/Sr	Pb(ppm)	Sr(ppm)
RJ-3A	76 107 113 125 137 149 161 173 185 197 209 221 233 245 257 269 281 293 305 317 329 341 353 365 377 389 401 413 425 437 449 461 473 485 497 509 521 533 545 557 569 581 593 605 617 629 641 653 665 677 689 701 713 725 737 749 761 773 785 797 809 821 833 845 857 869 881 893 905 917 929 941 953 965 977 989 1001 1013 1025 1037 1049 1061 1073 1085 1097 1109 1121 1133 1145 1157 1169 1181 1193 1205 1217 1229 1241 1253 1265 1277 1289 1301 1313 1325 1337 1349 1361 1373 1385 1397 1409 1421 1433 1445 1457 1469 1481 1493 1505 1517 1529 1541 1553 1565 1577 1589 1601 1613 1625 1637 1649 1661 1673 1685 1697 1709 1721 1733 1745 1757 1769 1781 1793 1805 1817 1829 1841 1853 1865 1877 1889 1901 1913 1925 1937 1949 1961 1973 1985 1997 2009 2021 2033 2045 2057 2069 2081 2093 2105 2117 2129 2141 2153 2165 2177 2189 2201 2213 2225 2237 2249 2261 2273 2285 2297 2309 2321 2333 2345 2357 2369 2381 2393 2405 2417 2429 2441 2453 2465 2477 2489 2501 2513 2525 2537 2549 2561 2573 2585 2597 2609 2621 2633 2645 2657 2669 2681 2693 2705 2717 2729 2741 2753 2765 2777 2789 2801 2813 2825 2837 2849 2861 2873 2885 2897 2909 2921 2933 2945 2957 2969 2981 2993 3005 3017 3029 3041 3053 3065 3077 3089 3101 3113 3125 3137 3149 3161 3173 3185 3197 3209 3221 3233 3245 3257 3269 3281 3293 3305 3317 3329 3341 3353 3365 3377 3389 3401 3413 3425 3437 3449 3461 3473 3485 3497 3509 3521 3533 3545 3557 3569 3581 3593 3605 3617 3629 3641 3653 3665 3677 3689 3701 3713 3725 3737 3749 3761 3773 3785 3797 3809 3821 3833 3845 3857 3869 3881 3893 3905 3917 3929 3941 3953 3965 3977 3989 4001 4013 4025 4037 4049 4061 4073 4085 4097 4109 4121 4133 4145 4157 4169 4181 4193 4205 4217 4229 4241 4253 4265 4277 4289 4301 4313 4325 4337 4349 4361 4373 4385 4397 4409 4421 4433 4445 4457 4469 4481 4493 4505 4517 4529 4541 4553 4565 4577 4589 4601 4613 4625 4637 4649 4661 4673 4685 4697 4709 4721 4733 4745 4757 4769 4781 4793 4805 4817 4829 4841 4853 4865 4877 4889 4901 4913 4925 4937 4949 4961 4973 4985 4997 5009 5021 5033 5045 5057 5069 5081 5093 5105 5117 5129 5141 5153 5165 5177 5189 5201 5213 5225 5237 5249 5261 5273 5285 5297 5309 5321 5333 5345 5357 5369 5381 5393 5405 5417 5429 5441 5453 5465 5477 5489 5501 5513 5525 5537 5549 5561 5573 5585 5597 5609 5621 5633 5645 5657 5669 5681 5693 5705 5717 5729 5741 5753 5765 5777 5789 5801 5813 5825 5837 5849 5861 5873 5885 5897 5909 5921 5933 5945 5957 5969 5981 5993 6005 6017 6029 6041 6053 6065 6077 6089 6101 6113 6125 6137 6149 6161 6173 6185 6197 6209 6221 6233 6245 6257 6269 6281 6293 6305 6317 6329 6341 6353 6365 6377 6389 6401 6413 6425 6437 6449 6461 6473 6485 6497 6509 6521 6533 6545 6557 6569 6581 6593 6605 6617 6629 6641 6653 6665 6677 6689 6701 6713 6725 6737 6749 6761 6773 6785 6797 6809 6821 6833 6845 6857 6869 6881 6893 6905 6917 6929 6941 6953 6965 6977 6989 7001 7013 7025 7037 7049 7061 7073 7085 7097 7109 7121 7133 7145 7157 7169 7181 7193 7205 7217 7229 7241 7253 7265 7277 7289 7301 7313 7325 7337 7349 7361 7373 7385 7397 7409 7421 7433 7445 7457 7469 7481 7493 7505 7517 7529 7541 7553 7565 7577 7589 7601 7613 7625 7637 7649 7661 7673 7685 7697 7709 7721 7733 7745 7757 7769 7781 7793 7805 7817 7829 7841 7853 7865 7877 7889 7901 7913 7925 7937 7949 7961 7973 7985 7997 8009 8021 8033 8045 8057 8069 8081 8093 8105 8117 8129 8141 8153 8165 8177 8189 8201 8213 8225 8237 8249 8261 8273 8285 8297 8309 8321 8333 8345 8357 8369 8381 8393 8405 8417 8429 8441 8453 8465 8477 8489 8501 8513 8525 8537 8549 8561 8573 8585 8597 8609 8621 8633 8645 8657 8669 8681 8693 8705 8717 8729 8741 8753 8765 8777 8789 8801 8813 8825 8837 8849 8861 8873 8885 8897 8909 8921 8933 8945 8957 8969 8981 8993 9005 9017 9029 9041 9053 9065 9077 9089 9101 9113 9125 9137 9149 9161 9173 9185 9197 9209 9221 9233 9245 9257 9269 9281 9293 9305 9317 9329 9341 9353 9365 9377 9389 9401 9413 9425 9437 9449 9461 9473 9485 9497 9509 9521 9533 9545 9557 9569 9581 9593 9605 9617 9629 9641 9653 9665 9677 9689 9701 9713 9725 9737 9749 9761 9773 9785 9797 9809 9821 9833 9845 9857 9869 9881 9893 9905 9917 9929 9941 9953 9965 9977 9989 10001 10013 10025 10037 10049 10061 10073 10085 10097 10109 10121 10133 10145 10157 10169 10181 10193 10205 10217 10229 10241 10253 10265 10277 10289 10301 10313 10325 10337 10349 10361 10373 10385 10397 10409 10421 10433 10445 10457 10469 10481 10493 10505 10517 10529 10541 10553 10565 10577 10589 10601 10613 10625 10637 10649 10661 10673 10685 10697 10709 10721 10733 10745 10757 10769 10781 10793 10805 10817 10829 10841 10853 10865 10877 10889 10901 10913 10925 10937 10949 10961 10973 10985 10997 11009 11021 11033 11045 11057 11069 11081 11093 11105 11117 11129 11141 11153 11165 11177 11189 11201 11213 11225 11237 11249 11261 11273 11285 11297 11309 11321 11333 11345 11357 11369 11381 11393 11405 11417 11429 11441 11453 11465 11477 11489 11501 11513 11525 11537 11549 11561 11573 11585 11597 11609 11621 11633 11645 11657 11669 11681 11693 11705 11717 11729 11741 11753 11765 11777 11789 11801 11813 11825 11837 11849 11861 11873 11885 11897 11909 11921 11933 11945 11957 11969 11981 11993 12005 12017 12029 12041 12053 12065 12077 12089 12101 12113 12125 12137 12149 12161 12173 12185 12197 12209 12221 12233 12245 12257 12269 12281 12293 12305 12317 12329 12341 12353 12365 12377 12389 12401 12413 12425 12437 12449 12461 12473 12485 12497 12509 12521 12533 12545 12557 12569 12581 12593 12605 12617 12629 12641 12653 12665 12677 12689 12701 12713 12725 12737 12749 12761 12773 12785 12797 12809 12821 12833 12845 12857 12869 12881 12893 12905 12917 12929 12941 12953 12965 12977 12989 13001 13013 13025 13037 13049 13061 13073 13085 13097 13109 13121 13133 13145 13157 13169 13181 13193 13205 13217 13229 13241 13253 13265 13277 13289 13301 13313 13325 13337 13349 13361 13373 13385 13397 13409 13421 13433 13445 13457 13469 13481 13493 13505 13517 13529 13541 13553 13565 13577 13589 13601 13613 13625 13637 13649 13661 13673 13685 13697 13709 13721 13733 13745 13757 13769 13781 13793 13805 13817 13829 13841 13853 13865 13877 13889 13901 13913 13925 13937 13949 13961 13973 13985 13997 14009 14021 14033 14045 14057 14069 14081 14093 14105 14117 14129 14141 14153 14165 14177 14189 14201 14213 14225 14237 14249 14261 14273 14285 14297 14309 14321 14333 14345 14357 14369 14381 14393 14405 14417 14429 14441 14453 14465 14477 14489 14501 14513 14525 14537 14549 14561 14573 14585 14597 14609 14621 14633 14645 14657 14669 14681 14693 14705 14717 14729 14741 14753 14765 14777 14789 14801 14813 14825 14837 14849 14861 14873 14885 14897 14909 14921 14933 14945 14957 14969 14981 14993 15005 15017 15029 15041 15053 15065 15077 15089 15101 15113 15125 15137 15149 15161 15173 15185 15197 15209 15221 15233 15245 15257 15269 15281 15293 15305 15317 15329 15341 15353 15365 15377 15389 15401 15413 15425 15437 15449 15461 15473 15485 15497 15509 15521 15533 15545 15557 15569 15581 15593 15605 15617 15629 15641 15653 15665 15677 15689 15701 15713 15725 15737 15749 15761 15773 15785 15797 15809 15821 15833 15845 15857 15869 15881 15893 15905 15917 15929 15941 15953 15965 15977 15989 16001 16013 16025 16037 16049 16061 16073 16085 16097 16109 16121 16133 16145 16157 16169 16181 16193 16205 16217 16229 16241 16253 16265 16277 16289 16301 16313 16325 16337 16349 16361 16373 16385 16397 16409 16421 16433 16445 16457 16469 16481 16493 16505 16517 16529 16541 16553 16565 16577 16589 16601 16613 16625 16637 16649 16661 16673 16685 16697 16709 16721 16733 16745 16757 16769 16781 16793 16805 16817 16829 16841 16853 16865 16877 16889 16901 16913 16925 16937 16949 16961 16973 16985 16997 17009 17021 17033 17045 17057 17069 17081 17093 17105 17117 17129 17141 17153 17165 17177 17189 17201 17213 17225 17237 17249 17261 17273 17285 17297 17309 17321 17333 17345 17357 17369 17381 17393 17405 17417 17429 17441 17453 17465 17477 17489 17501 17513 17525 17537 17549 17561 17573 17585 17597 17609 17621 17633 17645 17657 17669 17681 17693 17705 17717 17729 17741 17753 17765 17777 17789 17801 17813 17825 17837 17849 17861 17873 17885 17897 17909 17921 17933 17945 17957 17969 17981 17993 18005 18017 18029 18041 18053 18065 18077 18089 18101 18113 18125 18137 18149 18161 18173 18185 18197 18209 18221 18233 18245 18257 18269 18281 18293 18305 18317 18329 18341 18353 18365 18377 18389 18401 18413 18425 18437 18449 18461 18473 18485 18497 18509 18521 18533 18545 18557 18569 18581 18593 18605 18617 18629 18641 18653 18665 18677 18689 18701 18713 18725 18737 18749 18761 18773 18785 18797 18809 18821 18833 18845 18857 18869 18881 18893 18905 18917 18929 18941 18953 18965 18977 18989 19001 19013 19025 19037 19049 19061 19073 19085 19097 19109 19121 19133 19145 19157 19169 19181 19193 19205 19217 19229 19241 19253 19265 19277 19289 19301 19313 19325 19337 19349 19361 19373 19385 19397 19409 19421 19433 19445 19457 19469 19481 19493 19505 19517 19529 19541 19553 19565 19577 19589 19601 19613 19625 19637 19649 19661 19673 19685 19697 19709 19721 19733 19745 19757 19769 19781 19793 19805 19817 19829 19841 19853 19865 19877 19889 19901 19913 19925 19937 19949 19961 19973 19985 19997 20009 20021 20033 20045 20057 20069 20081 20093 20105 20117 20129 20141 20153 20165 20177 20189 20201 20213 20225 20237 20249 20261 20273 20285 20297 20309 20321 20333 20345 20357 20369 20381 20393 20405 20417 20429 20441 20453 20465 20477 20489 20501 20513 20525 20537 20549 20561 20573 20585 20597 20609 20621 20633 20645 20657 20669 20681 20693 20705 20717 20729 20741 20753 20765 20777 20789 20801 20813 20825 20837 20849 20861 20873 20885 20897 20909 20921 20933 20945 20957 20969 20981 20993 21005 21017 21029 21041 21053 21065 21077 21089 21101 21113 21125 21137 21149 21161 21173 21185 21197 21209 21221 21233 21245 21257 21269 21281 21293 21305 21317 21329 21341 21353 21365 21377 21389 21401 21413 21425 21437 21449 21461 21473 21485 21497 21509 21521 21533 21545 21557 21569 21581 21593 21605 21617 21629 21641 21653 21665 21677 21689 21701 21713 21725 21737 21749 21761 21773 21785 21797 21809 21821 21833 21845 21857 21869 21881 21893 21905 21917 21929 21941 21953 21965 21977 21989 22001 22013 22025 22037 22049 22061 22073 22085 22097 22109 22121 22133 22145 22157 22169 22181 22193 22205 22217 22229 22241 22253 22265 22277 22289 22301 22313 22325 22337 22349 22361 22373 22385 22397 22409 22421 22433 22445 22457 22469 22481 22493 22505 22517 22529										

continuação da Tabela 3.2

AMOSTRA	ANÁLISE SEMI-QUANTITATIVA			ANÁLISE QUANTITATIVA	
	Pb (ppm)	Sr (ppm)	Pb/Sr	Pb (ppm)	Sr (ppm)
RJ-198	78	446	0.175	78	446
	96	378	0.254	96	378
	44	438	0.100	44	438
	81	572	0.142	81	572
RJ-204					
RJ-214					

TABELA 3.3 - Determinações dos teores de Rb e Sr por diluição isotópica

N.º de Campo	Rb (ppm) (RX) (DI)		Sr (ppm) (RX) (DI)		⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Erro	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Erro	T42 (Ma)	Erro	Epsilon
RJ-3I	101	117,4	19	27,5	0.803511	0.000030	12.4917	0.350	553	19	+1349
RJ-8	98	98,2	132	132,2	0.729618	0.000029	2.156	0.061	800	68	+349
RJ-8D	218	205,7	73	66,2	0.782239	0.000039	9.060	0.254	598	30	+1096
RJ-11I	177	186,5	87	98,7	0.759221	0.000053	5.494	0.155	692	32	+769
RJ-5B	78	79,6	487	495,9	0.717548	0.000023	0.465	0.013	1875	299	+178
RJ-5D	88	98,6	301	309,9	0.730384	0.000030	0.923	0.026	1911	158	+360
RJ-5E	116	105,7	499	502,2	0.721746	0.000068	0.610	0.017	1908	231	+238
RJ-5J	93	98,8	292	312,9	0.730512	0.000022	0.915	0.026	1936	159	+362
RJ-5Q	55	68,6	551	556,9	0.713761	0.000051	0.357	0.010	1709	389	+142
RJ-14N	113	101,8	385	359,2	0.727891	0.000051	0.821	0.023	1936	175	+325
RJ-14O	91	78,5	387	389,4	0.721476	0.000072	0.584	0.016	1959	241	+234
RJ-14Q	66	74,3	435	418,9	0.721336	0.000055	0.514	0.015	2205	273	+232
RJ-14R	105	93,1	385	385,2	0.725270	0.000010	0.701	0.020	2008	203	+288
RJ-15A	28	25,8	569	577,9	0.712785	0.000034	0.129	0.004	4125	1035	+110
RJ-15L	58	71,0	531	533,4	0.713699	0.000041	0.385	0.011	1573	360	+123
RJ-15O	80	67,2	557	559,0	0.714237	0.000073	0.348	0.010	1844	397	+131
RJ-15R	15	16,3	531	545,9	0.712605	0.000090	0.086	0.002	5948	1508	+108
RJ-19B	78	66,2	446	376,3	0.715190	0.000030	0.509	0.014	1395	274	+145
RJ-19J	96	78,6	378	502,4	0.715960	0.000010	0.453	0.013	1683	307	+156
RJ-19N	44	44,8	418	420,8	0.714110	0.000010	0.308	0.009	2052	448	+129
RJ-19O	99	98,8	524	497,4	0.721360	0.000010	0.576	0.016	1974	244	+232
RJ-19U	81	78,4	572	576,3	0.716420	0.000010	0.394	0.011	2011	352	+162

Razão calculada e normalizada para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$

$$\epsilon_{\text{Sr}}^{\circ} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}{0.705} - 1 \right) \times 10^4$$

TABELA 3.4 - Quadro sinótico das idades isocrônicas Rb-Sr

Litologia	Isócrona	Amostra	t (Ma)	Erro (1σ)	R. I.	MSWD	Coef. Cor.
ortognaisse	verdadeira	RJ-5B,D,E,J,Q	2071	75	0,70331	0,6502	0,99946
		RJ-14N,O,Q,R	1661	141	0,70839	4,3438	0,98211
		RJ-15A,L,O,R	342	42	0,71219	0,9980	0,95567
		RJ-19B,J,N,O,U	2068	154	0,70368	39,527	0,77985
	referência	RJ-5,14,19	2011	51	0,70429	4,4637	0,99513
		RJ-5,14,15,19	1295	14	0,71039	121,8581	0,95799
	referência	RJ-3I,8,8D,11I	541	13	0,71332	7,3063	0,99794

FIGURA 3.1 - Diagramas isocrônicos Rb - Sr

(a) ortognaisse RJ - 5

(b) ortognaisse RJ - 14

(c) ortognaisse RJ - 15

(d) ortognaisse RJ - 19

(e) referência dos paragnais

(f) paragnais + (RJ - 15)

3.2 - SAMARIO-NEODÍMIO

As amostras datadas pelo método Sm-Nd foram as mesmas do método Rb-Sr (Tabela 3.5). A semelhança do método Rb-Sr, os dados analíticos de Sm-Nd foram tratados através de diagramas isocrônicos (Tabela 3.6).

Da mesma forma que no método Rb-Sr, os ortognaisses dos afloramentos RJ-5 e RJ-19 produziram idades isocrônicas concordantes, respectivamente 1879 ± 140 Ma com R.I. = 0,50983 (Fig. 3.2a) e 1874 ± 109 Ma com R.I. = 0,50988 (Fig. 3.2d). Já os ortognaisses dos afloramentos RJ-14 e RJ-15 apresentaram idades mais jovens: 1359 ± 297 Ma com R.I. = 0,51018 (Fig. 3.2b) e 1199 ± 234 Ma com R.I. = 0,51021 (Fig. 3.2c), respectivamente. Uma isócrona de referência para todos os ortognaisses produziu uma idade de 1734 ± 65 Ma com R.I. = 0,50994 (Fig. 3.2e). O diagrama isocrônico de referência dos paragnaisses produziu uma idade de 1215 ± 224 Ma com R.I. = 0,51114 (Fig. 3.2f).

