UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO COMPLEXO PARAÍBA DO SUL, NO SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA, COM BASE EM ESTUDOS DE GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb

Claudia Sayão Valladares

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira Prof. Dr. Mario Figueiredo (in memorian) Co-orientadora: Profa. Dra. Mônica Heilbron

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO 1996 UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO COMPLEXO PARAÍBA DO SUL, NO SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA, COM BASE EM ESTUDOS DE GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb.

Claudia Sayão Valladares

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Mônica Heilbron

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Presidente:	nome Wilson Teixeira	ass hit furth
Examinadores:	Mario da Costa Campos Neto	- Alun
	Ian McReath	Jan Mckeath
	Carlos Mauricio Noce	Jah Macina
	Hans Dirk Ebert	600

São Paulo 1996 UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

> **DEDALUS - Acervo - IGC** 30900005877

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO COMPLEXO PARAÍBA DO SUL, NO SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA, COM BASE EM ESTUDOS DE GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb

Claudia Sayão Valladares

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira Prof. Dr. Mario Figueiredo (*in memorian*) Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Mônica Heilbron

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo 1996



Tudo vale a pena se a alma não é pequena.

Fernando Pessoa.

para meu filho amado e minha querida mãe.

ÍNDICE

	Capítulo I	
	INTRODUÇÃO	1
I.1.	Apresentação do trabalho e objetivos do estudo	1
I.2.	Área estudada	3
I.3.	Metologia de trabalho	5
	Mapeamento geológico e pesquisa bibliográfica	5
	Análises petrográficas	6
	Estudos geoquímicos	7
	Investigações geocronológicas U-Pb	8
	Capítulo II	
	METODOLOGIA U-Pb DE ALTA PRECISÃO	11
II.1.	Preparação das amostras	11
II.2.	Seleção dos minerais a serem analisados	14
II.3.	Lavagem, pesagem, dissolução dos grãos minerais e separação química do U e do Pb	17
II.4.	Leitura espectométrica e resultados analíticos	18
	Determinação da composição isotópica do Pb comum nos K-feldspatos	20

Capítulo III

O CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO: TRABALHOS ANTERIORES

III.1	Introdução	23
III.2.	O Complexo Paraíba do Sul e a Faixa Ribeira Introdução	23 23
	Trabalhos anteriores de contexto regional	24

I

Capítulo IV

GEOLOGIA DA FOLHA VOLTA REDONDA

IV.1.	A área mapeada no contexto geotectônico : O Complexo Paraíba do S	ul e
	a raixa Ribella	38
IV.2.	Unidades Litológicas	41
IV.2.1	Unidade Basal Quirino: Ortognaisses	41
	Aspectos de campo e petrográficos	42
	Aspectos de campo	42
	Aspectos petrográficos	43
	Enclaves	47
IV.2.2.	Unidades metassedimentares	50
	Aspectos de campo e petrográficos da Unidade Três Barra	50
	Aspectos de campo e petrográficos da Unidade São João	51
IV.2.3.	Rochas granitóides intrusivas no Domínio Tectônico Paraíba do Sul	51
	Granitóides tipo Rio Turvo	51
	O Granito Taquaral	53
	Granitóide Resgate	55
	Os Granitos Getulândia e Fortaleza	55
	O Granito Getulândia	56
	O Granito Fortaleza	58
IV.2.4.	Pegmatitos e Granitos Hololeucocráticos Tardios	60
IV.2.5	Unidades Litológicas Fanerozóicas	60
IV.3.	Geologia Estrutural	60
	Deformação principal D1+D2	61
	Deformações tardias D3 e D4	63
	Deformação rúptil Meso-cenozóica	64
IV.4.	Metamorfismo e sua relação com a deformação	64
	Capítulo V	<u>.</u>

GEOQUÍMICA

67

V.1.	Ortognaisses do Complexo Paraíba do Sul: Unidade Quirino						
	Introdução e objetivos da abordagem	67					
	Características geoquímicas dos dois tipos de gnaisses da						
	Unidade Quirino	71					
	Enclaves	82					
	Características geoquímicas dos ortogranulitos do Complexo Juiz de F	ora					
	e sua comparação com a Unidade Quirino	89					
V.2	Características geoquímicas dos Granitos Getulândia e Fortaleza	01					

.....

GEOCRONOLOGIA U-Pb DE PRECISÃO 102

Capítulo VI

VI .1.	Introdução e objetivos da abordagem	102
VI.2.	Idade de cristalização, herança e metamorfismo(s) dos ortognaisses da Unidade Quirino	102
VI.3 .	Idade de metamorfismo da Unidade São João (CPS	115
VI.4.	Dados geocronológicos em granitóides relacionados à evolução da Faixa Pibeira	116
	ua raixa Nucila Introducão o objetivos do shordocom	110
	Granitáida Bio Turvo	110
	Granito Taguaral	120
	Granito Faquarai Granito Getulândia	121
	Granito Octualidia Granito Mangaratiba	121
	Grainto Iviangarativa	122
VL5.	Discussão dos resultados obtidos	123
	Idades do Embasamento - Pré-19Ga no Segmento Central	125
	da Faixa Ribeira	123
	Idades de Metamorfismo M1 e M2 e enisódios plutônicos associados	125
	Metamorfismo M1	120
	Metamorfismo M2 e idades pós-metamórficas	120
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
	Capítulo VII	
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	128
VII .1.	O significado tectônico da Unidade Quirino	128
VII.2.	Caracterização da Orogênese Brasiliana no segmento Central	
	da Faixa Ribeira: Metamorfismo, deformação e plutonismo associado	135

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura I.1A. Figura I.1B.	Localização da área mapeada, com principais vias de acesso Articulação das folhas topográficas do IBGE (1:50.000) da área investigada geocronologicamente	4 4
Figura II.1	Fluxograma sintético dos procedimentos laboratoriais para concentração dos minerais acessórios comumente utilizados em geocronologia U.Pb	13
Figura IV.1A. Figura IV.1B.	Mapa tectônico simplificado do sudeste brasileiro. Organização tectônica proposta para o segmento central da Faixa Ribeira	39 39
Figura IV.2.	Posicionamento sin- a tardi- D3 dos granitóides Getulândia e Fortaleza	57
Figura IV.3.	Estereogramas de foliações e lineações da Folha Volta Redonda (1:50.000)	62
Figura V.1.	Diagrama sílica x álcalis, com o limite entre os campos alcalino e subalcalino, segundo Irvine & Baragar (1971), para os ortognaisses da Unidade Quirino	72
Figura V.2.	Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), para os ortognaisses da Unidade Quirino	72
Figura V.3.	Caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso dos ortognaisses da Unidade Quirino com índice de Shand inferior a 1,1, observado no diagrama Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)X Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) de Maniar & Piccoli (1989)	73
Figura V.4.	Classificação dos ortognaisses da Unidade Quirino, segundo diagrama normativo anortita x albita x ortoclásio de O'Connor (1965)	73
Figura V.5.	Classificação química dos ortognaisses da Unidade Quirino, no diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989)	74
Figura V.6A.	Diagramas de variação tipo Harker para elementos maiores e menores dos ortognaisses da Unidade Quirino	75
Figura V.6B.	Diagramas de variação tipo Harker para elementos traços dos ortognaisses da Unidade Quirino	76
Figura V.7.	Diagrama de distribuição dos elementos de terras raras (ETR), normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino	77
Figura V.8.	Diagrama de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino, demonstrando o decréscimo do conteúdo total de ETR com a diferenciação	77
Figura V.9.	Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os termos intermediários dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino	80
Figura V.10.	Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os termos ácidos, com sílica entre 66 e 69%, da sequência dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino	80
Figura V.11.	Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os termos ácidos, com sílica entre 69 e 72%, da sequência dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino	81
Figura V.12.	Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os melanossomas dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino	81

Figura V.13.	Posicionamento pré-colisional dos gnaisses da sequência granodiorítica e de soerguimento pós-colisional para os gnaisses da sequência granítica da Unidade Quirino, observado no diagrama de Batchelor & Bowden (1985)	83
Figura V.14.	Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para enclaves calciossilicáticos de gnaisses graníticos da Unidade Quirino	87
Figura V.15.	Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para enclaves calciossilicáticos ricos em actinolita da sequência dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino	87
Figura V.16.	Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para enclave interpretado como melanossoma e enclaves anfibolíticos de ortognaisses da Unidade Quirino	88
Figura V.17.	Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para enclave granodiorítico na sequência dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino	88
Figura V.18.	Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os ortogranulitos da sequência calcioalcalina baixo-K do Complexo Juiz de Fora (Heilbron, 1993)	90
Figura V.19.	Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os ortogranulitos da sequência calcioalcalina alto-K enriquecida em LILE do Complexo Juiz de Fora (Heilbron, 1993)	90
Figura V.20.	Classificação das rochas plutônicas ácidas tardi- a pós-tectônicas do segmento central da Faixa Ribeira, segundo o diagrama normativo Ab-An-Or de O'Connor (1965)	94
Figura V.21.	Classificação das rochas plutônicas ácidas tardi- a pós-tectônicas do segmento central da Faixa Ribeira, segundo o diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989)	94
Figura V.22.	Caráter fracamente peraluminoso dos Granitos Getulândia e Fortaleza e dos hololeucogranitos sin- a pós-D2 com índice de Shand < 1,1, observado no diagrama $AI_2O_3/(Na_2O+K_2O)X AI_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) de Maniar & Piccoli (1989)$	95
Figura V.23.	Relação entre os teores de Rb-Ba-Sr para os Granitos Getulândia e Fortaleza observado no diagrama proposto por El Bouseily & El Sokkary (1975)	95
Figura V.24.	Posicionamento tardi-orogênico dos granitos Getulândia e Fortaleza e hololeucogranito sin- a pós-D2 observado no diagrama de Batchelor & Bowden (1985)	os 96
Figura V.25.	Caráter pós-colisional do Granito Fortaleza observado no diagrama SiO ₂ X FeO*/(FeO* + MgO) de Maniar & Piccoli (1989)	9 6
Figura V.26.	Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para o Granito Getulândia e o enclave de gnaisse da sequência granítica da Unidade Quirino	99
Figura V.27.	Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para o Granito Fortaleza	99
Figura V.28.	Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para o Leucogranito Serra do Ipiranga que intrude os ortognaisses da Unidade Quirino, no Domínio Paraíba Norte, descrito por Heilbron et al. (1992)	101
Figura V.29.	Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os hololeucogranitos concordantes a discordantes da foliação principal dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino	101

v

Figura VI.1.	Mapa geológico simplificado do segmento central da Faixa Ribeira investigado por geocronologia U-Pb de precisão, com localização dos pontos amostrados	103
Figura VI.2.	Diagramas concórdias com resultados de zircões dos ortognaisses da Unidade Quirino	109
Figura VI.3.	Diagramas concórdias para zircões e titanitas dos ortognaisses da Unidade Quirino e seus leucossomas	114
Figura VI.4.	Diagrama concórdia para fração de titanita de rocha calciossilicática da Unidade São João (CPS), Domínio Paraíba Norte	119
Figura VI.5.	Diagrama concórdia para monazitas e titanitas de granitóides do segmento central da Faixa Ribeira	119
Figura VII.1.	Diagrama sumarizado dos resultados geocronológicos U-Pb obtidos no segmento central da Faixa Ribeira e os principais eventos que eles representam	131

VI

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela I.1.	Dados geoquímicos de padrões pessoais do Dr. Mario Figueiredo, obtidos em duplicata nos laboratórios ACT Labs e MUN (Memorial University of Newfoundland)	ı, 9
Tabela II.1.	Composições isotópicas do Pb em K-feldspato	22
Tabela V.1.	Composições químicas dos gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino	68
Tabela V.2.	Composições químicas dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino	69
Tabela V.3.	Descrição das rochas gnáissicas da Unidade Quirino analisadas	70
Tabela V.4.	Descrição das amostras de enclaves da Unidade Quirino analisadas	84
Tabela V.5	Composições químicas dos enclaves de ortognaisses da Unidade Quirino	85
Tabela V.6.	Composições químicas do Granito Getulândia, Granito Fortaleza e hololeucogranitos concordantes a discordantes da foliação principal Sn	92
Tabela V.7	Descrições das amostras dos Granitos Getulândia e Fortaleza analisadas	93
Tabela V.8.	Descrições das amostras analisadas de granitos hololeucocráticos concordantes a discordantes da foliação principal dos gnaisses da sequência granítica	93
Tabela VI.1.	Resultados analíticos U-Pb para os ortognaisses da Unidade Quirino, segmento central da Faixa Ribeira	104
Tabela VI.2.	Localização em coordenadas UTM e dados de petrografia dos ortognaisses da Unidade Quirino, segmento central da Faixa Ribeira, analisados por geocronologia U-Pb	106
Tabela VI.3.	Resultados analíticos U-Pb para rocha calciossilicática da Unidade São João, Complexo Paraíba do Sul, segmento central da Faixa Ribeira	117
Tabela VI.4.	Resultados analíticos U-Pb para granitóides do segmento Central da Faixa Ribeira	118
Tabela VI.5.	Localização em coordenadas UTM e dados de petrografia dos granitos do segmento central da Faixa Ribeira analisados por geocronologia U-Pb nesta tese	116
Tabela VI.6. Tabela VI.7.	Plutonismo no segmento central da Faixa Ribeira, durante a Orogênese Brasiliana Sumário dos dados de geocronologia U-Pb obtidos nesta tese	123 124
Tabela VII.1.	Evolução geológica, proposta neste estudo, para o CPS e granitóides intrusivos associados, que integram em conjunto o Domínio Tectônico Superior (Paraíba Norte e Sul) no segmento central da Faixa Ribeira	129

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografias II.1.	Exemplos de tipos de zircões das frações diamagnéticas e titanitas das frações FI=0,5A selecionados para análise geocronológica U-Pb, neste estudo	15
Fotomicrografia IV.1.	Aspecto petrográfico do hornblenda gnaisse de composição granodiorítica aflorante no setor SE da área mapeada, Domínio Paraíba Sul	45
Fotomicrografia IV.2.	Aspecto petrográfico do hornblenda gnaisse de composição granodiorítica aflorante na Pedreira da Conceição (Valença, RJ), Domínio Paraíba Norte	45
Fotomicrografia IV.3.	Aspecto petrográfico do gnaisse granítico com visualização de um porfiroblasto de microclina com ca. de 3cm	46
Fotomicrografia IV 4.	Aspecto petrográfico da matriz do gnaisse granítico porfiroblástico. Mesma amostra	46
Fotomicrografia IV.5.	Lente leucossomática de composição granodiorítica do hornblenda gnaisse da Pedreira da Conceição (Valença, RJ), Domínio Paraíba Norte	48
Fotomicrografia IV.6.	Leucossoma do gnaisse granítico da Pedreira de Pouso Seco, Vilarejo de Bonsucesso, Domínio Paraíba Sul	48
Fotomicrografia IV.7	Aspecto petrográfico de melanossoma do gnaisse granítico da Pedreira de Pouso Seco, Vilarejo de Bonsucesso, Domínio Paraíba Sul. Observação sob nícois paralelos	49
Fotomicrografia IV.8.	Aspecto petrográfico de melanossoma do gnaisse granítico da Pedreira de Pouso Seco, Vilarejo de Bonsucesso, Domínio Paraíba Sul. Mesma visada sob nícois cruzados	49
Fotomicrografia IV.9.	Crescimento de muscovita a partir de microclina observado na fácies isótropa do Granito Getulândia	59
Fotomicrografia IV.10.	Muscovita com crescimento posterior ao dos outros minerais da lâmin. Granito Fortaleza	59
Fotomicrografias VI.1.	Tipos de zircões do hornblenda gnaisse granodiorítico da Pedreira da Conceição (Valença, RJ), Domínio Paraíba Norte	107
Fotomicrografias VI.2.	Tipos de zircões do gnaisse granítico da Pedreira de Pouso Seco, Vilarejo de Bonsucesso (RJ), Domínio Paraíba Sul	111
Fotomicrografias VI.3.	Frações de titanitas e monazitas analisadas neste estudo	112

AGRADECIMENTOS

A autora, inicialmente, gostaria de manisfestar seu profundo reconhecimento a Prof^a. Dr^{a.} Monica Heilbron (FG-UERJ), sua co-orientadora, pelo inestimável apoio de toda ordem, pelo incentivo dado em todo o decorrer desta tese de doutoramento; pelas sugestões científicas; por sua amizade, e incomparável disposição e energia. Gostaria também de manisfestar meu profudo agradecimento ao Dr. Nuno Machado (GEOTOP-UQAM), que propiciou a obtenção dos dados geocronológicos, por sua dedicação no acompanhamento de todas as etapas laboratoriais e na discussão dos resultados obtidos, por sua amizade, e por nossas longas conversas sobre o Brasil. Ao Prof. Dr. Mario Figueiredo (IG-USP), o orientador inicial deste trabalho, pelo apoio científico, por seus valiosos ensinamentos, e por ter propiciado a obtenção dos dados de geoquímica. Igualmente, gostaria de manisfestar meus sinceros agradecimentos ao Prof. Dr. Wilson Teixeira (IG-USP), pelo incentivo dado a autora para que esta executasse parte do doutoramento no GEOTOP-UQAM-Canadá, por sua dedicação, pela leitura crítica, e pelo apoio científico na fase de redação desta tese, quando veio a ser o orientador deste trabalho.

Muitas pessoas contribuiram para que este trabalho pudesse ser executado, a todas manisfeto meus sinceros agradecimentos.

Aos compaheiros da Faculdade de Geologia, do Departamento de Geologia Regional e Geotectônica, agradeço de todo coração. A minha companheira de sala, Prof. MsC. Beatriz Paschoal Duarte, pelas horas de discussões científicas e por sua amizade. Ao Prof. Dr. Claudio Valeriano, ao Prof. MsC. Julio César Horta de Almeida, e ao Prof. MsC. Miguel Tupinambá, pelas discussões científicas. Ao Prof. MsC. Julio César Horta de Almeida e ao Prof. Dr. Claudio Valeriano, pelos ensinamentos em computação. Ao Prof. Msc. Miguel Tupinambá, por todos os favores que me fez, nas suas idas a USP.

Registro minha gratidão ao apoio institucional em relação ao trabalho laboratorial no GEOTOP-Montreal, na pessoa do Dr. Clement Gariépy. A Francine Robert pelo auxílio nas etapas analíticas. A Alice Chassagne e seu inesquecível: *Geotop Bon Jour*!. A Gema Olivo pela amizade, e pelos casacos e roupas de frio que me cedeu.

Agradeço ao Prof. Rui Alberto dos Santos, diretor da Faculdade de Geologia da Uerj, pelas facilidades que me ofereceu junto a esta universidade, na fase de reprodução das cópias desta tese. Registro meus agradecimentos à Gráfica da Uerj, e a Divisão de Informática, pela reprodução das cópias coloridas.

Agradeço aos funcionários da Faculdade de Geologia da Uerj, em especial a Selma, e as funcionárias do IGEO-USP, Angélica e Marta, pela amizade.

Ao meu colega Prof. Pedro de Césaro, geólogo aposentado do CENPES-Petrobrás, por ter liberado a utilização de diversos equipamentos desta instituição, como o britador de rochas e o scanner de slides.

Ao simpático casal Mariângela Mazzei Sucena e João Antônio Prado Silva, ex-alunos da UERJ, hoje geólogos, pelo acompanhamento nos trabalhos de campo.

Ao desenhista Evangelista Caputo, a realização de algumas figuras e do mapa que constitui o anexo deste trabalho.

Este trabalho contou com o financiamento do PADCT, Projeto "Perfis Geotransversais do Precambriano do Estado do Rio de Janeiro", (convênio Uerj/PADCT-Finep, n° 65900440), da FAPESP, através do Projeto: Granitóides e Charnoquitóides da porção setentrional do Cinturão Ribeira (processo Geociências-USP n° 92/0305-8), e do CNPq, através do Auxílio Integrado à Pesquisa (processo nº 521577/93-4). A autora beneficiou-se de bolsa de doutorado do CNPq e bolsa de doutorado-sanduíche da Capes.

ABSTRACT

The Volta Redonda 1:50,000 quadrangle (Rio de Janeiro State, southeast Brazil) displays two rock sequences comprising the Paraíba do Sul Tectonic Domain (PSTD) or Upper Tectonic Domain, at the central segment of the Ribeira belt: the basal Quirino Unit, a Paleoproterozoic orthoderived suite, comprising granodioritic to granitic gneisses, with mafic and calc-silicate enclaves; and the Paraíba do Sul group, which includes metasedimentary biotite gneisses with concordant intercalations of holo-leucogranites layers (Três Barras Unit) and metapelites containing calc-silicate and sacaroidal marble lenses (São João Unit).

Two granitoid suites intrude the Quirino Unit and the Paraíba do Sul group, with distinct timing of generation, in relation to the deformational and metamorphic events of the Brasiliano orogeny: the Rio Turvo S-type foliated granitoids, contemporaneous with the main metamorphic event (M1) of upper amphibolite facies, related to the main regional deformation (D1+D2). studied area. The other granitoid suite, represented by two mapped bodies, Getulândia and Fortaleza, post-dates the main deformational and metamorphic event, and is coeval with the second metamorphic event (M2), also of upper amphibolite facies, and related to the D3 deformation phase. The Paraíba do Sul shear zone, a D3 related megastructure, divides the PSTD in two sub-domains: the Northern Paraíba and the Southern Paraíba. The studied area is located in the latter.

The Quirino Unit occurs as extensive bodies of homogeneous gneisses of upper amphibolite facies metamorphism, locally migmatitic, with hornblende and/or biotite, comprising approximately 50% of the studied area and ca. 70% of the PSTD. This unit yields U-Pb zircon ages of 2169±3 and 2185±8 Ma, temporally related to the Transamazonian event. These ages are defined by upper discordia intercepts and were obtained from Quirino orthogneisses from the Northern and Southern Paraíba sub-domains, respectively. Minimum ages of 2846 and 2981 Ma, obtained on zircons from the Quirino Unit granodioritic gneisses at the Northern Paraíba subdomain, reveal the pre-existence of Archean crust as Pb source of part of the investigated gneisses.

Geochemical studies of Quirino orthogneisses at the Southern Paraíba sub-domain discriminate two calc-alkaline series: one of medium to high-K (granodioritic gneisses) and the other one of high-K, with enrichment in LILE (granitic gneisses). These two series may have been generated in the same Transamazonian collisional event. The geochemical data suggest that the

medium to high-K series represents the pre-collisional calc-alkaline magmatism and the high-K calc-alkaline series represents the post-collisional magmatism, generated in thickened crust.

The Quirino Unit orthogneisses yield lower intercepts in concordia diagrams at 605 ± 3 and 571 ± 3 Ma. Dark sphene grains from granitic orthogneisses yielded maximum growth ages of 577 ± 1 Ma. Sphene from leucosomes in mafic rocks from the Quirino Unit indicate partial fusion at 584 ± 2 Ma. These data indicate reworking of the Quirino Unit rocks during the Brasiliano orogeny. Sphene from São João Unit calc-silicate rocks yields a 207Pb/206Pb minimum age of 590 Ma for the metamorphism of the Paraíba do Sul group.

The first metamorphic event (M1), related to the Brasiliano orogeny, occurred between 590 and 570 Ma, with metamorphic peak between 577 and 584 Ma. During this time interval, U-Pb dating of monazite indicates the age of 579 ± 2 Ma for the intrusion of the sin-collisional Rio Turvo granite. This granite is located in the Central Tectonic Domain of the Ribeira belt, which underlies the PSTD.

Older U-Pb zircon ages of 605 ± 3 Ma, given by the lower intercept of granitic gneisses, and of 604 ± 1 Ma, of an equidimensional crystal from the same sample, may reflect the onset of metamorphic activity related to the initial stages of Brasiliano thrust stacking.

The Taquaral granite, a batholithic intrusive body in the São João Unit at the Northern Paraíba sub-domain, had its emplacement during the time interval between M1 and M2 metamorphic events. The 207Pb/206Pb ages on sphenes from this granite (553 Ma), from the Quirino Unit granitic gneiss (563 Ma) and from the Rio Turvo granite (551 Ma), indicate continuous metamorphic activity between the main metamorphic events or, altenately, incomplete rehomogenization of the older sphene.

The calc-alkaline to alkali-calcic late to post-tectonic plutonism, related to the Brasiliano orogeny, is dated by the U-Pb monazite ages of 535 ± 1 and 528 ± 1 Ma, from the Getulândia granite, supported by petrogenetic studies of this body and of the Fortaleza granite. The age of the second metamorphic event (M2) is given by the ages of recrystallization of sphene from the Quirino Unit orthogneisses at 535 ± 2 Ma; from the recrystallization ages of leucossomes at 530 ± 2 Ma; and by sphene growth at the leucossomes at 530 ± 2 Ma, which are coeval with the intrusion of the Getulândia granite.

The youngest age of 503 ± 2 Ma, obtained on sphene from the granitic orthogneiss, reflects decrease of metamorphic activity, which is concordant with the 207Pb/206Pb age of sphene from the post-tectonic Mangaratiba granite (492 ±11 Ma.), located in the Costeiro

complex. These young ages are related to post-metamorphic and post-kinematic stage of the Brasiliano orogeny at the central segment of the Ribeira belt.

RESUMO

Na folha Volta Redonda 1:50.000, afloram duas sequências de características genéticas distintas, que compreendem no âmbito do segmento central da Faixa Ribeira, o Domínio Tectônico Paraíba do Sul (DTPS) ou Domínio Tectônico Superior: uma basal paleoproterozóica ortoderivada, composta por ortognaisses granodioríticos a graníticos, com enclaves de rochas máficas e de calciossilicáticas, denominada de Unidade Quirino; e outra metassedimentar, subdividida informalmente em Unidade Três Barras, formada por botita-gnaisses com intercalações concordante de lentes hololeucogranitos, e Unidade São João, constituída por metapelitos com lentes de rochas calciossilicáticas e mármores sacaroidais. As unidades metassedimentares compreendem o Grupo Paraíba do Sul.