Comparando as idades modelo T_{DM} (Tabela 3.5) das amostras, observam-se dois valores médios de idades: 2400 Ma para os ortognaisses e de 1400 Ma para os paragnaisses. As idades modelo T_{DM} de cerca de 2400 Ma representariam a época de fusão parcial do protolito, se este fosse "manto empobrecido". Mas como as rochas correspondem a uma sequência cálcio-alcalina provavelmente relacionada com subducção de crosta oceânica, sua área fonte deve ter sido manto enriquecido em LILE e LREE através de fluidos/fusões parciais a partir da litosfera em subducção ("subduction zone component"). Daí se conclui que 2400 Ma seria a idade máxima de fusão na área fonte e que sendo manto enriquecido a idade deve ser algo menor. Portanto, uma idade de geração mais próxima da idade de metamorfismo parece ser mais provável. Isto estaria de acordo com a R.I. de 0,5098 indicando uma curta residência crustal. Para os paragnaisses a idade em torno de 1400 Ma indicaria a proveniência destes.

O valor numérico aparentemente inferior das idades Sm-Nd é decorrente da dificuldade inerente ao método em se obter idades precisas por diagramas isocrônicos. As idades isocrônicas em torno de 1900 Ma tem o mesmo significado que as

obtidas pelo método Rb-Sr: época do metamorfismo de fácies anfibolito dos ortognaisses. Devido ao valor alto do MSWD para a isócrona de referência dos paragnaisses, caracterizando-a como uma *errócrona*, o valor numérico desta deve ser visto com cautela. Já as idades em torno de 1200 Ma (obtidas nos ortognaisses RJ-14 e RJ-15), concordantes com a idade produzida pelo diagrama isocrônico dos paragnaisses, representariam um rejuvenescimento parcial causado pelo metamorfismo datado de cerca de 540 Ma datado pelo método Rb-Sr.

Comparando as idades Rb-Sr e Sm-Nd é possível determinar dois intervalos de idades: (i) em torno de 2000 Ma representaria a época de metamorfismo de fácies anfibolito dos ortognaisses; e (ii) cerca de 540 Ma dataria o metamorfismo de fácies anfibolito alto da sequência supracrustal, dando origem aos paragnaisses atuais. As idades intermediárias obtidas não encontram comprovação ou suporte geológico até o momento, parecendo resultar de retrabalhamento parcial pelo evento de cerca de 540 Ma.

TABELA 3.5 - Determinações dos teores de Sm e Nd por diluição isotópica

N.º de Campo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	TDM (Ga)	Erro	Epsilon
RJ-8	8,0	38,0	0,512217	0,000021	0,127576	0,000066	1,453	0,034	- 8,21
RJ-8D	7,1	35,5	0,512037	0,000021	0,122247	0,000059	1,651	0,058	- 8,35
RJ-11I	6,2	35,4	0,512015	0,000024	0,106392	0,000060	1,454	0,032	-11,72
RJ-5B	6,3	34,6	0,511181	0,000028	0,110997	0,000079	2,663	0,039	-28,42
RJ-5D	9,0	59,1	0,510980	0,000038	0,092888	0,000102	2,527	0,045	-32,34
RJ-5E	5,7	51,6	0,510644	0,000031	0,067878	0,000108	2,451	0,031	-38,90
RJ-5J	7,6	52,3	0,510982	0,000030	0,088994	0,000106	2,451	0,036	-32,30
RJ-5Q	3,6	26,9	0,510819	0,000030	0,080341	0,000067	2,477	0,032	-35,48
RJ-14N	7,4	52,3	0,510915	0,000038	0,086589	0,000192	2,483	0,043	-33,61
RJ-14O	10,4	59,5	0,511123	0,000024	0,106286	0,000326	2,631	0,033	-29,55
RJ-14Q	11,9	75,6	0,511095	0,000027	0,095447	0,000123	2,439	0,033	-30,10
RJ-14R	10,6	71,2	0,510993	0,000032	0,090729	0,000144	2,471	0,037	-32,09
RJ-14S	8,4	52,2	0,511032	0,000021	0,097609	0,000088	2,559	0,026	-31,33
RJ-15A	3,1	22,5	0,510870	0,000021	0,083688	0,000040	2,481	0,023	-34,49
RJ-15J	3,2	24,3	0,510888	0,000025	0,081516	0,000065	2,423	0,027	-34,14
RJ-15L	3,0	23,9	0,510834	0,000025	0,075684	0,000068	2,383	0,026	-35,19
RJ-15O	3,2	28,8	0,510701	0,000035	0,067662	0,000055	2,391	0,035	-37,78
RJ-15R	2,9	18,8	0,510943	0,000030	0,094975	0,000056	2,613	0,036	-33,06
RJ-19B	6,2	53,7	0,510737	0,000026	0,070088	0,000120	2,393	0,026	-37,08
RJ-19J	3,0	25,7	0,510729	0,000025	0,071773	0,000043	2,428	0,025	-37,24
RJ-19N	9,6	93,6	0,510668	0,000026	0,062358	0,000056	2,343	0,025	-38,43
RJ-19O	6,1	54,2	0,510735	0,000033	0,068364	0,000063	2,368	0,033	-37,12
RJ-19U	13,2	76,0	0,511184	0,000024	0,105481	0,000024	2,533	0,032	-28,36

Razão calculada e normalizada para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$

$$\epsilon_{\text{Nd}}^{\circ} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}}{0,512636} - 1 \right) \times 10^4$$

TABELA 3.6 - Quadro sinótico das idades isocrônicas Sm-Nd

Litologia	Isócrona	Amostra	t (Ma)	Erro (1 σ)	R. I.	MSWD	Coef. Cor.
ortognaisse	verdadeira	RJ-5B,D,E,J,Q	1879	140	0,50983	1,4102	0,99830
		RJ-14N,O,Q,R,S	1359	297	0,51018	2,4421	0,89828
		RJ-15A,J,L,O,R	1199	234	0,51021	1,5386	0,93757
		RJ-19B,J,N,O,U	1874	109	0,50988	0,9405	0,99480
	referência	RJ-5,14,15,19	1734	65	0,50994	1,7946	0,97690
paragnaisse	referência (errócrona)	RJ-31,8,8D,11I	1215	224	0,51114	23,0253	0,76365

FIGURA 3.2 - Diagramas isocrônicos Sm - Nd
(a) ortogneisse RJ - 5

(b) ortogneisse RJ - 14

(c) ortognaisse RJ - 15

(d) ortognaisse RJ - 19

(e) referência dos ortognaisses

(f) referência dos paragneisses

3.3 - ARGÔNIO-ARGÔNIO

Os minerais datados pelo método Ar-Ar foram hornblenda e biotita de ortognaisses e anfibolitos (Tabela 3.7). A técnica de preparação das amostras, irradiação e datação está descrita no Apêndice I. Foram datadas 5 amostras. As amostras foram extraídas em várias etapas a temperaturas crescentes e os resultados (Tabela 3.8) analisados à luz do diagrama idade versus porcentagem de ^{39}Ar acumulativo (Fig. 3.3). Os comentários sobre o andamento da análise e a acurácia das datações são descritos a seguir:

RJ-14B (hornblenda)

Amostra com espectro bastante regular, mas não apresenta um platô estatisticamente significativo. Em algumas etapas, devido à quantidade de gás excedente à faixa de medida do instrumento, foi necessário medir uma parte somente do gás obtido. A quantidade total foi então recalculada considerando os volumes das várias partes da linha. As duas primeiras etapas apresentaram idades marcadamente mais jovens em relação aos outros intervalos de temperatura e podem ser devido à presença de fases minerais inclusas na hornblenda, com mais baixa retentividade (como por exemplo biotita) ou a um ligeiro distúrbio térmico sucessivo. A razão Ca/K é muito baixa. A idade aparente integrada é 570 ± 6 Ma.

RJ-1A (hornblenda)

As quatro primeiras etapas são indicativas, porque a amostra era muito grande e permaneceu incrustada no cadinho até a fusão do alumínio: sendo assim as temperaturas assinaladas são de todo fictícias. Também neste caso não foi identificado claramente um platô, no entanto a amostra apresenta uma boa homogeneidade composicional com relação ao Ca e K (com exceção das primeiras etapas já mencionadas). Um diagrama de correlação $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, para etapas de 6 a 10 dá uma idade aparente de 517 ± 5 Ma, com um intercepto $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ claramente radiogênico. A idade aparente integrada é de 536 ± 6 Ma.

RJ-1B (hornblenda)

Também esta amostra apresentou os problemas

da RJ-14B e o procedimento seguido foi o mesmo. Não existe um platô claro, nem homogeneidade da razão Ca/K. Alguns intervalos de temperatura apresentam uma idade aparente em torno de 515 Ma. A idade aparente integrada é 542 ± 6 Ma.

RJ-1B (biotita)

Nesta amostra se nota um valor aparente negativo para o ^{37}Ar . Devido ao longo intervalo de tempo passado da irradiação até à medida, o ^{37}Ar estava no limite de detecção. Não se identifica um platô estatisticamente significativo; a idade aparente integrada é 507 ± 6 Ma.

RJ-4A (biotita)

A amostra não identifica um platô e sua idade aparente integrada total é 593 ± 6 Ma.

As idades obtidas variam de 500 a 600 Ma (Tabela 3.8),mostrando claramente a influência do metamorfismo de fácies anfibolito alto dos paragnaisses, datado em 540 Ma, que zerou o sistema Ar-Ar.

A tentativa de se obter uma taxa de resfriamento datando hornblenda e biotita de uma mesma amostra (com base nas temperaturas de fechamento de cada mineral) não foi possível, devido à não obtenção de um platô estatisticamente significativo, provavelmente devido à inclusão de biotita em hornblenda.

TABELA 3.7 - Resultados Ar-Ar

(a) amostra RJ-1A (hornblenda)

Etapa	T (°C)	% ³⁹ Ar	t (Ma)	Erro
1	500	0,5	462	4
2	600	0,2	423	4
3	700	0,2	468	6
4	800	1,9	638	3
5	1020	13,4	579	2
6	1050	9,5	541	2
7	1070	8,6	532	2
8	1085	7,2	528	2
9	1115	12,8	528	2
10	1130	14,2	522	2
11	1150	5,3	506	3
12	1175	6,9	511	1
13	1200	6,1	524	1
14	1230	1,3	527	2
15	1290	2,0	534	2
16	1400	9,6	543	1
17	1500	0,3	520	5

(b) amostra RJ-1B (hornblenda)

Etapa	T (°C)	% ³⁹ Ar	t (Ma)	Erro
1	690	1,8	382	4
2	750	7,8	512	2
3	785	10,4	509	3
4	820	8,4	503	3
5	850	6,6	510	3
6	880	4,3	504	2
7	910	4,1	502	2
8	970	9,6	517	3
9	1010	9,7	516	2
10	1040	17,2	516	1
11	1070	9,1	508	3
12	1100	8,1	502	2
13	1140	1,9	497	2
14	1200	0,4	490	6
15	1350	0,2	190	12

(c) amostra RJ-1B (biotita)

Etapa	T (°C)	% ³⁹ Ar	t (Ma)	Erro
1	500	3,1	114	3
2	900	6,4	559	2
3	1020	17,0	536	1
4	1060	18,3	514	1
5	1080	12,7	515	1
6	1110	15,2	513	1
7	1130	8,2	518	1
8	1150	9,1	523	2
9	1170	3,7	530	3
10	1190	1,4	560	2
11	1230	0,8	687	3
12	1290	1,0	723	2
13	1400	2,9	705	3
14	1500	0,1	491	8
15	1550	0,1	388	29

(d) amostra RJ-4A (biotita)

Etapa	T (°C)	% ³⁹ Ar	t (Ma)	Erro
1	690	1,7	175	6
2	750	5,0	487	2
3	785	8,0	598	3
4	820	7,7	601	3
5	880	10,4	602	2
6	940	12,5	609	2
7	970	14,7	626	2
8	1010	18,2	620	2
9	1040	11,8	600	2
10	1070	4,8	576	2
11	1200	3,9	578	2
12	1350	1,0	551	4
13	1500	0,2	194	2

(e) Amostra RJ-14B (hornblenda)

Etapa	T (°C)	% ³⁹ Ar	t (Ma)	Erro
1	870	3,5	239	2
2	1000	3,4	460	2
3	1030	5,8	591	2
4	1045	2,5	580	2
5	1060	2,5	583	2
6	1080	6,0	590	1
7	1100	7,4	586	2
8	1115	5,9	584	1
9	1130	7,4	575	1
10	1145	9,5	543	1
11	1160	7,2	576	1
12	1175	5,6	577	1
13	1190	7,0	583	2
14	1205	4,9	576	1
15	1220	5,0	584	2
16	1240	1,9	574	1
17	1260	2,3	579	3
18	1290	2,1	580	3
19	1310	1,7	577	2
20	1350	5,0	579	1
21	1400	0,9	561	3
22	1450	1,0	561	3
23	1500	1,1	558	3
24	1550	0,4	549	2

TABELA 3.8 - Quadro sinótico das idades Ar-Ar

Litologia	Amostras	Mineral	J ($\times 10^{-3}$)	Peso (mg)	Idade (Ma)
ortognaisses	RJ-1A	hornblenda	1,8434	90,34	536 $\pm$ 6
	RJ-4A	biotita	1,8352	4,93	507 $\pm$ 6
anfíbolito	RJ-1B	hornblenda	1,8315	108,44	542 $\pm$ 6
		biotita	1,8297	6,28	593 $\pm$ 6
enclave máfico	RJ-14B	hornblenda	1,8397	81,30	570 $\pm$ 6

FIGURA 3.3 - Diagrama de espectro de idades por degasificação em etapas.

(a) amostra RJ - 1A (hornblenda)

(b) amostra RJ - 1B (hornblenda)

(c) amostra RJ - 4B (biotita)

(d) amostra RJ - 4A (biotite)

(e) amostra RJ - 14B (hornblenda)

3.4 - TRAÇOS DE FISSÃO

As rochas datadas pelo método Ar-Ar tiveram apatita e/ou titanita datadas pelo método dos traços de fissão. Titanita e apatita foram escolhidas em virtude das suas temperaturas de fechamento serem bastante distintas, respectivamente 250°C e 100°C (Harrison et al., 1979). Foram determinadas dos minerais as densidades de traços formados pela fissão espontânea do ^{238}U (D_f) e pela fissão induzida no reator nuclear do ^{235}U (D_i), utilizadas no cálculo das idades TF, e o comprimento dos traços projetados das duas populações de densidades (respectivamente l_f e l_i - Tabela 3.9).

Foi utilizado o padrão internacional Fish Canyon Tuff (Naeser, 1967) para a calibração da precisão das medidas de densidade e comprimento dos traços de fissão e os vidros SRM-962 e SRM-963 do National Bureau Standard (Carpenter and Reimer, 1974) para a dosimetria de neutrons (Vide Apêndice I). Comparando os dados obtidos na tese com os publicados recentemente, a reprodutibilidade das medidas é considerada muito boa (Tabela 3.10).

As idades aparentes se distribuem em dois conjuntos: o primeiro perto de 190 Ma e o outro entre 84 e 34 Ma (Tabela 3.11). As idades em torno de 190 Ma pré-datam a formação dos rifts precursores da abertura do oceano Atlântico Sul (Fig. 3.5), anteriormente já detectada em idades TF entre 120 e 80 Ma em apatitas de rochas metamórficas da cidade do Rio de Janeiro (Fonseca e Poupeau, 1984) e em apatitas de rochas situadas nas partes mais internas da Faixa Ribeira (Siga Jr. et al., 1982). A idade de 84 Ma obtida em titanita deve representar a época da intrusão das rochas alcalinas (magmatismo da fase pós-rift) e as idades entre 43 e 34 Ma obtidas em apatita são relacionadas ao resfriamento crustal ocorrido após a intrusão das rochas alcalinas (Fig. 3.6), amplamente já datada pelo método K-Ar (entre 50 e 70 Ma; Cordani e Teixeira, 1979).

As idades em torno de 190 Ma em apatita e titanita da amostra RJ-14B, um mega-enclave máfico deformado incluso no ortognaisse, demonstram que esse enclave não foi afetado pela intrusão das rochas alcalinas, comportando-se como um siste-

ma mais resistente ao "annealing" dos traços. Já a apatita do ortognaisse RJ-4A (afloramento vizinho) produziu uma idade de 29 Ma.

TABELA 3.9 - Avaliação da densidade e do comprimento dos traços de fissão dos minerais datados

Amostra Mineral	Traços Fósseis					
	RJ-1A titanita	RJ-1B apatita	RJ-4A apatita	RJ-5A apatita	RJ-14B apatita	RJ-14B titanita
n	100	125	200	200	200	100
N _f	6,92	3,992	12,325	25,435	12,74	7,70
Σ ₂	692	499	2465	5087	2548	770
Σ ₂	6519	3883	54415	201061	58430	7234
s.d.	4,18	3,34	10,99	18,98	11,42	3,63
l _f	0,42	0,39	0,78	1,34	0,81	0,36
l _f %	6,04	7,50	6,31	5,28	6,34	4,72
D _f (t.cm ⁻²)	192222	27722	342361	706528	353889	5347222
contagem	1/4	1	1/4	1/4	1/4	1/100
Traços Induzidos						
n	156	163	200	100	125	100
N _i	13,88	4,98	48,53	16,66	11,24	6,50
Σ ₂	2166	811	9706	1666	1405	650
Σ ₂	58436	7443	787798	39908	28129	5254
s.d.	13,53	4,59	39,90	11,08	9,98	3,22
l _i	1,08	0,36	2,82	1,11	0,89	0,32
l _i %	7,80	7,22	5,81	6,65	7,94	4,96
D _i (t.cm ⁻²)	385684	138207	1348056	2892361	312222	4513888
contagem	1/4	1/4	1/4	1/25	1/4	1/100
D _f /D _i	0,498392	0,200583	0,253967	0,244274	1,133453	1,184615
Comprimento dos traços fósseis projetados						
n		500	500	500	450	
L		172,368	149,158	150,976	150,151	
S ₂		86184	74579	75499	67568	
S ₂		18819444	14336857	1448310	13092850	
s.d.		89,13	80,24	78,07	81,02	
l _f		3,99	3,59	3,49	3,82	
l _f %		2,31	2,40	2,31	2,54	
l _f (μm)		5,688	4,923	4,983	4,956	
Comprimento dos traços induzidos projetados						
n			500			
L			170,032			
S ₂			85016			
S ₂			19143130			
s.d.			96,92			
l _i			4,33			
l _i %			2,55			
l _i (μm)			5,612			

Obs: a legenda se encontra na página seguinte

Legenda

n - número de contagens

N_f - média de traços fósseis

N_i - média dos traços induzidos

D_f - densidade de traços fósseis

D_i - densidade de traços induzidos

Σ - número de traços contados

Σ^2 - somatório dos quadrados

s.d - standard deviation

1σ - desvio da média

L - média dos comprimentos dos traços

S - somatório dos comprimentos

S^2 - somatório dos quadrados dos comprimentos

l_f - comprimento dos traços fósseis projetados

l_i - comprimento dos traços induzidos projetados

TABELA 3.10 - Intercalibração das medidas de densidade e comprimento dos traços de fissão no padrão internacional Fish Canyon Tuff

- densidade

Autor	t (Ma)
Bigazzi et al. (1988)	$28,0 \pm 1,2$
Bigazzi e Oddone (1990)	$28,0 \pm 1,5$
Este trabalho	$28,2 \pm 1,8$