Intrudem a Unidade Quirino e o Grupo Paraíba do Sul duas suítes granitóides, geradas em épocas distintas em relação aos eventos metamórficos-deformacionais da orogênese Brasiliana: granitóides do Tipo S, que apresentam a foliação principal, e que são contemporâneos ao evento metamórfico principal de fácies anfibolito alto (M1), relacionado à deformação regional D1+D2. Estes granitóides, denominados de granitóides do tipo Rio Turvo, não apresentam nenhum corpo significativo na área mapeada; e granitóides com posicionamento posterior ao evento metamórfico-deformacional principal, que são contemporâneos ao segundo pulso metamórfico, também de fácies anfibolito-alto (M2), relacionado à deformação regional D3. Desta última suíte, na área em questão, ocorrem dois corpos significativos, designados de Getulândia e Fortaleza. A zona de cisalhamento Paraíba do Sul, uma megaestrutura realcionada à fase D3, subdivide o DTPS em dois subdomínios: um a NW (Domínio Paraíba Norte) e outro a SE (Domínio Paraíba Sul). A área mapeada insere-se neste último subdomínio.

A Unidade Quirino, ocorre como extensos corpos de gnaisses homogêneos em fácies anfibolito alto, localmente migmatíticos, com hornblenda e/ou biotita, perfazendo ca. de 50% da área mapeada. Regionalmente integram por volta de 70% em superficie do Domínio Tectônico Paraíba do Sul na segmento central da Faixa Ribeira. A Unidade Quirino foi gerada a 2185±8 Ma e 2169±3 Ma (dados U-Pb em zircão), e está temporalmente relacionada à evolução do ciclo Tranzamazônico. Estas idades, definidas por interceptos superiores de análises de zircões, foram obtidas nos ortognaisses Quirino a aul e a norte da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, respectivamente. As idades mínimas de 2846 Ma e 2981 Ma, obtidas em zircões dos gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino, aflorantes ao norte da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul,

revelam a pré-existência de crosta arqueana como fonte de Pb para parte dos gnaisses investigados

As investigações geoquímicas realizadas nos ortognaisses Quirino, aflorantes ao sul da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, levaram ao reconhecimento de duas sequências calcioalcalinas: uma de médio a alto-K (formada por gnaisses granodioríticos), e outra de alto-K, muito enriquecida em LILE (integrada por gnaisses graníticos). Estas duas sequências podem ter sido geradas num mesmo evento colisional no Tranzamazônico. Os dados geoquímicos sugerem que sequência calcioalcalina médio a alto-K representa os estágios iniciais da colisão, assemelhando-se a granitóides calcioalcalinos pré-colisionais. A sequência calcioalcalina alto-K, poderia representar os estágios finais desta colisão, assemelhando-se a granitóides póscolisionais, gerados sob crosta espessada.

As linhas de discórdia definidas pelas análises de zircão dos ortognaisses da Unidade Quirino geraram interceptos inferiores de 605±3 Ma e 571±3 Ma. Titanitas escuras dos ortognaisses graníticos forneceram idade máxima de crescimento deste mineral a 577±1 Ma. Titanitas dos leucossomas de rocha metamáfica relacionada à Unidade Quirino revelam fusão parcial a 584±2 Ma. Estes dados indicam remobilização de rochas Unidade Quirino, durante a orogênese Brasiliana. Titanitas de rocha calciossilicática da Unidade São João forneceram idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mínimas de 590Ma, datando o metamorfismo no Grupo Paraíba do Sul.. O metamorfismo M1 ocorreu entre 590-570 Ma, com pico metamórfico entre 577 e 584Ma. Dentro deste intervalo de tempo, a 579±2 Ma (dado U-Pb em monazita), ocorreu a intrusão do Granitóide sin-colisional Rio Turvo, inserido dentro do Domínio Tectônico Juiz de Fora ou Domínio Tectônico Central da Faixa Ribeira, subjacente ao DTPS. O conjunto destes dados caracteriza, no tempo, o metamorfismo M1 regional da orogênese Brasiliana, no segmento central da Faixa Ribeira.

Idades mais antigas, de (605±3Ma) obtidas pelo intercepto inferior de zircões dos gnaisses graníticos, e de 604±1 Ma, obtida em um cristal equidimensional da mesma amostra, podem refletir o início das atividades metamórficas relacionadas aos estágios iniciais de cavalgamento durante a orogênese Brasiliana.

Na unidade metassedimentar São João, no Domínio Paraíba Norte, ocorre um corpo de dimensões batolíticas, o Granito Taquaral, que tem posicionamento entre os eventos metamórficos regionais M1 e M2. O conjunto das idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, obtidas em titanitas deste granito (553 Ma), em titanitas cor intermediária do gnaisse granítico da Unidade Quirino (563 Ma), e em titanitas do Granitóde Rio Turvo (551 Ma), indicam atividade metamórfica contínua

entre os pulsos metamórficos principais ou, alternativamente, rehomogeinização incompleta de titanitas mais antigas.

Os dados U-Pb obtidos em monazita do Granito Getulândia (535±1-528±1 Ma), somados as investigações geoquímicas realizadas neste corpo e no Granito Fortaleza, datam o plutonismo calcioalcalino a álcali-cálcico tardi a pós-tectônico em relação a orogênese Brasiliana no segmento Central da Faixa Ribeira. A recristalização de titanitas nos ortognaisses da Unidade Quirino há 535±2 Ma e nos seus leucossomas há 535±2 Ma e 530±2 Ma, respectivamente, e o crescimento de titanitas em lente leucossomática destes ortognaisses (521±2 Ma), foram relacionadas ao segundo pulso metamórfico M2. Este metamorfismo pode ter atingido, pelo menos localmente, ao sul da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, temperaturas de anatexia, já que as idades mínimas de formação de leucossomas nos gnaisses graníticos (530±2 Ma), são concomitantes com a intrusão do Granito Getulândia.

A idade de 503±2 Ma em titanita do ortognaisse granítico é a mais nova obtida, refletindo a diminuição da atividade metamórfica, concordante com a idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em titanita do granito pós-tectônico Mangaratiba (492±11 Ma), no Complexo Costeiro. Estas idades foram relacionadas a estágios pós-metamórficos e pós-deformacionais no segmento central da Faixa Ribeira, durante a orogênese Brasiliana.

I- INTRODUÇÃO

I-1- APRESENTAÇÃO DO TRABALHO E OBJETIVOS DO ESTUDO

A evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul, originalmente definido por Rosier (1957), tem sido objeto de estudo desde a década de 50 com os trabalhos pioneiros efetuados pelo referido autor e por Ebert (1955, 1956). Até o momento, persistem dúvidas e opiniões diversas acerca do entendimento de sua litoestratigrafia e compartimentação tectônica, quanto ao conteúdo litológico das unidades cartografadas, seus limites, e natureza genética das rochas que compõem as unidades do Complexo. Mesmo a questão de denominação, se *Grupo* ou *Complexo Paraíba do Sul*, permanece em aberto, dada a falta de consenso quanto ao intervalo de deposição e idade de metamorfismo das unidades metassedimentares; idade de cristalização e de metamorfismo; derivação ígnea ou sedimentar do conjunto dos gnaisses; entre outros aspectos.

De outro lado, o tema do magmatismo granitóide pré-, sin- a pós-tectônico tem sido objeto de estudos extensivos desde a década de 80, mas, devido à diversidade e multiplicidade de corpos identificados, este assunto continua ainda não solucionado.

A realização de determinações radiométricas e de estudos geoquímicos, sobre o Complexo Paraíba do Sul (CPS), especialmente nas áreas com controle detalhado de cartografia geológica e onde exista o entendimento da evolução metamórfica-estrutural, é considerada fundamental para quantificar cronologicamente o conhecimento geológico acumulado nos últimos 40 anos.

Objetivando a definição do quadro evolutivo para o Complexo Paraíba do Sul, foi enfatizada uma abordagem geocronológica pelo método U-Pb, mais adequado para estudar terrenos polideformados, submetidos a mais de um evento metamórfico de alto grau. Os minerais utilizados para datação U-Pb (zircão, titanita e monazita) fornecem informações sobre a épocas de geração das rochas e dos sucessivos eventos geológicos a que foram submetidas. Rochas

polideformadas e polimetamórficas frequentemente contêm várias gerações de zircões. Com a identificação e análise de cada uma das populações de zircões, é possível a reconstrução da sequência dos eventos geológicos, incluindo cristalização primária e pulsos metamórficos em gnaisses polideformados. Titanitas e monazitas complementam o quadro evolutivo, pois retratam tanto épocas de metamorfismo como a idade de cristalização em granitóides.

A abordagem geocronológica U-Pb é pioneira na área investigada. No entanto, ele teve caráter regional, uma vez que não se restringiu à área mapeada nesta tese. Duas das questões relativas a evolução do CPS no setor central da Faixa Ribeira, ainda em aberto na literatura geológica, foram alvo desta abordagem.

A primeira destas se refere à época de cristalização e metamorfismo dos gnaisses, geoquimicamente interpretados neste trabalho como ortognaisses, denominados de Unidade Quirino do CPS. Muitas dúvidas persistiam com relação a época de geração desta unidade.

1) a unidade dos ortognaisses seria mais antiga que a unidade metassedimentar do CPS e constituiria um provável embasamento (Machado, 1986a);

2) a unidade dos ortognaisses seria mais nova, intrusiva na unidade metassedimentar (Heilbron et al., 1991; Almeida et al., 1993; Heilbron, 1993) e representaria o arco magmático cordilheirano, caracterizado principalmente por magmatismo cálcio-alcalino alto-K, com idades sugeridas Neoproterozóico III (<650Ma); (Figueiredo et al., 1992; Campos Neto & Figueiredo, 1995). Seriam granitóides sin-orogênicos, relacionados à subducção, integrantes do Domínio Orogênico "Brasiliano I" de Campos Neto & Figueiredo (op. cit).

A segunda se refere às idades de metamorfismo(s) e deformação (ções) das unidades metassedimentares. Neste sentido, são reportadas as idades obtidas por Söllner et al. (1991) em paragranulitos da Suite Caparaó, Espírito Santo, que representa, segundo os autores, a base em alto grau do CPS. Estas questões serão investigadas nesta tese.

Buscando contribuir para o entendimento da evolução do CPS, o presente trabalho apresenta dados baseados no mapa geológico do referido Complexo, compreendendo parte da parte da Folha Volta Redonda (1:50.000), incluindo estudos petrográficos, estruturais e

microtectônicos. São também apresentados e discutidos os resultados de: a) de 17 análises U-Pb em zircão e titanita do conjunto de ortognaisses do CPS; b) 24 análises geoquímicas de elementos maiores, menores, traços e ETR do mesmo conjunto, sendo 6 de enclaves máficos; c) Uma análise U-Pb em titanita de rocha calciossilicática de umas das unidades metassedimentares do CPS, denominada Unidade São João por Almeida et al. (1993); d) 5 análises U-Pb em titanitas e/ou monazitas de 4 corpos graníticos-granitóides; e) 12 análises geoquímicas incluindo elementos maiores, menores, traços e ETR, em 2 corpos graníticos e "sills" de leucogranitos.

Finalmente, os dados obtidos foram integrados com o propósito de elaborar um quadro evolutivo para o CPS, utilizando-se como base de interpretação a geocronologia U-Pb de precisão no segmento Central da Faixa Ribeira, onde se elaborou uma cartografia detalhada, a partir do mapeamento em escala 1:50.000, seguido por integração em escala 1:250.000.

I-2- ÁREA ESTUDADA

A área mapeada (Anexo I) compreende cerca da metade da Folha Volta Redonda 1:50.000 (Folha SF-23-Z-A-V-2) do IBGE, e está limitada pelas seguintes coordenadas UTM: latidude de 22°35 a 22°45 e longitude de 44°15 a 44°00 Localiza-se cerca de 120 km a WNW da cidade do Rio de Janeiro e o acesso principal pode ser feito pela BR- 116 (Rodovia Presidente Dutra) (Figura I-1). Próximo ao município de Barra Mansa-RJ, duas estradas secundárias podem ser utilizadas para se chegar a área: a primeira, não pavimentada, faz acesso às localidades de Arrozal, Rio Claro e Passa Três; a segunda, pavimentada, dá acesso às localidades de Getulândia e Rio Claro. A antiga rodovia Rio-São Paulo corta o sul da área mapeada, em direção aproximadamente E-W. As cidades de Rio Claro (RJ) e Bananal (SP) foram utilizadas como base durante os trabalhos de mapeamento.

Para o controle geológico regional, com vistas aos estudos geocronológicos, foram utilizados os mapas conduzidos em escala 1:50.000 das Folhas topográficas Nossa Senhora do Amparo, Barra do Piraí, Valença, Vassouras (Heilbron, 1993), Bananal (Almeida e Eirado Silva, não publicado) e parte da Folha Resende (Valeriano, não publicado). A Figura I-1A localiza a região do segmento central da Faixa Ribeira, que foi investigada pelo método U/Pb.



FIG I 1.B ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS TOPOGRÁFICAS DO IBGE (1:50.000) DA ÁREA INVESTIGADA GEOCRONOLOGICAMENTE. 4-RESENDE, 5-N.SRA. DO AMPARO, 6-BARRA DO PIRAÍ, 1-BANANAL, 2-VOLTA REDONDA, 3-PIRAÍ, 7-MANG ARATIBA

I-3- METOLOGIA DE TRABALHO

O trabalho teve início com perfis regionais de reconhecimento da área a ser mapeada. Este primeiro trabalho de campo foi efetuado pela autora, acompanhada pelo Prof. Dr. Mario Cesar Heredia de Figueiredo, orientador inicial do trabalho, e pela Dr^a Monica Heilbron, desde então co-orientadora não oficial.

A área de mapeamento foi selecionada para os estudos por englobar litologias do Complexo Paraíba do Sul ainda não estudadas em detalhe, e por fazer parte do Perfil Geotransversal 2 (Aiuruoca-MG - Mangaratiba-RJ), incluído nos trabalhos denominados "Perfis Geotransversais" que vêm sendo desenvolvidos por geológos da Faculdade de Geologia da UERJ, desde de 1990. O Perfil Geotransversal 2 faz parte do Projeto: "Perfis Geotransversais do Estado do Rio de Janeiro e região vizinha de Minas Gerais", vem sendo atualmente financiado pelo CNPq, na modalidade Auxílio Integrado à Pesquisa.

Desde o primeiro trabalho de campo ficou clara a necessidade de elaborar-se um mapeamento detalhado, envolvendo tanto as unidades locais como as de nível regional, como suporte aos futuros estudos geoquímicos dos corpos granitóides e do conjunto de gnaisses, além da geocronologia U-Pb de precisão, idealizados para a tese de Doutoramento.

-Mapeamento geológico e pesquisa bibliográfica

Durante o mapeamento geológico, efetuado em 3 etapas de campo de aproximadamente 15 dias cada, foram coletadas amostras para confecção de lâminas petrográficas. Neste mapeamento, utilizou-se a base cartográfica do IBGE, folha Volta Redonda 1:50.000 (SF-23-Z-A-V-2), e fotografias aéreas do Serviço Geográfico do Exército, na escala 1:60.000. O trabalho foi acompanhado pela amostragem de parte pontos visitados. No total, foram visitados 360 afloramentos, e coletadas cerca de 200 amostras para confeção de lâminas petrográficas. Cada ponto tem como identificador as iniciais da folha topográfica do IBGE, a saber, VR, seguido do dígito numérico (de 0 a 360). Quando mais de uma amostra foi coletada no mesmo ponto, foram diferenciadas pelas letras A, B, etc..., após o dígito numérico. Todos os pontos visitados foram acompanhados de descrição detalhada (localização, tipo litológico, estruturas, medidas estruturais, quantidade e tipo de amostras coletadas, e outras informações julgadas importantes.

No Mapa Geológico apresentado no Anexo I, estão localizados os pontos visitados, e destes estão discriminados os que possuem lâmina petrográfica, análise geocronológica U-Pb. Na área mapeada os pontos com análise geocronológica também têm análise geoquímica.

Acompanhando o mapeamento geológico, foi efetuada a pesquisa bibliográfica sobre a geologia do CPS e da Faixa Ribeira. Sempre que possível, foram realizados perfis regionais, com outros pesquisadores, com o intuito de ampliar o conhecimento do Precambriano do Estado do Rio de Janeiro.

-Análises petrográficas

Foram descritas ca. de 200 lâminas petrográficas. Este estudo concentrou-se na unidade dos ortognaisses da Unidade Quirino e nos corpos granitóides pós-tectônicos Getulândia e Fortaleza, litologias onde foram também efetuados os estudos de geoquímica e de geocronologia U-Pb. Nos capítulos que abordam os dois últimos temas são apresentadas Tabelas onde constam descrição de campo e descrição microscópica das litologias analisadas. As abreviaturas minerais utilizadas nestas tabelas foram retiradas de Yardley (1989) e Barker (1990), e estão abaixo discriminadas:

act - actinolitahbl - hall - allanita*mbr -*ap - apatita*mbr -*ap - apatita*microbt - biotitams - m*carb - carbonato*plag -chl - cloritapy - picpx - clinopiroxênioop- opdi - diopsídioqtz - qep - epidoto*ser -*esc - escapolitatit - titgt - granadazr - zit

* abreviaturas livres utilizadas neste trabalho.

hbl - hornblenda *mbr - mica branca *microcl- microclina ms - muscovita *plag - plagioclásio py - pirita op- opacos qtz - quartzo *ser - sericita tit - titanita zr - zircão

- Estudos geoquímicos

Com o mapa geológico confeccionado e grande parte das lâminas petrográficas descritas, foram selecionados os melhores afloramentos (em geral, cortes de estradas de ferro, rodovias e pedreiras ativas e inativas) para coleta de material para estudo geoquímico. Foi feita uma nova etapa de campo, com duração de 3 dias. No mapa geológico estão localizados os afloramentos onde foram coletadas as amostras (Anexo I).

O estudo geoquímico concentrou-se em rochas gnáissicas do CPS e em 2 corpos graníticos intrusivos. A primeira unidade foi escolhida em face da inexistência de consenso na literatura acerca da origem orto- ou para-derivada desses hornblenda-gnaisses e biotita-gnaisses. Na unidade gnáissica foi utilizado como critério de representatividade a escolha de amostras típicas da variação composicional global de cada sequência. Foram também selecionados enclaves básicos e lentes de leucogranitos concordantes a discordantes do bandamento gnáissico. Os hornblenda-gnaisses são semelhantes aos ortognaisses descritos por Machado (1986a), que afloram na cidade de Valença, definidos por este autor como pertencentes à unidade litoestrutural inferior do CPS, posteriormente denominada de Sequência Quirino. Heilbron et al. (1991) e Heilbron (1993), com base em observações de campo, interpretaram a unidade dos biotita-gnaisses e hornblenda-gnaisses do CPS como intrusiva nas unidades metassedimentares, denominando-a desta forma de Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia. No presente trabalho esta unidade será denominada de Unidade Quirino-Dorândia.

Os 2 corpos graníticos intrusivos na unidade dos gnaisses, foram denominados de Granito Getulândia (Almeida et al., 1993), por aflorar na cidade homônima, e de Granito Fortaleza (Almeida et al., 1993), fazenda e córrego que lhe emprestam o nome. O granito Fortaleza é homogêneo e o granito Getulândia apresenta duas fácies principais, ambas coletadas para a presente investigação

Seguiu-se a esta etapa de coleta a preparação das amostras selecionadas para análise química. Desta etapa consta: britagem em britador de mandíbula a 1/8 de polegada; quarteamento; e pulverização em moinho de disco de tungstênio. A preparação das amostras foi efetuada pela autora nas dependências da UERJ.

As amostras preparadas foram então enviadas para o laboratório ACT LABS (Canadá) para quantificação de elementos maiores, menores, traços e ETR. Os elementos maiores e alguns elementos traços foram analisados por fusão e digestão total em Plasma de Indução Acoplado (ICP). Os elementos traços com teores muito baixos e os ETR foram detectados por Análises por Ativação Neutrônica (INAA).

Como controle de qualidade das análises efetuadas por este laboratório, os dados foram comparados com os padrões pessoais do Dr. Mario Figueiredo que foram analisados em outros laboratórios, como por exemplo, o Laboratório do Departamento de Geologia da *Memorial University of Newfoundland* (MUN). As análises em duplicata demonstraram concordância entre os dois laboratórios, sendo que as diferenças mais acentuadas foram geralmente os valores um pouco maiores em Na, e nos traços Cr, Ni, V, Zr e Eu, e menores de Ba do ACT LABS (Tabela I-1).

Todo o estudo geoquímico foi efetuado em base anidra, recalculando-se os õxidos maoires para 100%, sem os voláteis. Os padrões de abundâncias de elementos de terras raras (ETR) foram efetuados empregando-se o valores de concentração propostos por Boynton (1984) para normalização em relação aos condritos. Para o cálculo das possíveis anomalias de Eu, pela razão Eu/Eu*, o valor de Eu* foi determinado pela interpolação linear entre os elementos Sm e Tb, uam vez que o Gd não foi analisado. Este procedimento foi anteriormente utilizado por Marques (1988).

- Investigações geocronológicas U-Pb

Para a coleta de material para os estudos geocronológicos foi realizada uma nova etapa de campo com duração de cinco dias, em julho de 1993, acompanhada, desta vez, pelo Dr. Nuno Machado do *Centre de Recherche en Géochimie Isotopique et en Géochonologie* (GEOTOP) da *Université du Québec à Montréal* (UQAM-Canadá). Foram realizados dois perfis principais, aproximadamente NW-SE, transversais à estruturação principal das unidades do CPS neste segmento da Faixa Ribeira. O primeiro, partindo de Valença até Barra do Piraí, setor NE da área regional abordada, e o segundo de Resende a Getulândia, setor SW da área em questão (Figura VI-1).

Tabela I-1- Dados geoquímicos de padrões pessoais do Dr. Mario Figueiredo, obtidos em duplicata, nos laboratórios ACT Labs e MUN (Memorial University of Newfoundland).

Número amostra	NF19 ACTL	NF19 MUN	NF37 ACTL	NF37 MUN	NF17 ACTL	NF17 MUN	NF05 ACTL	NF05 MUN	NF09 ACTL	NF09 MUN	NF14 ACTL	NF14 MUN
SiO2	56.87	58.10	69.81	71.30	60.10	60.10	49.03	49.50	48,52	50,40	69,81	70,6
TiO2	0.96	0.91	0.36	0.38	0.60	0,59	2,21	2,09	0,54	0,53	0,8	0,74
AI2O3	17.03	15.9	15,05	14.3	16.81	16	14,16	13,6	15,08	15	14,31	14,2
Fe2O3*	9.04	8,64	3,19	2,94	7,18	6,93	15,17	14,95	11,1	10,91	3.08	2,89
MnO	0,12	0,11	0,04	0,04	0,12	0,12	0,23	0,21	0,19	0,17	0,04	0,04
MgO	3,74	3,94	1,28	1,08	3,43	3,66	5,07	5,28	8,08	8,74	1,02	1
CaO	6,56	6,15	2,82	2,55	6,15	5,78	8,68	7,94	10,52	10,26	2,73	2,48
Na2O	3,82	3,56	3,49	3,34	4,74	4,48	4,21	3,88	3,19	2,79	3,3	3,1
K2O	1,86	1,73	3,28	3,05	1	0,93	0,94	0,95	0,88	0,85	4,28	4,29
P2O5	0,34	0,35	0,12	0,08	0,24	0,22	0,32	0,33	0,14	0,12	0,18	0,14
PF	0,28	0,81	0,58	0,47	0,22	0,74	0,33	0,99	0,36	0,14	0,8	0,49
Cr	79	61	15	2	58	44	105	86	115	97	21	37
Ni	23	16	15	5	26	14	58	43	120	97	7	6
V	152	126	33	27	127	111	396	340	226	202	54	63
Pb	15	17	27	27	9	9	18	22	17	19	21	20
Zn	110	115	48	57	91	92	135	150	102	108	59	56
Rb	46	41	74	7 0	10	nd	<10	11	<10	3	104	88
Ba	722	751	648	651	366	390	342	387	141	141	1500	1474
Sr	596	587	372	368	582	585	128	106	341	311	310	313
Nb	<5	14	<5	. 2	<5	4	20,4	14	<5	3	8,5	5
Zr	198	177	181	184	141	135	215	183	43	36	247	197
Ti	5755	5455	2158	2278	3597	3537	13249	12530	3237	3177	4796	4436
Y	28	27	14	10	12	13	48	58	16	12	6	14
Th	1,4	nd	5,3	1	0,6	nd	3,6	nd	0,3	3	0,5	nd
U	0,3	nd	0,8	nd	0,7	nd	1,9	6	0,1	nd	0,5	1
La	50,4	49,5	26,8	14,2	17,2	16	27,4	35,2	11,2	21,3	30,9	12,2
Ce	109	133	49	33,6	37	40,3	65	93,3	29	50,9	53	28,4
Nđ	51	61,3	19	14,9	19	21,7	35	45,6	14	25,4	20	14,7
Sm	11	10,6	3,3	3,12	4,1	4,59	8,9	11	3,1	4,16	3,6	2,92
Eu	1,96	0,39	1,1	0,9	1,11	1,39	2,05	1,47	1,03	0,84	1,57	0,93
Gđ		8,36		2,25		3,82		11,1		2,84		2,41
ТЪ	1,3		0,5		0,5		1,8		0,6		0,2	
Dy		7,24		2,58		3,51		11,8		3,64		1,29
Er		3,22		1,37		1,62		5,42	•	1,1		0,83
Yb	2,8	2,75	0,77	0,69	1,21	1,26	5,52	4,22	1,23	1,32	0,61	0,72
Lu	0,36		0,13		0,18		0,68	0,68	0,17		0,08	

nd- não detectado

Foram coletadas 6 amostras da unidade dos gnaisses homogêneos, chamada neste trabalho de Unidade Quirino, incluindo os hornblenda-gnaisses, os biotita-gnaisses, bandas leucocráticas ou leucossomas, e pegmatitos discordantes. Dos gnaisses coletou-se em torno de 20Kg de amostra e das rochas leucocráticas em torno de 10Kg de material.

Da unidade metassedimentar São João foi coletada 1 amostra de 10kg de uma rocha calciossilicática com o intuito de datar o metamorfismo principal do CPS.

Foram ainda amostrados um corpo de granitóide anatético (Granitóide Rio Turvo) e 3 corpos de granitos intrusivos (Granito Taquaral, Granito Getulândia e Granito Mangaratiba). Os corpos graníticos-granitóides coletados possuiam relação distinta com os eventos deformacionais. O Granitóide Rio Turvo é sin- deformação regional D1+D2, o Granito Taqural é entre D1+D2 e D3, o Granito Getulândia é sin- a tardi-D3 e o Granito Mangaratiba é pós-tectônico. Cerca de 20Kg de amostras foram coletadas para cada um dos corpos.

Todo o trabalho de geocronologia U-Pb em minerais foi realizado pela autora nos laboratórios do GEOTOP-UQAM-Canadá, no período entre novembro de 1993 e novembro de 1994, sob a orientação do Dr. Nuno Machado. O capítulo 2 apresenta uma descrição sucinta da metodologia aplicada no GEOTOP.

II- METODOLOGIA U-Pb DE ALTA PRECISÃO

II-1- PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Os procedimentos gerais envolvidos no isolamento químico do urânio e do chumbo de minerais acessórios e na análise da composição isotópica destes elementos purificados em um espectômetro de massa de ionização termal (TIMS) de fonte sólida são referidos como geocronologia U-Pb convencional (Heaman & Parrish, 1991). É este o método rotineiro de geocronologia U-Pb adotado no *Centre de Recherche en Géochimie isotopique et en Géochronologie* (GEOTOP), onde a precisão das análises fica em torno de (± 1 a 2Ma). Neste capítulo descrevemos, de forma sucinta, a metodologia básica adotada no GEOTOP, desde a preparação física das amostras até o resultado final da datação U-Pb dos minerais acessórios. Referências complementares sobre a rotina deste laboratório, aplicados à pesquisas desenvolvidas no Brasil, podem ser encontradas em Carneiro (1992) e Noce (1995).

Todas as amostras coletadas foram fragmentadas manualmente com marreta, no campo, obtendo-se volumes de aproximadamente 20 litros, acondicionados em sacos plásticos super resistentes, com identificação efetuada com canetas de marca permanente. No GEOTOP, as amostras foram lavadas numa máquina de lavar industrial, acondicionadas em sacos plásticos e guardadas em baldes de metal de 20 litros. As amostras foram sendo preparadas em grupos de cinco em cinco. Depois de lavadas, as amostras, secas ao ar, foram britadas em britador de mandíbulas e pulverizadas em um moinho de discos, atingindo granulometria entre 10 a 300 micron. Após o processamento de cada amostra, o britador de mandíbulas e o moinho de discos foram desmontados e cuidadosamente limpos, com escovas de aço e ar comprimido.

A primeira etapa de separação mineral tem início numa mesa vibratória tipo Wilfley, que reduz o volume de amostra de 90 a 95%. A fração pesada é seca em placas aquecedoras e peneirada a 70, 100 ou 200mesh, em peneiras descartáveis, confeccionadas, à medida que são necessárias, com potes de plástico de 250cc e malha de nylon calibrada. Todas as amostras deste trabalho foram peneiradas a 200 mesh. Para cada amostra, são utilizados dois potes de plástico,

um deles com a malha calibrada no fundo. Este "recipiente peneira" é tampado e preso a um agitador de peneiras que fica em funcionamento por cerca de 45 minutos.

As partículas menores que 200mesh passam por uma segunda concentração, utilizandose o líquido pesado iodeto de metileno. As duas frações geradas são lavadas com acetona e secas naturalmente na capela. A magnetita e as partículas de metal das placas do pulverizadores são retiradas das duas frações com um imã de mão.

A fração pesada é então submetida a várias sessões de Frantz, das quais resultam sucessivas frações de magnetismo decrescente, denominadas de FI (Frantz inicial) ou FF (Frantz final), de acordo com as combinações entre a inclinação da canaleta do Frantz e a variação da amperagem. As frações FI são obtidas com inclinação de 10° da canaleta, na direção do usuário, e amperagens que variam de 0.2, 0.5, 0.75, 1.0 Amperes a amperagem máxima (MAX). A fração menos magnética de cada etapa é submetida as amperagens crescentes. Para a maioria das rochas ígneas félsicas, a última fração não magnética do FI conterá um concentrado de zircão junto com pirita.

A separação Frantz final (FF), é então iniciada e isola grãos de zircão com ligeiras diferenças em paramagnetismo, reduzindo-se a inclinação da canaleta de 5°, 3°, 1°, 0° e -1/2°, e mantendo-se a máxima amperagem (1,8A). Nesta etapa, o concentrado de zircão foi separado em quatro frações magnéticas e duas frações diamagnéticas, sendo as últimas preferidas para triagem manual, pois conterão os melhores grãos de zircão para datação U-Pb.

Utilizando-se o procedimento de separação magnética acima exposto, concentra-se também os outros minerais utilizados na geocronologia U-Pb, neste trabalho, titanita (FI = 0.75A e/ou 0.5A não magnética) e monazita (geralmente FI = 0.5A, não magnética). As frações são colocadas em pequenos vidros de pílula e transferidas para a sala de triagem.

Procedimentos rigorosos de limpeza foram seguidos durante todos os estágios de separação mineral para evitar qualquer possibilidade de contaminação laboratorial.

Figura II.1- Fluxograma sintético dos procedimentos laboratoriais para concentração dos minerais acessórios comumente utilizados em geocronologia U-Pb.



II-2- SELEÇÃO DOS MINERAIS A SEREM ANALISADOS

O zircão, é sem sombra de dúvidas, o mineral mais utilizado em geocronologia U-Pb de precisão, dada a sua ampla ocorrência em diferentes tipos de rochas, natureza robusta e resistente, e a sua abundância em U combinada com Pb comum negligenciável.

A confiabilidade das datações U-Pb em zircões de rochas polimetamórficas é fortemente controlada pela população de zircão a ser analisada (Krogh, 1982a). Análise de mistura de zircões de diferentes gerações leva a um resultado intermediário que tem pouca significação geológica. Assim sendo, no caso de rochas com múltiplas gerações de zircões é de suma importância identificar cada geração.

Das frações diamagnéticas, onde estão os cristais com menor susceptibilidade magnética, foram selecionados sob lupa binocular (em geral com um aumento de 25X) os cristais maiores, mais límpidos oticamente e destituídos de alteração, inclusões e fraturas (Fotomicrografia II-1.1). Os cristais selecionados são transferidos para pratos de Petri individuais, com auxílio de uma pinça especial ou uma pipeta não industrial. É possível analisar-se apenas um cristal de zircão ou mesmo um fragmento de cristal. Todos os cristais selecionados de cada fração eram idênticos em cor e características morfológicas, para se certificar que pertenciam a uma mesma geração (Fotomicrografia II-1.2). Quando grãos compostos estavam presentes, aqueles apresentando núcleo e um ou mais de um intercrescimento, suas partes componentes foram separadas mecanicamente (Fotomicrografia II-1.3), utilizando-se um par de pinças de aço. Feições como esta muitas vezes revelam duas épocas distintas de crescimento mineral, como foi o caso dos zircões com núcleo e bordo dos ortognaisses da Unidade Quirino.

No presente trabalho as frações de zircão utilizadas foram as seguintes: grãos individuais, frações com no máximo 3 cristais, e frações de fragmentos de grãos, com até 5 fragmentos (em geral frações de bordos de cristais). Todas as diferentes frações selecionadas foram abradadas entre 72h a 120h, utilizando-se pirita como abrasivo, seguindo-se o procedimento de Krogh (1982b). Na Fotomicrografia II-1.4, observamos um cristal de zircão abradado que foi analisado individualmente. A abrasão é efetuada com o intuito de maximizar a probabilidade de se obter análises concordantes ou quase concordantes, já que a perda recente de Pb é maior na margem externa dos cristais. Além disto as partes externas, então mais ricas em U,

- 14



Fotomicrografias II-1- Exemplos de tipos de zircões das frações diamagnéticas e titanitas das frações FI=0,5A selecionados para análise geocronógica U-Pb neste estudo. Legenda: 1) Cristais equidimensionais límpidos, livres de inclusões e fraturas (amostra 1). 2) Prismas 2:1 pertencentes a uma mesma geração (amostra1). 3) Cristal composto com sobrecrescimento separado mecanicamente (amostra 3). 4) Um cristal equidimensional abradado por 18 horas a 2 psi e 6:30 horas a 3psi (amostra 1). 5) Titanitas escuras (amostra 5). 6) Titanitas pálidas. (amostra 6).

são preferencialmente removidas por abrasão por diminuição da dureza causada por destruição radioativa. Durante este procedimento, os zircões alterados e fraturados são eliminados. Tanto a pressão utilizada na abrasão, como o tempo, são controlados para que os cristais permaneçam intactos durante o procedimento e continuem com tamanho razoável para manipulação. Para tal, as amostras são checadas com lupa binocular dentro do próprio abrador, em intervalos regulares, estabelecidos de acordo com a dureza dos cristais. Com estes procedimentos, pode-se obter o grau ideal de arredondamento para o tamanho de cristal desejado.

Segundo Machado et al. (1996), a experiência tem mostrado que a redução em 20-30% é necessária para eliminar a maior parte ou toda a perda de chumbo recente sistematicamente presente nas zonas marginais dos zircões de áreas precambrianas do Brasil. Este fato impôs severas limitações no tamanho do material inicial trabalhado, porque se fossem escolhidos cristais menores que 75-100µm, os grãos abradados ou ficariam muito pequenos para serem manipulados, ou o peso da amostra se tornaria muito baixo para gerar idades razoavelmente precisas. Quando a abrasão foi efetuada em fragmentos de cristais que foram separados mecanicamente, uma abrasão rigorosa foi requerida, para se eliminar qualquer vestígio do cristal contíguo. Mas, dependendo do tamanho do fragmento, o produto final poderia conter parte do cristal envolvente, gerando idades intermediárias. Em função da discussão acima, o peso das amostras de zircão analisadas neste trabalho variou de 0,006 a 0,025mg.

As frações que continham titanita foram a do FI = 0.5A ou 0.75A. As amostras de titanitas também foram selecionadas sob lupa binocular e, da mesma forma, procurou-se os cristais mais límpidos e livres de alteração, inclusões e fraturas. No caso das titanitas, a seleção nem sempre pôde seguir este processo ideal, pois como se trabalha com uma quantidade bem maior de amostra (entre 100 a 500 μ g), devido a sua baixa concentração em U, se torna mais dificil selecionar apenas cristais ideais. Outro fator complicador, neste caso, é a sua alta porcentagem de Pb comum, em especial em titanitas mais jovens (Heaman & Parrish, 1991), (vide discussão mais adiante). A quantidade de fragmentos de cristais de titanitas selecionados neste trabalho variou de 13 (no caso das mais escuras, mais ricas em U, Fotomicrografia II-1.5) a 70 (no caso de cristais pálidos, Fotomicrografia II-1.6). Foi observado no Biotita-gnaisse de Pouso Seco duas gerações (pálidas e escuras) de titanita, por vezes presente no mesmo cristal. Estas duas gerações foram analisadas separadamente. Segundo N. Machado (comunicação verbal), a
experiência tem mostrado que a abrasão em titanitas, em geral, não gera análises mais concordantes. Desta forma, as titanitas não foram abradadas neste trabalho.

A fração que geralmente contém monazita é FI = 0.5A. De 1 a 3 cristais, desta fração, foram suficientes, já que este mineral contém abundante U e Pb comum inicial negligenciável. O peso das amostras, neste trabalho, variou de 0.015 a 0.042mg. No caso das monazitas do Granito Getulândia, selecionadas para análise, o cristal abradado por 30 minutos, a pressão de 2psi, se mostrou mais concordante. As monazitas das outras amostras não foram abradadas.

II-3- LAVAGEM, PESAGEM, DISSOLUÇÃO DOS GRÃOS MINERAIS E SEPARAÇÃO QUÍMICA DO U E DO Pb

As frações minerais selecionadas e abradadas foram colocadas em pratos de Petri, com álcool suficiente para cobrir os grãos, e transferidas para pequenos béqueres (10ml) com o auxílio de uma pipeta não industrial. As amostras foram levadas para o laborotório limpo, que é equipado com filtros e onde a entrada só é permitida com o uso de trajes especias e sem sapatos. Todos os procedimentos, incluindo a lavagem dos grãos, são realizados em capelas de fluxo laminar, também equipadas com filtros.

Os zircões foram lavados em HNO₃ 7N e H₂O e secos com acetona antes da dissolução, enquanto que as titanitas e as monazitas foram lavadas em HNO₃ 2-4N, seguido de H₂O e acetona. A lavagem é feita com o auxílio de um ultrasson. Após a lavagem os grãos minerais foram colocados em pequenas "canoas" de folhas de alumínio flexível (aproximadamente 0.5cm²) e pesados numa balança analítica de precisão. Estas canoas são construídas de tal forma que facilitem a transferência dos grãos, já pesados, para as bombas de teflon, no caso dos zircões, e para os béqueres Savillex, no caso das titanitas e monazitas. Neste momento adiciou-se às amostras o *spike* ou solução traçadora mista ²⁰⁵Pb-²³³U-²³⁵U (Krogh & Davis, 1975). A quantidade de *spike* adicionado, depende do peso da amostra, e é calculado, pesando-se as amostras nas bombas ou nos savillex, antes e depois da adição deste.

Os zircões são dissolvidos em bombas de Teflon, confinadas por um lacre próprio de aço inoxidável, com uma mistura de HF e HNO₃ (15:1), por 5 dias, numa estufa a 220°C (Krogh,

1973). Titanita e monazita são dissolvidos em HF + HNO₃ e HCl $_{6N}$, respectivamente, e são digeridas em béqueres Savillex Teflon, com roscas, sobre uma chapa quente a 100° C, também por 5 dias.

O Urânio e o Chumbo foram isolados do zircão em colunas de 50-60µl usando-se uma resina de troca aniônica em HCl 3N (Krogh, 1973). Para titanita e monazita, o Pb foi isolado com HBr O.8N e extraído com HCl 6N em colunas de 500-600µl preenchidas com resina de troca iônica. O Urânio foi purificado nestas colunas com HNO₃ 7N e HCl 6N e extraído com H₂O. Os elementos foram coletados em diferentes béqueres PMP com o intuito de minimizar ao máximo o branco de Pb. Todos os reagentes foram purificados por destilação "sub-boiling".

Todos os procedimentos acima mencionados foram realizados pela autora, com orientação do Dr. Nuno Machado, conforme já dito, exceto a adição do *spike*, que foi por ele realizada.

II-4- LEITURA ESPECTÔMÉTRICA E RESULTADOS ANALÍTICOS.

O chumbo e o urânio dos zircões foram depositados em um mesmo filamento degassado de Re com Sílica gel e H₃PO₄ 1N, e analisados entre 1420-1550°C em um espectômetro de massa VG Sector equipado com detectores Daly e Faraday, acoplado a um microcomputador que processa os resultados analíticos e controla as correntes iônicas. Chumbo e urânio das monazitas e titanitas foram analisados separadamente sob condições idênticas. O branco analítico, para os zircões, foi de menos que 10pg para o Pb e abaixo de 2pg para o U. Para as análises de titanita e monazita, o branco máximo de Pb foi de 15pg e de U de 5pg. Os fatores de correção para o fracionamento de massa de Pb das razões medidas (R=isótopo de maior massa/isótopo de menor massa) são de 0,09% u.m.a⁻¹ para o detector Faraday e 0,24% u.m.a⁻¹ para o detector Daly.

Para as análises de zircão e monazita as maiores incertezas analíticas das duas razões Pb/U ($^{206}Pb/^{238}U$ e $^{207}Pb/^{235}U$) (Tabelas VI-1 e VI-4) foram usadas para representar os erros nas figuras que serão apresentadas no decorrer desta tese. Estes erros (1 σ) estimados por testes de

reprodutividade são da ordem de 0,9%. A incerteza na razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb foi estimada pelo rotineiro erro de propagação, que leva em consideração a precisão analítica da razão medida.

Nas estimativas de erro para as titanitas foram computados diversos fatores que estavam ausentes ou tiveram inflência mínima nas idades das análises de monazita e zircão. O valor da razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb para as titanitas analisadas é muito baixo, variando entre 200 a ca. de 1200 (este último obtido apenas em apenas 1 das 9 titanitas analisadas). O valor ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb de uma análise é a medida da proporção de Pb comum radiogênico. Quanto menor esta razão, maior a incerteza nas idades, dada a maior incerteza nas quantidades relativas dos componentes do Pb comum (o branco e o Pb comum inicial) e suas composições isotópicas.

Com o intuito de minimizar as incertezas acima expostas, a composição do branco de Pb no laboratório do GEOTOP-UQAM foi medida novamente durante a realização deste estudo e a composição isotópica do Pb comum foi medida em feldspatos potássicos, em todas as amostras analisadas (Tabela II-1). Nesta tabela observamos que as variações do Pb comum inicial estão entre 16.1 e 18.2 para a razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb e entre 15.4 e 15.7 para a razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb. Estes valores, para a maior parte das análises, são significativamente diferentes dos valores obtidos utilizando-se o modelo em dois estágios de Stacey & Kramers (1975), calculados para uma idade de 580Ma (apresentados na Tabela III-1 para comparação), que são comumente usados em geocronologia U-Pb.

Dada a baixa razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb das titanitas analisadas (vide Tabelas VI-1, VI-3 e IV-4), o uso da composição isotópica do Pb comum é crítico para se obter análises confiáveis. Outros fatores complicadores associados as titanitas analisadas, neste estudo, foram a presença de fraturas, inclusões e por vezes a presença de mais de uma geração. Embora grãos perfeitos fossem idealmente desejados, este não era o caso de muitas das titanitas analisadas neste estudo. Devemos ter em mente que em muitas análises a quantidade de fragmentos requerida foi superior a 50. Imperfeições foram particularmente notadas em titanitas formadas durante retrometamorfismo (titanitas dos gnaisses da Unidade Quirino). Estes cristais continham muitas inclusões, de rutilo e/ou ilmenita e/ou anfibólio. Megatitanitas dos leucossomas do Hbl-gnaisse da Unidade Quirino, continham abundantes inclusões de apatita, confirmadas por Microscópio Eletrônico de Varredura.

Somando-se a estes fatores não é seguro afirmar que a composição do Pb comum inicial medida nos feldspatos potássicos é idêntica à das titanitas ou de suas inclusões. Com todas estas considerações, fica claro que a dificuldade na obtenção da propagação dos erros, no caso das titanitas.

A reprodutividade analítica total é uma alternativa e uma maneira mais realística de estimar erros. Isto não pôde ser feito com as amostras utilizadas neste estudo, mas a avaliação das análises de titanita é tomada no GEOTOP pela utilização, como padrão, de um megacristal de titanita datado independentemente de 1142Ma. Este trabalho revelou que os valores das razões Pb/U puderam ser reproduzidos com 1,76% (2σ) de erro e os valores da razão 207 Pb/ 206 Pb com 0,175% (2σ). Desta forma o erro no presente estudo foi considerado como o do referido valor para as razões Pb/U. Para a razão 207 Pb/ 206 Pb considerou-se duas vezes o valor mencionado, dadas as idades bem mais jovens obtidas neste estudo, comparadas à idade do padrão, e todas as incertezas discutidas anteriormente. Um nível de confiabilidade de 2σ em porcentagem equivale a 95% de confiabilidade.

Os cálculos para construção das discórdias, foram feitos através de regressões lineares, e as determinações de interceptos seguiram o modelo de Davis (1982). As constantes de decaimento do U são as recomendadas pelo USGS (Steiger & Jager, 1977).

-Determinação da composição isotópica do Pb comum nos K-feldspatos

A porcentagem total de Pb comum num mineral relativa à quantidade total (i.e. radiogênico mais comum) de Pb reflete a quantidade de Pb comum inicial incorporado durante a cristalização de um mineral, o conteúdo de U e a idade de cristalização. Segundo Heaman & Parrish (1991), titanitas em geral contêm alta porcentagem de Pb comum, em especial as titanitas de idade mais jovem. Segundo estes mesmos autores, quando um mineral analisado tem um grande componente de Pb comum (i.e >50%), as incertezas correspondentes podem ser muito grandes com 2 σ de erro na razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 0.3% ou mais. Como anteriormente exposto a composição isotópica deste Pb "comum" pode ser estimada através de modelos terrestres de evolução de Pb (*e.g.* Stacey & Kramers, 1975) ou analisando um mineral de Pb que tenha cristalizado ao mesmo tempo e do mesmo magma do mineral que está sendo datado, como galena ou K-feldspato. Como as titanitas selecionadas para este estudo não fugiram à regra, utilizamo-

nos desta última alternativa numa tentativa de chegarmos a dados mais precisos nas 9 datações de titanitas que realizamos neste estudo. Um complicador no uso desta aproximação para rochas metamórficas é que fica díficil afirmar que todos os minerais cristalizaram de um mesmo reservatório de Pb.

De todas as amostras em que foram analisadas titanitas neste estudo, cuja a razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb é menor que 1000 (vide Tabelas VI-1, VI-3 e VI-4), determinamos a composição do Pb comum através de análise de K-feldspato (tabela 3). Para tal, foi seguida a metodologia abaixo.

A fração leve da separação por iodeto de metileno passa por uma nova separação, utilizando-se agora politungstato de potássio. O politungstato de potássio é um pó, e deve ser dissolvido em quantidade de água destilada pré-estabelecida, de acordo com a densidade que se deseja atingir. Para concentrar K-fedspato, o líquido deverá ter a densidade de 2,59. A fração mais densa que 2.59 passa por uma sessão de Frantz, onde combina-se máxima amperagem com ângulo de -2° da canaleta. Obtem-se nesta operação duas frações, uma NM (não magnética e outra DIA (diamagnética), sendo esta última a ideal para triagem dos feldspatos.

Teremos que ter ao final uma quantidade de K-feldspato em torno de 3 a 5mg. Na seleção, fazemos então o processo inverso do utilizado para os outros minerais. Agora são retirados do prato de Petri os minerais sem interesse, como os cristais com inclusões e fraturas e qualquer outro mineral que não seja K-felsdspato (apatita, por exemplo). Os grãos que restam no prato são filtrados com álcool e transferidos para pequenas cápsulas. Estes são então pesados, moídos em grao de ágata e transferidos para os Savillex correspondentes. Adiona-se uma solução de HF+HBr diluída ou HCl, até cobrir todo o pó. Coloca-se a solução na placa quente a 100°C por uma noite. Esta solução constitui o lixiviado. O resíduo é extraído com HF.

A técnica visa à dissolução e extração do Pb radiogênico contido na porção da rede cristalina danificadas pela desintegração radioativa dos átomos de U. Este Pb radiogênico, durante a lixiviação é mais facilmente removido que o chumbo inicial comum incorporado durante a cristalização. Como pode ser observado na Tabela II-1, o lixiviado, por concentrar o Pb radiogênico, apresenta as maiores razões ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Para o cálculo das idades são utilizados os valores das composições isotópicas do Pb do resíduo.

A autora preparou as amostras até a pesagem. A química e a leitura no espectômetro de massa VG Sector, equipado com coletor Faraday, foram realizadas pela autora acompanhada da técnica do GEOTOP, Francine Robert.

AMOSTRA	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
1A L	18,165	15,618	37,86
1 A R	18,202	15,670	37,97
1B L	18,177	15,647	37,89
1 B R	18,154	15,628	37,83
2L	18,373	15,845	38,64
2 R	18,175	15,665	38,20
3B L	16,191	15,488	37,68
3B R	16,084	15,449	37,55
3C L	16,613	15,536	38,48
3C R	16,592	15,500	38,39
7 L	17,589	15,610	37,87
7 R	17,567	15,565	37,72
S&K 580Ma	17,786	15,574	37,62

 Tabela II-1 - Composições isotópicas do Pb em K-feldspato

L- Lixiviado; R - Resíduo.

III- O CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO:

TRABALHOS ANTERIORES

III-1- INTRODUÇÃO

Neste capítulo será abordada a evolução do conhecimento geológico sobre o CPS, bem como serão apresentados os diversos modelos de processos geotectônicos responsáveis por sua incorporação a Faixa Ribeira.

III-2 - O COMPLEXO PARAÍBA DO SUL E A FAIXA RIBEIRA

Introdução

O CPS, foi originalmente definido por Rosier (1957), e representa, pelo menos nos Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, a sequência supracrustal do Cinturão Móvel Ribeira (Almeida et al., 1973), ou Faixa Ribeira (Cordani et al., 1973). Esta faixa dobrada, constitui uma importante unidade geotectônica, desenvolvida durante o Neoproterozóico, tendo como antepaís para o seu compartimento norte o Cráton de São Francisco (Almeida, 1977, in Siga Jr. et al., 1982). A faixa orienta-se grosseiramente NNE-SSW e NE-SW, e extende-se do sul do estado da Bahia ao estado do Paraná, com um comprimento de aproximadamente 1.500 Km. Seu setor norte (sul da Bahia e Espírito Santo) é composto por uma complexa variedade de gnaisses e granitóides, enquanto seus setores central e sul apresentam uma estruturação de cinturão dobrado e com cavalgamentos em escala crustal.

Cabe aqui ressaltar que as principais fases orogênicas (e de homogeneização isotópica) dos cinturões neoproterozóicos na América do Sul têm intervalo de tempo entre 750-500Ma (Brito-Neves et al., op cit), o que talvez tenha levado alguns autores, considerar intervalos dentro desta faixa de idade como a Orogênese Brasiliana (Cordani et al., 1973). A Orogenia Brasiliana é correlacionada a Orogenia Pan-Africana que esteve ativa entre ca.800 a 450Ma.