- comprimento

Autor	Comprimento dos traços (μm)				
	projetados			confinados	
	l_f	l_i	l_f/l_i	l_f	l_i
Wagner (1988)			0,98		
Gleadow et al. (1986)				15,3	16,3
Este trabalho	6,02	6,12	0,9827	15,2	16,6

TABELA 3.11- Cálculo das Idades

Amostra	Rocha	Mineral	D_f/D_i	t(Ma)	Erro (1 σ)
RJ-1A	anfíbolito	titanita	0,498392	84	10
RJ-1B	ortognaisse	apatita	0,200583	34	11
RJ-4A	ortognaisse	apatita	0,253967	43	9
RJ-5A	ortognaisse	apatita	0,244274	41	9
RJ-14B	enclave	apatita	1,133453	190	9
RJ-14B	máfico	titanita	1,184615	198	7

Dados utilizados para o cálculo das idades

Amostra	Traços fósseis			
	D_f (t.cm ⁻²)	N_f	erro (%)	n
RJ-1A	192.222	6,92	6,04	100
RJ-1B	27.722	3,99	7,50	125
RJ-4A	342.361	12,33	6,31	200
RJ-5A	706.528	25,44	5,28	200
RJ-14B (a)	353.889	12,74	6,34	200
RJ-14B (t)	15.714.285	7,70	4,72	100
	Traços induzidos			
	D_i (t.cm ⁻²)	N_i	erro (%)	n
RJ-1A	385.684	13,88	7,80	156
RJ-1B	138.207	4,98	7,22	163
RJ-4A	1.348.056	48,53	5,81	200
RJ-5A	2.892.361	16,66	6,65	100
RJ-14B (a)	312.222	12,74	7,94	125
RJ-14B (t)	13.265.306	6,50	4,96	100

Obs: a legenda se encontra na página seguinte

Legenda

n - número de contagens

N_f - média

D_f - densidade de traços fósseis

D_i - densidade de traços induzidos

Condições de microscopia: Objetiva Union 100X , com área do retículo $1,44 \times 10^{-4} \text{ cm}^2$

para o comprimento dos traços: ocular móvel Leitz 16X (1600 X)

Condições de ataque:

apatita HNO_3 5%; 45 segundos; Temp. ambiente

titanita $1\text{HF} + 2\text{HNO}_3 + 3\text{HCl} + 6\text{H}_2$; 20 minutos; Temp. ambiente

Condições de irradiação:

posição Lazy Suzan

gradiente desprezível (Bigazzi et al, 1988)

razão cádmio- ouro 6,5 cobalto 48

tempo de irradiação 1 hora

fluxo térmico (nominal) $1 \times 10^{12} \text{ n.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$

dose de neutrons $2,84 \times 10^{15} \text{ n.cm}^{-2}$

3.5 - INTEGRAÇÃO DOS DADOS

A comparação dos dados de geologia de campo, petrografia, geoquímica e datação geocronológica permitiu esboçar uma evolução dos eventos tectono-magmático-metamórficos do "Fragmento Tectônico Cabo Frio" (Tabela 3.12). Entretanto alguns pontos precisam ser melhor explicados.

Entre Arraial do Cabo e a Ponta do Vitório, Búzios, os ortognaisses afloram em uma grande estrutura sinformal de eixo SE-NW mergulhando para NW (Fig. 1.1). A partir do contato destes na Serra das Emerenças (afloramento RJ-2), os paragnaisses (Figs. 1.6 e 1.7) afloram numa seqüência de estruturas antiformal (Ponta de Tucuns) - sinformal (entre Tucuns até Ferradura) - antiformal (Ferradura até Praia Brava) e têm as direções estruturais passando de NW-SE para NE-SW. Como se vê nas figuras 1.1 e 1.7, as falhas ocorrentes na Praia José Gonçalves e pontas de Geribá e Pai Vitório têm mergulhos subverticais. No sopé sul da Serra das Emerenças Fonseca et al. (1984) assinalaram o preenchimento do plano de falha por rocha vulcânica. Já nas pontas de Geribá e Pai Vitório, Heilbron et al. (1982) caracterizaram o plano de falha como uma zona brechiada, com venulações de quartzo e óxido de ferro. Na Ponta do Marisco é observado o contato entre os ortognaisses e paragnaisses em concordância estrutural NW-SE. Na Ponta do Pai Vitório, Búzios, uma falha de direção NE-SW põe os ortognaisses em contato com os sedimentos do Grupo Barreira.

Considerando-se tais fatos, é possível caracterizar dois tipos de falhas: (i) planos de empurrões com transporte tectônico de SW para NE, com mergulho para SW, relacionados a zonas de cisalhamento de baixo ângulo, mas de pequenos rejeitos horizontais; e (ii) de direção WNW-ESE, com mergulhos sub-verticais, com os planos de falhas preenchidos por material vulcânico ou caracterizados por zonas brechadas. O primeiro tipo é suposto ser tardi-tectônico à principal fase F_3 , quando os paragnaisses ainda estavam num estado "dúctil". O segundo tipo já parecem indicar um estado "rúptil". Com base nesta inferência e no preenchimento desses planos de falha por material vulcânico básico, a autora relaciona-os ao tectonismo

Meso-Cenozóico datado pelo método dos traços de fissão.

Um outro ponto é relativo ao rejuvenescimento das idades isocrônicas Rb-Sr e Sm-Nd dos ortognaisses dos afloramentos RJ-14 e RJ-15. As idades Sm-Nd modelos (T_{DM}) desses afloramentos são concordantes com as demais, o mesmo já não acontece com as idades Rb-Sr convencionais (T_{42}) do afloramento RJ-15.

Outro problema é com relação à interpretação da idade Sm-Nd nos paragnaisses. Como sedimentos têm diferentes fontes, com diferentes idades e quantidades de elementos terras raras, neste caso as idades modelo Sm-Nd T_{DM} são "médias ponderadas" das diversas fontes e servem apenas para indicar a idade máxima dos episódios de sedimentação.

Comparando os diagramas gerais de Sm-Nd e Rb-Sr (Fig. 3.4), fica nítido que as duas seqüências tiveram evoluções distintas. As baixas razões iniciais e Epsilons de Sr e Nd obtidos nos ortognaisses caracterizam uma importante contribuição de material juvenil no magma fonte. A análise petrográfica indica tratar-se de uma seqüência tonalito-granodiorito-granito (cálcio-alcálica de baixo-K; Lameyre and Bowden, 1982) o que sugere que corresponda a uma série de granitóides pré-colisionais relacionados à subducção de crosta oceânica. A colocação desses plutonitos cálcio-alcálicos se deu numa crosta continental Arqueana (Fig. 3.4h) há cerca de 2400 Ma. Posterior metamorfismo de fácies anfibolito (2070 a 1870 Ma - orogenia Transamazônica) desses plutonitos deu origem aos ortognaisses.

No caso das rochas metassedimentares, a sua homogeneidade composicional (predominantemente arcossiana), tipo e espessura das intercalações e ausência de feições típicas que pudessem caracterizar um ambiente de sedimentação com alto fluxo energético (flisch, conglomerado basal) fazem pressupor um ambiente de sedimentação de bordo de uma bacia de profundidade relativamente rasa e fluxo energético baixo, onde foram depositados sedimentos pelíticos (e subordinadamente psamíticos e calcários) num ambiente de arco continental ou margem continental ativa, provenientes da erosão do embasamento (provavel-

mente ensialítico). Metamorfismo de fácies anfibolito alto (540 Ma - orogenia Brasiliana) dessa sequência sedimentar deu origem aos paragnaisses, com intercalações anfibolíticas e calciossilicáticas. O mesmo evento metamórfico pode ter causado o rejuvenescimento das idades Rb-Sr e Sm-Nd dos ortognaisses localmente, e o "resetting" das idades Ar-Ar de hornblenda e biotita. Empurrões de SW para NE jogaram fatias dos ortognaisses sobre paragnaisses, como foi descrito por Heilbron et al. (1982) na Praia de José Gonçalves.

As idades TF em titanita e apatita do mega-enclave em torno de 190 Ma pré-datam o soerguimento da margem continental brasileira durante a abertura do oceano Atlântico Sul (Fig. 3.5), que fez com que as rochas do embasamento Pré-Cambriano fossem trazidas a níveis crustais rasos e ultrapassassem a isoterma de 110°C (temperatura na qual os traços de fissão do ^{238}U se tornam estáveis na apatita), permitindo assim que tal evento fosse datado pelo método. Já as idades TF obtidas nos ortognaisses e anfibolitos associados variam de 84 a 34 Ma, decorrentes do aquecimento causado pela intrusão das rochas alcalinas (Fig. 3.6). A preservação das idades em torno de 190 Ma no mega-enclave demonstra seu comportamento mais refratário com relação ao "annealing" dos traços.

Sumarizando os eventos datados na área, um diagrama representativo destes foi obtido através do plote das idades versus a temperatura estimada do evento em questão (Fig. 3.7). Foram delineadas quatro épocas de aquecimento relacionadas a: (i) o metamorfismo dos protolitos dando origem aos ortognaisses; (ii) o segundo ao metamorfismo da sequência pelítica, precursora dos paragnaisses, e que afetou localmente os ortognaisses; (iii) o terceiro refletindo um "annealing" parcial das idades TF em apatita e titanita causado pelo vulcanismo basáltico relacionado à abertura do oceano Atlântico Sul; e (iv) o último à intrusão das rochas alcalinas (magmatismo de fase pós-"rift").

TABELA 3.12 - Síntese dos resultados e sua interpretação

LITOLOGIA	AFLORAMENTO	MÉTODO	IDADE	t (Ma)	R.I.	INTERVALO (Ma)	EVENTO DATADO
Ortognaisse	RJ-5	Rb-Sr	T42	1709-1936		2663-2343	Emplacement de magmas calcio-alcálinos provenientes da crosta inferior / manto
			isocrônica	2071+/- 75	0,70331		
		Sm-Nd	TDH	2451-2663			
	RJ-19	Rb-Sr	isocrônica	1879+/- 140	0,50983	2078-1874	Metamorfismo de fácies amphibolito e migmatização dos protólitos: formação dos ortognaisses
			T42	1395-2052			
		isocrônica	2068+/- 154	0,70368			
	RJ-14	Sm-Nd	TDH	2343-2533		600-500	metamorfismo de fácies amphibolito alto da sequência sedimentar perlitica (formação dos paragneisses); rejuvenescimento de alguns sistemas Rb-Sr e Sm-Nd dos ortognaisses: resetting das idades Ar-Ar em hornblenda e biotita
			isocrônica	1874+/- 109	0,50988		
		Rb-Sr	T42	1936-2205			
	RJ-15	Sm-Nd	TDH	1661+/- 141	0,70839	600-500	metamorfismo de fácies amphibolito alto da sequência sedimentar perlitica (formação dos paragneisses); rejuvenescimento de alguns sistemas Rb-Sr e Sm-Nd dos ortognaisses: resetting das idades Ar-Ar em hornblenda e biotita
			isocrônica	2439-2631			
		isocrônica	1359+/- 297	0,51018			
Paragneisse	RJ-31,8,80,111	Rb-Sr	T42	1573-1844		600-500	metamorfismo de fácies amphibolito alto da sequência sedimentar perlitica (formação dos paragneisses); rejuvenescimento de alguns sistemas Rb-Sr e Sm-Nd dos ortognaisses: resetting das idades Ar-Ar em hornblenda e biotita
			errócrona	342+/- 42	0,71219		
		Sm-Nd	TDH	2383-2613			
Ortognaisse		Rb-Sr	isocrônica	1199+/- 234	0,51021	600-500	metamorfismo de fácies amphibolito alto da sequência sedimentar perlitica (formação dos paragneisses); rejuvenescimento de alguns sistemas Rb-Sr e Sm-Nd dos ortognaisses: resetting das idades Ar-Ar em hornblenda e biotita
Paragneisse	RJ-31,8,80,111	Rb-Sr	T42	553-800		190	vulcanismo que pré-data abertura do oceano Atlântico Sul
			referência	541+/- 13	0,71332		
		Sm-Nd	TDH	1453-1651			
Ortognaisse		Rb-Sr	referência	1215+/- 224	0,51114	80-40	intrusão das rochas alcalinas
Ortognaisse		Ar-Ar	aparente	600-500		80-40	intrusão das rochas alcalinas
		TF	aparente	190			
Ortognaisse		Ar-Ar	aparente	40-80		80-40	intrusão das rochas alcalinas

FIGURA 3.4 - DIAGRAMAS DE CORRELAÇÃO Rb - Sr • Sm - Nd

(a) Rb x Sr

(b) $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ versus Sr

(c) $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ versus $1 / \text{Sr} \times 10^{-2}$

(d) Sm x Nd

(e) Nd x Sr

(f) Sm/Nd x Rb/Sr

(g)

(h) $\frac{\text{Epsilon}_{\text{Nd}}}{\text{Nd}} \times \frac{\text{Epsilon}_{\text{Sr}}}{\text{Sr}}$ $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$

(i) $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ versus t (Ga)

(j) $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ versus t (Ga)

FIGURA 3.5 - MODELO PARA GÊNESE CONTINENTAL DO TIPO ATLÂNTICO (ADAPTAÇÃO DE FAURE, 1976).

FIGURA 3.6 - EVOLUÇÃO DA ABERTURA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL (IAEA, 1986)

FIGURA 3.7 - CURVA REPRESENTATIVA DOS PROVÁVEIS EVENTOS DATADOS

4 - CORRELAÇÕES REGIONAIS E EVOLUÇÃO GEOLOGICA

4.1 - CORRELAÇÕES REGIONAIS

Estado do Rio de Janeiro

Um total de 91 análises radiométricas de Rb-Sr, efetuadas em rocha total, encontrava-se disponível para o Estado do Rio de Janeiro até 1986 (Delhal et al., 1969; Cordani et al., 1973; Cordani e Teixeira, 1979; Siga Jr. et al., 1982; e Batista, 1984), sendo que 43 dessas análises foram obtidas em rochas amostradas na Cidade do Rio de Janeiro (Fonseca et al., 1984; e Fonseca, 1986). O histograma de distribuição das idades Rb-Sr convencionais (Fig. 4.1) mostra que 86% dessas idades datam do Ciclo Brasileiro e 14% estão distribuídos entre 1500 e 2100 Ma. Integrando os dados obtidos e analisando a distribuição das idades Rb-Sr, as idades Transamazônicas concentram-se a NW e SE do Estado, enquanto que as idades Brasileiras aparentam estar alinhadas na direção NE-SW. Nesta direção posicionam-se os corpos graníticos sin, tardi e pós-tectônicos, alguns circunscritos outros alongados, distribuídos numa faixa que atravessa quase todo Estado do Rio de Janeiro segundo Penha e Wiedemann (1984). As idades transamazônicas obtidas em alguns granulitos, migmatitos e gnaisses granitóides são associadas ao Complexo Juiz de Fora, enquanto que as idades brasileiras à geração de migmatitos e granitos crustais (Complexo Serra dos Órgãos) formados pela anatexia e metamorfismo de uma sequência vulcano-sedimentar (Complexo Paraíba do Sul) e colocação de granitóides sin, tardi e pós-tectônicos.

Zimbres et al.(1990) apresentaram os resultados obtidos em ortognaisses da região de Cabo Frio. Comparando os resultados obtidos nesta tese com os de Zimbres et al. (op. cit.), as idades dos ortognaisses mostraram-se concordantes (Tabela 4.1). Por outro lado, as razões iniciais de Sr obtidas (em torno de 0,7035) são inferiores, colocando algumas dúvidas em relação à interpretação de Zimbres et al.(op. cit.) de que estas rochas já possuíam longa residência crustal no Transamazônico, com base na razão inicial de 0,707, por eles encontrada. Outro

ponto controverso é com relação à influência do Ciclo Brasileiro sobre a sequência ortognaissica, que parece ser evidente, em vista das datações K-Ar regionais. Em adição, a deformação Brasileira parece corroborar a proposição de Machado & Demange (1990) de que as quatro fases de deformação observadas nos paragnaisses são comuns aos ortognaisses.

Por outro lado, a autora entende que não cabe a hipótese aventada por Machado & Demange (op. cit.) do "batólito de Araruama" ser cronocorrelacionado às rochas supracrustais (paragnaisses), como também não cabe a proposição de Fonseca et al. (1979) de uma idade Transamazônica para a Sequência Búzios. As idades modelos T_{DM} entre 1600 e 1200 Ma obtidas nos paragnaisses limitam a idade máxima para as rochas fonte da sequência metassedimentar. Ademais, a idade do metamorfismo dessa sequência foi de cerca de 540 Ma. Entretanto, o fato das fases deformacionais serem comuns as duas sequências sugere que a deposição da sequência pelítica pode ter ocorrido sobre os ortognaisses e que os empurrões SW-NE, que posicionaram localmente os ortognaisses sobre os paragnaisses, devem ter sido tardi-tectônicos. Observando a movimentação relativa dos "boudins" e pequenas dobras recumbentes (escala centimétrica a métrica) nos paragnaisses, é plausível inferir que os deslocamentos horizontais não foram de grande amplitude. Como não há "camada guia estratigráfica", a amplitude desses deslocamentos só poderá ser inferida através dos deslocamentos das anomalias gravimétricas.

Sendo assim, os empurrões tardi-tectônicos podem não ter sido responsáveis pela estruturação atual. Entendemos que o tectonismo vertical Meso-Cenozóico teve muito mais influência na compartimentação atual das sequências litológicas, como observado na falha da Ponta do Pai Vitório, onde os ortognaisses são posicionados lado a lado com os sedimentos do Grupo Barreiras. O modelo proposto por Machado & Demange (op. cit.) para o "batólito de Araruama", reconhecendo duas prováveis janelas estruturais de unidades supracrustais nas serras do Palmital e Sapiatiba, dá uma estruturação em forma de um antiformal redobrado. Não dispomos de conhecimento geológico detalhado

dessa área, porém levando-se em consideração a influência proposta do tectonismo Meso-Cenozóico no "Fragmento Tectônico Cabo Frio", é possível que a estruturação da seção geológica entre Rio Bonito e Búzios seja mais simples que a proposta por esses autores.

Os kinzigitos datados na cidade do Rio de Janeiro (Fonseca et al., 1984; e Fonseca, 1986) forneceram uma idade de 579 Ma (isócrona verdadeira - Tab. 4.1). Mas considerando-se que a isócrona dos paragneisses da área em estudo é de referência, essas duas idades devem representar o mesmo evento metamórfico.

Uma tentativa de correlação com outras unidades litoestratigráficas datadas no Estado do Rio de Janeiro é apresentada na Tabela 4.2. Cronocorrelacionáveis aos ortogneisses de Búzios parecem ser os granulitos (Associação charnoenderbítica) do Complexo Juiz de Fora. As demais unidades produziram idades brasileiras. Com relação aos paragneisses da área podem ser cronocorrelacionados às seguintes unidades: kinzigitos datados na cidade do Rio de Janeiro; e os gnaisses Santo Eduardo e Trajano de Moraes do Complexo Paraíba do Sul.