Outro ponto que deverá ser observado é que a denominaçãoCPS, muitas vezes, não será encontrada nas citações do texto que se segue, já que este termo mudou no decorrer do tempo. Outros termos utilizados foram : Série Paraíba (Ebert, 1955), Série Paraíba-Desengano (Rosier, 1965), Grupo Paraíba (Ebert, 1968), Associação Paraíba do Sul (Brandalise et al., 1976) e Grupo Paraíba do Sul (Oliveira et al. 1978).

O breve exame bibliográfico aqui apresentado deixa claro o grau de complexidade e incerteza sobre o conhecimento geológico do CPS. A relação estratigráfica entre as sequências de rochas nele reconhecidas, sua idade, sua evolução geológica e tectônica, seus limites e a relação entre ele, o Complexo Embu, em São Paulo, (Hasui & Sadowsky, 1976) e o Complexo Alegre, no Espírito Santo, (Bayer et al., 1986), são questões ainda em aberto.

Trabalhos Anteriores de Contexto Regional

Rosier (1957) propôs um modelo tectônico de "nappes" para a região da Serra do Mar, pertencendo a uma grande orogênese antecambriana, de estilo tipicamente alpino. Este autor diferenciou dois complexos de "nappes". Um inferior ("Nappe do Desengano"), e outro superior ("Nappe Serra dos Órgãos"), que representariam a faixa geossinclinal da orogênese empurradas do SE para o NW. As outras unidades tectônicas encontradas pelo autor são: a <u>faixa limítrofe</u> entre a faixa central da orogênese e o "autóctone" relacionado ao ante-país. Esta ultima unidade tectônica seria representada por formações algonquianas e pela <u>cobertura algonquiana autóctone</u> do escudo arqueano.

Em trabalho posterior, Rosier (1965), por meio de pesquisas geológicas realizadas na parte oriental do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais, definiu de leste para o oeste, as seguintes Faixas e Séries : Faixa Saquarema - Cabo Frio - Macaé (Pós-País); Faixa Maricá - Conceição de Macabu (borda do geossinclinal); Faixa Rio Bonito - Lumiar; Série Paraíba-Desengano; Faixa Pedra Lisa; Série Serra dos Órgãos ; e Faixa Eugenópolis - Caparaó. Este autor conservou a hipótese de 1957, que propunha que a Série Serra dos Órgãos seria um elemento tectônico carreado sobre a Série Paraíba-Desengano. Considerou a primeira como de idade Arqueana e a segunda como de idade Algonquiana. Além disso, separa estruturas geradas n orogênese assíntica (brasiliana), bem como estruturas mais antigas "ante-assínticas" e mais novas "pós- assínticas".

É importante ressaltar que no trabalho de 1957, Rosier (op. cit.), considerava a "Série do Paraíba" e a "Nappe do Desengano" como duas faixas separadas pela "Série da Serra dos Órgãos". Com a evolução das pesquisas na área, este autor, em 1965, considera uma única série, denominada "Série Paraíba-Desengano", constituída essencialmente por charnoquitos e gnaisses diversos e migmatitos.

Os trabalhos de Ebert (1955, 1957, 1968) resultaram em contribuições significativas para o reconhecimento estratigráfico e tectônico do Estado de Minas Gerais e das vizinhanças do Estado do Rio de Janeiro. Este autor estendeu a Série (Grupo) Paraíba de Rosier (op. cit.) para Minas Gerais, onde havia definido a Série Paraibuna.

Em Relatório Anual ao Diretor, Ebert (1955), descreveu a Série Paraíba e a Série Juiz de Fora. Definiu a primeira como Neo-Algonquiana catazonal de granitização, e a segunda como Neo-Algonquiana catazonal de granulitização, restringindo a Série Paraíba aos próprios gnaisses da zona do Paraíba, caracterizados por intensa adição de potássio, biotitização e microclinização. O contato entre as duas séries citadas, foi representado em 1956, por uma linha quase reta de rumo NE, que passa pela cidade de Valença e pela confluência do Rio Preto com o Rio Paraíbana. Assim sendo, as cidades de Barra do Piraí (RJ), Três Rios (RJ) e Além Paraíba (MG), pertenceriam a Série Paraíba, enquanto que Resende (RJ), Valença (RJ) e Juiz de Fora (MG), fariam parte da Série Juiz de Fora. Ebert (1957.) foi um dos primeiros autores a chamar a atenção para a estrutura sinclinorial no vale do Rio Paraíba do Sul. Incluiu, em 1957, a Série Paraíba no "internides de uma grande faixa orogênica de idade assíntica (pelo menos 550Ma., baseado em datações U/Th e Rb/Sr).

Em 1968, Ebert, estudando a ocorrência de făcies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, incluiu os charnockitos da antiga Série Juiz de Fora ao que renomeou de Grupo Paraíba. Segundo o autor, todas as ocorrências de rochas de fácies granulítica estariam sempre ligadas aos metassedimentos do Grupo Paraíba, e não haveria indicação em nenhum caso, de formação destas rochas em ambiente de maior temperatura e/ou maior profundidade que o das rochas vizinhas. O Grupo Paraíba, segundo o autor, seria representado por paragnaisses oriundos de grauvacas e arcóseos, com escarnitos, quartzitos e ortognaisses subordinados. O metamorfismo, seria de fácies anfibolito, subfácies com sillimanita, ocorrendo os charnockitos da abandonada Série Juiz de Fora.

Delhal et al. (1969) e Cordani et al. (1973) definiram três ciclos orogênicos sucessivos no Precambriano através de determinações U/Pb, Rb/Sr e K/Ar efetuadas em rochas ígneas e metamórficas da região sudeste do Brasil. O evento mais antigo, registrado pelos gnaisses Mantiqueira, teria ca. de 2.8Ga; os gnaisses granulíticos da Formação Paraíba do Sul pertenceriam ao Ciclo Transamazônico, com cerca de 2.07Ga, interpretado como época de metamorfismo catazonal; e o evento mais jovem, seria responvável pela extensa granitização, com idades entre 620 e 540Ma. Ainda representante deste último evento foram obtidas idades de 500-470Ma, em granitos e pegmatitos tardi- a pós-tectônicos, respectivamente.

Fyfe et al. (1974) enquadraram a região da margem Atlântica da América do Sul num cinturão metamórfico de baixa P/T (tipo Abukuma), com metamorfismo de fácies granulito, associados a charnockitos e migmatitos e de idade maior que 2.0 Ga.

Brandalise et al. (1976) denominaram o conjunto de rochas gnáissicas, que gradam para quartzitos e xistos, aflorantes no vale do Rio Paraíba do Sul de Associação Paraíba do Sul. Estruturalmente, esta associação estaria profundamente erodida, possuindo bandamento gnáissico, e foliação com direção NE marcante e mergulhos variáveis. Interpretaram a sequência de rochas metamórficas da Associação Paraíba do Sul, como de fácies anfibolito, em sua maior parte, e como de origem sedimentar.

Hasui et al. (1978) propuseram uma coluna estratigráfica para o leste paulista. Referiram-se ao Grupo Paraíba como formado durante o ciclo Transamazônico, e como sendo composto de rochas de fácies granulito, de metabasitos, metadioritos e migmatitos, remobilizados no Ciclo Brasiliano.

Oliveira et al. (1978) apresentaram um mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, em escala 1 : 400.000, baseado em interpretação de imagens de satélite. Neste mapa as unidades mais

importantes são o CPS e o Grupo Serra dos Órgãos. O primeiro, seria formado, segundo legenda do referido mapa, pelas seguintes litologias : gnaisses porfiroblásticos associados a migmatitos e gnaisses; gnaisses bandados e ou laminados; e charnoquitos associados a kinzingitos, migmatitos e gnaisses.

Fonseca et al. (1979) estenderam o conjunto metassedimentar de fácies anfibolito, batizado de Grupo São Roque ou Açungui no Estado de São Paulo, para o Estado do Rio de Janeiro. O conjunto de rochas gnáissico-migmatíticas, do referido Grupo, que contêm bandas quartzo-feldspáticas, interpretadas como de origem migmatítica, foi definido por Hasui & Sadowski (1976) como Complexo Embu. Este Complexo possui uma sequência de rochas muito semelhante a descrita para o CPS, não estando ainda definida na literatura a relação entre os dois. A interpretação geotectônica proposta pelos autores para o Ciclo Brasiliano é semelhante as proposições de Ebert (1957, 1968) e Rosier (1965).

Cordani & Teixeira (1979) acrescentaram ao padrão geocronológico descrito por Delhal et al. (1969) e Cordani et al. (1973) isócronas Rb/Sr de idade arqueana (3.28Ga e 3.0Ga), obtidas nas regiões de Juiz de Fora e Barbacena-Lavras, respectivamente. Nestas isócronas alguns pontos analíticos situaram-se no alinhamento mais jovns com idade de 2.0Ga que, em conjunto com algumas idades K/Ar, confirmaram a superposição do Evento Transamazônico naquela região. Estes autores chamam a atenção para a idade de formação de rochas granulíticas, durante o Brasiliano, evidenciada pelas isócronas Rb/Sr de boa qualidade em rocha total, obtidas em amostras da associação charnockítica (Gasparini & Mantovani, 1977), definindo uma idade de 550Ma em Ubatuba e 600Ma em São Fidélis.

De posse de quase uma centena de determinações radiométricas obtidas pelos métodos Rb/Sr, K/Ar e U/Pb, Siga Jr et al. (1982), confirmaram a ocorrência de duas províncias geotectônicas na parte setentrional do Cinturão Ribeira, de idades superpostas. A mais antiga, constituída principalmente por granulitos, foi interpretada como de idade Transamazônica, e a mais recente Brasiliana. Estes autores também propuseram um esquema de zoneamento metamórfico para a área durante o ciclo Brasiliano. Os referidos autores interpretaram a região que englobaria os afloramentos do CPS como pertencentes a infraestrutura da Faixa Ribeira.

Machado Filho et al. (1983), Projeto Radambrasil, no domínio da Folha Rio de Janeiro, dividiram o CPS em quatro diferentes unidades : *unidade indivisa; gnaisses granitóides; rochas enderbíticas e charnoquíticas e gnaisses granatiferos e kinzingíticos*, na escala 1: 1.000.000. Elaboraram as seguintes considerações de cunho geocronológico: 1) o CPS foi posicionado no Transamazônico (idade mínima), com rejuvenescimento Brasiliano, 2) as supracrustais inseridas no CPS (Italva, Xistos Santana do Deserto) foram posicionadas no Mesoproterozóico (1,8-1,0Ga); 3) para o Complexo Juiz de Fora obtiveram idades isocrônicas Rb/Sr de 2650 e 2259Ma; 4) o Grupo Andrelândia foi atribuído ao Paleoproterozóico, com base em correlações estratigráficas com o Grupo Itapira.

Barbosa & Grossi Sad (1983) apresentaram o que chamaram de uma "reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba". Discutiram que a diferença entre estas séries não seria apenas de grau de metamorfismo, como havia postulado Ebert (1968). Segundo estes autores, ocorreria uma diferença genética real; os gnaisses e migmatitos da Série Juiz de Fora, ora redefinida como Complexo Juiz de Fora, conteriam abundantes relictos charnockíticos e texturas diferentes dos gnaisses da Série Paraíba, comumente associados a rochas graníticas e outras, e de idade mais nova (Barbosa & Grossi Sad, op. cit.). As duas classes genéticas seriam comumente separadas por falhas, segundo os autores.

Através de trabalhos de campo detalhado nas regiões de Barra do Piraí, Conservatória, Valença e Rio das Flores, Machado (1983) concluiu que o arcabouço geral da região estudada é marcado por uma estrutura sinclinorial divergente formada durante a terceira fase de dobramento, ocorrendo três domínios tectônicos distintos. Um com vergência para noroeste, outro para sudeste, e outro com polaridade tectônica não definida. Litologicamente no primeiro domínio aflorariam rochas de făcies granulito, enquanto que no setor sudeste, ocorreriam gnaisses e migmatitos em grau metamórfico mais baixo (Machado, op. cit.). O referido autor reconheceu três fases de dobramento na região levantada, relacionando o final dos dobramentos de terceira fase a zona de cisalhamento dúctil de alto mergulho, com direção NE-SW, cuja a expressão principal seria o lineamento do Além Paraíba (Almeida et al., 1975). Segundo este autor, o chamado Complexo do Litoral Fluminense, representaria uma unidade inferior aos Grupos Paraíba do Sul e Serra dos Órgãos.

Em trabalho posterior, Machado (1986a), forneceu importantes contribuições sobre a evolução geológica pré-cambriana do CPS, na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro, discutindo seus aspectos litoestruturais, estratigráficos, tectônicos, metamórficos е deformacionais. Reconheceu duas unidades litoestruturais maiores neste Complexo, uma inferior e outra superior. A unidade inferior com ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, constituiria um provável embasamento. A unidade superior com preservação de rochas supracrustais, foi subdividida estratigraficamente pelo autor, em dois grupos principais : a) o grupo inferior que seria representado principalmente por gnaisses granatíferos porfiroblásticos com biotita e sillimanita e por biotita gnaisses, e b) grupo superior, que seria representado por mármores, quartzitos, calciossilicáticas e gonditos. Correlacionou a unidade litoestrutural superior do CPS, constituída por rochas supracrustais, ao Grupo Andrelândia, resgatando a idéia original de Ebert (1968, 1971).

Machado (1986a) já havia citado em trabalho anterior (Machado, 1983) a existência de uma zona de cisalhamento dúctil de moderado mergulho, que marcaria o contato entre o CPS e o Complexo Juiz de Fora. Machado (1986b) sugeriu que o contato entre o CPS e o Complexo Serra dos Órgãos, também se faria de maneira tectônica, e seria a consequência de uma colisão continental, responsável pela formação desta última unidade. A estrutura principal das rochas do CPS, a nível de afloramento, seria um bandamento metamórfico transposto (Sn+1), o qual na escala de perfil desenharia dobras abertas e fechadas. Esta deformação foi relacionada pelo autor a fase F2, e tentativamente ao ciclo Uruaçuano. A fase F1 foi relacionada ao ciclo Transamazônico, e a fase F3 ao ciclo Brasiliano.

O magmatismo pré-cambriano, no contexto do CPS, segundo Machado (op. cit.), estaria expresso por dois grupos principais de rochas : a) rochas de composição máfica e ultramáfica metamorfisadas e b) rochas granitóides sin, tardi e pós tectônicas.

Considerou ainda a ocorrência de três eventos metamórficos, dos quais os dois primeiros seriam os principais, atingindo o limite entre o grau médio e alto, enquanto o terceiro seria o mais fraco. Estes eventos foram acompanhados de migmatização e intenso processo de feldspatização. Um estudo detalhado acerca da evolução metamórfica e textural das rochas do contexto do CPS da região de Vassouras e Valença, Estado do Rio de Janeiro, pode ser obtido em Machado & Oliveira (1986).

Hasui & Oliveira (in Almeida & Hasui, 1984), descreveram o CPS como constituído de gnaisses e migmatitos variados, bandados, com intercalações frequentes de mármores, rochas calciossilicáticas, xistos feldspáticos, cálcio-xistos, talco-xistos e metabasitos. As estruturas, segundo os mesmos autores, seriam confusas, ocorrendo dobras atribuíveis a pelo menos três fases de deformação, resultando na orientação geral NE a ENE da foliação. As descrições apresentadas por Schobbenhaus et al. (1984) para o CPS são muito semelhantes às de Hasui & Oliveira (op. cit.). Os primeiros autores descreveram o metamorfismo do Complexo é de fácies anfibolito, e muito subordinadamente atinge a fácies granulito, ocorrendo feldspatização, migmatização e intrusões ácidas associadas.

Wiedemann et al. (1986) e Bayer et al. (1986) denominaram como Complexo Alegre, no Espírito Santo, uma faixa de 30 a 50 Km, formado por um complexo gnáissico plutônico e batolítico, na fácies anfibolito, que separaria os Complexos Juiz de Fora e Costeiro, que conteriam rochas granulíticas e gnaisses migmatíticas. Cabe ressaltar que o Complexo Alegre pode ser correlacionado ao CPS, no Estado do Rio de Janeiro.

Söllner et al. (1987, 1989) apresentaram dados de geocronologia U/Pb em zircões de rochas supracrustais do Complexo Alegre e de rochas da suíte charnoenderbítica do Complexo Costeiro, no Espírito Santo. No primeiro trabalho interpretaram que a fase principal de metamorfismo e anatexia do Brasiliano teria idade de 590 +2/-4Ma. Componentes de Pb herdados, em núcleos detríticos de zircões de quartzitos, indicaram valores de 2,1 Ga. Nos charnoenderbitos o clímax do metamorfismo ocorreu há ca 560Ma.

Grossi Sad & Dutra (1988) dividiram o CPS, da base para o topo, em quatro formações: Desengano, Imbé, Itaocara e Euclidelândia. Segundo estes autores as três primeiras conteriam microclina e biotita-granada gnaisses, com intercalações de rochas calciossilicáticas. A Formação Itaocara, além destas litologias, conteria bancos de quartzitos, níveis de mármore dolomítico, corpos de gnaisse kinzigítico e anfibólio gnaisses. A interpretação do quimismo das rochas das diferentes Formações do CPS, segundo Grossi Sad & Dutra (op cit), é a abaixo enumerada : 1) Os gnaisses das Formações Desengano, Imbé e Itaocara corresponderiam a grauvacas; 2) Parte dos anfibólios gnaisses, anfibolitos e rochas calciossilicáticas da Formação Euclidelândia, representariam um conjunto metavulcânico; 3) Os mármores da Formação Euclidelândia

assemelham-se a sedimentos químicos, carbonáticos-chérticos. A interpretaçAo global é de que os metassedimentos do CPS seriam representantes de uma bacia tipo retro-arco.

Tassinari & Campos Neto (1988) apresentaram o padrão geocronológico do sudeste de São Paulo com uma compartimentação em cinco domínios tectônicos: Faixa Alto Rio Grande, Nappe Socorro-Guaxupé, Domínios São Roque, Embu e Costeiro. Para a Faixa Alto Rio Grande, apresentaram idades de 2.9Ga e 2.2-1.9, para ortognaisses, interpretando-as como eventos maiores formadores de rochas do embasamento das sequências metavulcanossedimentares calcioalcalinas desenvolvidas ca. de 1400Ma. Idades do Neoproterozóico, para este domínio, foram interpretadas como de refusão de material pretérito e como idade de "emplacement" do granitóide Morungaba. Para o Nappe Socorro-Guaxupé dois eventos formadores de rochas foram revelados datados de 1.4Ga e 800Ma. Neste domínio, os granitóides intrusivos distribuem-se no tempo entre 1000Ma e 580Ma, concentrando-se em três intervalos (1000Ma, 800-750Ma e 600-570Ma). As sequências geológicas do Domínio São Roque seriam desenvolvidas entre 1.8Ga (vulcanismo félsico) a 0.7Ga, compreendendo dois episódios metamórficos, um a 1.4Ga e outro entre 800-700Ma, e plutonismo granítico entre 700Ma e 550Ma. Dentro do Domínio Embu, as idades mais antigas seriam de 2.5Ga, o metamorfismo principal foi datado do Mesoproterozóico (ca. 1.4Ga), migmatização ocorreu no Neoproterozóico (750Ma) e geração de rochas graníticas entre 700-600Ma. E por fim, no Domínio Costeiro, apresentaram idades restritas ao Neoproterozóico (650Ma), com plutonismo pós-tectônico, incluindo os tipos charnoquitóides, com idades Rb/Sr (rocha total) de 550Ma. O resfriamento regional ocorreu, para este domínio, entre 500-450Ma, de acordo com os resultados K/Ar em minerais.

Heilbron et al. (1989) apresentaram dados geocronológicos para os Grupos São João del Rei e Andrelândia, e seus embasamentos, na porção sudeste do Estado de Minas Gerais. Foram obtidos idades modelos Sm/Nd e idades K/Ar e Rb/Sr. Os autores teceram as seguintes considerações: a) os embasamentos dos referidos grupos, formados no Arqueano, sofreram importante retrabalhamento no Paleoproterozóico, já que estes foram atingidos por magmatismo extensivo com idades isocrônicas entre 2.2-1.9Ga; b) idades Sm/Nd modelo obtidas em rochas básicas intrusivas no Ciclo Deposicional Andrelândia, com valores de 1.3-1.0Ga, delimitam sedimentação mesoproterozóica para as sequências supracrustais (Lenheiro, Tiradentes, Carandaí e Andrelândia); c) idades K/Ar em anfibólios e isócronas Rb/Sr de rochas das sequências supracrustais supracitadas (1.3 - 0.9Ga) indicam importante evento termo-tectônico ao final do

Mesoproterozóico; d) idades isocrônicas entre 860 e 600Ma, parecem indicar um segundo evento termo-tectônico ao final do Neoproterozóico, relacionado à geração de granitos tardi-tectônicos e pegmatitos com idades Rb/Sr convencionais entre 670-640Ma.

Campos Neto & Fiqueiredo (1990) estudaram os três domínios crustais constituintes do segmento centro-setentrional do Cinturão Ribeira, no limite entre os Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. Segundo estes autores, o CPS corresponderia a uma sequência supracrustal, com incompatibilidade metamórfica com os terrenos adjacentes, preservada na região por zonas de cisalhamento verticais e sob extenso cavalgamento do domínio infracrustal Costeiro. Este Complexo, agruparia uma sequência metassedimentar com diques e "sills" de rochas metavulcânicas básicas e uma sequência gnáissico-migmatítica, ortoderivada, mais antiga. A sequência metassedimentar, constituir-se-ia de três unidades maiores : *uma psamítica, uma grauváquica (quimicamente definida por Grossi Sad & Dutra, 1988) e uma carbonática*, como já haviam documentado em Figueiredo et al. (1989). A sequência gnáissico migmatítica seria composta de um granada-biotita-gnaisse, onde se intercalariam granada-biotita-migmatito estromático, granito-granodiorítico branco e holognaisse escuro.

Os autores (op. cit). propuseram a evolução geológica para a região considerando que os três domínios crustais (Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro) corresponderiam a dois terrenos suspeitos acoplados durante a evolução de uma microplaca continental no Cambriano. Os terrenos retrabalhados dos domínios Juiz de Fora provavelmente consolidaram durante o Proterozóico Inferior. O outro terreno suspeito corresponderia às rochas migmatíticas do Domínio Costeiro e as supracrustais do CPS, depositadas provavelmente no Proterozóico Superior. O terreno evoluiria, no limite com o Cambriano, para uma margem continental ativa, com o estabelecimento de um arco magmático continental e, no Domínio Costeiro, com ampla anatexia das supracrustais. A sutura desses terrenos no Eo-Cambriano (fechamento de oceano e subducção do tipo A), originaria, segundo os autores, uma microplaca que se comprimiria com o o Cráton de São Francisco. Seguir-se-ia então um plutonismo que marcaria o final do ciclo tectônico. Como observação final os autores citaram, que atualmente, o Domínio Juiz de Fora está cavalgado sobre a borda retrabalhada do Cráton de São Francisco, e, por sua vez, é cavalgado por um terreno suspeito oriental, representado pelo CPS e pelo Complexo Costeiro.

Heilbron (1990) estudando a seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí, individualizou três domínios tectônicos imbricados de SE para NW, limitados entre si por falhas de empurrão. A) Domínio Paraíba do Sul- unidade estruturalmente superior composta principalmente por um conjunto de rochas suparcrustais e rochas granitóides; B) Domínio Juiz de Fora- intercalação tectônica entre rochas granulíticas ortoderivadas (Complexo Juiz de Fora), de idade transamazônica, e supracrustais do Grupo Andrelândia ; C) Domínio Andrelândia - conjunto de unidade basais do Grupo Andrelândia e seu embasamento ortoderivado (Complexo Piedade).

Zimbres et al. (1990) através de geocronologia U/Pb em três frações de zircão de ortognaisses da Unidade Região dos Lagos, obtiveram dados que definem uma discórdia com intercepto superior à 1981±18Ma e intercepto inferior a 488±55Ma. Interpretam a primeira idade como de cristalização dos ortognaisses, e a segunda como relacionada a eventos tectono-magmáticos ao final do ciclo Brasiliano. Mesmo obtendo idades K/Ar em anfibólios e biotitas do mesmo afloramento com idades de 571±Ma e 476±6Ma-494±11Ma, respectivamente, concluem que a região de Cabo Frio foi pouco afetada pela orogênese Brasiliana, o que permitiu, segundo os autores a preservação de estruturas pré-brasilianas divergentes. Interpretam a área como uma extensão em território brasileiro do Cráton de Angola.

Heilbron et al. (1991) confirmam a existência de uma importante estrutura de dobramento D3 observada em escala regional, denominada de Megassinforma do Paraíba do Sul (Heilbron, 1990). Segundo estes autores, esta megaestrutura, seria responsável pela repetição dos domínios tectônicos observados no flanco NW, que afloram na Serra da Mantiqueira, no seu flanco SE, Serra do Mar. Mantêm a compartimentação em domínios tectônicos descritos por Heilbron (1990), mas excluem do Domínio Tectônico Paraíba do Sul as rochas granitóides. Reconhecem e cartografam uma unidade composta por ortognaisses graníticos, monzograníticos a granodioríticos, que seria intrusiva na unidade metassedimentar. Desta forma redenominam a unidade metassedimentar, contituída de xistos e paragnaisses com intercalações de mármores e calciossilicáticas de Grupo Paraíba do Sul e a batizam a unidade ortoderivada de Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia.

Söllner et al. (1991) reportam idades U/Pb de uma geotransversal E-W através do Orógeno Brasiliano entre Barbacena (MG) e a costa (Itapemirim, ES). Segundo os referidos autores o evento metamórfico principal nos Complexos Juiz de Fora e Paraíba do Sul ocorreu em 590-577Ma e a cristalização de gnaisses enderbíticos e noríticos entre 565+5/-12Ma e 554+6/-7Ma. Concluiram que enderbitização parcial das rochas supracrustais do Complexo Costeiro aconteceu entre 580-560Ma. Idades relacionadas a segunda fase do evento termal Brasiliano, foram conectadas a intrusão de plutons calcioalcalinos a alcalinos (513±8Ma, Söllner et al., 1987) e ao reaquecimento dos metassedimentos encaixantes dos Complexos Alegre e Costeiro. Estes autores obtiveram também idades de 2.0-2.2Ga em zircões de gnaisses do CPS e do Complexo Juiz de Fora, e idades de 3.1Ga para os gnaisses Barbacena.

Campos Neto & Figueiredo (1992) e Campos Neto & Figueiredo (1995) definiram a Orogênese Rio Doce. Em comparação às evidências que o Pan-Africano engloba uma série de sistemas orogenéticos superpostos, sugerem que a Orogenia Rio Doce seria a mais nova do sistema orogenético do sudeste brasileiro. Separam, desta forma, as atividades magmáticas e deformacionais desta estapa colisional, da etapa orogênica anterior, Orogênese "Brasiliana I", na concepção dos autores. A Orogenia Rio Doce é, segundo Campos Neto & Figueiredo (1995), melhor caracterizada na Microplaca Serra do Mar, que extende-se do sul da Bahia ao Rio Grande do Sul, formando um cinturão longo e linear ao longo da linha de costa brasileira. Esta orogenia seria responsável pela formação de um arco magmático, de 590-570Ma, com batólitos calcioalcalinos, representativos do estágio pré-colisional, apresentando componentes geoquímicos de zona de subducção, cujo zoneamento químico é sugestivo de subducção para NW. O limite de idade para formação dos batólitos calcioalcalinos pré-colisionais foi baseado em dados de geocronologia U/Pb de Söllner et al. (1987, 1989) e Rb/Sr de Batista (1984) e Silva et al. (1987). A interpretação do caráter pré-colisional foi baseada em dados estruturais e principalmente geoquímicos, estes últimos apresentados e discutidos em Figueiredo & Campos Neto, 1993. O estágio colisional (560-530Ma), foi responsável pela acresção da Microplaca Serra do Mar, como um terreno suspeito, aos domínios tectônicos previamente configurados. O estágio de arco magmático resultante desta colisão, segundo os autores, com fusão de crosta continental, principalmente de metassedimentos, produziu migmatitos e granitos peraluminosos, culminando durante espessamento crustal associado ao empilhamento, para NW, de grandes fatias de cavalgamento. Segue-se o plutonismo pós-colisional (520-480Ma), caracterizado por plútons e diques de granitóides, geralmente álcali-cálcicos, enriquecidos em elementos incompatíveis.

Heilbron (1993), Heibron et al. (1993) reconheceram três escamas de empurrão, imbricadas de SE-NW, na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG)- Mangaratiba (RJ).

Estas escamas de empurrão calvagariam os Domínios Tectônicos Carrancas e Autóctone, situados na margem sul-sudeste do Cráton de São Francisco. O Domínio Tectônico Paraíba do Sul, representaria a escama superior, cavalgada sobre o Domínio Tectônico Juiz de Fora, que cavalgaria o Domínio Tectônico Andrelândia. Estes autores propõem uma evolução ensiálica para o setor central da Faixa Ribeira investigado, com a implantação de bacias intracontinentais no Mesoproterozóico, e deformação e metamorfismo no Evento Termo-tectônico Brasiliano. Admitem que processos como delaminação, "underplating" e subducção-A para SE, do segmento litosférico representado pelo Domínio Tectônico Andrelândia sob o segmento representado pelo Domínio Tectônico Paraíba do Sul, poderiam ser responsáveis pelos efeitos metamórficos-deformacionais e pelo magmatismo. O Domínio Tectônico Juiz de Fora, na opinião dos autores, representaria a zona de sutura desta etapa de colisão oblíqua, com intensa incorporação e retrabalhamento de segmentos crustais mais profundos.

Wiedemann (1993) apresentou uma revisão acerca dos dados geológicos, petrológicos e geoquímicos, das suítes magmáticas tardi- e pós- orogênicas, aflorantes no centro-sul do Estado do Espírito Santo. Esta autora subdividiu as rochas do suposto arco magmático em três séries magmáticas: uma toleiítica, uma calcioalcalina médio- a alto-K e outra calcioalcalina alto-K/alcalina, que estariam relacionadas a maturação magmática. Dados de geocronologia U/Pb em zircão e Rb/Sr (rocha total) realizados na região citada por Söllner et al. (1987, 1989, 1991), juntamente com trabalhos de campo detalhado e trabalhos de laborotório, revelaram, segundo a autora, os estágios de um cinturão móvel Proterozóico, que teve seu metamorfismo principal ca. 600Ma atrás. Durante este metamorfismo, foram produzidos paragnaisses por fusão de metassedimentos, representantes de produtos de erosão de crosta continental previamente existente, de idade Transamazônica. Baseou esta interpretação na ocorrência de núcleos de zircões herdados de 2.0Ga encontrados nos paragnaisses. O magmatismo associado a fase orogênica principal, evento colisional (600Ma), que ocasionou considerável espessamento crustal, é principalmente de composição granítica a granodiorítica e subordinadamente granítico a norítico (charnoquitização). Segundo a autora, na região estudada, durante a fase principal tectono-metamórfica da evolução orogenética do Cinturão Brasiliano, o suprimento de melts derivados do manto foi contemporâneo com o suprimento de magmas crustais. Numa concepção diferente de Figueiredo & Campos Neto (1993), que atribuem a natureza granítica ou charnoquítica dos batólitos do Espírito Santo e Rio de Janeiro, a variações na razão CO₂/H₂O da fase fluída magmática, a autora propõe fontes diferentes para os dois tipos de magmas. Uma outra

diferença de interpretação dos autores citados é a fase de consolidação destes batólitos, a ca. 600Ma. Segundo Wiedmman (1993) estes estão relacionados a fase sin-colisional e segundo Figueiredo & Campos Neto (1993) e Campos Neto & Figueiredo (1995), a fase pré-colisional. Foi ainda reconhecido na região, pela autora, um segundo evento metamórfico (ca. 520Ma), responsável pela produção de novo magmatismo extensivo, e retrometamorfismo em granulitos.

Almeida et al. (1993), trabalhando na região entre Bananal-SP e Rio Claro-RJ, propõem uma subdivisão litoestratigráfica para o Grupo Paraíba do Sul, então considerado como um conjunto essencialmente metassedimentar de idade proterozóica. Discutiram a dificuldade de correlacionar as unidades por eles mapeadas com as anteriormente definidas por Grossi Sad & Dutra (1988). Caracterizam as unidades Três Barras, São João e Beleza. As rochas granitóides, consideradas intrusivas nos metassedimentos, foram individualizadas em dois tipos principais: sin- ou pré- Dn e os pós- Dn, que são contemporâneos às fases Dn+1 dos referidos autores. Os granitóides Serra da Bocaina, Serra da Carioca, Campinho, Resgate, Turvo e Taquaral, fariam parte do primeiro tipo e os Granitos Fortaleza e Getulândia, do segundo.

Fonseca (1994) através de determinações geocronológicas Rb/Sr e Sm/Nd em rochas supracrustais e em ortognaisses do Complexo Costeiro, na região entre Cabo Frio e Arraial do Cabo, definiu o "Fragmento Tectônico Cabo Frio", que seria formado por ortognaisses representantes de uma faixa móvel pré-brasiliana. Esta província tectônica, formada pelos ortognaisses, funcionou como antepaís na formação da Faixa Ribeira durante o Ciclo Brasiliano, na área representada pelos paragnaisses (Unidades Palmital, Casimiro-Quartéis e Seqüencia Búzios). As idades obtidas pela autora ao redor de 2.0Ga foram interpretadas como a época de metamorfismo de fácies anfibolito dos ortognaisses e as idades acerca de 540Ma dataria o metamorfismo de fácies anfibolito alto da sequência supracrustal, que deu origem aos paragnaisses. Admitiu que a idade de 579Ma fornecida pelos kinzigitos datados na cidade do Rio de Janeiro (Fonseca et al. 1984, Fonseca, 1986) seja relacionada ao mesmo evento que gerou a idade de 540Ma nos paragnaisses das sequências acima descritas.

Heilbron et al. (1994) através do levantamento geológico detalhado em três seções geotransversais (Bom Jardim de Minas/MG-Rio de Janeiro-RJ; Aiuruoca /MG- Mangaratiba-RJ e Juiz de Fora/MG-Cabo Frio/RJ) e integração com dados de Trouw et al. (1986) da Folha Barbacena 1:250.000 e outros trabalhos na região, utilizam-se de uma base geológica ao

-36

milionésio. Mencionaram e discutiram os modelos de evolução tectônica transpressivos para a evolução da Faixa Ribeira (Hasui et al., 1975; Ebert et al., 1991; Machado & Endo, 1993), que enfatizam o papel das zonas de transcorrência dúctil como mecanismo importante e/ou principal na convergência crustal, em detrimento do encurtamento causado por empurrões. Segundo Heilbron et al. (1994), as zonas de transcorrência dúctil estariam relacionadas à fase de deformação D3, no que corroboram (Trouw et al., 1986; Ebert et al., 1991, 1993; Machado, 1984; Heilbron et al, 1983; Helibron; 1993), que se superporiam a foliação principal (S2) e a planos de empurrão dúcteis. Propuseram que a convergência crustal neste setor da Faixa Ribeira se deu principalmente por empurrões dúcteis e dobras da Fase de Deformação Principal D1+D2, cujos estágios mais tardios passaram a envolver convergência oblíqua dúctil.

IV- GEOLOGIA DA FOLHA VOLTA REDONDA

IV-1- A área mapeada no contexto geotectônico O Complexo Paraíba do Sul e a Faixa Ribeira.

A Faixa Ribeira (Cordani et al., 1967, 1973; Almeida, 1967, 1969) compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões, gerado no Neoproterozöico/Cambriano, durante a Orogenia Brasiliana, na borda sul/sudeste do Cráton de São Francisco.

O seu segmento central é caracterizado por uma série de escamas de empurrão de baixo ângulo em escala crustal imbricadas de SE para NW atingindo metamorfismo principal (M1) de fácies anfibolito superior relacionado à deformação principal, com as fases de deformação D1+D2 (Heilbron, 1993; Heilbron, 1995), Figura IV-1 A e B. A deformação principal, responsável pela compartimentação regional, segundo Heilbron et al. (1994), evoluiu de um componente de baixo ângulo, para uma fase oblíqua, paralela a extensão da faixa, com transporte inclinado para NE (componente inversa e dextral). As fases de deformação D3 e D4 são posteriores ao pico metamórfico. A fase D3 é caracterizada por dobras abertas com eixos subhorizontais, direção NE-SW e planos axiais íngremes (Heilbron et al. 1991, Heilbron, 1993). Caracterizando esta fase observa-se também zonas de cisalhamento dextrais íngremes, em regime dúctil à dúctil-rúptil, gerando milonitos, com direção NE-SW, como a zona de cisalhamento Taxaquara e Cubatão (Hasui et al., 1977) e o Lineamento de Além Paraíba (Almeida et al., 1975), redefinido como Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Campanha & Ferrari, 1984). Esta última, bem como a Zona de Cisalhamento Caxambú e Três Corações-Pombeiro, são interpretadas como transpressivas (Chrispin & Tupinambá, 1989; Ebert et al., 1991; Corrêa Neto et al., 1993), ainda relacionadas ao processo de convergência. A fase D4, com características rúpteis-dúcties, segundo Heilbron et al (1994), se implantou após o período colisional, totalmente pós-metamórfica, e foi preliminarmente interpretada como transtensional.



DADOS DE HASUI & OLIVEIRA, 1984; CAMPOS NETO, 1992; VALERIANO et al., 1993; TROUW et al., 1994. A INSERÇÃO MOSTRA A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA. POR HEILBRON (1995)

LEGENDA: 1 _ COBERTURAS FANEROZÓICAS: 0) BACIA DO PARANÁ b,c,d,e) TAUBATE, RESENDE, VOLTA REDONDA E RIFT DA GUANABARA. 2 _ GRUPO BAMBUÍ 3 _ EMBASAMENTO CRATÔNICO. 4 _ CINTURÕES BRASILIANOS (DARG. DOMÍNIO ALTO RIO GRANDE. 5 _ NAPPE DE GUAXUPÉ. 6 _ DIREÇÃO PRINCIPAL DE VERGÊNCIA 7 _ LIMITE DO CRATON DE SÃO FRANCISCO FIG. IV. 18 — ORGANIZAÇÃO TECTÔNICA PROPOSTA PARA O SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA: 1. CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2 - DOMÍNIO AUTOCTONE, 3 - DOMÍNIO INFERIOR, 4 - DOMÍNIO INTERMEDIÁRIO, 5 - DO -MÍNIO SUPERIOR, 6 - ROCHAS ALCALINAS MESO-CENOZÓICAS, 7 - COBERTURA FANEROZÓICA, 8 - GRANDES ZONAS DE FALHAS DE EMPURRÃO E CISALHAMEN. TO, 9 - TRAÇOS AXIAIS DE DEFORMAÇÃO TARDIA, 10 - FALHAS NO FANE. ROZOICO, 11 - CIDADES. HEILBRON (1995)

Na área mapeada afloram duas sequências litológicas, de características genéticas distintas, atribuídas ao CPS. Este Complexo, integra a escama de empurrão superior, denominada por Heilbron et al. (1991), Heilbron (1993) de Domínio Tectônico Paraíba do Sul e posteriormente de Domínio Superior (Heilbron, 1995). Este domínio cavalga o Domínio Tectônico Juiz de Fora, renominado de Domínio Central (Heilbron, 1995), que por sua vez cavalga o Domínio Tectônico Andrelândia (DTA) e seu embasamento. O Domínio Andrelândia foi renominado de Domínio Inferior (Heilbron, 1995). O contato tectônico entre o CPS e o Complexo Juiz de Fora, representado por zonas de cisalhamento dúctil de moderado mergulho foi reconhecido por Machado (1983) e Heilbron (1993), no setor meridional do Estado do Rio de Janeiro. Estas zonas de cisalhamento são consensualmente atribuíveis ao evento deformacional principal (D1+D2) dos autores, que coloca o Domínio Tectônico Paraíba do Sul sobre o Domínio Tectônico Juiz de Fora. Ocorrem na literatura duas linhas básicas de interpretação desta tectônica colisional:

 o principal mecanismo de convergência crustal, é o encurtamento causado por empurrões dúcteis de baixo ângulo e dobras (Trouw et al., 1986; Heilbron, 1993 e Heilbron et al., 1994)

2) a tectônica transpressiva, com ênfase zonas de transcorrência dúctil, é responsável pela convergência crustal (Hasui et al., 1975; Ebert et al., 1991; Machado & Endo, 1983).

Uma estruturação megassinformal, relacionada ao evento deformacional posterior a tectônica de baixo ângulo acima discutida, foi há muito tempo reconhecida neste setor do Estado do Rio de Janeiro (Lamego, 1936; Ebert, 1957, 1971; Machado Filho et al., 1983, Machado, 1983 e 1984, Heilbron et al., 1991). Esta megaestrutura foi denominada por Heilbron (1990) de Megassinforma do Paraíba do Sul, que seria responsável pela repetição dos domínios tectônicos observados no flanco NW (Domínio Tectônico Andrelândia, Domínio Tectônico Juiz de Fora), que afloram na Serra da Mantiqueira, no seu flanco SE (Serra do Mar), Figura IV-1 B. Relacionam-se a esta grande estrutura zonas de cisalhamento dextrais íngremes, sendo a mais importante a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Campanha & Ferrari, 1984; Chirspin & Tupinambá, 1989; Dayan & Keller, 1989). Esta zona de cisalhamento subdivide o Domínio Tectônico Paraíba do Sul de Heilbron (1993) ou Domínio Paraíba de Machado & Demange (1991) em dois subdomínios, um a NW, denominado pelos últimos de Domínio Paraíba Norte, e

um a SE, denominado de Paraíba Sul. A área mapeada durante a execução desta tese insere-se no Domínio Paraíba Sul.

Os trabalhos mais recentes reconhecem no CPS, na região NW do estado do Rio de Janeiro e de seu limite com os estados de São Paulo e Minas Gerais e também no Espírito Santo, duas sequências de características genéticas distintas: uma metassedimentar, superior e outra gnáissica-migmatítica, inferior, provavelmente ortoderivada (Machado, 1986; Campos Neto & Figueiredo, 1990; Heilbron et al., 1991, 1993; Almeida et al, 1993).

Estas duas unidades foram individualizadas por cartografia geológica detalhada (escala 1:50.000) na região compreendida na Folha Volta Redonda 1:250.000, levando Heilbron et al. (1991, 1993) e Almeida et al. (1993) a proporem a denominação de Grupo Paraíba do Sul (GPS) para as unidades essencialmente metassedimentares. A unidade supostamente ortoderivada seria composta por granitóides calcioalcalinos graníticos a granodioríticos intrusiva nos metassedimentos do GPS, assim sendo denominada de Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia (Heilbron et al., 199, Heilbron, 1993). A falta de dados de geocronologia de precisão nas rochas desta unidade e as características geoquímicas de plutonismo de arco magmático cordilherano levaram Campos Neto & Figueiredo (1995) a interpretar o então denominado Maciço Quirino-Dorândia como granitóides calcioalcalinos sinorogênicos relacionados a chamada Orogenia Brasiliano I.

Litologias atribuíveis as unidades acima mencionadas afloram na Folha Volta Redonda 1:50.000, e serão discutidas neste capítulo em seus aspectos de campo, petrográficos, estruturais e metamórficos. Intrudem estas unidades granitóides gerados em épocas distintas em relação aos eventos deformacionais. Estes granitóides também serão apresentados neste capítulo, bem como os diques relacionados aos eventos tectônicos do Meso-Cenozóico.

IV-2- Unidades Litológicas

IV-2-1 - Unidade Basal Quirino: Ortognaisses

Extensos corpos de gnaisses homogêneos, localmente migmatíticos, com hornblenda e/ou biotita, perfazendo ca. de 50% da área mapeada nesta tese ocupando a porção estratigráfica

inferior do CPS (Anexo I). Regionalmente integram por volta de 70% em superficie do Domínio Tectônico Paraíba do Sul na segmento central da Faixa Ribeira (vide Figura VI-1). Dois tipos petrográficos principais foram identificados. Ambos os tipos são muito homogêneos em suas características composicionais, e possuem muitos enclaves máficos, variando em tamanho de milimétricos a métricos. A homogeneidade composicional em grande extensão, somada a presença de enclaves melanocráticos, sugeriu previamente sua origem ortoderivada, embora, não existissem, na literatura, dados litogeoquímicos para sua caracterização. A deformação intensa, que afetou a área, dificulta, ou mesmo impossibilita, o reconhecimento da relação deste conjunto com a unidade superior metassedimentar. Entretanto, foi observado regionalmente lentes de litologias semelhantes as da unidade metassedimentar (como quartzitos, mármores e xistos), na unidade ortoderivada, sugerindo o caráter intrusivo desta última (Heilbron, 1993).

Aspectos de campo e petrográficos

Aspectos de campo

Os gnaisses da Unidade Quirino afloram ao sudeste da área mapeada em uma faixa com direção NE-SW (Anexo I). Fazem contato a SE com as rochas metapelíticas da Unidade São João e a NW com os gnaisses da Unidade Três Barras. São gnaisses com biotita e/ou hornblenda como mineral máfico, sempre com biotita predominante, com bandamento gnáissico paralelo a foliação principal Sn, variando de 5mm a 3 cm. Os minerais máficos podem formar porfiroblastos. Compõem ainda a mineralogia visível a olho desarmado: microclina, plagioclásio, quartzo, e acessoriamente titanita. Em afloramentos afetados por zonas de cisalhamento D3, estes gnaisses têm um caráter milonítico. Porções migmatíticas, apresentam melanossomas ricos em biotita e hornblenda ao redor do leucossomas, em bandamento estromático paralelo à foliação principal Sn. Hololeucogranitos paralelos a este bandamento, contendo ou não a foliação principal (Sn), são observados nestes afloramentos. Os primeiros foram interpretados como relacionados ao evento metamórfico principal M1, e os não foliados, ao evento metamórfico M2. Estes hololeucogranitos rosados ou acizentados, têm espessura ca. de 1m, conferindo a rocha um bandamento estromático grosseiro. Alguns formam corpos mapeáveis em escala 1:50.000, Em muitas lentes leucossomáticas são observadas hornblenda e/ou titanita em porfiroblastos de até 4 cm, e granada. Mobilizados anatéticos quartzo-feldspáticos, abundantes em alguns afloramentos,

denotam um caráter migmatítico de injeção. Aplitos, pegmatitos à turmalina e xenotime e hololeucogranitos à magnetita são totalmente discordantes, posteriores a D1+D2 e a D3.

No campo ocorrem dois tipos texturais principais: um biotita gnaisse fino a médio, granoblástico e um biotita gnaisse porfiroblástico com matriz fina a média, formada por todos os minerais anteriormente descritos. Os porfiroblastos, de forma retangular a levemente arrendondada, são de microclina (0,5 a 5 cm), mais comunmente, e/ou raramente de plagioclásio (1cm). O tipo porfiroblástico perfaz ca. de 70% da Unidade Quirino na área mapeada. O biotita gnaisse granoblástico, parece compor a porção inferior da referida unidade, e aflora em sua maior extensão ao SE do Granito Getulândia. Ocorrem intercalados em muitos afloramentos, sempre, não superiormente, na proporção acima descrita, sendo que o tipo granoblástico, ocorre em bandas centimétricas a métricas (no máximo 20m).

Em afloramentos afetados por zonas de cisalhamento D3, onde desenvolve-se a foliação milonítica Sn+1, o bandamento gnaíssico não é mais observado, e a forte foliação confere a rocha um caráter milonítico, com mullion de quartzo e com porfiroclastos de microclina, observados no segundo tipo textural descrito. Texturalmente estes gnaisses passam a ser blastomilonitos (milonitos recristalizados).

Os gnaisses da Unidade Quirino apresentam muitos enclaves de composição, tamanho e forma diversa, conforme já antecipado. São enclaves meso- a melanocráticos, centimétricos a métricos, variando de arredondados a elípticos, ou mesmo contendo a foliação principal Sn. Observam-se dois tipos principais: enclaves maciços de cor esverdeada de composição calciossilicática e enclaves anfibolíticos, melanocráticos, com hornblenda, biotita, plagioclásio e quartzo.

Aspectos Petrográficos

Os dois tipos texturais observados no campo, são petrograficamente distintos. O gnaisse granoblástico fino a médio tem composição granodiorítica, com plagioclásio como feldspato predominante, compondo-o modalmente entre 40-70%. A microclina, pode ou não estar presente, compondo até 20% modal da rocha. Quartzo varia de 5-20% modal, a biotita de 7-25%, e a hornblenda, geralmente presente, pode chegar a 10% (Fotomicrografia IV-1). Acessoriamente

ocorrem apatita, opacos, alanita, zircão, titanita, turmalina. Mica branca, clorita, carbonato e epidoto aparecem como minerais de alteração. O plagioclásio (antipertítico ou não) é oligoclásio, geralmente zonado, com núcleos com inclusões dos outros minerais constituintes e bordos livres de inclusões, geralmente saussuritizados e alterados para mica branca, carbonato e epidoto. A biotita é marrom esverdeada e a hornblenda apresenta-se em porfiroblastos esqueléticos (de até 4cm). Clorita altera biotita. Alguns representantes desta litologia foram estudados geoquimicamente, e no capítulo V, estão resumidas os principais aspectos de campo e microscópicos desta litologia.

Lentes leucossomáticas nestes gnaisses têm composição granodiorítica, são caracterizadas pela presença de hornblenda em porfiroblastos, e plagiclásio em torno de 70% (Fotomicrografia IV-5). Bandas ou lentes melanocráticas, são compostas por plagioclásio, biotita, hornblenda e clinopiroxênio. São observados, nestas lentes, ortopiroxênio e clinopiroxênio (diopsídio), sendo substituídos por hornblenda e biotita.

Os gnaisses granodioríticos acima descritos são semelhantes aos ortognaisses da unidade inferior do CPS, descritos por Machado (1986a) no Domínio Paraíba Norte, porção ocidental do estado do Rio de Janeiro, região de Vassouras e Valença, NE da área mapeada. Na Fotomicrografia IV-2 observamos um lâmina petrográfica deste gnaisse da Pedreira da Conceição, localizada no município de Valença. O gnaisse desta pedreira também foi estudado por geocronologia U-Pb, os dados e interpretações estão apresentados no Capítulo VI.

Os gnaisses porfiroblásticos são predominantemente graníticos, com microclina como feldspato predominante (30-65% modal), formando porfiroblastos ou compondo a matriz de granulometria fina a média (Fotomicrografias IV-3 e IV-4). Outros minerais constituintes são: plagioclásio (15-40%), quartzo (10-25%), biotita (5-25%). Hornblenda pode estar presente. A mineralogia de acessórios é composta por: zircão, apatita, titanita, alanita, opacos (vide Tabela V-3, Capítulo V). Como minerais de alteração ocorrem: mica branca, carbonato e epidoto, formados a partir de plagioclásio, e clorita, a partir da biotita. O plagioclásio tem a mesma composição (oligoclásio) e é também zonado como nos gnaisses granodioríticos. A biotita é marrom ou esverdeada, e a hornblenda, quando presente, pode formar porfiroblastos. As titanitas podem formar porfiroblastos, e estão geralmente associadas a minerais opacos.



Fotomicrografia IV-1- Aspecto petrográfico do hornblenda gnaisse de composição granodiorítica aflorante no setor SE da área mapeada, Domínio Paraíba Sul (amostra VR-24).



Fotomicrografia IV-2- Aspecto petrográfico do hornblenda gnaisse de composição granodiorítica aflorante na Pedreira da Conceição (Valença,RJ), Domínio Paraíba Norte.

0,25mm



Fotomicrografia IV-3- Aspecto petrográfico do gnaisse granítico com visualização de um porfiroblasto de microclina com ca. 3cm. Amostra VR 150B.



Fotomicrografia IV-4- Aspecto petrográfico da matriz do gnaisse granítico porfiroblástico. Mesma amostra.