A proposição de um modelo geotectônico com base nos dados obtidos na área parece ser prematura, diante da extensão areal, dados estruturais e geoquímicos limitados. No entanto, comparando os dados geocronológicos obtidos com os descritos na literatura para outras áreas próximas faz-se uma tentativa de estabelecer o provável ambiente geotectônico para a deposição dos sedimentos que deram origem aos paragneisses da área. Os dados geoquímicos de Grossi Sad e Dutra (1988), Rêgo (1989), Heilbron (1993) e obtidos nesta tese caracterizam o ambiente de deposição da seqüência supracrustal como de arco de ilha ou margem continental ativa.

Contexto Regional

Os intervalos de idades obtidos através dos métodos Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar e traços de fissão (Tabela 3.12) são válidos também no âmbito regional e nas áreas correlatas no continente africano. Nas correlações regionais, e em especial aquelas inerentes à parte ocidental do supercontinente Gondwana,

da qual fazem parte as regiões costeiras do Rio de Janeiro e de Angola, algumas considerações podem ser efetuadas a partir das Tabelas 4.1 a 4.4 e Figuras 4.2 e 4.3:

- as idades Rb-Sr isocrônicas mais velhas que 2000 Ma, com razões iniciais baixas, atestam a expressiva contribuição de material juvenil (processo de acreção);
- o metamorfismo de fácies anfibolito a granulito ocorrido entre 2100 e 1800 Ma (Transamazônico / Eburneano), de cunho continental, com médio e alto graus exumados na superfície atual;
- os vários episódios de vulcanismo basáltico/riolítico, preenchendo as zonas de fratura que condicionaram os "rifts" uruaquanos / kibarianos (1700-1600 Ma);
- "rifts" com vulcanismo basáltico (1100 a 1200 Ma), com a formação do Oceano Adamastor e bacias brasileiras;
- depósitos vulcano-sedimentares brasileiros, posteriormente metamorfisados entre 600 e 540 Ma , com o fechamento do oceano Adamastor e formação do supercontinente Gondwana;
- as direções NW-SE preservadas na área, também são observadas nas circunvizinhanças das cidades de Novo Redondo e Moçamedes em Angola (Fig. I.1).
- a fragmentação do Gondwana através da reativação das fraturas uruaquanas / kibarianas, com sedimentação e vulcanismo associado, e a posterior intrusão de rochas alcalinas em virtude do intumescimento do manto.

A expressiva contribuição de material mantélico durante o Ciclo Transamazônico tem sido registrada em várias porções da costa brasileira e sua contraparte na África. Figueiredo (1989) propôs um modelo integrado no qual o cinturão Itabuna seria uma margem continental ativa (tipo Andina) na borda do Complexo Jequié, devido à subducção de crosta oceânica para oeste. Conforme o modelo proposto, o processo de acreção seria lateral através da soldagem do cinturão Itabuna ao microcontinente Jequié, decorrente da colisão entre este e o cráton do Congo Oeste.

Fyfe & Leonardos (1974) já haviam proposto a existência de dois cinturões paralelos à costa brasileira: o mais interno de fácies Barroviano e idade Brasileira e o mais

externo de fácies Abukuma e idade Transamazônica. O cinturão mais externo, Cinturão Atlântico, passaria por Goiás e norte de Salvador e teria sua extensão no Congo e Gabão. Com base nessas proposições, é possível que os ortognaisses do "Fragmento Tectônico Cabo Frio" sejam correlacionados ao cinturão Itabuna como também as rochas do Complexo Juiz de Fora (juntamente com as seqüências supracrustais Transamazônicas), e ambos devam pertencer a um grande Cinturão Transamazônico que teve grande parte das rochas de médio e alto graus exumadas na superfície atual da costa brasileira, mas ainda preservada na África como o cinturão Oeste Congo.

O modelo proposto por Figueiredo (op. cit.) foi modificado por Barbosa (1990) e Figueiredo & Barbosa (1993), que consideraram o Cinturão Itabuna como um arco magmático relacionado com a subducção de crosta oceânica para oeste-noroeste. Este modelo de uma colisão entre arco de ilha-continente parece se adequar aos ortognaisses da área. O metamorfismo de fácies anfibolito a granulito ocorrido entre 2100 e 1800 Ma, de cunho regional, é registrado em todos os cinturões. Seguindo o Ciclo de Wilson, que vem sendo também proposto por Figueiredo (op. cit.) e Figueiredo & Barbosa (op. cit.) para a evolução dos terrenos metamórficos de alto grau, após a colisão deu-se a soldagem dos diversos microcontinentes e formação de um supercontinente. Com o resfriamento do segmento crustal proveniente do ajuste isostático, deu-se a fragmentação deste supercontinente durante o Proterozóico Médio, com a formação do Oceano Adamastor, como é atestado pela presença de rochas indicativas de crosta oceânica, datadas de 1100 Ma, na Faixa Araquai, com MORBs de cerca de 800 Ma (Pedrosa Soares et al., 1992; Fuck et al., 1993).

Não foram caracterizadas geocronologicamente na área em questão rochas que atestassem a fragmentação deste supercontinente Transamazônico e da formação do Oceano Adamastor. Pode parecer mera coincidência os valores das idades Sm-Nd e Rb-Sr entre 1600 e 1200 Ma (Tab. 3.12), entretanto é plausível supor que de alguma forma (um processo petrogenético) tais eventos tenham sido impressos indiretamente nas rochas do

"Fragmento Tectônico Cabo Frio". Talvez um trabalho de detalhamento geocronológico possa ratificar tal hipótese.

A proposição da formação do oceano Adamastor entre 1100 e 1000 Ma limita a época de início da sedimentação do Ciclo Brasileiro. Considerando tal fato, a idade de cerca de 1200 Ma obtida na isócrona de referência dos paragneisses pode ser considerada "idade máxima" para a deposição dessa sequência. Seguindo na direção oeste da área, afloram as unidades Palmital, Casimiro-Quartéis e Trajano de Moraes (pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul segundo Ferrari et al., 1982). É preciso salientar aqui que é proposta a "cronocorrelação" dos paragneisses da área com essas unidades, levando-se em conta a proximidade e possível continuidade geográfica e os aspectos composicionais, metamórficos e deformacionais. Segundo Heilbron (1993), as rochas supracrustais do Ciclo Depositional Andrelândia e Complexo Paraíba do Sul poderiam ter sido depositadas no mesmo intervalo de tempo, durante o Proterozóico Médio a Neo-Proterozóico.

Dando continuidade ao Ciclo de Wilson, uma nova colisão se deu entre os crátons do São Francisco e Congo Oeste, formando o cinturão Ribeira e sua contraparte Pan-Africana. O auge do metamorfismo ocorreu entre 600 e 550 Ma, como atesta a grande maioria das idades (Tab. 4.1), com raras exceções que devem ser vistas com cautela por terem sido obtidas através de diagramas isocrônicos de referência.

A despeito da proposição de "Orogenia Rio Doce" de Campos Neto & Figueiredo (1992) para designar o evento tectono-metamórfico-magmático ocorrido entre 600 e 490 Ma no segmento litorâneo da Faixa Ribeira (por eles denominado como Domínio Orogênico Rio Doce), a autora preferiu manter o termo "Brasiliiano" proposto por Kennedy (1964; in Porada, 1989), e internacionalmente conhecido, e mesmo diante da generalidade do termo "Brasiliiano", que deve englobar diversas orogenias, como a semelhança do "Pan-Africano" (que engloba as orogenias Katanga, Damara e Khomas).

Não é objetivo desta tese discutir o mérito da proposição da "Orogenia Rio Doce", mas diante do limitado nú-

mero de datações geocronológicas disponível para os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo (isócronas Rb-Sr quase sempre de referência e por vezes diagramas discordância U-Pb em zircão), a escolha pelo termo "Orogenia Brasileira" pareceu-nos mais plausível. As idades Rb-Sr obtidas nas rochas supracrustais da "Faixa Rio Paraíba do Sul" não diferem das obtidas no "Domínio Orogênico Rio Doce". Ademais, acreditamos ser difícil a comparação deste segmento da Faixa Ribeira com os domínios orogênicos Brasileiros descritos por Campos Neto & Figueiredo (op. cit.), Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, Faixas Apiaí e Rio Paraíba do Sul, onde a densidade de datações e o conhecimento geológico são muito superiores. O intervalo de tempo decorrido entre as orogenias "Brasileira" e "Rio Doce" pode decorrer da polaridade ao longo do fechamento do Oceano Adamastor (de norte para sul), como também no sentido proximal-distal (de leste para oeste), ou simplesmente consequência de uma análise estatística dos dados geocronológicos sem considerar os intervalos de erro destes.

Vários argumentos tem sido expostos para comprovar a subducção-A na Faixa Ribeira. Uma colisão paleozóica entre Brasil e África já fôra sugerida por Djalma Guimarães (1951). A distribuição temporal e espacial e polaridade dos plútons no Espírito Santo formados pela mistura de magmas ácidos cálcio-alcalinos (crustais) e básicos alcalinos (mantélicos), alinhados NNE-SSW formando um arco magmático, levaram Wiedemann et al. (1986) a propor a existência de uma zona de subducção mergulhando para oeste. Como também proposta por Campos Neto e Figueiredo (1990) a subducção-A dar-se-ia para oeste de uma microplaca continental durante o Cambriano. Na área em questão, no entanto, o mergulho da zona de subducção provavelmente ter-se-ia dado para noroeste, acompanhando a inflexão que a Faixa Ribeira sofre no Estado do Rio de Janeiro.

Com base na proposição de Porada (1989) de que o fechamento da Bacia Khomas (Fig. 4.3) se deu eventualmente há 540 Ma, durante o episódio Damara, é possível propor a concomitância do metamorfismo que afetou o "Fragmento Tectônico Cabo Frio" com tal evento. A direção da zona de subducção abaixo da Bacia Khomas também se deu para noroeste. Como se pode notar na

Figura 4.3, a conjugação das direcções de colisão entre os dois continentes (setas maiores) e de cisalhamento na falha Malange (M) pode ter gerado os empurrões tardi-tectónicos de SW para NE observados na área. As duas unidades litológicas, orto e paragneisses, que compõem o "Fragmento Tectónico Cabo Frio" foram posicionadas lado a lado, em contacto tectónico, por empurrões de SW para NE, sem necessariamente haver uma relação de embasamento/ cobertura.

Após a "soldagem Brasileira", com o resfriamento regional há cerca de 450 Ma datado pelo método K-Ar, houve a formação do Gondwana. Com relação à fragmentação do Gondwana, o intervalo entre 120 a 80 Ma já havia sido detectado pela datação de apatitas em rochas da Faixa Ribeira (Siga Jr. et al., 1989; e Fonseca, 1989). Idades em torno de 215 Ma já haviam sido obtidas em apatitas de rochas do Cráton de La Plata, em Pelotas, datadas pelo método dos traços de fissão (Poupeau et al., 1985), idades essas relacionadas ao soerguimento final identificado nos sedimentos da Bacia do Paraná que também afetou o embasamento cristalino gaúcho. Todos os intervalos de idades descritos são observados no SW da África (Fig. 4.3).

4.2 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO FRAGMENTO TECTÓNICO CABO FRIO

Conforme a figura I.1, o "Fragmento Tectónico Cabo Frio" faz parte de uma unidade tectónica maior, considerada como embasamento retrabalhado no Ciclo Brasileiro / Pan-Africano, sendo composto por duas províncias tectónicas distintas: (i) ortogneisses com direcções estruturais NW-SE, datados do Ciclo Transamazónico; e (ii) paragneisses orientados NE-SW, do Ciclo Brasileiro.

Com base nos dados geoquímicos e geocronológicos, os ortogneisses da região de Arraial do Cabo e Cabo Frio representam adições à crosta, a partir de protolitos com filiação mantélica, ocorridas no Ciclo Transamazónico. A caracterização geoquímica dos ortogneisses como suíte cálcio-alcalina de arco magmático induz a proposição de um modelo de colisão arco de ilha-continente ou continente-continente. Após a soldagem

Transamazônica, um Supercontinente do Proterozóico Inferior teria sido formado.

Os paragneisses, caracterizados como uma sequência pelítica depositada em ambiente de arco de ilha ou margem continental ativa, produziram idades Sm/Nd modelo T_{DM} entre 1600 e 1400 Ma, que limitam a época do início da deposição da sedimentação. O metamorfismo que afetou essa sequência foi datado de cerca de 540 Ma, ocorrido num modelo de colisão continente-continente. Metassedimentos similares ocorrem em vários lugares no Estado do Rio de Janeiro (Fig. I.2).

Essas duas províncias tectônicas são posicionadas lado a lado por zonas de empurrões de baixo ângulo, mas com pequenos rejeitos horizontais, e planos de falhas sub-verticais, sem necessariamente uma relação de embasamento/cobertura. Entretanto, com base na proposição de Machado e Demange (1990) de que as quatro fases deformacionais observadas nos paragneisses são comuns aos ortogneisses e o contato em concordância estrutural entre essas litologias observado na Ponta do Marisco, é possível que tal relação seja verdadeira, isto é, os ortogneisses tenham sido o embasamento dos paragneisses, como proposto por Heilbron et al. (1982). O posicionamento estratigráfico atual deve decorrer principalmente do tectonismo Meso-Cenozóico, em vez dos empurrões tardi-tectônicos. Observando a movimentação relativa dos "boudins" e pequenas dobras recumbentes (escala centimétrica a métrica) nos paragneisses, é plausível inferir que os deslocamentos horizontais não foram de grande amplitude. Como não há nenhuma "camada guia estratigráfica", a amplitude desses deslocamentos só poderá ser inferida através dos deslocamentos das anomalias gravimétricas.

Os dois tipos de planos de falhas anteriormente descritos (item 3.5) podem ser relacionados a três épocas de aquecimento detectadas nas rochas do "Fragmento Tectônico Cabo Frio" (Fig. 3.7): o primeiro, ainda em estado "dúctil", tardi-metamorfismo e o segundo, em estado "rúptil", relacionado ao tectonismo Meso-Cenozóico. Após o resfriamento regional há cerca de 500 Ma, datado pelo método Ar-Ar, nova atividade magmática só ocorrerá no Meso-Cenozóico, com vulcanismo basáltico e magma-

tismo alcalino.

Com relação ao ambiente tectônico, é demonstrada a evolução dos eventos tectono-metamórfico-magmáticos através da maturação e estabilidade da crosta continental, a partir de uma colisão (arco de ilha-continente) no Transamazônico, fragmentação do supercontinente no Proterozóico Médio, nova colisão continente-continente no Brasiliano e nova fragmentação no Mesozóico, cumprindo vários Ciclos de Wilson. A feição em comum é a implantação de uma zona de subducção de crosta oceânica para noroeste durante essas duas colisões.

TABELA 4.1 - Inventário dos dados geocronológicos Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircão no Estado do Rio de Janeiro até 1986.

LITOLOGIA	MÉTODO	t (Ma)	R.i.	REF.
granulitos Juiz de Fora	Rb-Sr	1923	0,710	1
gnaisses granitóides Serra dos Órgãos	U-Pb	2200 (intercepto superior)		1
		600 (intercepto inferior)		1
	Rb-Sr	567	0,709	1
granitos pós-tectônicos	Rb-Sr	540	0,709	1
pegmatitos	Rb-Sr	464		1
gnaisses da Série Inferior	Rb-Sr	623	0,707	2
plagioclásio-gnaisses	Rb-Sr	714	0,7053	2
leptinitosX	Rb-Sr	523	0,7157	2
kinzigitosX	Rb-Sr	579	0,7179	2
granitos	Rb-Sr	482	0,7101	2
enderbitos e leptinitos Bela Joana	Rb-Sr	598	0,7081	3
gnaisses Angelim	Rb-Sr	498	0,7113	3
gnaisses Trajano de Moraes	Rb-Sr	623	0,7099	3
gnaisses São Fidélis	Rb-Sr	686	0,7120	3
migmatitos São EduardoX	Rb-Sr	518	0,7093	3
neossoma dos migmatitos São FidélisX	Rb-Sr	637	0,7093	3
gnaisses migmatíticos	Rb-Sr	1800	0,7068	4
de BúziosX	U-Pb	1961 (intercepto superior)		4
		488 (intercepto inferior)		4

REFERÊNCIAS:

- 1- Delhall et al.(1969); Cordani et al.(1973); Cordani e Teixeira (1979); Siga Jr.et al. (1982)
 - 2- Fonseca et al. (1984); Fonseca (1986)
 - 3- Batista (1984)
 - 4- Zimbres et al. (1990)
- (X) isócronas verdadeiras (de afloramento)

TABELA 4.2 - Tentativa de correlação entre as unidades litoestratigráficas datadas no Estado do Rio de Janeiro

Trabalhos até 1983	Baptista (1984)	Fonseca (1986)	Zimbres et al (1990)	Fonseca (este trabalho)	Idades (Ma)	Eventos Datados
Suite intrusiva post-tectônica Serra dos Orgãos		Intrusivas tardia pós-tectônicas			450-550	Magmatismo alcalino a cálcio -alcalino tardi a pós-tectônico
Formação Serra dos Orgãos	Complexo Serra dos Orgãos (Unidades Santo Eduardo e São Fidélis) Unidades Bela Joana e Angelim do Complexo Juiz de Fora	Intrusivas sintectônicas Ortognaisses do Grupo Pão de Açúcar e da Série Inferior			550-750	Magmatismo sintectônico. Anatexia e metamorfismo de fácies anfibolito alto a granulito de uma seqüência vulcano-sedimentar e / ou de rochas crustais pré-existent
Paragnaisses da Formação Paraíba do Sul	Complexo Paraíba (Unidade Trajano de Moraes)	Grupo Sepetiba Leptinitos do Grupo Pão de Açúcar		Seqüência Superior ou Gnaisses Búzios PARAGNAISSES	<1600	Idade máxima para os protolitos
Associação charnoenderbítica do Complexo Juiz de Fora			Gnaisses migmatíticos	Seqüência Inferior ou Complexo Cabo Frio ORTOGNAISSES	>2000	Metamorfismo de fácies anfibolito alto a granulito

TABELA 4.3 - Correlações geocronológicas regionais

Idade	Autores / Eventos Datados								
	BRITO NEVES et al. (1975)	SIGA JR (1986)	SOLLNER et al. (1987)	HEILBRON et al. (1989)	TASSINHARI et al. (1989)	RENNE et al. (1990)	BRITO NEVES e CORDANI (1994)	CORDANI et al. (1992)	FONSECA (este trabalho)
< 500	Eventos pós-tectônicos brasileiros	450-500 granitoides anorogênicos	Intrusivas tardias pós-tectônicas (Rimoso, Santa Angelica)				< 500; Fanerozoico		
570-700	Ciclo Brasileiro	550-650 granitoides tardias pós-tectônicas	Complexo Costeiro; intrusivas sintectônicas (tipo Estrela)	650-500: 2º metamorfismo nesses grupos			1000-500: Brasileiro	800-500: ciclo tectono-termal brasileiro	540: metamorfismo da sequência pelítica / formação dos paragneisses
1888	1800-1700: individualização dos sítios de sedimentação Espinhaço 1700-1300: sedimentação Espinhaço 1300-1200: fase principal de metamorfismo 1200-1000: eventos pós-tectônicos (Grupo Bambuí)	Prot. Médio: deformação do Espinhaço Prot. Inferior: sedimentação do Espinhaço			Cinturões Kibarianos no Brasil: São Roque, Andrelandia, Espinhaço	1100-1000: diques no E da Bahia	1800-1000: Espinhaço Uruçuano	1500-1200: metamorfismo regional e formação de ortogneisses e gneissos 1120: granito São Timoteo	1200-1000: sedimentação 1600: idade máxima dos protolitos
1888	Ciclo Transamazônico			1300-900: evento tectono-metamórfico nos grupos São João del Rei e Andrelandia 2200-1900: magmatismo extrusivo granodiorítico			2500-1800: Transamazônico		2070-1870: metamorfismo dos protolitos / formação dos ortogneisses
2600-3400	2900-2700: Ciclo Guriense / Jequié	Complexo Itacambira-Barrocas					>3500: Arqueano 3500-2900: Arqueano 2900-2500: Arqueano III - Jequié	2760: formação das rochas do embasamento	2600-2400: emplacement de magmas cálcio-alcalinos