0,25mm

As bandas leucocráticas ou leucossomas têm composição granítica, sendo compostas por microclina (até 75%), plagioclásio e quartzo (Fotomicrografia IV-6). Granada pode estar presente. A biotita, quando presente, chega no máximo a 5% modal e a hornblenda a 2%. Acessoriamente aparecem: titanita, zircão, turmalina, apatita e minerais opacos

Lentes ou bandas melanocráticas, interpretadas como melanossomas, são compostas por plagioclásio e/ou microclina, biotita, clinopiroxênio (diopsídio-augita), hornblenda e quartzo. Como acessórios aparecem: titanita, zircão, minerais opacos e apatita (Fotomicrografia IV-7 e IV-8)

Enclaves

Os enclaves melanocráticos, variam composicionalmente de dioritos à quartzo-dioritos, compostos por clinopiroxênio (diopisídio), anfibólio, plagioclásio e quartzo. Outros são anfibolitos compostos por hornblenda, plagioclásio, biotita e quartzo, com textura nematoblástica com hornblendas orientadas segundo a foliação principal. São observados também enclaves granodioríticos nos gnaisses de composição granítica.

Enclaves maciços de composição calciossilicática têm na sua mineralogia: anfibólio (tremolita-actinolita), plagioclásio, biotita e quartzo, são muito ricos em tremolita-actinolita, e cor verde, podendo no campo serem interpretados como ultramáficos. Outros enclaves calciossilicáticos, de coloração cinza escura, são compostos por quartzo, plagioclásio, clinopiroxênio, granada, opacos, hornblenda e titanita. Alguns outros ainda apresentam hornblenda, plagioclásio, opacos, escapolita, e quartzo.

Na Tabela V-4 (Capítulo de Geoquímica), são apresentados os aspectos de campo e microscópicos de 8 destes enclaves que foram analisados geoquímicamente.



Fotomicrografia IV-5- Lente leucossomática de composição granodiorítica do hornblenda gnaisse da Pedreira da Conceição (Valença, RJ), Domínio Paraíba Norte.



Fotomicrografia IV-6- Leucossoma do gnaisse granífico da Pedreira de Pouso Seco, Vilarejo de Bonsucesso, Domínio Paraíba Sul (amostra VR-150D).

0,25mm

-1



Fotomicrografia IV-7- Aspecto petrográfico de melanossoma do gnaisse granítico da Pedreira de Pouso Seco, Vilarejo de Bonsucesso, Domínio Paraíba Sul (amostra VR-150C). Observação sob nícois paralelos.



Fotomicrografia IV-8- Aspecto petrográfico de melanossoma do gnaisse granítico da Pedreira de Pouso Seco, Vilarejo de Bonsucesso, Domínio Paraíba Sul (amostra VR-150C). Mesma visada sob nícois cruzados.

0,25mm

IV-2-2-Unidades metassedimentares

As unidades metassedimentares que afloram na região, são individualizadas, em mapa, da unidade basal ortoderivada. Trabalhos de mapeamento geológico (escala 1:50.000, 1:25.000 e 1:10.000), realizados na região de Bananal (SP) e Rio Claro (RJ) por Almeida et al. (1991, 1993), somados a estudos petrográficos, levaram os autores a apresentarem uma subdivisão informal, para o Grupo Paraíba do Sul em três unidades (A, B, C ou Três Barras, São João e Beleza). Nesta concepção, o Grupo Paraíba do Sul englobaria apenas as unidades metassedimentares. Esta subdivisão foi adotada na região investigada, com exceção da última, que não aflora na área. Segundo Heilbron (1993) a unidade A ou Três Barras é equivalente a Sequência Barão de Vassouras descrita por Machado (1984), na Folha Vassouras.

Aspectos de campo e petrográficos da Unidade Três Barras

Aflorando na porção noroeste da Folha Volta Redonda, perfazendo ca. de 20% em área mapeada, esta unidade faz contato a SE com os gnaisses graníticos da Unidade Quirino (Anexo I). É caracterizada por biotita-gnaisses com bandamento composicional fino (1 a 5 cm), alternados metricamente com quartzo-biotita-xistos, com ca. 90% de biotita. Em muito menor proporção (20%), ocorrem biotita-gnaisses com textura porfiroblástica, com microclina de até 2 cm. Também subordinadamente ocorrem metapelitos (sillimanita-granada-biotita-quartzo-plagioclásio-muscovita-xisto) e rochas calciossilicáticas, em bandas variando de centimétricas a métricas. Quartzitos feldspáticos, são raramente observados.

Lentes métricas a centimétricas de hololeucogranito fino, são frequentemente observadas nesta unidade. É composto mineralogicamente por: microclina (35%), plagioclásio (35%), quartzo (25%) e biotita marron (4%). A muscovita é secundária. Não se observa orientação preferencial de biotita.

Os gnaisses são compostos por microclina (40%), plagioclásio (25%), quartzo(25%) e biotita (10%). Possuem textura granolepidoblástica com biotita fortemente orientada segundo a foliação principal. Opacos, alanita, titanita e zircão são minerais acessórios comuns nesta unidade.

Como minerais de alteração são observados clorita e mica branca. Níveis com plagioclásio em torno de 60%, são observados.

Aspectos de campo e petrográficos da Unidade São João

Perfazendo ca. de 5% da área mapeada, em contato a SE com os gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino, ocorrem os metassedimentos da Unidade São João. Dificilmente encontraram-se afloramentos frescos das litologias que compõem esta unidade, que engloba um conjunto de muscovita biotita xisto/gnaisse fino, localmente com sillimanita e granada, com lentes centimétricas a métricas de rochas calciossilicáticas e mármore sacaroidal. A maior parte dos mármores dolomíticos do CPS ocorre embutida nestas rochas pelíticas. Pequenas lentes de granitóides félsicos com turmalina, muscovita e biotita são subparalelos a foliação principal.

O granito Taquaral, datado nesta tese (ver Capítulo VI), intrude as rochas pelíticas da Unidade São João à norte da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, no Domínio Paraíba Norte. Este granito aflora no noroeste da Folha Bananal.

IV-2-3- Rochas granitóides intrusivas no Domínio Tectônico Paraíba do Sul

Granitóides tipo Rio Turvo

A denominação Rio Turvo é aqui utilizada para designar uma família de granitóides anatéticos, tipo S, que apresentam a foliação principal Sn, que os posicionam como contemporâneos a fase de deformação principal (D1+D2), seguindo grosso modo, as sugestões anteriores.

Machado et al. (1989) utilizaram-se do nome para designar o corpo granitóide que foi datado neste estudo (vide Capítulo VI), que segundo os autores, integra uma família de leucogranitos aluminosos, do tipo hercínico, contemporâneos à fase F2 (fase responsável pela geração da foliação regional e demais estruturas associadas), com idade de colocação de 600Ma. A autora desta tese juntamente com Almeida, J.C. e Eirado Silva L.G., em Almeida et al. (1993), utilizaram-se do mesmo nome para designar uma unidade que compreenderia uma geração de rochas granitóides foliadas que ocorreriam dentro de todas as unidades metassedimentares do então chamado Grupo Paraíba do Sul. Neste trabalho a unidade foi descrita por seus aspectos de campo e petrográficos. Foram descritos como corpos com forma geralmente lenticular ou irregular constituídos de um granitóide porfiroblástico com a mineralogia variando de acordo com a rocha encaixante. Os porfiroblastos são de microclina ou plagioclásio e a matriz de quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita, podendo aparecer na matriz também, microclina, granada ou sillimanita. Os contatos, segundo os autores, são gradacionais, ocorrendo uma faixa de granitóide alternado com restitos da rocha encaixante. Foram interpretados como sendo gerados a partir da fusão parcial dos xistos e biotita gnaisses metassedimentares do Grupo Paraíba do Sul.

A interpretação de que se trata de corpos anatéticos, gerados pela fusão dos metassedimentos, Tipo S (Chappel & White, 1974) é baseada nas seguintes evidências: tipo de contato que esta família de granitóides faz com as rochas encaixantes, sempre contatos gradacionais; a frequente ocorrência de enclaves de rochas refratárias tipo a dos metassedimentos do CPS (como rochas calciossilicáticas e gonditos) ou dos metassedimentos do Grupo Andrelândia (como quartzitos e sillimanita-granada gnaisses); e sua mineralogia que não raro denota a presença de minerais aluminosos como granada e, principalmente, sillimanita.

Na área mapeada ocorrem como pequenos corpos lenticulares, com no máximo 5Km de comprimento por 400m de largura, com direção NE-SW (Anexo I), relacionados as unidades metassedimentares do CPS que afloram na Folha Volta Redonda e aos gnaisses graníticos da Unidade Quirino.

Um dos dois corpos relacionados a Unidade São João, aflora na Via Dutra próximo ao Km 116 (Anexo I). São biotita-gnaisses porfiroblásticos (microclina), com granada como mineral aluminoso, milonitizados. A foliação milonítica tem direção de mergulho igual a 300/45°. Possuem enclaves ou lentes de rochas calciossilicáticas e "schiliren" de biotita. Um outro pequeno corpo relacionado a esta Unidade aflorante no canto oeste da área (Anexo I), possue uma lente de quartzito de aproximadamente 3cm. O corpo relacionado à Unidade Três Barras, também
aflorante na Via Dutra (próximo a Vila Alta, Anexo I), é porfirobástico, apresentando-se parcialmente alterado, o que dificulta o reconhecimento da foliação.

O maior corpo de Granitóide tipo Rio Turvo aflorante na área mapeada, com ca. de 5Km de comprimento por 1Km de largura, relaciona-se ao gnaisse granítico da Unidade Quirino, no SW da área mapeada (Anexo I), aflorando em parte na estrada que liga Barra Mansa a Bananal (SP)- Rio Claro(RJ). O contato é tectonizado, mas não se observa gradação com o ortognaisse granítico. É um granada-biotita-gnaisse porfiroclástico, com microclina até 2cm. Possue vários níveis de rochas calciossilicáticas e é cortado por hololeucogranito com granada. A foliação é milonítica com direção de mergulho 322/48°.

Granitóides tipo Rio Turvo ocorrem encaixados em todas as unidades metassedimentares e ortoderivadas do CPS, descritas no capítulo anterior, e mesmo nos outros Domínios Tectônicos que integram a Faixa Ribeira, no seu segmento Central, descritos por Heilbron (1993). Desta forma, em áreas onde a deformação principal é mais intensa, a foliação Sn é milonítica, e os pórfiros de microclina apresentam-se como porfiroclastos.

Heilbron (1993) descreveu o corpo que foi datado neste estudo (vide Capítulo VI), relacionado ao Domínio Tectônico Juiz de Fora, como um granito porfiróide com cristais de microclina de 1,5 a 2,0 cm de comprimento, com forte foliação milonítica e outros indícios de deformação intensa, tais como porfiroclastos de feldspato com franjas de recristalização assimétrica e foliações S-C. Segundo esta autora, as relações texturais acima mencionadas, posicionariam o corpo como contemporâneo à deformação principal (granitóides γ2, de Heilbron, op cit). Este granito tem em sua mineralogia acessória: zircão, minerais opacos, titanita, monazita, alanita e apatita, conforme observado em separado mineral utilizado para datação U-Pb.

O Granito Taquaral

O Granito Taquaral (Almeida et al., 1993) aflorante na porção noroeste da Folha Bananal, tem forma alongada na direção NE-SW, medindo aproximadamente 25 Km de comprimento por 3 km de largura. Invade os metassedimentos da Unidade São João do CPS. Faz contato a SE com o granitóide Rio Turvo datado neste trabalho. A deformação intensiva dificulta a interpretação do contato entre os dois corpos, mas fica claro que este corpo é menos deformado que o Rio Turvo. Outro fato a ser considerado é a proximidade de ambos os corpos com a falha de empurrão D1+D2, que regionalmente coloca o Domínio Paraíba do Sul sobre o Domínio Juiz de Fora (vide mapa da figura 2). Regionalmente observa-se que próximo a estes empurrões a foliação Sn é milonítica, como a observada no Granitóide Rio Turvo, descrito no item anterior. O caráter não milonítico da foliação principal Sn do Granito Taquaral, nos leva a interpretá-lo como colocado posteriormente ao referido empurrão, sendo desta forma mais novo que o Granitóide Rio Turvo. Em termos de época de geração de corpos granitóides na vertente sul do Vale do Rio Paraíba do Sul, Almeida et al. (1995) posicionam os dois corpos acima referidos como pré- a sintectônicos em relação a foliação principal, granitóides $\gamma 2$ dos referidos autores.

Almeida et al. (1993) descreveram este granito como uma rocha meso- a leucocrática, com plagioclásio e/ou microclina de até 2 cm de comprimento, em meio a uma matriz composta por quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina), microclina, biotita e hornblenda. Além da fácies descrita, observa-se uma outra, não porfiroblástica de granulometria fina. Petrograficamente os autores identificaram dois tipos principais: o hololeucocrático, composto de quartzo, microclina como feldspato predominante, plagioclásio e pouca biotita (3 a 5%); e outro leucocrático, com quartzo, plagioclásio como feldspato predominante, biotita (20 a 25%), microclina e hornblenda. Segundo os mesmos autores as texturas observadas seriam tipicamente ígneas, com exceção para amostras com forte orientação preferencial definida principalmente por fitas de quartzo alongados, formando textura milonítica.

Em lâmina observa-se a orientação preferencial de palhetas de biotita, segundo a foliação principal Sn. Os grãos de quartzo e microclina também apresentam-se deformados, com extinção ondulante e forma alongada na direção preferencial. A mineralogia dos acessórios é composta por: zircão, titanita, apatita e provavelmente alanita.

O Granito Taquaral é um corpo sin- a tardi- deformação principal, com gênese distinta do Rio Turvo. Faz contato de intrusivo com os metassedimentos, e não possui enclaves de litologias metassedimentares. Sua mineralogia, as vezes contendo hornblenda, e os pontos acima mencionados, sugerem ser este corpo do Tipo I. Ainda não possuímos dados de geoquímica para a sua caracterização.

Granitóide Resgate

Almeida et al. (1993) descreveram um corpo gnaíssico homogêneo de composição granítica totalmente inserido dentro da Unidade Três Barras, que aflora a SW da Folha Volta Redonda e NE da Folha Bananal. Provavelmente trata-se de um paragnaisse, de posicionamento sin- D1+D2, já que apresenta a foliação principal Sn. Onde a deformação principal é mais intensa, este gnaisse-granitóide transforma-se numa rocha xistosa, rica em muscovita e biotita.

Na maior parte dos afloramentos ocorre alterado, formando barrancos cor de rosa de muscovita-xisto. A muscovita é provavelmente um mineral de alteração. Esta litologia foi superficialmente estudada neste trabalho, sendo individualizada apenas como uma unidade de mapeamento.

Os Granitos Getulândia e Fortaleza

Ocorrem no segmento central da Faixa Ribeira uma série de corpos granitóides gerados por magmatismo posterior ao evento deformacional principal (D1+D2) e seu metamorfismo associado (M1); ao que denominamos neste trabalho de plutonismo sin- a tardi-D3. São, em geral, plutons variando de pequenos a médios (no máximo 20Km de extensão), que apresentam contatos discordantes com as encaixantes e, que podem ou não, estar associados a Zonas de Cisalhamento D3. Machado & Démange (1991) descreveram os corpos de Vassouras e Getulândia, e os posicionam como granitóides sin- a pós-F3 (F3 é o mesmo que D3 neste trabalho). Heilbron et al. (1992), Heilbron (1993), Heilbron & Machado (1995), descreveram o Leucogranito Serra do Ipiranga, como gerado ao final da deformação D3, ao que Heilbron (1993), classifica de granitóide γ 4. Corrêa Neto et al. (1994) descreveram o Plutonito Sapucaia, como uma intrusão sin-tectônica em relação a Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul.

Foram mapeados na Folha Volta Redonda (1:50.000) dois destes corpos granitóides. Na área intrudem os gnaisses graníticos da Unidade Quirino (Anexo I). Regionalmente estes granitos têm contatos discordantes coma foliação principal das encaixantes e apresentam (Granito Getulândia) ou não (Granito Fortaleza) a foliação incipiente S3. Estes corpos foram interpretados por mapeamento como sin- a tardi- D3. Na Figura IV-2, está apresentado, de maneira esquemática, em mapa e em perfil, o posicionamento destes cospos em relação aos eventos deformacionais.

O Granito Getulândia

O Granito Getulândia (Machado & Démange, 1991; Almeida et al., 1993; Valladares et al., 1995) forma um corpo lenticular alongado na direção NE-SW, medindo aproximadamente 10 Km de comprimento por 2 Km de largura, encaixado na zona de cisalhamento Taxaquara (Hasui et al., 1977), localmente denominada de Zona de Cisalhamento Getulândia-Barra do Piraí. Localiza-se na porção sul da Folha Volta Redonda (1:50.000), intrudindo os biotita gnaisses ortoderivados de composição granítica da Unidade Quirino (Anexo I) do CPS (Almeida et al., 1993), interpretados como rochas do embasamento transamazônico (Machado et al., no prelo).

Apresenta duas fácies. Uma formada por um granito fino à médio, leucocrático e isótropo, que aflora no vilarejo de Getulândia, e outra formada por um granito porfiróide com matriz média e megacristais de microclina de até 2 cm, que aflora na antiga Fazenda de Santa Cecília, onde é explorado como pedra ornamental. O mineral máfico comum às duas fácies é a biotita, que compõe cerca de 15% modal da rocha. Na fácies porfiróide, aparece também como máfico a hornblenda, em cristais esqueléticos grosseiros, e a biotita, também grosseira é esverdeada. Compondo a mineralogia das duas fácies temos plagioclásio (oligoclásio) zonado, com bordos albíticos, e quartzo. Como acessórios ocorrem: monazita, zircão, apatita e minerais opacos. Clorita é aparece a partir da biotita, e muscovita aparece a partir do plagioclásio ou microclina (Fotomicrografia IV-9), das duas fácies. Na Tabela V-7, estão apresentadas as porcentagens modais de amostras representativas das fácies descritas, coletadas para geoquímica.

A fácies aflorante em Getulândia possui fraca foliação, dada pela orientação preferencial de biotita. Esta orientação foi interpretada como foliação de fluxo sob regime tectônico, pela falta de deformação intracristalina nesta litologia. Por outro lado, feições como bandas de deformação em quartzo, maclas de plagioclásio deformadas e megacristais de microclina orientados são observadas na fácies porfiróide. São foliações subverticais com direção NE-SW, regionalmente interpretadas como relacionadas as zonas de cisalhamento D3.



O paralelismo entre a foliação de fluxo observada na fácies homogênea, a foliação em estado sólido, observada na fácies porfiróide e a foliação milonítica S3 observada nas encaixantes numa auréola de aproximadamente 500m metros do corpo sugere "emplacement" sin a tardi- D3, pós deformação principal (D1+D2). Este fato, aliado a forma alongada do pluton, sugere taxa de expansão da intrusão menor que a taxa de deformação. Fora da auréola de contato as encaixantes apresentam a foliação principal regional SN mergulhando em média 40° para NW. Na Figura IV-2, pode ser observada de forma esquemática, a situação geológica, em mapa, acima descrita.

O Granito Fortaleza

Este granito compreende um corpo lenticular alongado na direção NE-SW. Situa-se aproximadamente a 1km a noroeste do Granito Getulândia (Anexo I). Mede aproximadamente 18 Km de comprimento com largura máxima de 2 Km. Faz contatos discordantes com as rochas encaixantes, cortando os gnaisses-graníticos da Unidade Quirino e as rochas da unidade metassedimentar descrita por Almeida et al. (1993) como Unidade Três Barras. Observa-se apófises métricas a centimétricas injetadas ao longo da foliação principal das encaixantes e enclaves de centenas de metros destas rochas, representáveis em mapa. Possui fraca foliação com alto mergulho para SE, direção NE-SW, subparalela aos contatos, dada por orientação de palhetas de biotita. É cortado por pegmatitos a turmalina e possui bolsões quartzo-feldspáticos com magnetita.

Trata-se de um leucogranito à hololeucogranito com biotita amarronzada como mineral máfico (3-10%), de granulometria fina à média. Os estudos petrográficos e geoquímicos denotam sua homogeineidade composicional. Sua mineralogia é definida por: microclina pertítica (≅50%), plagioclásio (≅30%) (oligoclásio), geralmente zonados, quartzo (≅15%) e biotita. Como acessórios foram observados: monazita, apatita, zircão e minerais opacos. Na Tabela V-7, capítulo posterior, encontramos as porcentagens modais de amostras representativas deste corpo. Granada foi observada na borda do corpo nos afloramentos. É comum observamos a formação de muscovita a partir do plagioclásio e observá-la em fraturas. Em lâmina observa-se que o crescimento de muscovita é posterior ao dos outros minerais (Fotomicrografia IV-10). No campo, a presença de muscovita, neste granito, levou-nos a interpretá-lo como um granito à duas micas. Aparecem também como minerais de alteração: clorita, gerada a partir de biotita, e carbonato e



Fotomicrografia IV-9 Crescimento de muscovita a partir de microclina observado na fácies isótropa do Granito Getulândia (ponto 1, Anexo I).

0,5mm



Fotomicrografia IV-10- Muscovita com crescimento posterior ao dos outros minerais da lâmina. Granito Fortaleza (ponto 168, Anexo I).

1,0mm

÷

sericita, gerados a partir de plagioclásio. A biotita tem orientação incipiente e não observa-se deformação intracristalina nos outros minerais constituintes. A foliação incipiente observada foi interpretada como foliação de fluxo magmático, originada ao final da deformação D3

IV-2-4- Pegmatitos e Granitos Hololeucocráticos Tardios

Ocorrem em forma de "sills", diques ou bolsões irregulares granitos leucocráticos a hololeucocráticos com magnetita e turmalina negra, intrudindo as unidades do CPS São posteriores aos granitos tardi- a pós-tectônicos Getulândia e Fortaleza. Provavelmente são contemporâneos aos pegmatitos rosados a xenotime, predominantemente feldspáticos (80% de álcali-feldspato), que cortam todas as litologias acima descritas. Determinações geocronológicas em pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro, obtidas por Menezes et al. (1987), posicionam estes corpos em torno de 500Ma.

IV-2-5 - Unidades Litológicas Fanerozóicas

Diques de diabásio, de espessura centimétricas a métricas, podendo chegar a até 20m, sem evidências de deformação ou metamorfismo são observados cortando todas as litologias da área (Anexo I). São verticalizados com direção a N10-20W. Estes diques têm sido relacionados ao tectonismo Mesozóico-Cenozóico, e tem posicionamento temporal entre 100 a 200Ma. Não foram objeto de estudos mais pormenorizados neste trabalho.

IV-3- Geologia Estrutural

Cabe aqui ressaltar que os estudos estruturais efetuados na área têm caráter preliminar, e foram efetuados apenas com o objetivo de dar suporte aos estudos geoquímicos e geocronológicos.

Deformação principal D1+D2

Em todo o segmento central da Faixa Ribeira a deformação principal é responsável pelo empilhamento tectônico regional, com transporte de SE para NW, em direção a área cratônica (Heilbron et al., 1991; Heilbron, 1993), contemporânea ao ápice térmico metamórfico (M1) (Trouw et al, 1990, 1991, etc; Machado, 1983, 1984; Heilbron et al, 1991; Heilbron, 1993).

Na área mapeada nesta tese, regionalmente inserida no Domínio Tectônico Paraíba do Sul, subdomínio Paraíba Sul (flanco sul da Megassinforma do Rio Paraíba do Sul) raras dobras são observadas. O elemento estrutural predominante é a foliação principal Sn, relacionada a deformação regional D1+D2. Raramente observa-se uma foliação pretérita Sn-1 dobrada isoclinalmente, formando microdrobas reliquiares intrafoliais, cujo plano axial é paralelo a foliação principal Sn. Como na maior parte das vezes não observamos testemunhos desta foliação anterior, optamos por descrever a foliação principal como Sn. O bandamento gnássico transposto, na maior parte das vezes estromático, observado nos ortognaisses da Unidade Quirino é paralelo a esta foliação. Nos granitóides tipo Rio Turvo esta foliação é milonítica.

Na Folha Volta Redonda, a sudeste da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul, esta foliação mergulha primordialmente para SW, com medida do máximo igual a 330/45 (Figuras IV-3a e IV-3b). Sobre estes planos de foliação são observadas lineações minerais e de estiramento, com máximo para NE (Figura IV-3c). A polaridade destas lineações de estiramento têm sido objeto de proposições de modelos cinemáticos diversos para o Megassinforma do Vale do Rio Paraíba do Sul, modelos estes discutidos por Trouw (1995). Segundo este autor, Machado & Endo (1993), propuseram tratar-se de uma megaestrutura em flor positiva, enquanto Heilbron (1993, 1995) explica a estrutura como o resultado de evolução em dois estágios; uma tectônica de empurrões para N-NW que teria gerado a foliação principal de baixo ângulo de mergulho (fases D1 e D2), seguida por um segundo estágio (D3), que dobraria a foliação principal, gerando a megassinformal. Segundo esta última concepção as zonas de cisalhamento também teriam sido geradas durante D3 em consequência do giro da compressão principal para a direção E-W.

Estas lineações ainda não foram estudadas sistematicamente. Medidas disponíveis na literatura no Domínio Paraíba Norte, apresentadas por Heilbron (1993), têm máximo na direção SW (domínios PS1 e PSN). As medidas obtidas por esta autora no Domínio Paraíba Sul, flanco







Dados dos estereogramas:

a) número de medidas=622

b) número de medidas=622; intervalo entre as isolinhas: 0,1; 1, 5, 10, 12. Medida do máximo=330/45.

c) número de medidas=97.



sul da megaestrutura, têm máximo para NE (PS3). Trouw (1995) obteve medidas destas lineações em Miguel Pereira e cita as medidas obtidas por Dios (1995) na região de Mangaratiba, áreas do flanco sul da megassinformal. Na região de Miguel Pereira, o máximo ficou em torno de 40/25 sobre planos de orientação média 345/40. As lineações de estiramento na ãrea de Mangaratiba também caem no quadrante NE, com máximo em torno de 45/20, sobre planos de foliação 350/35. Observações nesta tese são similares as acima descritas.

Segundo Trouw (1995), as medidas disponíveis de lineações de estiramento, com caimento para SW no flanco norte e com caimento NE no flanco sul da Megassinforma, não são compatíveis com o modelo em flor positivo resultante de cisalhamento transpresivo destral proposto por Machado & Endo (1993). Estas lineações se encaixariam melhor no modelo polifásico de Heilbron (op. cit.), na qual a gênese das lineações é atribuída a um estágio na deformação anterior a formação da megassinformal. Na opinião da autora, e talvez da maioria dos pesquisadores envolvidos nesta temática, ocorre um problema em relação à direção de movimento relacionado as lineações. A lógica pelas direções reportadas seria deduzir movimentos para NE e não para N-NW, como proposto por Heilbron (1993, 1995).

Se faz necessário um estudo estrutural detalhado nas áreas em questão, a fim de solucionar esta e outras questões sobre a tectônica que afetou o segmento central da Faixa Ribeira durante a Orogênese Brasiliana.

Deformações tardias D3 e D4

Em escala regional estas deformações são responsáveis pela estruturação megassinformal do setor meridional do estado RJ (Lamego, 1936, Ebert, 1957, 1971, Machado Filho et al., 1983, Machado, 1983 e 1984, Heibron et al., 1991). Ocorrem dobras abertas com eixos subhorizontais, direção NE-SW e planos axiais íngrimes e zonas de cisalhamento locais dextrais íngrimes dúctil à dúctil-rúptil, com direção NE-SW. Associa-se a esta deformação o desenvolvimento da foliação milonítica S₃ com strike NE-SW e mergulhos íngremes, com milonitos associados.

Na área mapeada, a foliação milonítica verticalizada é posterior a foliação principal Sn, sendo descrita como Sn+1. Está geralmente associada a zonas de cisalhamento relacionadas a

deformação regional D3. Várias pequenas zonas de cisalhamento ocorrem na área (vide Anexo I), sendo a mais importante delas a zona de cisalhamento Getulândia-Barra do Piraí, onde está encaixado o Granito Getulândia.

Outro elemento estrutural relacionado a deformação regional D3, são dobras abertas, com planos axiais verticalizados de strike NE-SW e eixo subhorizontais, com direção NE, que dobram a foliação principal Sn. Ocorrem em escala de afloramento e em mapa formando sinformais e antiformais (Anexo I).

Relacionadas a deformação regional D4, ocorrem dobras tardias que deformam a foliação milonítica e falhamentos. Alguns corpos pegmatíticos encaixam-se nestes falhamentos. Não se observa o desenvolvimento de foliação associada a esta fase.

Deformação rúptil Meso-cenozóica

Esta deformação é melhor evidenciada nas áreas que bordejam a Bacia de Resende, folhas topográficas 1:50.000 Resende, Bananal e Agulhas Negras. Esta tectônica têm sido objeto de estudo mais detalhado apresentados por Ferrari (1989), Almeida (1991), Riccomini (1989), Riccomini et al. (1989), entre outros. Nesta tese este tema não foi abordado. Os diques de diabásio verticalizados com direção a N10-20W, foram numa primeira aproximação relacionados a este evento deformacional.

IV-4- Metamorfismo e sua relação com a deformação

Tanto nas litologias das unidades metassedimentares como nos ortognaisses da Unidade Quirino o metamorfismo principal foi de fácies anfibolito alto, localmente atingindo a anatexia. Este metamorfismo, denominado por Heilbron (1993) de M1, é regionalmente relacionado a deformação regional D1+D2.

Os ortognaisses da Unidade Quirino não têm composição adequada para o estudo do metamorfismo. Sua paragênese é formada por microclina+plagioclásio+biotita+hornblenda+

quartzo, sendo ausente a muscovita primária. Lentes leucossomáticos de litologias relacionadas aos ortognaisses da Unidade Quirino relacionadas a M1 e a ausência de muscovita primária nestes gnaisses são indicativas que o metamorfismo principal no CPS, no Domínio Paraíba Sul, atingiu, pelo menos localmente temperaturas de anatexia, ultrapassando, desta forma, ou ficando próximo aos valores de 640-650°C (temperatura das reações AB+OR+QZ+H₂O \rightarrow melt de Tuttle e Bowen (1958) e/ou Merril et al. (1970), *in* Baker (1990); e AB+MS+QZ+H₂O \rightarrow melt + Al₂O₃, de Storre & Karotke, 1971, *in* Baker, 1990).

Das unidades metassedimentares os pelitos da Unidade São João seriam teoricamente a litologia mais adequada para estudarmos o metamorfismo. Infelizmente na área abordada nesta tese esta Unidade pouco aflora e dificilmente foram encontrados afloramentos frescos. Estes pelitos contêm localmente sillimanita e granada vistas em afloramento. A muscovita vista em afloramento pode ser de origem primária ou secundária. As condições de pressão estimadas ficam em torno de 4,5 e 6,5 Kbar, com base na coexistência de sillimanita e granada, e na ausência de cianita e cordierita (Winkler, 1977).

Os gnaisses da unidade metassedimentar Três Barras com paragênese de microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, também não possuem composição adequada para estudo do metamorfismo. Mas observa-se, nestes gnaisses, como naqueles ortoderivados da Unidade Quirino, que a muscovita é de origem secundária. As lentes métricas a centimétricas de hololeucogranito fino, frequentemente observadas nesta unidade, também apresentam muscovita secundária.

O metamorfismo M1 atingindo condições de temperatura de anatexia, nas unidades do CPS, no seu Domínio Tectônico Sul, favoreceu a geração de granitóides anatéticos do tipo S, sin-D2, como os granitóides referidos nesta tese como tipo Rio Turvo.

O metamorfismo regional M2, no segmento central da Faixa Fibeira, têm sido relacionado temporalmente a deformação D3, formando assembléias retrogressivas (Trouw et al., 1986; Heilbron et al., 1989, Heilbron, 1993). Estas observações são baseadas em estudos concentrados nos Domínios Tectônicos Inferior (Andrelândia) e Central (Juiz de Fora) da Faixa Ribeira. No Domínio Tectônico Superior (DTS ou Paraíba do Sul), no seu setor sul, que engloba a área abordada nesta tese, este metamorfismo pode ter atingido pelo menos localmente

temperaturas de anatexia. Lentes leucossomáticas concordantes a discordantes da foliação principal, datadas no intervalo de tempo de 520-535Ma, concomitante aos granitos de posicionamento sin- a tardi-D3, como o corpo de Getulândia, favorecem esta interpretação. Podemos citar também o crescimento de zircões eudrais no biotita-gnaisse de composição monzonítica (Graminha), que aflora a aproximadamente 15 Km à SE (Domínio Costeiro) a 532±8Ma (Machado et al., no prelo). Desta forma podemos interpretar que pelo menos o setor sul do Domínio Tectônico Paraíba do Sul pode ter atingido temperaturas de anatexia durante M2, e provavelmente também o Domínio Costeiro.

V- GEOQUÍMICA

V-1- Ortognaisses do Complexo Paraíba do Sul: Unidade Quirino

Introdução e objetivos da abordagem

Com o intuito de caracterizar geoquimicamente os gnaisses da Unidade Quirino do CPS, ainda não estudados por este aspecto, foram realizadas 16 análises químicas completas, incluindo ETR, nos dois tipos petrográficos reconhecidos. Das amostras selecionadas para geoquímica, 4 pertencem aos gnaisses granodioríticos granoblásticos e 12 aos gnaisses graníticos, na maior parte das vezes porfiroblásticos (Tabelas V-1 e V-2, respectivamente). As características de campo e a composição mineralógica dos gnaisses analisados estão apresentadas na Tabela V-3

Os gnaisses da Unidade Quirino estão em fácies anfibolito alto e sofreram pelo menos dois eventos metamórficos que atingiram a anatexia, migmatizando-os em diferentes intensidades, segundo os trabalhos de campo realizados.

A presença de enclaves máficos é característica dos gnaisses da Unidade Quirino, conforme já comentado. São comuns enclaves foliados (anfibolíticos) e enclaves maciços (de composição calciossilicática), estes últimos observados comumente na sequência dos gnaisses graníticos. A fim de se obter informações sobre o quimismo destes enclaves, foram coletadas 8 amostras, sendo 1 do conjunto de gnaisses granodioríticos e 7 do conjunto de gnaisses graníticos. O tratamento geoquímico destes enclaves será apresentado após a discussão sobre as características geoquímicas dos gnaisses.

Número	1	2	3	4
Amostra	VR-22b	VR-96	VR-24	VR-2 0
SiO2	58.42	59,43	63.04	69.24
TiO2	0.95	1.11	0.84	0.64
AI2O3	18.99	15.58	16.57	14.48
FeO*	6.5	7.76	5.28	4.33
MnO	0,11	0.18	0.12	0.07
MgO	2,62	4.01	2.77	1.82
CaO	4,55	5,22	4,75	3,19
Na2O	4,4	3,56	3,62	2,99
K2O	2,95	2,83	2,72	2,96
P2O5	0,51	0,33	0.29	0.27
PF	0,9	1,1	1,16	0,8
Cr	19	153	28	38
Ni	10	4	20	11
Co	33	23	32	34
v	121	48	126	84
Cu	31	8	4	3
Pb	19	19	11	20
Zn	218	74	87	101
K	24506	23484	22593	24559
Rb	132	142	110	195
Ba	816	536	718	352
Sr	389	473	442	187
Ta	0,31	0,61	0,93	2,47
Nb	5,2	10,4	15,8	41,9
Hf	3,26	5,49	4,33	5,96
Zr	156	178	139	195
Y	29	26	16	27
Th	18,32	7,94	12,37	8,73
U	1,83	1,02	2,16	1,75
K/Rb	185	165	204	126
La	63,42	43,25	33,71	24,76
Ce	123,17	82,42	65,98	53,42
Nd	50,9	34,6	24,74	21,57
Sm	10,18	7,43	5,05	5,34
Eu	1,6	1,25	1,12	0,88
ТЪ	1,43	0,92	0,62	0,92
Yb	1,95	1,82	2,04	1,61
Lu	0,29	0,28	0,3	0,24
Yb _N	9,26	9,11	9,69	7,63
La _N	203,1	138,32	108,1	79,48
La_N / Yb_N	21,93	15,18	11,15	10,41
La_N/Sm_N	3,89	3,63	4,17	2,9
Sm _N /Lu _N	5,8	4,38	2,78	3,67
Eu/Eu*	0,55	0,63	0,68	0,52

Tabela V-1- Composições químicas dos gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino

Número da	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Amostra	150c	223e	150a	94a	77	29Ь	201a	150Ъ	99	222a	223a	08
SiO2	47,55	49,00	59,91	62,35	64,52	66,72	67,74	68,44	68,64	69,11	70,50	71,77
TiO2	1,59	1,49	0,96	0,95	0,64	0,43	0,97	0,63	0,8	0,55	0,39	0,66
Al2O3	11,35	10,4	15,63	16,2	16,27	15,96	14,64	14,14	14,91	14,84	14,16	13,08
Fe2O3*	10,23	9,06	6,51	6,01	5,14	4,02	5,01	4,04	4,11	3,31	2,76	4,41
MnO	0,36	0,2	0,13	0,11	0,11	0,06	0,08	0,04	0,06	0,09	0,09	0,06
MgO	9,94	10,77	4,06	2,02	1,91	1,4	1,44	2,18	1,2	1,23	1,25	1,5
CaO	8,34	9,58	4,22	4,09	3,97	2,69	2,34	2 ,07	2,28	2,75	2,15	2,34
Na2O	1,14	0,75	3,36	4,01	4,53	3,78	2,45	2,78	2,96	2,86	2,79	2,34
K2O	6,21	7,06	4,51	3,88	2,7	4,66	4,98	5,58	4,73	4,99	5,67	3,72
P2O5	3,29	1,69	0,72	0,37	0,2	0,28	0,36	0,1	0,3	0,26	0,24	0,12
PF	1,64	1,14	1,38	2,06	0,97	0,9	1,09	0,88	1,06	0,75	1,3	1,03
Cr	439	519	131	26	7	13	25	5	20	18	25	44
Ni	222	201	62	9	9	12	7	7	46	10	12	16
Co	44	44	29	32	19	18	19	20	15	23	- 38	52
v	182	168	92	98	89	56	59	44	135	53	38	85
Cu	54	13	8	15	19	38	10	1	1	41	- 83	34
Pb	15	22	15	18	11	24	25	31	5	28	30	28
Zn	147	183	114	99	90	52	83	63	135	49	73	70
К	52065	59108	37672	32407	22499	38846	41518	46502	39411	41598	47166	31034
Rb	359	376	262	143	81	188	222	258	254	181	210	190
Cs	17,96	22,37	16,1	6,43	2,41	12,21	5,14	12,4	6,9	11,08	10,15	18,01
Ba	1908	2452	1108	1216	584	1249	912	1134	570	1627	1225	682
Sr	467	520	585	534	386	433	190	317	152	384	343	202
Ta	1,2	0,81	2,72	1,33	0,7	0,31	1,51	1,14	1,93	1,01	0,91	1,4
Nb	20,4	13,8	46,2	22,6	12	5,2	25,7	19,3	32,8	17,1	15,5	23,8
Hf	7,98	10,17	6,24	8,99	5,43	8,14	10,07	10,33	8,42	7,05	5,99	8,4
Zr	338	369	298	381	148	323	397	429	306	234	171	265
Y	36	35	97	27	22	26	- 34	27	34	20	14	24
Th	9,88	28,47	4,83	14,3	7,24	48,85	46,34	72,32	41,6	31,22	33,51	24,01
U	6,49	4,17	5,53	3,98	1,51	4,38	4,94	6,82	6,7	3,73	3,35	7
K/Rb	143	156	143	225	276	2 06	186	178	155	229	224	162
La	81,64	119,97	37,13	36,35	27,57	143,48	85,63	141,54	70,92	77,53	58,49	57,43
Ce	168,66	233,83	103,65	88,84	60,37	261,52	188,38	285,15	157 ,2 6	160,1	105,61	116,06
Nd	80,84	111,83	69,44	41,87	26,16	103,8	91,67	118,81	71,02	63,44	43,66	48,02
Sm	15,97	20,33	18,11	8,58	5,94	17,3	16,12	21,7	13,19	11,08	8,33	8,8
Eu	2,89	3,52	1,71	1,81	1,24	2,08	1,64	1,55	1,06	1,64	1,52	1,17
ТЪ	1,8	1,83	2,82	1,02	0,91	1,32	1,51	1,76	1,32	1,11	0,71	1
Yb	2,28	1,95	6,33	2,58	1,48	1,25	2,84	0,94	2,39	1,74	0,88	1,45
Lu	0,32	0,26	0,84	0,41	0,22	0,15	0,49	0,15	0,36	0,28	0,12	0,25
Yb _N	10,87	9,30	30,20	12,30	7,06	7,25	13,54	4,48	11,40	8,30	4,19	6,92
La _N	263	383	119	117	88,93	461	276	454	228	25 0	188	185
La _N /Yb _N	24,22	41,61	3,88	9,53	12,59	63,62	20,40	101,91	20,07	30,13	45,03	26,77
La _N /Sm _N	3,22	3,67	1,28	2,66	2,92	5,20	3,34	4,08	3,37	4,40	4,40	4,39
Sm _N /Lu _N	8,24	12,92	3,56	3,46	4,46	19,08	5,44	23,93	6,05	6,53	11,48	5,43
Eu/Eu*	0.71	0.76	0.32	0.81	0.71	0.58	0,44	0,33	0.34	0,62	0,66	0,54

Tabela V-2- Composições químicas dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino.

Tabela V-3 - Descrição das rochas gnáissicas da Unidade Quirino analisadas

N° de campo	Descrição de campo	Descrição microscópica
VR-22B 1	Bt-gnaisse fino, banda leucocrática	PLAG(65%), QTZ(30%), BT(5%). Em traços: microcl, cl, mbr, 2r. obs: biotita verde musgo
VR-96 2	Bt-gnaisse, banda mesocrática	PLAG(55%), MICROCL(15%), QTZ(15%), BT (15%). Em traços: hbl, chl, tit, zr. obs: biotita verde musgo
VR-24 3	Hbl-bt-gnaisse, banda mesocrática	PLAG(65%), QTZ (20%), BT(10%), HBL(5%). Em traços: tit, ap, op, zr. obs: biotita verde musgo
VR- 20 4	Bt-gnaisse, banda mesocrática	PLAG(40%), MICROCL(20%), BT(25%), QTZ (15%). Em traços: ap, mbr,zr obs: biotita marron avermelhada

Gnaisses Granodoríticos

Gnaisses Graníticos

VR-150C 1	Bt-gnaisse, banda melanocrática xistosa ca. 10cm, rica em biotita com K-felds e quartzo.	HBL(35%), BT(30%), MICROCL(30%), QTZ(5%) Em traços: tit, op. obs: biotita
VR-223C 2	Bt-gnaisse, banda melanocrática, biotitito com K-felds e quartzo.	BT(30%), CPX (25%), MICROCL(25%), HBL(10%), QTZ(10%). Em traços: tit, op.
VR-150A 3	Bt-gnaisse, banda meso a melanocrática, com pórfiroblastos de K-felds de até 2cm, matriz de granulometria média rica em biotita	MICROCL(30%), PLAG(25%), BT(24%), QTZ(20%), HBL(1%). Em traços: tit, hbl. obs: biotita marron esverdeada.
VR-94A 4	Bt-gnaisse leucocrático.	MICROCL(40%), PLAG(35%), QTZ(20%), BT(5%). Em traços: hbl, tit, op, chl, all, mbr, zr. obs: biotita marron esverdeada.
VR-77 5	Bt-gnaisse milonítico, com porfi- roclastos de K-felds de até 1cm.	MICROCL(45%), PLAG(30%), QTZ(10%), BT(15%). Em traços: op, hbl, tit, ap, chl, al, zr. obs: biotita marron esverdeada.
VR-29B 6	Bt-gnaisse com porfiroblastos de K-felds.	MICROCL(40%), PLAG(35%), BT(15%), QTZ(10%). Em traços: op, ap, chl, tit, all, zr. obs: biotita marron esverdeada
VR-201A 7	Bt-gnaisse milonítico com porfi- rochlastos de K-felds de até 0,5cm. Matriz de granulometria média	MICROCL(50%), PLAG(25%), QTZ (15%), BT(10%). Em traços: op, mbr, zr. obs: biotita marron avermelhada.
VR-150B 8	Bt-gnaisse não porfiroblástico de granulometria fina a média	MICROCL(45%), PLAG(30%), BT(20%), QTZ(15%). Em traços: op, chl, tit, all. obs: biotita marron esverdeada.
VR-99 9	Bt-gnaisse com bandamento centi- métrico.	MICROCL(50%), PLAG(20%), QTZ(15%), BT(20%). Em traços: op, ap, mbr, zr. obs: biotita marron avermelhada.
VR-222A 10	Bt-gnaisse porfiroblástico	MICROCL(50%), PLAG(25%), QTZ(15%), BT(10%). Em traços: op, al, zr. obs: biotita marron avermelhada.
VR-223A 11	Bt-gnaisse com porfiroblastos de K-felds de até 2cm.	MICROCL(55%), PLAG(25%), QTZ(20%), BT(10%). Em traços: chl, tit. obs: biotita marron avermelhada.
VR-08 12	Bt-gnaisse porfiroblástico.	MICROCL(50%), PLAG(20%), QTZ(25%), BT(5%). Em traços: op, ap, zr. obs: biotita marron avermelhada.

* Abreviações minerais utilizadas (Capítulo I, pág. 6)

Características geoquímicas dos dois tipos de gnaisses da Unidade Quirino.

Trata-se de gnaisses granitóides do tipo I (White & Chappell, 1977) pertencentes a série subalcalina calcioalcalina (Figuras V-1 e V-2). A análise dos elementos maiores denotam um caráter no limite entre o metalunimoso e peraluminoso, com média das porcentagens molares de $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$ de 0.97 (Figura V-3). Os dois tipos petrográficos, compõem quimicamente duas sequências distintas, uma granodiorítica, que integra os gnaisses granoblásticos ricos em plagioclásio, e outra granítica, que integra os gnaisses ricos em microclina porfiroblástica, Figura V-4 (An-Or-An normativos; O'Connor, 1965) e Figura V-5 (mesonorma QAP; Le Maitre, 1989).

Particularmente a sequência granodiorítica apresenta valores de Na₂O entre 3 a 4,5% e $K_2O \cong 3\%$, ficando a razão K_2O/Na_2O , em geral, menor que 1. Os teores de sílica variam de 58 a 69%, com predomínio dos tipos intermediários. O Al₂O₃, é em geral maior que 15%. O CaO é elevado, com valores entre 3-5%, o Fe₂O₃ varia de 5-9% e Cr de 19 a 153ppm (Tabela V-1). Nos diagramas de variação tipo Harker apresentados nas Figuras V 6A e V 6B observa-se as diferenças em concentração em termos de elementos maiores, menores e traços entre os gnaisses da sequência granodiorítica e os gnaisses da sequência granítica.

Em termos de elementos traços o conteúdo em Th da sequência granodiorítica, é bem diferente do conteúdo deste elemento na sequência granítica (Tabela V-2), comentado adiante, ficando em média em torno de 12ppm (Figura VI-6B), próxima a média para a crosta superior pós-arqueana (10.7ppm, Taylor &MacLennan, 1985). O conteúdo em Cr , por outro lado, é elevado Cr (19-153ppm, no caso da sequência granodiorítica. A razão K/Rb destes gnaisses varia de 126 a 205, com média 177, valores um pouco menores ou dentro do limite típico para crosta superior 142-263 (Rudnick & Taylor, 1987).

Em termos de distribuição de ETR os gnaisses da sequência granodiorítica apresentam padrão moderadamente fracionado (La_N/Yb_N 22-10), com padrão de TRP subhorizontal (Yb_N 9-7). O conteúdo total de ETR é moderado, com La até 200X condrito para o termo menos diferenciado, sendo em média ca. 100X o condrito (Figura V-7). As anomalias negativas de Eu ficam em torno da média crustal (Eu/Eu*=0,52-0,68; 0,65 é média para a crosta superior pósarqueana, Taylor & McLennan, op. cit.) Observamos nos gnaisses desta sequência o decréscimo de Eu e do conteúdo total de ETR com a diferenciação (Figura V-8). Esta última feição tem sido



Figura V.1 - Diagrama sílica x álcalis, com o limite entre os campos alcalino e subalcalino, segundo Irvine & Baragar (1971), para os ortognaisses da Unidade Quirino.

Simbolos: Gnaisses de composição granítica Gnaisses de composição granodiorítica

Bandas melanocráticas



Figura V.2 - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para os ortognaisses da Unidade Quirino. Símbolos como na Figura V.1.



Figura V.3- Caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso dos ortognaisses da Unidade Quirino com índice de Shand inferior a 1,1, observado no diagrama Al2O3/ (Na2O+K2O) x Al2O3/ (CaO+ Na2O+K2O) de Maniar & Piccoli (1989). Símbolos como na Figura V.1







Figura V.5- Classificação química dos ortognaisses da Unidade Quirino, no diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989). Símbolos como na figura V.1

 \mathbb{R}^{N}



Figura V6A - Diagramas de variação tipo Harker para elementos maiores e menores dos ortognaisses da Unidade Quirino. Simbolos: -Gnaisses da sequência granítica · Gnaisses da sequência granodiorítica.

75

65 SiO2 (peso %)

70

60

-90⁵ 50



Figura V.6 B - Diagramas de variação tipo Harker para elementos traços dos ortognaisses da Unidade Quirino. Simbolos: •Gnaisses da sequência granítica. • Gnaisses da sequência granodiorítica. z_{g}/\tilde{t}^{3}

60

65

SiO2 (%peso)

70

75

70

60

65

SiO2 (%peso)

76



Figura V.7 - Diagrama de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino. Símbolos como na figura V.1.



Figura V.8 - Diagrama de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino, demonstrando o decréscimo no conteúdo total de ETR com a diferenciação.

- _N 54

descrita em muitas sequências calcioalcalinas (Arth et al., 1978; Condie et al., 1982) e é geralmente considerada como representativa do equilíbrio cristal-líquido do protólito ígneo, sendo o resultado de fusão parcial de fonte máfica ou cristalização fracionada de magmas básicos.

Os gnaisses da sequência granítica, apresentam valores de Na₂O entre 2-4%, e K₂O entre 3-6%, em média 4,75% (excetuando-se a amostra milonítica, amostra 5, e os melanossomas, amostras 1 e 2, Tabela V-2), razão K₂O/Na₂O, em geral, maior que 1, classificando-os como rochas potássicas. CaO varia de 2-4%. Os teores de sílica nos gnaisses variam de 60-72%, com predomínio marcante dos termos ácidos. Bandas melanocráticas têm teores de sílica de rochas básicas 48-49,5% (Tabela V-2). As duas amostras selecionadas destas bandas melanocráticas (1 e 2), têm caráter alcalino no diagrama de sílica versus álcalis devido a elevadíssima razão de K₂O (6-7%), Figura V-1. Os valores de TiO₂ \cong 1,5% (contra 3%, em média de basaltos alcalinos) e Na₂O (em média 1,0%, contra 3,0% de basaltos alcalinos) não acompanham esta tendência. Estas rochas básicas têm química de elementos maiores bem diferente da de rochas ígneas básicas. O enriquecimento em K₂O, foi causado, provavelmente, por processos de anatexia. Estas bandas melanocráticas foram interpretadas como restitos de fusão, melanossoma, concentrando biotita e hornblenda, responsáveis pelo elevado teor de K₂O.