TABELA 4.4 a - Correlação com a evolução geocronológica da região costeira de Angola (Torquato et al., 1978)

Idade (Ma)	Evento Africano
85	vulcanismo fonolítico associado à gênese das estruturas carbonáticas
110	implantação hipoabissal de olivina-basaltos
130	magmatismo diabásico
800	magmatismo norítico
1200	magmatismo diabásico
1250	magmatismo granítico alcalino (Ciclo Kibariano)
1650	magmatismo granítico alcalino anorogênico
1700-1800	resfriamento do Cinturão Quipungo
1800-2000	pegmatitos e muscovita-granitos tardi e pós-tectônicos
2040	gênese das rochas migmatíticas
2160	gênese das rochas granitóides, inclusive as porfiroblásticas; metamorfismo regional do Cinturão Quipungo (Ciclo Eburneano)
2200	implantação e/ou metamorfismo das rochas básicas do Complexo Gabro - Anortosítico do sul de Angola

TABELA 4.4b - Ciclos orogênicos de Angola
(Carvalho, 1984)

Ciclo	Idade	Rochas
Pan-Africano	500	básicas
	600-752	granitóides
	600-1000	metassedimentares
Kibariano	1100-1200	básicas
	1150-1400	granitóides
	>1000, <1650	metassedimentares e vulcânicas associadas
Eburneano	1650-1800	granitóides anorogênicos
	>1800, 2000	básicas
	1800-2200	granitóides, gnáissicas e migmatitos
Limpopo-Liberiano	2390-2900	metassedimentares e vulcânicas associadas
		porfiríticas, vulcânicas, básicas e granitóides
		metassedimentares e vulcânicas associadas
	2520-2833	gnáissico-migmatítico-granitóides
Cráton Centro Africano parcial ou totalmente re-juvenescido pelo Limpopo e/ou Eburneano	2820	básicas e básico-granitóides
	1800->3400	gnáissico-migmatítico-granitóides
	>3400	metassedimentares e vulcânicas associadas

FIGURA 4.1 - HISTOGRAMA DE DISTRIBUIÇÃO DAS IDADES Rb - Sr
CONVENCIONAIS EFETUADAS NO ESTADO ATÉ 1986

FIGURA 4.2 - ESQUEMA ESPECULATIVO DA DISTRIBUIÇÃO DAS UNIDADES GEOTECTÔNICAS
(BRITO NEVES E CORDANI, 1991).

FIGURA 4.3 - Sinopse do desenvolvimento orogênico Pan-Africano. A: Episódio Katanga (900-750 Ma) com fechamento do cinturão Zambezi, Arco Lufilian e cinturão Oeste Congoliano e concomitante abertura do oceano Proto-Atlântico Sul. Desenvolvimento e/ou ativação da zona de cisalhamento Mwembeshi e abertura do cinturão Damara Sul (Bacia Khomas) como resultado de diferentes velocidades de deriva das placas Kalahari e Angola. Direções gerais de deslocamento são para ENE e WSW. B: Episódio Damara (750-500 Ma) com fechamento do oceano Proto-Atlântico Sul por subducção para noroeste. Desenvolvimento dos cinturões Kaoko, Damara, Gariep e Saldania e contrapartes no leste da América do Sul. Direção geral de deslocamento é para SE.

Legenda: 1 = preenchimento de rift, 2 = fundo oceânico assumido no oceano Proto-Atlântico Sul, 3 = Cráton São Francisco, 4 = direção de movimento de placa, 5 = direção de transporte tectônico, 6 = zona de cisalhamento, 7 = falha maior, 8 = falha de episódio anterior, 9 = posição e mergulho da zona de subducção assumida, 10 = falha transformante, N = Complexo da Nappe Naukluft, U = Klippe Urungwe, M = Falha Malaange, MB = falha da ponte M, MSZ = zona de cisalhamento Mwembeshi. In: Porada (1989).

FIGURA 4.4 - DATAÇÃO PELO MÉTODO DOS TRAÇOS DE FISSÃO NO SUDOESTE DA ÁFRICA (HAACK, 1976).

LEGENDA

- granitos
- contorno dos corpos
- delimitação de regiões com certos intervalos de idade TF
- idades TF em apatitas

5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

O uso integrado de diversas metodologias geocronológicas permitiu esboçar uma evolução dos eventos geológicos atuantes na área referida nesta tese como "Fragmento Tectônico Cabo Frio". Os dados geocronológicos demonstram a existência de duas províncias tectono-metamórficas: os ortognaisses Transamazônicos (parcialmente rejuvenescidos no Brasiliano) e paragnaisses Brasilianos. A coerência entre essas duas províncias se fez pela deformação Brasileira. Estas encontram-se posicionadas lado a lado pela conjugação de empurrões tardi-tectônicos e falhas verticais relacionadas ao tectonismo Meso-Cenozóico.

As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) em torno de 2400 Ma representariam a idade máxima de fusão dos protolitos que deram origem aos ortognaisses. As razões isotópicas iniciais de Sr e Nd caracterizaram um processo de acreção por derivação mantélica. As idades isocrônicas Rb-Sr e Sm-Nd entre 2070 e 1870 Ma datam o metamorfismo desses protolitos durante o Ciclo Transamazônico.

Com relação aos paragnaisses, as idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) em torno de 1400 Ma e a idade isocrônica Sm-Nd de 1200 Ma limitam a época máxima para o início da deposição da sequência pelítica que lhes deu origem. A idade isocrônica Rb-Sr de 540 Ma data o metamorfismo de fácies anfibolito alto dessa sequência. As idades aparentes intermediárias (1600-1200 Ma) obtidas nos ortognaisses foram interpretadas como decorrentes do rejuvenescimento parcial causado pela superimposição do metamorfismo que afetou os paragnaisses em 540 Ma. As idades Ar-Ar em hornblenda e biotita de 600 a 500 Ma obtidas nos ortognaisses (e anfibolitos associada) mostram os efeitos do aquecimento que afetou os paragnaisses, atuando também nos ortognaisses pelo menos com retrabalhamento parcial.

Como proposto no item 4.2 desta tese, os ortognaisses aqui datados, juntamente com as rochas do Complexo Juiz de Fora e do Cinturão Itabuna, fariam parte de um cinturão Transamazônico (Cinturão Atlântico de Fyfe & Leonards, 1974), correspondente a um arco de ilha formado pela subducção de crosta oceânica para oeste-noroeste durante a colisão entre os crátons

do Cráton do São Francisco e Cráton do Congo Oeste. Já com relação aos paragnaisses, foi proposto um modelo de colisão continente-continente com subducção para crosta oceânica para oeste-noroeste no Ciclo Brasileiro.

É proposta a cronocorrelação dos ortognaisses do Fragmento Tectônico Cabo Frio com os granulitos do Complexo Juiz de Fora e com o cinturão que bordeja o Cráton de Angola (embasamento rejuvenescido pelo Pan-Africano). Já os paragnaisses são cronocorrelacionáveis às formações Trajano de Moraes e Santo Eduardo do Complexo Paraíba do Sul e os kinzigitos da Cidade do Rio de Janeiro. Os intervalos de idades obtidos através dos métodos Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar e traços de fissão são detectados nas áreas circunvizinhas no âmbito regional e nas áreas correlatas no continente africano.

A autora sugere ampliação dos limites do "Fragmento Tectônico Cabo Frio" até às cidades de Maricá (a oeste) e Macaé (ao norte), e um esquema geológico simplificado para a região sudeste do Estado do Rio de Janeiro (Fig. 5.1). O "Fragmento Tectônico Cabo Frio" seria composto por duas porções de províncias tectônicas: os ortognaisses das Unidades Região dos Lagos e Tinguí-Maricá que representariam uma faixa móvel pré-Brasileira que funcionou como "antepaís" na formação da Faixa Ribeira durante o Ciclo Brasileiro, na área representada pelos paragnaisses (Unidades Palmital, Casimiro-Quartéis e Sequência Búzios). O limite externo do Fragmento Tectônico de Cabo Frio a leste seria o próprio limite dos kinzigitos na plataforma continental, enquanto que o limite interno seria o limite dos ortognaisses (uma região de grande heterogeneidade estrutural) que terminaria de encontro com a região de relevo mais acidentado com direções coerentes NE-SW, coincidindo com a base da escarpa sudeste da Serra do Mar.

No decorrer deste trabalho, foi apresentado um modelo de evolução da história geológica para o "Fragmento Tectônico Cabo Frio". Entretanto, alguns problemas persistem. O primeiro é relativo às idades isocrônicas Rb-Sr e Sm-Nd dos ortognaisses entre 1600 e 1100 Ma. Esta problemática há muitos anos vem sendo discutida em diversos trabalhos de cunho regional

(Cordani et al., 1973; Cordani & Teixeira, 1979; Siga Jr. et al., 1982). Deste intervalo de tempo, vários eventos foram datados em Angola, Africa (Torquato, 1977; Carvalho, 1984). Infelizmente não foi possível correlacionar este eventos na área de tese. Sendo assim, optou-se pelo "rejuvenescimento parcial causado pela superimposição do Ciclo Brasileiro".

Outro problema é a relação entre orto e paragneisses. Como sugerido por Heilbron et al. (1982), os ortogneisses (Sequência Inferior) seriam o embasamento dos paragneisses (Sequência Superior), e como dito anteriormente, tal proposição estaria de acordo com a idéia de concomitância de fases deformacionais nessas duas seqüências como aventado por Machado & Demange (1990). Neste caso, não somente os ortogneisses seriam uma parte "destacada" do Cráton do Congo Oeste, mas também os paragneisses pertenceriam à contraparte africana da bacia vulcano-sedimentar que deu origem à Faixa Ribeira (área assinalada na Fig 5.2b). Conseqüentemente, surge a seguinte pergunta: "quando o Fragmento Tectônico Cabo Frio foi destacado do Cinturão Oeste Congo ?". Acreditamos que a separação tenha ocorrido durante a abertura do oceano Atlântico Sul no Meso-Cenozóico, na mesma linha de raciocínio de que o tectonismo Meso-Cenozóico foi o evento de maior atuação na compartimentação atual da área. Por outro lado, se a relação embasamento/cobertura não fôr verdadeira e a época da separação do "Fragmento Tectônico Cabo Frio" seja concomitante à formação do Oceano Adamastor, o fragmento teria se comportado como uma ilha de embasamento ("basement inliers") no Orógeno Brasileiro. Fato semelhante já fôra proposto por Siga Jr. (1986) na parte setentrional da Faixa Ribeira, no Estado do Rio de Janeiro.

A complexidade da história geológica da área não se reflete somente nas idades Sm-Nd e Rb-Sr. As idades apatíticas obtidas em apatita e titanita pelo método dos traços de fissão nos intervalos entre 190 e 84 a 34 Ma também demonstram que mesmo a temperaturas mais baixas (entre 250° e 100°C), a história geológica é complexa.

Algumas tentativas de correlação das unidades geológicas da área com o contexto regional foram apresentadas.

E como tal carecem de um estudo mais aprofundado. O trabalho de correlação é dificultado pela proliferação de nomes dados a uma mesma litologia, variando de acordo com a localidade e o autor. Sendo assim, é mister a padronização da coluna litoestratigráfica do Rio de Janeiro e um estudo detalhado de cunho de ambientes de sedimentação.

Nesta tese tentou-se elaborar um perfil comparativo entre as diversas metodologias geocronológicas numa área de extensão geográfica pequena, mas com pressuposto conhecimento geológico-estrutural detalhado. Infelizmente, algumas questões persistem. Entretanto, serve de exemplo para uma discussão sobre o limite de aplicação dessas metodologias. Nenhum método pode ser considerado "infalível" ou um "sistema fechado". Como vem sendo provado no decorrer dos anos, cada método tem sua aplicação mais indicada e limitações. O importante é frisar que a utilização dessas metodologias seja concomitante ao mapeamento geológico-estrutural em detalhe e conhecimento petrológico-geoquímico das rochas a serem datadas.

FIGURA 5.1 - Esquema geológico proposto (modificado de Fonseca et al, 1984)

LEGENDA

- Limite inferido
- Sedimentos quaternários / terciários
- Rochas alcalinas
- Granitos
- Intrusivas pré-tectônicas (gnaisses facoidais)
- Paragneisses brasileiros
- Ortognaisses transamazônicos

ESCALA
0 4 8 12 16 km

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B.; 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol. IG/USP*, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K.; 1973. The precambrian evolution of the south american cratonic margin, south of the Amazon river. In: A.E.M. Nair and F.G. Stehl (eds.), *The ocean basins and margins*, New York.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. and REYNOLDS, J.H.; 1967. Potassium-argon dates of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 31: 117-142.
- BARBOSA, O.; 1954. Evolution du géosynclinal Espinhaço. *Comptes Rendus*, Section XIII, 19e Session: 1-37.
- BARBOSA, J.S.F.; 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil a expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In: Vielzeuf, P. & Vidal, Ph. (eds.), *Granulites and Crustal Evolution*, Kluwer Academic Publishers: 195-221.
- BATCHELOR, R.A. and BOWDEN, P.; 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43-55.
- BATISTA, J.J.; 1984. Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-cambrianos na região de São Fidélis, Norte do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, IG/USP.
- BHATIA, M.K.; 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, 91 611-627.
- BIGAZZI, G. and HADLER, J.C.; 1989. Errori di conteggio ed errori sistematici nella datazione con il metodo delle tracce di fissione. *Bol. Soc. Geol. It.*, 108: 325-350.
- BIGAZZI, G. ed ODDONE, M.; 1990. Datazione dello standard internazionale apatite del Fish Canyon Tuff. *Rend. Soc. Geol. Ital.*, 13: 133-134.
- BIGAZZI, G.; DOMPIER, E.; HADLER, J.C.; POUPEAU, G. and VULLIEZ, E.; 1988. A reactor intercalibration for fission track-dating and uranium micromapping. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 15: 755-757.
- BRITO NEVES, B.B. and CORDANI, U.G.; 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian*

- Research, 53: 23-40.
- CAMPANHA, G.A.C.; 1980. Olineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios (RJ). Dissertação de Mestrado, IG/USP, 109p.
- CAMPOS NETO, M.C. e FIGUEIREDO, M.C.H.; 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). An. XXXVI Congr. Bras. Geol., v.6: 2631-2648.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H.; 1992. A orogênese Rio Doce. XXXVII Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Exp., SP, SBG, v.I: 276-277.
- CARPENTER, B.S. and REIMER, G.M.; 1974. Calibrated glass standards for fission track use. Nat. Bur. Stds. Spec. Publ., 260: 49p.
- CARVALHO, H.; CANTAGREL, J.M. et JAMOND, C.; 1983. Géologie de l'Angola orientale - datation K-Ar de quelques roches basiques, leur place dans l'évolution de cete région. Sep. Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 6 (1-2): 151-160.
- CARVALHO, H.; 1984. Estratigrafia do Precâmbrico de Angola. Sep. Garcia da Orta, Sér. Geol., 7(1-2) 1-66.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J. et LEDENT, D.; 1973. Orogêneses superposées dans la précambrien du Brésil Sud-oriental (Etats de Rio de Janeiro et Minas Gerais). Rev. Bras. Geoc., v.3: 1-22.
- CORDANI, U.G. e TEIXEIRA, W.; 1979. Geocronologia. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. DNPM, Rio de Janeiro: 157-207.
- COWAN, G.A. and ADLER, H.H.; 1976. The variability of the natural abundance of ^{235}U . Geochim. et Cosmochim. Acta, 40: 1487-1490.
- DALLMEYER, R.D.; 1978. $^{49}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental release ages of hornblende and biotite across the Georgia Inner Piedmont: Their bearing on late Paleozoic-early Mesozoic tectonothermal history. Am. J. Sci., 278: 124-149.
- DEBON, F. and LE FORT, P.; 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. R. Soc. Edimburg, Earth Sciences, 73 135-149.
- DELHAL, J.; LEDENT, D. et CORDANI, U.; 1969. Ages Pb/U et Rb/Sr et K/Ar de formations métamorphiques et granitiques de Sud-Est du Brésil (Etats de Rio de Janeiro et Minas Gerais). Ann. Soc. Géol. Belg., T. 992: 271-283.
- DE PAOLO, D.J. and WASSERBURG, G.J.; 1976. Inferences about

- magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 743-746.
- EBERT, H.; 1955. Sedimentos metamórficos de origem clástica e sua significação para o esclarecimento da estrutura geológica do Escudo Cristalino Brasileiro. *Eng. Min. Met.*, 22 (7): 39-40.
- EBERT, H.; 1957. Beitrag zur Gliederung des Präkambriens in Minas Gerais. *Geol. Runds.*, 45 (3): 451-521.
- EBERT, H.; 1958. Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí (Minas Gerais). *Bol. 183, DGM / DNPM, Rio de Janeiro*.
- EBERT, H.; 1968. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ci.*, 40 (supl.): 215-229.
- FAURE, H.; 1976. Vertical evolution of continental margins. *An. Acad. Bras. Ci.*, 48 (supl.): 81-87.
- FAURE, G.; 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley and Sons 200-246.
- FERRARI, A.L.; BRENNER, T.L.; DALCOMO, M.T. & NUNES, H.R.C.; 1982. O Pré-Cambriano das folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía de Guanabara. *An. XXXII Congr. Bras. Geol.*, v.I: 103-114.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable Early proterozoic subduction-relation magmatic arc. *J.S. Am. Earth Sci.*, 2(2): 131-145.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; CAMPOS NETO, M.C. & REGO, I.T.S.F.; 1989. Geoquímica dos terrenos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. *An. Workshop Geoq. Isot., Geocron. e Litog. das regiões sul e sudeste do Brasil, Bol. Res., SBGq-IG/USP: 41-45*.
- FIGUEIREDO, M.C.H. e BARBOSA, J.S.F.; 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do cráton do São Francisco. In: Misi e Dominguez (eds.), *O Cráton do São Francisco*, SBG-CPM, Salvador: 63-84.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & CAMPOS NETO, M.C.; 1993. Neoproterozoic III-Cambrian calcalkaline plutons, States of Rio de Janeiro and Espírito Santo. *Workshop Magm. Gran. Mineral. Assoc., Res. Expand.*: 22-25.
- FLEISCHER, R.L. and PRICE, P.B.; 1963. Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragments

- tracks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28: 1705-1714.
- FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B. and WALKER, R.M.; 1975. *Nuclear Track in Solids*. University of California, Berkeley.
- FOLK, R.L.; 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Hemphill's Book Store.
- FONSECA, A.C.; 1986. *Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na Cidade do Rio de Janeiro*. Dissertação de Mestrado, IG/UFRJ.
- FONSECA, A.C. e POUPEAU, G.; 1984. *Datação por traços de fissão de algumas rochas metamórficas na região da Cidade do Rio de Janeiro*. An. XXXIII Congr. Bras. Geol.: 2321-2332.
- FONSECA, A.C. & WIEDEMANN, C.M.; 1989. *Sinopse da geocronologia dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo*. An. Workshop Geol. Isot., Geocron. Litog. das regiões sul e sudeste do Brasil, Bol. Res., SBGq-IG/USP: 50-53.
- FONSECA, A.C.; CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K.; 1984. *Dados preliminares sobre a geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na Cidade do Rio de Janeiro*. An. XXXVII Congr. Bras. Geol.: 2333-2346.
- FONSECA, A.C.; BIGAZZI, G. e CORDANI, U.; 1992. *A datação pelo método dos traços de fissão de apatita e titanita de algumas rochas metamórficas da região entre Cabo Frio e Búzios*. An. XXXVII Congr. Bras. Geol., São Paulo: 190-191.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A. e TOSATTO, P.; 1979. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape*. Brasília, DNPM.
- FONSECA, M.J.G., HEILBRON, M. e CHRISPIM, S.J.; 1984. *Geologia estrutural da área de Cabo Frio e Armação de Búzios*. XXXIII Congr. Bras. Geol., Roteiro das Excursões: 5393-5424.
- FONSECA, M.J.G.; 1989. *O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio*. An. I Simp. Geol. Sud., Bol. Res., 132-133.
- FRITZER, T.; 1990. *Das Guaçuí-Lineament und die orogene Entwicklung des Zentralen Ribeira-Belts (Espírito Santo, Brasilien)*. Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften. Ludwig-Maximilians-Universität München.
- FUCK, R.A.; JARDIM DE SA, E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.D. e

- PEDROSA SOARES, A.C.; 1993. As faixas de dobramento marginais do cráton de São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Misi e Dominguez (eds.), O Cráton do São Francisco, SBG-CPM: 161-185.
- FYFE, W.S. and LEONARDOS JR., O.H.; 1974. Ancient metamorphic-migmatite belts of the brazilian atlantic coast-the african connection. Rev. Bras. Geoc., 4 (4): 247-251.
- GIRARDI, V..A.V.; 1979. Metamorfismo e seus produtos. Apostila do curso de graduação, IG/USP: 116p.
- GLEADOW, A.J.W.; DUDDY, I.R., GREEN, P.F. and LOVERING, J.F.; 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. Contrib. Mineral. Petrol., 94: 405-415.
- GREEN, P.F.; DUDDY, I.R.; LASLETT, G.M.; HEGARTY, K.A.; GLEADOW, A.J.W. and LOVERING, J.F.; 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 4- Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. Chem. Geol., 87: 1-9.
- GROSSI SAD, J.H. e DUTRA, C.V.; 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro, Brazil. Geochim. Brasil., 2 (2): 143-165.
- GUIMARÃES, D.; 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. Bol. Div. Fom. Prod. Min., RJ, 88: 314p.
- HAACK, V.U.; 1976. Rekonstruktion der Abkühlungsgeschichte des Damara-Orogens in Südwest-Africa mit Hilfe von Spaltspuren-Altern. Geol. Runds., Bd. 65: 967-1001.
- HARRISON, T.M.; ARMSTRONG, R.L.; NAESER, C.W. and HAREKAL, J.E.; 1979. Geochronology and thermal history of the Coast plutonic complex, near Prince Rupert, British Columbia. Can. J. Earth Sci., 16: 400-410.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G. e RAMALHO, R.; 1984a. A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. In Schobbenhaus...; 1984, Geologia do Brasil, DNPM: 307-308.
- HASUI, Y. e OLIVEIRA, M.A.F.; 1984b. Província Mantiqueira. In: O Pré-cambriano do Brasil, Ed. Edgar Blücher Ltda: 312-319.
- HEILBRON, M.P.C.L.; CHRISPIM, S.J.; ALVES, R.P. e SIMOES, L.S.A.; 1982. Geologia do Cabo dos Búzios (Estado do Rio de Janeiro).

- An. Acad. Bras. Ci., 54 (3): 553-562.
- HEILBRON, M.; 1993. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Pirai (RJ). Setor central da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado, IG/USP: 268p.
- HELMBOLD, R.; LEONARDOS JR, O.H. e VALENÇA, J.G.; 1965. Mapa geológico do Estado da Guanabara, escala 1:50.000. Rio de Janeiro, Serv. Graf. do IBGE, 1975, 3 folhas.
- IAEA; 1986. MAPA 1. Precambrian cratonic areas, mobile belts and sedimentary covers. In: International Agency Energy Atomic Ed., Correlation of Uranium Geology between South America and Africa, Viena.
- IRVINE, T.N. and BARAGAR, W.R.A.; 1971. A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8: 523-548.
- JACOBSEN, S.B. and WASSERBURG, G.J.; 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. Earth Planet. Sci. Lett., 50: 139-155.
- JAFFEY, A.H.; FLYNN, K.S.; GENDENIN, L.C.; BENTLEY, W.C. and ESSLIGE, A.M.; 1971. Precision measurement of half and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . Phys. Rev., C4: 1889-1906.
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I.K.; SATO, K e SONOKI, H.M.; 1990. Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errócronas e pseudo-isócronas. Bol.IG-USP, Sér. Cient., vol. 21: 53-72.
- KAWASHITA, K.; SATO, K.; DIAZ, M. e TASSINARI, C.C.G.; 1991. Metodologia Sm/Nd no IG-USP: testes e resultados preliminares. Res.I Congr. dos Países de Língua Portuguesa, SP, Brasil, vol. 2: 442-446.
- LAMEYRE, J. and BOWDEN, P.; 1982. Plutonic rock type series: discriminations of various granitoid series and related rocks. J. Volc. Geoth. Res., 14: 169-186.
- LE MAITRE, R.W.; 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Backwell, Oxford: 193 pp.
- LUGMAIR, G.W.; SCHEININ, N.B. and MARTI, K.; 1975. Search for extinct ^{146}Sm . I. The isotopic abundance of ^{142}Nd in the Juvinas meteorite. Earth Planet. Sci. Lett., 27: 79-84.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.;

- SANTOS NETO, A.; TEIXEIRA, W. e CASTRO, H.E.F.; 1983. Geologia, Projeto RabamBrasil, Rio de Janeiro, v.1.
- MACHADO, R.; 1984. Evolução geológica, análise estrutural e metamórfica da região de Vassouras e Paracambi, porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, IG/USP 196p.
- MACHADO, R. e DEMANGE, M.; 1990. Reinterpretação estrutural e tectônica da região a leste da Baía de Guanabara e a definição do batólito de Araruama (RJ). An. XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal, vol. 6: 2744-2753.
- MANIAR, P.D. and PICCOLI, P.M.; 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Am. Bull., 101: 635-643.
- MAURETTE, P.; PELAS, P. et WALKER, R.M.; 1964. Etude des traces de fission fossiles dans le mica. Bull. Sci.Franc.Mineral. Crist., 87: 6-17.
- MCCULLOCH, M.T. and WASSERBURG, G.L.; 1978. Sm-Nd chronology of continental crust formation. Science, 200: 1003-1011.
- MICHARD, A.; CURRIET, P.; SOUDANT, M. and ALBAREDE, F.; 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs internal aspects of crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 49: 601-610.
- MULLEN, E.D.; 1983. Mn-TiO₂-P₂O₅: a minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth. Planet. Sci. Lett., 62: 53-62.
- MIYASHIRO, A.; 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci., 274: 321-355.
- NAESER, C.W.; 1967. The use of apatite and sphene for fission track age determinations. Bull. Geol. Soc. Am., 78: 1523-1526.
- NAESER, C.W.; ZIMMERMAN, R.A. and CEBULA, G.T.; 1981. Fission - track dating of apatite and zircon; an interlaboratory comparison. Nuclear Track, vol. 5, no 1/2: 65-72.
- NURNBERG, D. & MÜLLER, R.D.; 1991. The tectonic evolution of the South America from Late Jurassic to present. Tectonophysics, 191: 27-53.
- OLIVEIRA, J.A.D.; MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, W.M.; LUI, C.C. e

- MENEZES, P.R.; 1978. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (Texto explicativo). DRM, Rio de Janeiro: 41 p.
- OLIVEIRA, M.A.F.; 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. Tese de Livre Docência, IG/UNESP, 116p.
- PEARCE, T.H. et al; 1977. The relationships between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 36: 121-132.
- PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, P.; LEONARDOS JR, O.H; LOBATO, L.M.; CARVALHO, C.T.; MAGNI, M.C.V. e FARIA, L.F.; 1992. Novo modelo evolutivo para a Faixa Araçuaí: dados complementares e síntese. XXXVII Congr. Bras. Geol., Bol. Res. Exp.: 287-288.
- PENHA, H.M. e WIEDEMANN, C.M.; 1984. Granitóides da região central do Estado do Rio de Janeiro. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rot. Exc.: 5433-5455.
- PETTIJOHN, F.S.; POTTER, P.E. and SIEVER, P.; 19173. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
- PORADA, H.; 1989. Pan-African rifting and orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. Precambrien Research, 44: 103-136.
- POUPEAU, G., 1982. Precision, accuracy and meaning of fission-track ages. Nuclear Tracks, Indian Acad. Sci.: 67-99.
- POUPEAU, G.; 1980. Fission-track dating. Ciência e Cultura, 33 (3): 325-352.
- POUPEAU, G.; SOLIANI JR., E.; KAWASHITA, K.; BAITELLI, R.; BERBET, M. & CEZAR, M.F.; 1985. Um perfil geocronológico (K -Ar / traços de fissão) leste--oeste no Escudo Sul-Rio-Grandense. Centro Bras. Pes. Físicas- CBPF, Notas de Física, RJ.
- PRICE, P..B. and WALKER, R.M.; 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. J. Geophys. Res., v. 68, n. 16.
- RAMSAY, J.G.; 1967. Folding and fracturing of rocks. New York, Mc Graw-Hill Book Company.
- REGO, I.J.S.F.; 1989. Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, região de São Fidélis - RJ. Tese de Doutorado, IG/USP: 348p.
- REIS, A.P.; NUNES, H.H.R.; CHIAVEGATTO, J.R.S.; LIMA, P.R.A.S. e

- ROCHA, R.L.S.; inédito. Projeto carta geológica do Estado do Rio de Janeiro. Geologia e recursos minerais das folhas de Cabo Frio e Farol do Cabo. Niterói, DRM.
- RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; D'AGRELLA F.^o M.S.; PACCA, I.G. and TEIXEIRA, W.; 1990. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1.0-1.1 Ga magnetization from the São Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano mobile belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101: 349-366.
- ROBERTS, J.H.; GOLD, R. and ARMANY, R.J.; 1968. Spontaneous fission decay constant of ^{238}U . *Phys. Res.*, 174: 1482-1484.
- ROSIER, G.F.; 1957. A geologia da Serra do mar, entre os picos de Maria Bonita e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). *Bol. Div. Geol. Mineral.*, RJ, 166: 1-58.
- ROSIER, G.F.; 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais, Brasil, DNPM-DGM, bol. 222: 41p.
- SAMSON, S.D. and ALEXANDER Jr., E.C.; 1987. Calibration of the interlaboratory $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard MMhb-1. *Chem. Geol.*, 66: 27-34.
- SIGA JR, O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. e DELHAL, J.; 1982. O padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. V Cong. Latinoam. Geol., Argentina, Acta I: 349-370.
- SIGA JR, O.; 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Mestrado, IG/USP: 140p.
- SIGA JR., O.; CORDANI, U.G. and FONSECA, A.C.; 1988. The geotectonic setting of eastern Brazil and west Africa during the Brasiliano / Pan Africano Orogeny. Symposium of Gondwana, São Paulo.
- SILVA, J.N. e FERRARI, p.G.; 1976. Projeto Espírito Santo, relatório final. DNPM/CPRM, Belo Horizonte:408p.
- SOLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIFENBACH, K. and HANSEN, B.T.; 1987. The Brasiliano orogenes: age determinations (Rb-Sr U-Pb) in the coastal mountains region of Espírito Santo, Brazil. *Zbl. Geol. Palaönt., Teil (7/8)*: 7279-741.

- SOLLNER, F.; LAMMERER, B. & WEBER-DIEFENBACH, K.; 1989. Brazilian Age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo/Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons. Zbl. Geol. Paläont., Teil. I, H. 5/6: 933-945.
- STANISTREET, I.G.; KUKLA, P.A. & HENRY, C.; 1991. Sedimentary basinal responses to a Late Precambrian Wilson Cycle: the Damara Orogen and Nama Foreland Namibia. J. African Earth Sci., 13/1 141-156.
- STEIGER, R.H. and JAEGER, E.; 1978. Subcomission on geochronology: convention on the use decay constants in geochronology and cosmochronology. AAPG Studies in Geology, n° 8: 67-71.
- STORZER, D. and WAGNER, G.A.; 1969. Corretion of termally lowered fission track ages of tektites. Earth Planet. Sci. Lett., 5: 463-468.
- STRECKEISEN, A. and LE MAITRE, R.W.; 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. N.Jb. Mineral. Abh., 136: 169-206.
- TORQUATO, J.A.; 1976. Geotectonic correlation between SE Brazil and SW Africa. An. Acad. Bras. Ci., 48 (supl.): 353-363.
- TORQUATO, J.R.; 1977. Geotectonic outline of Angola. Orstom, Ser. Geol., vol. IX, n° 1/2: 15-34.
- TORQUATO, J.R.; FERREIRA DA SILVA, A.T.S.; CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K.; 1979. Evolução geológica do cinturão móvel Quipungo no ocidente da Angola. An. Acad. Bras. Ci., 51(1): 133-144.
- TORQUATO, J.R. e CORDANI, U.G.; 1981. Brazil-Africa geological links. Earth Sci. Rev., 17: 155-176.
- VIEIRA, V.S.; RAPOSO, F.O & DELGADO, I.M.; 1993. A granitogênese Brasileira na evolução do cinturão móvel Costeiro (cinturão móvel Ribeira) e áreas dos estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Workshop Magm. Gran. Mineral. Assoc., Res. Expand.: 83-86.
- WAGNER, G.A.; 1981. Fission track ages and their geological interpretation. Nuclear Tracks, v. 5, n° 1/2: 15-25.
- WAGNER, G.A.; 1988. Apatite fission-track geochrono-thermometer

- to 60°C: projected length studies. *Chem. Geol.*, 72: 145-153.
- WAGNER, G.A.; GLEADOW, A.J.W. and FITZGERALD, P.G.; 1989. The significance of the partial annealing zone in apatite fission-track analysis: projected track length measurements and uplift of the Transantarctic Mountains. *Chem. Geol.*, 79: 295-305.
- WAGNER, G.A. and HEJL, E.; 1991. Apatite fission-track age-spectrum based on projected track-length analysis. *Chem. Geol.*, 87: 115-124.
- WASSERBURG, G.S.; JACOBSEN, S.B.; DE PAOLO, D.J.; McCULLOCH, M.T. and WIEN, T.; 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, 45: 2311-2323.
- WIEDEMANN, C.M.; BAYER, P.; HORN, P.; LAMMERER, B.; LUDKA, I.P.; SCHMIDT-THOMÉ, R. & WEBER-DIEFENBACH, K.; 1986. Maciços intrusivos do sul do espírito Santo e seu contexto regional. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(1): 24-37.
- WIEDEMANN, C.M.; 1989. Estado atual dos conhecimentos sobre a evolução do Cinturão Móvel Ribeira no Estado do Espírito Santo. I Simp. Geol. Sudeste, SBG/RJ, Bol. Res.: 95-96.
- WIEDEMANN, C.M. e FONSECA, A.C.; 1989. Esboço geoquímico comparativo de porções da Faixa Ribeira no Espírito Santo e Rio de Janeiro: charnoenderbitos, ortognaisses e magmatitos. An. Workshop Geoq. Isot., Geocron. Litog. das regiões sul e sudeste do Brasil, Bol. Res., SBGq-IG/USP: 46-49.
- WIEDEMANN, C.M.; 1993. The evolution of the Early Paleozoic magmatic arc of the Coastal mobile belt in the State of Espírito Santo, eastern Brazil. Workshop Magm. Gran. Mineral. Assoc., Res. Expand.: 50-51.
- WILLIAMSON, J.H.; 1968. Least square fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 46: 1845-1847.
- WINKLER, H.G.F.; 1977. Petrogenese das rochas metamórficas. Ed. Edgar Blücher Ltda.: 48-68.
- ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K. e VAN SCHUMS, W.R.; 1990. Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ, e sua correlação com o Cráton de Angola, África. An. XXXVI Congr. Bras. Geol.: 2735-2743.

A P E N D I C E I - T É C N I C A S L A B O R A T O R I A I S

A.1 - PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

- britagem
- pulverização
- peneiração nos intervalos 300, 250, 160, 100 e 75 μm
- frações obtidas > 300, 300-250, 250-160, 160-100, 100-75, < 75 μm
- separação por ímã: magnetita
frações < 0,3 A ilmenita
0,3-0,5 A hornblenda, biotita, granada e sillimanita/
cianita
0,5-1,8 A feldspatos
> 1,8 A zircão, apatita e titanita
- separação por líquidos pesados: bromofórmio e politungstato de sódio (3 g/cm³)

A.2 - MÉTODOS SAMÁRIO-NEODÍMIO E RUBÍDIO-ESTRÔNCIO

LIMPEZA DO MATERIAL

Becher de Teflon

- limpeza inicial com papel e água
- água régia (3 HCl + 1 HNO₃ conc.) ao menos 24 horas
- água bidestilada
- HNO₃ 1:1 a 80°C ao menos 2 horas
- água bidestilada
- HF a 100°C por 1 hora
- água bidestilada
- secagem na placa de aquecimento (70°C a 80°C)

Pipeta

- água bidestilada (10 vezes)

Becher de Quartzo

- colocar o becher no HNO₃ 20% para aquecer até começar a ferver, quando se desliga a placa de aquecimento e deixa-se resfriar
- lavagem com água bidestilada

PESAGEM DA AMOSTRA (Tabelas A.1 a A.3)

- usar pistola para tirar estática
- zeragem da balança
- pesagem do spike Pippo II

- zeragem da balança com o becher de teflon
- pesagem da amostra (cerca de 0,105 g)
- zeragem da balança e repesagem do spike
- construção da tabela com os pesos da amostra e do spike (antes e depois)

ATAQUE QUÍMICO

- colocar metade do volume do becher de teflon de HF (3 a 4 ml) e 7 a 10 gotas de HClO_4
- secagem (cerca de 24 horas)
- encher o becher com HCl 6,2N e secagem
- colocar em torno de 10 ml de HCl 2,5N e transferir a solução para proveta
- centrifugação da solução por 1 minuto
- passagem pela coluna de troca catiônica (Tabela 2) para extração de Sr e terras raras (soluções recolhidas em becher de quartzo)
- estas soluções são evaporadas até formar um concentrado
- vedação do becher com parafilm

obs: ao concentrado de Sr deverá ser adicionado HNO_3 concentrado 3 vezes com secagem intercalada, sendo que na última vez o becher deve estar inclinado (ponto de referência), para ser formado um nitrato.

PASSAGEM PELA COLUNA DE TROCA CATIONICA PARA EXTRAÇÃO DE Sr E ELEMENTOS TERRAS RARAS

- colocar 0.5 ml da solução obtida pelo ataque químico da amostra
- esperar a solução descer na coluna
- colocar duas vezes 0,3 ml de HCl 2,5N
- colocar 10 ml de HCl 2,5N
- colocar 4 ml de HCl 2,5N
- recolher o Sr com 6 ml de HCl 2,5N
- colocar 3 ml de HCl 6,2N
- recolher as terras raras com 5ml de HCl 6,2N
- encher a coluna com HCl 6,2N 3 vezes
- recondicionar a coluna com HCl 2,5N

PASSAGEM PELA COLUNA DE TROCA CATIONICA PARA EXTRAÇÃO DE Nd E Sm

- colocar 0,2 ml de HCl 0,26N no concentrado dos elementos terras raras extraída da coluna de Sr

- colocar três vezes 0,2 ml de HCl 0,26N
 - colocar 30 ml de HCl 0,26N
 - esperar o tempo determinado para cada coluna para recolher Nd por 60 minutos
 - esvaziar a coluna
 - colocar 20 ml de HCl 0,55N
 - esperar o tempo determinado para cada coluna para recolher Sm por 45 minutos
 - limpeza e recondicionamento da coluna (20 e depois 10 ml de HCl 6,2N e 10 e depois 5 ml de HCl 0,26N)
- obs: ao concentrado de Nd é adicionado HNO₃ concentrado no final da secagem

TABELA A.1- Quantidades utilizadas de amostra e spike para ataque químico para Sr, Nd e Sm

Amostra	Peso (mg)			
	Amostra	Spike antes	Spike depois	Spike usado
RJ-3I	0,10322	149,16577	148,86158	0,30419
RJ-8	0,10023	148,86084	148,57965	0,28119
RJ-8D	0,10132	148,57930	148,39000	0,18930
RJ-11I	0,10126	148,38945	148,18608	0,20337
RJ-5B	0,10230	145,59782	145,41646	0,18136
RJ-5D	0,10278	145,83864	145,67674	0,16190
RJ-5E	0,10231	149,93015	149,70085	0,22930
RJ-5J	0,10302	145,38872	145,29280	0,09592
RJ-5Q	0,10123	149,70050	149,46714	0,23336
RJ-14N	0,10228	145,00009	144,92051	0,07958
RJ-14O	0,10101	144,57830	144,50095	0,07735
RJ-14Q	0,10137	144,50073	144,32965	0,17108
RJ-14R	0,10087	144,32913	144,20442	0,12471
RJ-14S	0,10045	144,20381	144,11675	0,08706
RJ-15A	0,10257	149,46676	149,16576	0,29920
RJ-15J	0,10347	145,29221	145,18856	0,10365
RJ-15L	0,10009	145,11569	145,00032	0,11537
RJ-15O	0,10251	144,92022	144,75150	0,16872
RJ-15R	0,10110	144,75110	144,58283	0,16827
RJ-19B	0,09998	144,11544	144,01431	0,10113
RJ-19J	0,10086	144,01418	143,90134	0,11284
RJ-19N	0,10102	143,90104	143,73330	0,16774
RJ-19O	0,10049	143,73320	143,59521	0,13799
RJ-19U	0,10016	143,59005	143,45471	0,13534

TABELA A.2- Quantidades utilizadas de amostra e spike para ataque químico para Rb

Amostra	Peso (mg)			
	Amostra	Spike antes	depois	usado
RJ-3I	0,11356	84,06598	83,94358	0,13240
RJ-5B	0,11401	85,33447	85,27141	0,06306
RJ-5D	0,10003	85,27034	85,18658	0,08376
RJ-5E	0,10087	84,99889	84,95327	0,04562
RJ-5J	0,09910	84,90668	84,82576	0,09092
RJ-5Q	0,11782	84,81685	84,71223	0,10462
RJ-8	0,10140	84,56988	84,43759	0,13229
RJ-8D	0,09944	84,43729	84,34863	0,08866
RJ-11I	0,10114	84,34803	84,26662	0,08141
RJ-14N	0,10822	84,26682	84,13816	0,12866
RJ-14O	0,11217	84,13825	84,06450	0,07375
RJ-14Q	0,11503	83,35801	83,27316	0,08485
RJ-14R	0,09793	83,27332	83,09570	0,17762
RJ-15A	0,10368	83,71320	83,61468	0,09852
RJ-15J	0,09754	83,61561	83,50012	0,11549
RJ-15L	0,10549	83,86011	83,71335	0,14676
RJ-15O	0,10678	83,49969	83,42676	0,07293
RJ-15R	0,09518	83,42685	83,35721	0,06964
RJ-19B	0,11849	82,94077	82,75852	0,18225
RJ-19J	0,10207	82,75870	82,62219	0,13651
RJ-19N	0,10031	82,62194	82,50417	0,11777
RJ-19O	0,10022	82,50400	82,42130	0,08270
RJ-19U	0,10316	82,42159	82,31117	0,11042

TABELA A.3 - Constantes utilizadas para Sr, Sm e Nd para o padrão Pippo II

Razões para Estrôncio:

	Natural	Spike
(84/86)	0,056533	
(87/86)	0,70896	
(88/86)	8,375200	

Concentração do $^{84}\text{Sr}_{\text{spike}} = 0,3736984 \times 10^{-8}$ moles/g

Razões para Neodímio:

(142/144)	1,141827	
(143/144)	0,512638	0,44615
(145/144)	0,348417	0,43077
(146/144)	0,721906	0,90769
(148/144)	0,241578	
(150/144)	0,236428	149,6153

Concentração de $^{150}\text{Nd}_{\text{spike}} = 0,00387794 \times 10^{-9}$ moles/g

Razões para Samário:

(144/147)	0,20504	0,06666
(148/147)	0,74790	
(149/147)	0,9216	76,325
(150/147)	0,49219	1,68333
(152/147)	1,78308	
(154/147)	1,51704	0,58333

Concentração para $^{149}\text{Sm} = 0,00548869 \times 10^{-10}$ moles/g

A.3 - MÉTODO ARGONIO-ARGONIO

As amostras foram pesadas (10 mg para biotita e 100 mg para hornblenda) e embaladas em papel alumínio comercial, com os respectivos pesos anotados (Tabela 3.8). As amostras foram postas em posição ordenada num tubo de alumínio de 8cm de altura, intercaladas com anéis de níquel de peso acuradamente conhecido, que servem para monitorar as variações verticais no fluxo de neutrons rápidos. Cada tubo de irradiação contém 3 padrões de idade conhecida, distribuídos na base, posição intermediária e topo. O padrão utilizado foi o MMhb-1 (Samson and Alexander, 1987)

As amostras foram irradiadas no canal central do reator Triga Mark II. O tempo de irradiação é escolhido segundo a idade prevista da amostra e do teor em K. Nestas amostras foi cerca de 24 horas. O tempo para o decaimento dos radioisótopos nocivos foi de dois meses.

Passado este tempo, as amostras e os monitores de Ni foram retirados do tubo. A atividade dos monitores dá uma medida do fluxo de neutrons rápidos na posição de cada amostra. De fato, os neutrons rápidos (aqueles com energia > 3 MeV), que provocam a reação $^{39}\text{K} (n, p) ^{39}\text{Ar}$, são responsáveis também pela reação $^{58}\text{Ni} (n, p) ^{58}\text{Co}$. A medida da irradiação de 810 KeV emitida pelo ^{58}Co é determinada mediante a contagem com cristal de Ge-Li.

As amostras foram instaladas em linha no ultra-alto vácuo, levando-as à fusão gradualmente, a intervalos discretos de temperatura, com um forno a radiofrequência. A temperatura é controlada com um pirômetro óptico. De fato, o valor da temperatura não entra no cálculo da idade, sendo somente um valor de referência.

Os gases libertados são purificados com Ti a 800°C e jatos de Al-Zr, para eliminar os gases reativos, e depois introduzidos no espectrômetro. São determinadas as intensidades relativas de todos os isótopos de Ar, naturais e artificiais, de massa 36 a 40.

A.4 - MÉTODO DOS TRAÇOS DE FISSÃO

Neste trabalho foi utilizado o método da população (Naeser, 1967). As apatitas são divididas em duas populações F_f e F_i destinadas à determinação das densidades de traços fósseis D_f e induzidos D_i . D_f é obtida pela contagem dos traços revelados pelo ataque químico de uma superfície interna do mineral, sem qualquer tratamento térmico. Para a determinação da densidade de traços induzidos (D_i) é necessário um tratamento térmico para eliminar os traços fósseis, antes da irradiação por neutrons térmicos no reator nuclear. Após a irradiação, o procedimento adotado é o mesmo para obtenção de D_f .

Foram montados exemplares de 5 amostras a serem datadas, visando avaliar a distribuição de urânio nestas. A montagem das amostras foi feita em epoxy (araldite) para posterior polimento com pasta de diamante e ataque químico para revelação dos traços fósseis formados pela fissão espontânea do ^{238}U . As condições de ataque químico foram:

apatita - HNO_3 20% por 45 segundos à temperatura ambiente

titanita - 1 parte de HF, 2 de HNO_3 , 3 de HCl, 6 de H_2O durante 15 segundos à temperatura ambiente

A fração das amostras que foi irradiada, no reator nuclear de Pavia, sofreu um tratamento térmico prévio (500°C por 2 horas) para fazer o " annealing " dos traços fósseis. Essas amostras foram embaladas em mini-sacos plásticos e irradiadas juntamente com padrão internacional Fish Canyon Tuff (Naeser et al, 1981) e vidros NBS (Carpenter and Reimer, 1974), para determinação da dosimetria de neutrons.

A dose de neutrons é calculada a partir da comparação da densidade de traços induzidos formados no vidro irradiado com a densidade de traços induzidos no vidro padrão (Tabela A.5).

A irradiação foi feita no reator Triga Mark II do Departamento de Química Geral da Universidade de Pavia, sob responsabilidade do Dr. Massimo Oddone. Foi utilizada a posição Lazy Suzan com as seguintes características:
gradiente: desprezível (Bigazzi et al, 1988)
razão cádmio: ouro 6,5 cobalto 48

tempo de irradiação: 1 hora

fluxo térmico: $1 \times 10^{12} \text{ n.cm}^{-2}\text{s}^{-1}$

Das cinco amostras preparadas foi feita a contagem da densidade de traços fósseis (D_f) e induzidos (D_i) e a medição do comprimento dos traços fósseis (l_f) e induzidos (l_i) num microscópio óptico Leitz, com objetiva de imersão em óleo 100X. Paralelamente estas medidas foram efetuadas no padrão internacional Fish Canyon Tuff, com tratamento estatístico das medidas de comprimento, visando controlar a acurácia das medidas (Tabelas 3.9, A.4 a A.9 e Figs. A.1 a A.5).

TABELA A.4 - Comparação com os valores padrões

	Densidade de traços induzidos (t.cm ⁻²)		
Padrão	Muscovita	Vidro	D _m /D _v
SRM963a/1			
RT3	19105	21384	0,893425
RT4	19334	20167	0,958695
RT3/RT4	0,988156	1,063081	
SRM963a/2			
RT3	21790	22987	0,947927
RT4	21228	21623	0,981732
RT3/RT4	1,026474		
Irradiação			
P26	13444	15958	0,842461
P30	12118	15744	0,769690
P30 (IPEN)	11816	14651	0,806498
Padrão			
SRM962a			
RT3	77544	82830	0,936183
RT4	71176	76878	0,925831
RT3/RT4	1,089468	1,077421	
Irradiação			
P26	527222	787721	0,669300
P30	518264	705775	0,734319
P30 (IPEN)			
USGS			
SRM963a			
RT3	2,2	2,5	0,889
RT4	2,2	2,4	0,917
RT3/RT4	1	1,041667	
SRM962a			
RT3	9	10	0,900
RT4	8	9	0,889
RT3/RT4	1,125	1,111	

TABELA A.5 - Calibração
Fish Canyon Tuff (IR-26)

Densidade	Traços Fósseis	Induzidos
n	50	50
N	6,04	42,04
E2	302	2102
E2	2196	94690
s.d.	2,75	11,36
lr	0,39	1,61
lr%	6,45	3,82
D (t.cm ⁻²)	167778	1167778
D _f /D _i	0,143673	
contagem	1/4	1/4

Comprimento dos traços projetados		
n	1000	1000
L	182,4	185,652
S2	182434	185652
S2	40743071	45872990
s.d.	86,4	106,85
lr	2,73	3,38
lr%	1,50	1,82
l (um)	6,021	6,127
l _{pf} /l _{pi}	0,9827	

Comprimento dos traços confinados		
n	8	100
L	469,125	501,9
S2	3753	50185
S2	1763343	25263039
s.d.	20,76	28,01
lr	7,39	2,80
lr%	1,57	0,56
l (um)	15,483	16,564
l _{cf} /l _{ci}	0,934771	

(IR-30)		
Densidade	Traços Fósseis	Induzidos
n	100	100
N	5,79	34,89
E2	579	3489
E2	4227	135405
s.d.	2,97	11,75
lr	0,30	1,18
lr%	5,13	3,38
contagem ₂	1/4	1/4
D (t.cm ⁻²)	160833	969167
D _f /D _i	0,165950	

Comprimento dos traços confinados		
Fósseis		Induzidos
n	38	100
N	459,66	503,77
E2	17467	50377
E2	8047039	25464163
s.d.	22,16	29,42
lr	3,60	2,94
lr%	0,78	5,84
l (um)	15,170	16,626
l _{cf} /l _{ci}	0,912844	

MOLDAV. MAP26

OBJETIVA UNION 100X		LEITZ 40X	
	D_f	D_{f+i}	D_f
n	125	125	245
L	1,77	22,42	2,16
S ₂	221	2803	528
S ₂	551	66683	1604
s.d.	1,14	5,56	1,38
lr	0,10	0,50	0,09
lr%	5,75	2,22	4,10
D_i (t.cm ⁻²)	12292	155694	8991
D_i/D_o	0,078950		0,073273
contagem	1/1	1/1	1/4

VIDROS SRM-963a (PADRÃO)

SRM-963a (1)		SRM-963 (2)	
	RT-3	RT-4	RT-3
n	100	100	100
N	20,55	19,38	22,09
E	2055	1938	2209
E	44701	39900	51493
s.d.	5,00	4,86	5,22
lr	0,50	0,49	0,52
lr%	2,43	2,51	2,36
D_i (t.cm ⁻²)	21384	20167	22987
contagem	1/1	1/1	1/1
Razão RT3 / RT4	1,060372		1,063081
Objetiva Leitz 40X			

USGS RT3 = $2,5 \times 10^4$ t.cm⁻²
 RT4 = $2,4 \times 10^4$ t.cm⁻²
 Razão RT3 / RT4 = 1,041667

MUSCOVITA DOS VIDROS SRM-963a (PADRÃO)

SRM-963a (1)		SRM-963a (2)	
	RT3	RT4	RT3
	(6039)	(8038)	(6123)
n	100	100	100
N	18,36	18,58	20,94
E ₂	1836	1858	2094
E	35504	36474	45944
s.d.	4,26	4,44	4,60
lr	0,42	0,44	0,46
lr%	2,31	2,39	2,20
D_i (t.cm ⁻²)	19105	19334	21790
contagem	1/1	1/1	1/1
Razão RT3 / RT4	0,988156		1,026474
Objetiva Leitz 40X			

USGS RT3 = $2,2 \times 10^4$ t.cm⁻²
 RT4 = $2,2 \times 10^4$ t.cm⁻²
 Razão RT3 / RT4 = 1

VIDROS SRM-963a (IRRADIADOS EM PAVIA)

IR-26		IR-30	
	(CNR)	(IPEN)	
n	125	100	100
N	15,34	15,13	14,08
E ₂	1917	1513	1408
E	31573	24537	21052
s.d.	4,19	4,08	3,52
lr	0,37	0,41	0,35
lr%	2,44	2,69	2,50
D_i (t.cm ⁻²)	15958	15744	14651
contagem	1/1	1/1	1/1
Objetiva Leitz 40X			

MUSCOVITA DOS VIDROS SRM-963a - IR/26

	(1)	(2)
n	100	100
N	12,70	13,14
E ₂	1270	1314
E ₂	17502	18588
s.d.	3,72	3,65
lr	0,37	0,37
lr%	2,93	2,78
D _i (t.cm ⁻²)	13215	136730
D _i (médio)	13444	
contagem	1/1	1/1
Objetiva Leitz 40X		

MUSCOVITA DO VIDRO SRM-963a (CNR) - IR/30

	HFconc., 20min., Tamb.	
	(1)	(2)
n	100	100
N	11,52	11,77
E ₂	1152	1177
E ₂	14332	14875
s.d.	3,27	3,21
lr	0,33	0,32
lr%	2,84	2,73
D _i (t.cm ⁻²)	11988	12248
D _i (médio)	12118	
contagem	1/1	1/1
Objetiva Leitz 40X		

MUSCOVITA DO VIDRO SRM-963a (IPEN) - IR/30

	HFconc., 20min., Tamb.		HFconc., +5min., 40°C	
	(1)	(2)	(1)	(2)
n	100	100	100	100
N	10,39	10,19	11,86	10,85
E ₂	1039	1019	1186	1085
E ₂	11795	11303	15134	12799
s.d.	3,18	3,05	3,28	3,22
lr	0,32	0,31	0,33	0,32
lr%	3,06	2,99	2,77	2,97
D _i (t.cm ⁻²)	10812	10604	12341	11290
D _i (médio)	10708		11816	
contagem	1/1	1/1	1/1	1/1
Objetiva Leitz 40X				

VIDRO SRM-962a (PADRÃO)

	RT-3	RT-4
n	100	100
N	19,90	18,47
E ₂	1990	1847
E ₂	41072	38129
s.d.	3,86	6,37
lr	0,39	0,64
lr%	1,94	3,45
D _i (t.cm ⁻²)	82830	76878
contagem	1/1	1/1
Objetiva Leitz 40X		

$$\text{USGS RT3} = 10 \times 10^4 \text{ t.cm}^{-2}$$

$$\text{RT4} = 9 \times 10^4 \text{ t.cm}^{-2}$$

$$\text{Razão RT3 / RT4} = 1,111111$$

MUSCOVITA DO VIDRO SRM-962a (PADRÃO)

HFconc., 15min., 40°C
 RT-3 (3119) RT-4 (4087)
 n 50 50
 N 74,52 68,40
 E2 3726 3420
 279726 236054
 s.d. 6,49 6,59
 ir 0,92 0,93
 ir% 1,23 1,36
 D_i (t.cm⁻²) 77544 71176
 D_i (médio) 74360
 contagem 1/1 1/1
 Objetiva Leitz 40X
 USGS RT3 = 9 X 10⁴ t.cm⁻²
 RT4 = 8 X 10⁴ t.cm⁻²
 Razão RT3 / RT4 = 1,125000

VIDRO SRM-962a (IRRADIADOS EM PAVIA)

IR-26 IR-30
 n 100 100
 N 30,28 27,13
 E2 3028 2713
 94438 75673
 s.d. 5,27 4,57
 ir 0,53 0,46
 ir% 1,74 1,69
 contagem 1/4 1/4
 D_i (t.cm⁻²) 787721 705775
 Objetiva Union 100X

MUSCOVITA DO VIDRO SRM-962a - IR/30

HFconc., 15min., 40°C
 (1) (2)
 n 100 100
 N 19,03 17,54
 E2 1903 1754
 37903 32312
 s.d. 4,13 3,95
 ir 0,41 0,40
 ir% 2,17 2,25
 D_i (t.cm⁻²) 528611 507917
 D_i (médio) 518264
 contagem 1/4 1/4
 Objetiva Union 100X

MUSCOVITA DO VIDRO SRM-962a - IR/26

HFconc., 15min., 40°C
 (1) (2)
 n 100 100
 N 18,89 19,07
 E2 1889 1907
 37415 38545
 s.d. 4,18 4,70
 ir 0,42 0,47
 ir% 2,21 2,46
 D_i (t.cm⁻²) 524722 529722
 D_i (médio) 527222
 contagem 1/4 1/4
 Objetiva Union 100X

LEGENDA

n - número de contagens

N - média

E - somatório

E^2 - somatório dos quadrados

L - média dos comprimentos dos traços

S - somatório dos comprimentos

S^2 - somatório dos quadrados dos comprimentos

s.d. - standard deviation

1r - desvio da média

1r % - desvio da média percentual

contagem - percentual da área de contagem com referência ao retículo da ocular

Objetiva Union 100X

1 unidade do micrômetro = $3,0303 \times 10^{-2}$ um

área do retículo = 1.44×10^{-4} cm²

Objetiva Leitz 40X

1 unidade do micrômetro = 4×10^{-2} um

área do retículo = $9,61 \times 10^{-4}$ cm²

condições de ataque

apatita HNO₃ 5% 45 segundos Temp. ambiente

titantia 1HF + 2HNO₃ + 3HCl + 6H₂O 20 minutos Temp. ambiente

muscovita HF conc. 40°C 15 minutos

vidro HF 20% 40°C 45 segundos

Obs: onde se lê E e r, tais caracteres substituem os símbolos gregos Σ e σ , respectivamente, aqui não representados por problemas de impressão.

TABELA A.6 - Calibração da Dosimetria

Vidro SRM-962a	Fluxo ($\times 10^{15}$ n.cm ⁻²)	
	Vidro	Muscovita
IR-30	3,59	2,99
IR-26	4,23	3,04

Vidro SRM-963a

IR-30	3,02	2,52
IR-26	3,36	2,83

Fluxo médio IR-26 = $3,08 \times 10^{15}$ n.cm⁻²

IR-30 = $2,84 \times 10^{15}$ n.cm⁻²

Dados considerados no cálculo do fluxo médio: muscovitas 962a e 963a e vidro 963a. O vidro 962a (padrão) apresentou baixa densidade D_i , pois estava muito sujo.

Valores padrões usados para o cálculo da dosimetria

Vidro	Posição do reator	Valor médio do fluxo		Detector
	NBS	($\times 10^{14}$ n.cm ⁻²)		
		Detector Cu	Au	
SRM-962a	RT-3	$39,5 \pm 0,1$	$43,0 \pm 0,7$	
	RT-4	$41,2 \pm 0,7$	$45,8 \pm 0,4$	
SRM-963a	RT-3	$3,87 \pm 0,07$	$4,17 \pm 0,08$	
	RT-4	$4,37 \pm 0,09$	$4,75 \pm 0,05$	

Condições de Irradiação

Posição: Lazy Suzan

Gradiente: desprezível (Bigazzy et al, 1988)

Razão Cádmiu: ouro 6,5 cobalto 48

Tempo de irradiação: 1 hora

Fluxo térmico: 1×10^{12} n.cm⁻²s⁻¹

Reator Triga Mark II

Universidade de Pavia

Dr. Massimo Oddone

Departamento de Química Geral

TABELA A.7- Distribuição do comprimento dos traços confinados no padrão Fish Canyon Tuff

Traços fósseis

l (um)	Frequência
>12.5	0
>13.0	2
>13.5	12
>14.0	10
>14.5	11
>15.0	7
>15.5	4
>16.0	0

Traços induzidos

l (um)	IR-26	IR-30
>13	0	0
>14	8	9
>15	38	35
>16	39	34
>17	12	19
>18	3	3
>19	0	0

TABELA A.8- Distribuição do comprimento dos traços projetados no padrão Fish Canyon Tuff

l (um)	Número de traços / Percentual				acumulada			
	fóssil	induzido	fóssil	induzido	fóssil	induzido	fóssil	induzido
>0	0	500	14	500	2	1000	32	1000
>1	31	500	67	486	29	998	106	968
>2	59	469	51	419	118	939	110	862
>3	82	410	48	368	167	821	115	752
>4	75	328	55	320	134	654	115	637
>5	49	253	56	265	113	520	102	522
>6	58	204	52	209	118	407	99	420
>7	45	146	32	157	100	289	77	321
>8	31	101	35	125	65	189	62	244
>9	25	70	27	90	58	124	68	182
>10	31	45	22	63	46	66	45	114
>11	7	14	19	41	10	20	29	69
>12	5	7	11	22	7	10	23	49
>13	2	2	6	11	2	3	12	17
>14	0	0	5	5	1	1	5	5
>15	0	0	0	0	0	0	0	0

Comparação com os resultados de Wagner (1991)

l (um)	fóssil	W	induzido	W	l_f/l_i	x 100%
>0	1000	1000	1000	1000	100	100
>1	998	973	968	983	103	98
>2	939	894	862	885	109	101
>3	821	790	752	781	109	101
>4	654	688	637	690	102	99
>5	520	575	522	582	99	98
>6	407	469	420	488	96	96
>7	289	379	321	394	90	96
>8	189	290	244	312	77	92
>9	124	215	182	243	68	88
>10	66	159	114	172	57	92
>11	20	99	69	118	28	83
>12	10	59	49	77	20	76
>13	3	27	17	47	17	57
>14	1	13	5	19	20	68
>15	0	4	0	6	0	66

TABELA A.9- Distribuição do comprimento dos traços fósseis projetados de apatita das amostras

l (um)	Amostras							
	Número de traços /		Frequência acumulada					
	RJ-1B	RJ-4A	RJ-5A	RJ-14B				
>0	1 500	7 500	5 500	6 500				
>1	27 499	53 493	48 495	54 493				
>2	66 472	79 440	67 447	58 433				
>3	76 406	92 361	86 380	72 369				
>4	73 330	53 269	83 294	66 289				
>5	65 257	52 216	66 211	58 216				
>6	51 192	50 164	40 145	35 151				
>7	35 141	48 114	31 105	31 112				
>8	32 106	28 66	34 74	23 78				
>9	21 74	17 38	17 40	20 52				
>10	19 53	10 21	12 23	16 30				
>11	14 34	4 11	5 11	11 12				
>12	13 20	5 7	4 6	0 0				
>13	5 7	0 2	2 2	0 0				
>14	0 2	1 2	0 0	0 0				
>15	2 2	1 1	0 0	0 0				

(*)

(*) frequência acumulada normalizada para 500 traços

Comparação com a distribuição do comprimento dos traços induzidos projetados do padrão Fish Canyon Tuff

l (um)	$l_p/l_{p-FCT} \times 100\%$			
	RJ-1B	RJ-4A	RJ-5A	RJ-14B
>0	100	100	100	100
>1	103	101	102	102
>2	113	107	107	103
>3	110	98	103	100
>4	103	84	92	90
>5	97	82	80	82
>6	92	78	69	72
>7	90	73	67	71
>8	85	53	59	62
>9	82	42	44	58
>10	84	33	37	48
>11	83	27	27	29
>12	91	32	27	0
>13	64	18	18	0
>14	40	40	0	0
>15	0	0	0	0

FIGURA A.1 - HISTOGRAMA DE DISTRIBUIÇÃO DOS TRAÇOS FÓSSEIS PROJETADOS DAS AMOSTRAS.

FIGURA A.2 - HISTOGRAMA DE DISTRIBUIÇÃO DOS TRAÇOS
PROJETADOS PARA O FISH CANYON TUFF

FIGURA A.3 - HISTOGRAMA DE DISTRIBUIÇÃO DOS TRAÇOS CONFINADOS PARA O FISH CANYON TUFF.

FIGURA A.4 - COMPARAÇÃO COM OS RESULTADOS DE WAGNER (1991)

⊙ Wagner (1991)

☆ Fonseca (1993)

FIGURA A.5 - CURVAS DE TENDÊNCIA DOS COMPRIMENTOS DOS TRAÇOS FÓSSEIS PROJETADOS.

A N E X O 1 - Descrição dos afloramentos

RJ-1 - Ortognaisse

Praia do Forte, Cabo Frio

Hornblenda gnaissé grosseiro com intercalações anfibolíticas dobradas. Faz contato com um espesso pacote de anfibolito bandado, com ocorrência de granada e níveis esverdeados com diopsídio.

RJ-2 - Paragnaisse

Pedreira de Tucuns, atrás do Iglu Clube, Búzios

Biotita-sillimanita-cianita gnaissé bandado, com níveis calciossilicáticos e anfibolíticos. O padrão de dobramento é complexo (dobra dobrada isoclinal).

RJ-3 - Paragnaisse

Ponta das Emerenças, Praia de Tucuns, Búzios

Biotita-sillimanita-cianita gnaissé bandado, superficialmente alterado. Caminhando na estrada foi possível coletar amostras frescas numa pedreira abandonada. Cianita foi observada em camadas dobradas isoclinalmente.

RJ-4 - Ortognaisse

Ponta da Cruz, Praia do Però, Cabo Frio

Gnaissé granitóide, com hornblenda, contendo enclaves máficos ovais e xenólitos de gnaissé bandado. Por vezes se mostra engolfado por um granito róseo fino. Aflora um possante dique de basalto.

RJ-5 - Ortognaisse

Ponta do Marisco, Praia de Geribá, Búzios

Hornblenda gnaissé bandado com intercalações métricas anfibolíticas, algumas boudinadas. Ocorrem diques decimétricos de basalto.

RJ-6 - Paragnaisse

Ponta de Geribá, Búzios

Biotita-cianita-sillimanita-granada gnaissé intercalado com anfibolitos, alguns boudinados, cortados por diques métricos de basalto.

RJ-7 - Paragnaisse

Praia da Ferradura, Búzios

Biotita-granada-sillimanita-cianita gnaissé com intercalações calciossilicáticas. Padrão de dobra dobrada isoclinal.

RJ-8 - Paragnaisse

Saco do Forno, Búzios

Biotita-granada gnaiss bandado com lentes de rocha calciossilicática e veios quartzosos. Dobramento isoclinal observado.

RJ-9 - Paragnaisse

Praia Brava, Búzios

Biotita-granada gnaiss com intercalações calciossilicáticas. Foram observadas dobras intrafoliares.

RJ-10 - Paragnaisse

Praia das Focas, Búzios

Biotita-cianita-sillimanita-granada gnaiss com intercalações calciossilicáticas. Rocha fortemente deformada e alterada superficialmente.

RJ-11 - Paragnaisse

Ponta da Lagoinha, Búzios

Biotita-granada-sillimanita gnaiss bandado. Rochas calciossilicáticas e bandas anfibolíticas ocorrem boudinadas. Dobras recumbentes foram observadas.

RJ-12 - Ortognaisse

Pedreira de São Pedro da Aldeia

Migmatito com melanossoma tonalítico e leucossoma granodiorítico, cortado por aplitos róseos. Porções homogêneas foram observadas.

RJ-13 - Ortognaisse

Morro do Atibaia, Arraial do Cabo

Hornblenda gnaiss grosseiro com porções anfibolíticas. Vista para Ilha de Cabo Frio: é possível ver o contato do ortognaisse com as rochas alcalinas.

RJ-14 - Ortognaisse

Praia das Conchas, Cabo Frio

Hornblenda gnaiss com enclaves máficos ovalados orientados e segregações de quartzo. Foi observado o desenvolvimento de estreitas zonas de cisalhamento, preenchidas por aplitos graníticos róseos.

RJ-15 - Ortognaisse

Praia da Caravela, Búzios

Hornblenda gnaiss bandado, com intercalações anfibolíticas boudinadas. Padrão de dobra isoclinal.

RJ-16 - Paragnaisse

Ponta do Marisco, Praia de Tucuns, Búzios

Biotita-granada gnaiss bandado, com intercalações quartzíticas. Padrão de dobra dobrada.

RJ-17 - Paragnaisse

Praia Brava, costão esquerdo de frente para o mar, Búzios

Biotita-granada gnaiss bandado, com intercalações decimétricas de rocha calciossilicática.

RJ-18 - Ortognaisse

Ponta do Pai Vitório, Praia Dom Diego, Búzios

Hornblenda gnaiss bandado com diques anfibolíticos. Foi observada a transposição de uma fase deformacional semelhante a vista no afloramento RJ-14. Este gnaiss grada para uma rocha de coloração rosa mais grosseira.

RJ-19 - Ortognaisse

Arraial do Cabo, pontal com vista para Ilha dos Franceses

Gnaiss leucocrático grosseiro, com bandas acinzentadas.

RJ-20 - Ortognaisse

Arraial do Cabo, pontal com vista para Praia dos Anjos

Gnaiss semelhante ao do afloramento RJ-19. Foram observados minerais esverdeados.

RJ-21 - Ortognaisse

Arraial do Cabo.

Gnaiss semelhante ao do afloramento RJ-19.

A N E X O 2 - Mineralogia das amostras coletadas

AMOSTRA	LITOLOGIA	MINERALOGIA
RJ-1A	anfíbolito	ho, bi, pl, qz, ti, zr, ap, ep, cb, cl, op
RJ-1B	ortognaisse	ho, bi, pl, qz, ti, mi, or, op, ap, zr, ep, se
RJ-2	paragnaisse	bi, qz, pl, sil, ky, gr, zr, op, ap
RJ-3	paragnaisse	bi, pl, qz, gr, sil, op, zr, ap, ti, ep
RJ-4A	ortognaisse	ho, bi, pl, qz, ap, zr, op, ti
RJ-4B	enclave	ho, bi, pl, qz, ti, ap, zr, ep, cb, se, cl
RJ-5A	ortognaisse	ho, bi, qz, mi, or, pl, op, zr, se, cb, cl
RJ-5B	anfíbolito	ho, bi, pl, qz, ti, ap, zr, op, cl, ep
RJ-8	paragnaisse	bi, pl, qz, sil, gr, mi, zr, op, ap, ep, se
RJ-9	calciossilicática	bi, di, pl, mi, qz, gr, ti, zr, ap, se, cb, op
RJ-11	paragnaisse	bi, gr, qz, pl, zr, ap, se, op
RJ-14B	enclave máfico	ho, bi, pl, qz, ti, op, ap
RJ-15	ortognaisse	ho, pl, qz, op, ti, ap, zr
RJ-16	paragnaisse	bi, pl, qz, gr, ti, op, ap, zr
RJ-17	paragnaisse	bi, pl, qz, mi, gr, mu, op, zr, ap, se
RJ-19	ortognaisse	ho, bi, pl, qz, ap, zr, op, cl, se, cb
RJ-20	ortognaisse	ho, bi, pl, qz, ti, ap, zr, op
RJ-21	ortognaisse	ho, bi, pl, qz, ti, op, ap, zr, cl, se, ep

LEGENDA

ap - apatita	ho - hornblenda	qz - quartzo
bi - biotita	ky - cianita	se - sericita
cb - carbonato	mi - microclina	sil - sillimanita
cl - clorita	mu - muscovita	ti - titanita
di - diopsídio	op - opaco	zr - zircão
ep - epidoto	or - ortoclásio	
gr - granada	pl - plagioclásio	

A N E X O 3 - Parâmetros usados para descrição microscópica

- Classificação textural: granulação fina < 2mm

média 2mm a 1cm

grossa > 1cm

- Caracterização dos feldspatos

Espécime	Geminação	Ângulo 2V	Sinal óptico
ortoclásio	não apresenta	pequeno (30°)	negativo
microclina	tartan bem desenvolvida e extinção imperfeita	intermediário	negativo
plagioclásio	albita nítida ou parcialmente desenvolvida	grande (90°)	positivo

ANEXO 4 - Análise química de algumas amostras da área.

ÓXIDOS (%)	AMOSTRAS										
	RJ-1A	RJ-1B	RJ-2	RJ-3	RJ-4A	RJ-4B	RJ-5A	RJ-5B	RJ-8A	RJ-8B	RJ-9
Al ₂ O ₃	13,09	15,57	15,25	12,65	16,20	16,63	14,60	15,16	10,77	14,56	13,23
CaO	9,38	4,24	2,18	1,33	4,81	7,24	2,68	6,02	1,14	2,63	12,82
Fe ₂ O ₃	15,08	5,72	7,04	5,46	5,40	9,20	3,05	7,84	5,46	7,91	6,80
MgO	6,00	1,92	3,03	2,21	2,24	4,58	0,78	3,79	2,47	4,44	4,35
MnO	0,27	0,10	0,18	0,11	0,17	0,29	0,05	0,17	0,27	0,15	0,16
SiO ₂	46,59	57,69	62,52	68,52	58,33	49,08	65,45	54,47	69,87	57,95	54,50
TiO ₂	1,71	0,93	0,82	0,80	0,61	1,10	0,40	0,77	0,87	0,89	0,80
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,08	0,02	0,08	0,12	0,04	0,04	0,06	0,08	0,06
Na ₂ O	2,92	5,30	2,82	2,57	5,33	4,77	5,09	4,86	2,99	1,41	2,17
K ₂ O	2,58	4,45	4,21	4,21	3,81	3,01	4,10	3,02	3,61	9,03	3,37
PPC	2,17	4,03	2,09	1,91	3,96	3,54	3,78	3,61	2,21	1,05	1,61
total	99,87	100,11	100,04	99,79	100,14	99,56	99,98	99,71	99,66	100,13	99,87
(ppm)											
Li	15	25	24	26	20	31	11	14	45	23	22
Hb	7	6	26	16	5	1	5	4	6	13	7
Ni	33	19	72	40	17	14	7	35	37	64	31
Pb	10	17	12	30	19	26	17	20	24	33	26
Sc	23,3	10,9	9,6	8,1	13,0	15,6	3,9	10,3	7,7	10,0	3,5
Sr	17,2	26,3	6,4	5,0	22,1	47,1	32,6	27,5	8,6	27,0	99,3
V	205	89	140	105	79	155	32	88	99	146	47
Y	15,3	16,4	8,2	7,7	16,1	12,6	8,7	16,5	13,9	9,4	13,9
Zn	65	69	115	91	66	99	40	48	82	116	36
Zr	7	5	3	4	4	4	3	5	4	4	2
Ag	0,25	1,40	0,60	1,20	0,50	0,25	0,25	0,25	1,50	0,25	0,25
Ba	73	436	454	263	219	149	76	200	276	139	48
Ce	10	102	9	26	57	45	78	35	42	74	53
Co	25	14	17	14	13	16	7	19	11	21	8
Cr	51	31	104	78	25	27	24	52	83	103	45
Cu	26	59	12	24	14	11	13	112	25	29	104
La	3	55	10	18	34	19	43	24	31	35	27

(x) Análises realizadas por I.C.P. no Laboratório da British Petroleum.