Em termos da distribuição dos elementos traços incompatíveis, os gnaisses da sequência granítica, são mais enriquecidos nos elementos litófilos de íon grande (LILE). Excetuando-se a amostra do gnaisse milonítico (amostra 5, Tab. V-2) e os melanossomos (amostras 1 e 2, Tab. V-2), estes ganisses são mais ricos em K (31034-47166), Rb (144-263ppm) e Ba (573-1663ppm) (Tabela V-2). Quanto aos elementos produtores de calor, são enriquecidas em Zr (171-431ppm), U (3-7ppm) e especialmente, Th (nas rochas ácidas, o teor deste elemento varia de 24-72ppm), quando comparados aos gnaisses da sequência granodiorítica. Estes últimos apresentam as seguintes concentrações destes elementos: K(22593-24559), Rb (110-195ppm), Ba (352-816ppm), Zr (139-195ppm) e Th (8-19ppm). Por outro lado são empobrecidos em Cr (5-44ppm). Exceção é feita aos melanossomas, que têm concentrações elevadíssimas deste elemento (444 e de 523ppm). Representam uma sequência calcioalcalina fortemente enriquecida em LILE. Nos diagramas de variação tipo Harker (Figura VI-6B) as diferenças acima descritas são bem visíveis.

Uma característica marcante da sequência granítica é o pronunciado enriquecimento em Th, Zr e U. O conteúdo em Th pode chegar a 72ppm (amostra 7, Tabela V-2), sendo em média 30-40ppm, até três vezes a média da crosta superior pós-arqueana (10.7ppm, Taylor & McLennan, 1985) e 4 vezes a média de gnaisses de fácies anfibolito arqueanos (8.4ppm, Weaver & Tarney, 1981). O teor de U alcança de uma vez e meia a média da crosta superior (2,8ppm, Taylor & McLennan, op. cit.) e o de Zr, pode chegar a 2 vezes a referida média (190ppm para a crosta superior pós-arqueana). Segundo Kay & Kay (1986), Th e U seriam provavelmente removido em "melts", particularmente em "melts não saturados em zircão". A porcentagem de fusão necessária para segregação seria elevada, dada a alta viscosidade de magmas graníticos. Estes autores vêem com septismo a mobilidade deste elemento numa fase aquosa. Por outro lado, Weaver & Tarney (1980), acreditam que Th e U sejam removidos da crosta inferior por fluídos ricos em CO₂ e não pela fase fundida durante o metamorfismo de fácies granulito.

Os gnaisses da sequência granítica, excluindo-se os melanossomas, apresentam padrão fortemente fracionado de elementos de terras raras (ETR) com (La_N/Yb_N , 9-100) e $Y_N=$ 4 a 14 (excetuando-se, para os dois casos, a amostra 3, que denota enriquecimento em TRP, com $Y_N=$ 30). É enriquecido em TRL ($La_N/Sm_N=$ 3-5). O conteúdo total de ETR, passa de moderado, nos termos intermediários (La_N ca. de 100X o condrito), Figura V-9, a elevado, com La_N até 400X condrito, em média 300X condrito, maior nos termos ácidos com sílica entre 67-69% (Figuras V-10 e V-11). O fracionamento, de um modo geral, aumenta com a diferenciação e ocorre empobrecimento de TRP, sugerindo participação de hornblenda na sua diferenciação (Figuras V-9, V-10 e V-11). O conteúdo de Eu diminui com a diferenciação, apresenta anomalias negativas de Eu variável (Eu/Eu*= 0,32-0,81), sendo menos pronunciadas nos termos intermediários (Figura V-9). Nos termos ácidos (Figuras V-10 e V-11) é mais pronunciada que a média crustal pós-arqueana (Eu/Eu*=0,65, Taylor & McLennan, op. cit.)

Os melanossomas, apresentam padrão fracionado de ETR, com (La_N/Yb_N-24-41), são enriquecidos em TRP, Yb_N=9-11, e apresentam anomalias negativas de Eu pouco significativas (Eu/Eu*=0,71-0,76). O conteúdo total de ETR é elevado com La_N até 400X o condrito (Figura V-12).

Anomalias negativas de Eu são tipicamente geradas durante fusão parcial ou cristalização fracionada a baixas profundidades (<40Km), onde plagioclásio cálcico é estável, sugerindo que os



Figura V.9 - Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os termos intermediários da sequência dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino.



Figura V 10- Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os termos ácidos, com sílica entre 66 e 69%, da sequência dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino.



Figura V.11- Padrões de distribuições de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os termos ácidos, com sílica entre 69 e 72%, da sequência dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino.



Figura V.12- Padrões de distribuições de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os melanossomas dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino.

gnaisses da sequência granítica da UQ, são plutons rasos, gerados por fusão intracrustal, com plagioclásio como fase residual. A razão K/Rb destas amostras, entre 143-229, está dentro do intervalo para a crosta superior proposta por (Rudnick & Taylor, 1987). Esta razão é menor que o valor proposto por Taylor & McLennan, op. cit, igual a 250ppm. Este fato pode ser explicado pelo maior concentração de Rb, relativa a K, nos gnaisses desta sequência, chegando em geral a duas vezes a média para a crosta superior. Outro fato importante é a grande proporção de plutônicas calcioalcalinas ácidas desta sequência.

As duas sequências calcioalcalinas observadas podem ter sido geradas num mesmo ambiente colisional no ciclo Transamazônico. A sequência calcioalcalina granodiorítica representaria os estágios iniciais da colisão, assemelhando-se a granitóides calcioalcalinos précolisionais (Batchelor & Bowden, 1985), Cordilheiranos no sentido de Pitcher (1979, 1982, 1987). A sequência calcioalcalina muito enriquecida em LILE, granítica, poderia representar os estágios finais desta colisão, assemelhando-se a granitóides pós-colisionais, no sentido de Batchelor & Bowden (1985, Figura V-13), gerado sob crosta espessada, e elevada proporção de fusão, o que explicaria o elevado conteúdo em Th. A pequena proporção, ou mesmo a falta de rochas intermediárias, observada nesta sequência, pode ser uma evidência de geração sem envolvimento de componentes de subdução.

Enclaves

A Tabela V-4, adiante apresentada, contem as características de campo e os dados de composição mineralógica das amostras dos enclaves analisadas. Os dados geoquímicos estão apresentados na tabela V-5.

Dos enclaves selecionados para análise química 4 são de rochas calciossilicáticas (amostras 1, 2, 3 e 4), 3 são de anfibolitos (5, 6 e 7) e 1 de hornblenda-biotita-gnaisse (8). Os primeiros apresentam textura maciça, e ocorrem comumente em gnaisses graníticos, sugerindo novamente uma origem crustal para estas rochas. Os enclaves anfibolíticos e o enclave de gnaisse, variam de composição de rocha básica (amostras 5, 6 e 7) a rocha intermediária (amostra 8). Números de Mg# para as rochas ortoderivadas variam de 43 a 65.



Figura V.13 - Posicionamento pré-colisional dos gnaisses da sequência granodiorítica (*) e de soerquimento pós-colisional para os gnaisses da sequência granítica (*) da Unidade Quirino, observado no diagrama de Batchelor & Bowden (1985).

Nº de campo	Descrição de campo	Descrição microscópica
VR-94B 1	Enclave em gnaisse granítico, boudinado, maçiço, granulometria fina, cor preta. Tamanho: 5cm	HBL(45%), PLAG 40%), QTZ(5%), ESC(5%), OP (5%). Em traços: zr, ap, ser, tit
VR-28C 2	Enclave de gnaisse granítico, boudinado, textura maciça, cor cinza escuro. Tamanho: 1,0m.	ACT(75%), BT(10%), PLAG(10%), QTZ(5%). Em traços: zr, ap, tit. obs: biotita verde.
VR-187 3	Enclave em gnaisse da sequência granítica, cor verde, textura maciça, retangular (± 80 cm por ± 40 cm).	ACT(80%), PLAG(12%), QTZ (5%) BT(3%). Em traços tit, chl. obs: biotita marron crescendo a partir de actinolita.
VR-221A 4	Enclave em gnaisse da sequência granítica, cor cinza escuro, maciço, boudinado, granulometria fina Tamanho 80cm	QTZ (35%), PLAG(25%), CPX(20%), GT(5%), OP(5%), HBL(5%), TIT(3%).
VR-223D 5	Enclave em gnaisse granítico, boudinado, foliado, cor preta. Granulometria média a grossa.	MICROCL (30%), DI (30%), BT(25%), HBL(10%), QTZ (3%), TIT(2%).
VR-23B 6	Enclave em gnaisse da sequência granodiorítica, boudinado e foliado, rico em hornblenda e biotita	HBL(80%), BT(10%), PLAG (7%), QTZ(3%). Em traços: chl, op.
VR-29A 7	Enclave em gnaisse granítico, boudinado, foliado, rico em hornblenda e biotita. Tamanho 1m.	HBL(55%), BT (15%), PLAG (15%), QTZ (15%). Em traços: tit, ser, carb.
VR-221B 8	Enclave em gnaisse granítico, cor preta, foliado, granulometria média a grossa. Porfiroblastos de Hbl (3cm).	PLAG(50%), QTZ(20%), HBL(20%), BT(10%). Em traços: ap, op, ep, zr.

 Tabela V-4 - Descrição das amostras de enclaves da Unidade Quirino analisados.

* Abreviações minerais utilizadas (Capítulo I, pág. 6)

A amostra 1, que tem hornblenda, plagioclásio, quartzo, escapolita e opacos compondo sua mineralogia, é moderadamente fracionada, com padrão de TRP subhorizontal ($Sm_N/Lu_N=$ 1,18), e ligeiro enriquecimento em TRL, com $La_N/Sm_N=4,95$, apresenta anomalias positivas de Eu (Eu/Eu*=0.98) (Figura V-14). A presença de escapolita, favorece o elevado teor em alumínio desta rocha, enquanto os opacos, provavelmente óxido de ferro (magnetita), contribuem para o enriquecimento em Fe₂O₃. Plagioclásio, favorece a presença da anomalia positiva de Eu.

Por outro lado, os enclaves calciossilicáticos ricos em actinolita (amostras 2 e 3), são extremamente enriquecidos em TRP, com $Y_N = 72-79$, não fracionados ($La_N/Yb_N = 0,17-1,57$) e apresentam forte anomalias negativas de Eu (Eu/Eu*=0,31-0,32), Figura V-15. Já a amostra 4, é levemente enriquecida em TRP, com Yb_N=23,87, é pouco fracionada ($La_N/Yb_N=4,02$), e apresenta anomalias negativas de Eu menos pronunciadas (Eu/Eu*=0,50), Figura V-14.

Os enclaves anfibolíticos, têm padrão de distribuição de ETR muito variado. A amostra 5 apresenta padrão fracionado ($La_N/Yb_N=37,81$), conteúdo total de ETR muito elevado, com La_N

Número da	1	2	3	4	5	6	7	8
Amostra	VR-94b	VR-28c	VR-187	VR-221a	VR-223d	VR-23b	VR-29a	VR-221b
SiO2	40,19	54,77	55,16	59,98	43,38	45,60	46,16	59,69
TiO2	0,46	0,32	1,24	0,69	2,25	1,06	1,97	0,66
A12O3	19,96	7,75	13,63	10,46	7,16	10,96	14,49	17,22
Fe2O3*	19,92	13,17	8,60	8,41	12,99	17,59	16,27	7,71
MnO	0,39	0,44	0,24	0,42	0,3	0,72	0,28	0,17
MgO	3,34	12,41	7,34	2,61	12,48	10,35	7,01	2,97
CaO	12,32	8,11	11,83	16,57	14,68	10,49	8,12	5,6
Na2O	2,38	0,63	1,04	0,67	0,4	0,95	2,64	3,56
K2O	0,83	2,38	0,71	0,06	4,19	2,05	2,96	2,15
P2O5	0,21	0,02	0,20	0,12	2,16	0,22	0,10	0,26
PF	1,60	1,25	1,54	1,14	1,71	1,68	0,96	1,18
Mg #	24,94	65,11	62,85	38,09	65,56	53,83	46,06	43,24
Cr	12	32	68	53	516	253	73	26
Ni	2	26	37	62	136	260	94	15
Co	38	34	37	60	49	56	49	37
v I	225	102	159	106	218	290	485	. 150
Cu	29	5	8	2	41	6	26	45
Pb	19	5	5	<5	7	5	6	9
Zn	151	204	172	143	186	284	155	100
К	6873	19769	5911	508	34742	16986	24613	17869
Rb	25	175	34	12	394	62	174	108
Cs	10,35	14,37	2,03	< 0.2	27,29	2,33	14,31	3,32
Ba	156	86	96	167	679	284	332	596
Sr	393	16	109	92	102	38	194	301
Та	0.83	3.59	4.07	1.22	2,73	1,52	0,61	1,01
Nb	14.1	61.1	69,2	20.8	46.4	25,8	10,4	17,1
Hf	5,17	2.26	3,46	3,06	7.28	3,85	2,76	4,12
Zr	191	86	123	103	251	179	86	111
Ti	2730	1907	7440	4161	13515	6377	11829	3980
Y	33	129	171	27	79	138	18	54
Th	12,42	0,72	16,28	8.57	20,22	0,81	0,61	6,44
U	11,38	1,54	11,19	3,37	5,86	1,32	1,94	0,6
La	56,19	3.9	38,55	29.8	210,27	17,83	4,09	18,41
Ce	99,35	25,66	85,44	75,52	451,88	78	9,2	49,29
Nd	36.22	15.4	32.55	24,49	224,42	74,96	7,16	22,13
Sm	7,14	8.42	13.22	6.53	46.5	25,32	2,96	9,05
Eu	1.81	1.17	1.8	1.44	7.07	3,64	1,23	1,55
Tb	0.83	2,77	4,37	2,23	4,45	5,06	0,82	1,13
Yb	3.47	17.66	19.43	5,92	4.39	13.78	2,3	3,38
Lu	0.5	2.48	2.44	nd	0.61	1.72	0.3	0,46
Yb _N	14.24	72.14	79.03	23.87	17.94	56.53	9.43	13.62
Lan	181.26	12.58	124.35	96.13	678.29	57.52	13.19	59.38
La _N /Yb _N	12.73	0.17	1.57	4.02	37.81	1.01	1.40	4.35
La _N /Sm _M	4.95	0.29	1.83	2.87	2.84	0.44	0.83	1.27
Sm _N /Lu _N	1.18	0.56	0.89	=,~,	12.59	2.43	1.63	3.35
Eu/Eu*	0.98	0,32	0,31	0,50	0,65	0,43	1,04	0,64

Tabela V-5- Composições químicas dos enclaves de ortognaisses da Unidade Quirino.

nd- não detectado

quase 700X condrito, e anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*=0,65). Tem padrão muito semelhante aos melanossomas da sequência granítica, sendo interpretado como melanossoma posteriormente boudinado (vide Figura V-15).

A amostra 6, também um anfibolito, este provavelmente da sequência granodiorítica, dada a riqueza em plagioclásio do gnaisse que o contem, tem padrão não fracionado de ETR $(La_N/Yb_N=1)$, é enriquecida em TRP (Yb_N=57), e apresenta anomalias negativas de Eu pronunciadas (Eu/Eu*= 0,43). Não representa uma variedade básica da sequência granodiorítica, onde seria esperado um padrão mais fracionado, com valores mais elevados para o La (La_N > que 200), o não enriquecimento em TRP, e anomalias negativas de Eu menos pronunciadas (vide Tabela V-1, com os dados geoquímicos da sequência granodiorítica e a Figura V-8). No entanto poderia representar um restito.

A amostra 7, é também um anfibolito, mas aparentemente da sequência granitíca (a análise 6, Tabela V-2, é do gnaisse que o contem). Este enclave têm padrão não fracionado $(La_N/Yb_N=1,40)$, é pobre no conteúdo total de ETR, com La_N apenas 14 vezes condrito, e apresenta anomalias positivas de Eu (Eu/Eu*=1,04). Por sua vez, também não foi interpretado com um representante básico da referida sequência. Seu padrão é muito semelhante ao de metabasaltos anfibolíticos (e.g., Fryer & Jenner, 1978, *in* Figueiredo, 1985). Poderia representar um restito de fonte máfica, como sugere White & Chappell (1977), para inclusões ricas em hornblenda observadas em granitóides não *mimimum melt* do sudoeste da Austrália.

A amostra de composição intermediária (8), enclave na sequência granítica, tem padrão pouco fracionado de ETR, com La_N/Yb_N=4,35, é enriquecido em TRP, com Yb_N =13,62, conteúdo total de ETR moderado, com La_N=59 vezes o condrito, e anomalias negativas de Eu (Eu/Eu*=0,64) semelhante a média para crosta superior pós-arqueana (0,65). É semelhante quanto ao padrão de distribuição de ETR ao gnaisse intermediário da sequência granítica, amostra 3, Tabela V-2). Sua mineralogia difere pela maior proporção de plagioclásio, comumente não observada nos gnaisses desta sequência. Foi interpretado no presente trabalho como representativo do gnaisse granodirítico no gnaisse granítico (Figura V.17).



Figura V14 - Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para enclaves calciossilicáticos de gnaisses graníticos da Unidade Quirino.



Figura V.15 - Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os enclaves calciossilicáticos ricos em actinolita da sequência dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino.



Figura V. 16 - Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984) para enclave interpretado como melanossoma (amostra 5) e enclaves anfibolíticos (amostra 6 e 7) de ortognaisses da Unidade Quirino.



Figura V. 17 - Padrão de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984) para enclave granodiorítico (amostra 8, Tabela V.5) na sequência dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino.

 $_{\chi}\beta^{\prime}$
Características geoquímicas dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora e sua comparação com a Unidade Quirino.

Pela proximidade dos ortognaisses da Unidade Quirino com as rochas ortogranulíticas do Complexo Juiz de Fora aflorantes ao nordeste da área mapeada nesta tese, nas divisas dos estados de Rio de Janeiro e Minas Gerais, será apresentado neste item um breve estudo geoquímico comparativo das variedades litológicas entre ambos.

Heilbron (1993), descreveu no Complexo Juiz de Fora duas sequências calcioalcalinas associadas a rochas básicas toleiíticas e alcalinas: uma calcioalcalina baixo-K e outra calcioalcalina enriquecida em LILE. Conforme já visto, na Unidade Quirino foram também descritas duas sequências calcioalcalinas, uma médio a alto-k (formada por gnaisses granodioríticos), e outra alto-K, muito enriquecida em LILE (integrada por gnaisses graníticos).

A sequência calcioalcalina baixo-K de Heilbron (op. cit.) é predominantemente formada por termos intermediários (tonalitos), embora estejam também presentes membros básicos. Quanto ao padrão de distribuição de ETR, observa-se o aumento do fracionamento com a diferenciação e a diminuição no conteúdo de Eu. O conteúdo total de ETR é moderado, com La_N ca. de 100X o condrito (Figura V.18). No conjunto de amostras estudadas da Unidade Quirino não foram encontradas sequências do tipo calcioalcalinas baixo-K. Por outro lado, não foram reportadas no Complexo Juiz de Fora sequências semelhantes a descrita nesta tese, como calcioalcalina granodiorítica de médio a alto-K, que apresenta fracionamento e conteúdo total de ETR decrescente com a diferenciação, com La_N ca. de 200 vezes o condrito para o termo menos evoluído.

A sequência calcioalcalina alto-K enriquecida em LILE, no Complexo Juiz de Fora, é predominantemente formada por membros ácidos, apresenta conteúdo total de ETR decrescente com a diferenciação, anomalias positivas de Eu nas rochas mais evoluídas e é empobrecida em TRP (Figura V.19). Por outro lado, a sequência calcioalcalina granítica de alto-K da Unidade Quirino, apresenta de um modo geral contéudo crescente de ETR e aumento do fracionamento com a diferenciação. O contéudo total de ETR chega a 400 vezes o condrito para os termos com sílica em torno de 66,5 a 68,5%. A rocha com o mesmo conteúdo em sílica da sequência



Figura V.18 - Padrões de distribuições de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os ortogranulitos da sequência calcioalcalina baixo-K do Complexo Juiz de Fora (Heilbron, 1993).



Figura V.19 - Padrões de distribuições de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os ortogranulitos da sequência calcioalcalina alto-K enriquecida em LILE do Complexo Juiz de Fora (Heilbron, 1993).

calcioalcalina alto-K do CJF, têm conteúdo total de ETR menor em uma ordem de grandeza (La_N≅50).

Em suma, as sequências calcioalcalinas da Unidade Quirino não são correlacionáveis àquelas reportadas no Complexo Juiz de Fora, demonstrando uma distinção genética entre os conjuntos litológicos que compõem o embasamento siálico dos metassedimentos da Faixa Ribeira.

V-2- Características geoquímicas dos Granitos Getulândia e Fortaleza

Com o intuito de caracterizar geoquimicamente o plutonismo sin- a tardi-D3 exposto no segmento central da Faixa Ribeira, foram selecionadas para análises químicas (rocha total) 4 amostras do Granito Getulândia e 5 amostras do Granito Fortaleza (Tabela V-6). Os dados de campo e a composição mineralógica dos referidos granitos encontra-se na Tabela V-7, abaixo apresentada. Juntamente com estes granitos foram selecionadas 3 amostras de hololeucogranitos, concordantes a discordantes da foliação principal Sn, dos gnaisses da sequência granítica. Estas bandas leucocráticas foram geradas no mesmo intervalo de tempo de geração destes granitos (535-520Ma). Os dados de campo e a composição mineralógica das amostras selecionadas encontra-se na Tabela V-8

As fácies do Granito Getulândia; uma fina a média com foliação incipiente e ausência de deformação intracristalina dos minerais constituintes (amostras 1 e 3) e outra grosseira foliada e com porfiroblastos de microclina (amostra 4), ilustram uma tendência evolutiva característica de série calcioalcalina a álcali-cálcica. Quanto ao teor em sílica a fácies grosseira representa a variedade mais evoluída com SiO₂ chegando a 76%, ambas as fácies têm razão K₂O/Na₂O>1. São granitos *strictu sense* (Figura V.20 e V.21) e possuem caráter fracamente peraluminoso, com índice de Shand <1,1 (Figura V.22, Maniar & Piccoli, 1989).

A relação entre os teores de Ba, Rb e Sr, no diagrama triangular (El Bouseily & El Sokkary, 1975), Figura V. 23) denota o caráter normal, não diferenciado dos corpos, podendo indicar o não fracionamento durante a ascenção. A presença de enclaves microgranitóides máficos e de enclaves de gnaisses ortoderivados da encaixante, sugerem um caráter do tipo I (Chappel & White, 1974) e o posicionamento tardi-orogênico (Batchelor & Bowden, 1985, Figura V.24) a

Tabela V-6- Composições químicas do Granito Getulândia (amostras 1 a 4), Granito Fortaleza (amostras 5 a 9) e hololeucogranitos concordantes a discordantes da foliação principal Sn (amostras 10 a 12).

Número	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Amostra	73	01	21	83	213	168	16	171	166	223b	221c	150d
SiO2	67,75	68,41	70,93	76,01	70,8	73,1	73,31	74,28	74,41	69,75	74,6	76,56
TiO2	0,55	0,76	0,4	0,18	0,3	0,18	0,24	0,23	0,09	0,19	0,15	0,04
A12O3	15,26	14,84	14,43	12,2	14,62	14,73	13,88	13,59	14,38	16,54	13,58	13,49
Fe2O3*	3,71	3,98	2,99	2,11	2,53	1,4	2,21	1,77	0,73	0,99	1,25	0,36
MnO	0,06	0,06	0,07	0,03	0,04	0,03	0,03	0,06	0,03	0,01	0,02	0,05
MgO	1,94	1,16	0,7	0,2	0,5	0,36	0,37	0,29	0,2	0,68	0,35	0,13
CaO	3,04	1,99	1,77	0,72	1,7	1,07	1,44	0,89	0,62	2,22	1,54	1,73
Na2O	3,52	2,75	3,56	2,86	3,13	3,62	3,12	2,9	3,25	4,1	2,67	3,01
K2O	3,98	5,71	4,97	5,62	6,04	5,34	5,3	5,9	6,18	5,36	5,72	4,56
P2O5	0,2	0,33	0,18	0,06	0,34	0,17	0,1	0,08	0,1	0,16	0,1	0,06
PF	1,2	1,05	1,53	0,89	0,98	1,42	1,17	0,87	2,06	0,98	0,93	1,1
Cr	55	11	2	1	9	7	2	4	4	13	4	3
Ni	20	5	2	1	3	2	2	2	1	10	3	2
Co	25	28	26	31	27	33	13	22	34	44	41	35
V	50	45	24	4	18	9	12	8	5	15	· 13	5
Cu	6	3	21	7	2	2	1	1	1	9	25	6
Pb	31	27	20	26	24	31	22	28	26	40	27	20
Zn	53	78	76	46	44	31	42	22	16	19	19	8
Rb	206	284	168	244	343	301	297	409	234	157	123	158
Cs	5,32	6,3	2,65	2,55	5,15	5,71	3,71	3,44	2,5	4,45	1,95	2,58
Ba	861	737	729	468	1184	529	1248	382	796	3183	1249	1117
Sr	305	153	365	59	193	139	199	87	263	1457	262	359
Та	1,41	2,17	1,12	1,12	2,83	1,25	2,11	1,62	0,73	1,01	1,23	0,31
Hf	6,13	7,24	5,71	7,13	5,05	4,26	5,02	5,46	3,44	7,28	3,91	2,37
Zr	191	328	267	248	164	114	213	205	76	271	118	51
Y	30	62	31	59	52	12	24	26	10	10	10	2
Th	37,16	50,65	21,4	30,55	37,35	22,85	25,09	78,85	13,56	8,09	14,4	0,41
U	3,21	3;31	2,04	2,85	4,14	6,65	2,31	9,81	3,44	2,73	3,7	0,1
La	70,91	135,4	82,02	126,29	96,31	42,27	111,4	67,23	25,66	61,7	22,93	1,65
Ce	130,57	203,62	147,73	234,24	191,8	75,82	204,74	174,89	51,11	98,05	60,67	3,09
Nd	54,24	117,83	52,98	89,62	75,71	27	71,26	48,52	20,86	30,32	16,45	2,06
Sm	11,05	23,77	9,58	16,29	15,14	5,71	11,04	9,6	4,9	4,45	3,7	0,32
Eu .	1,64	1,56	1,21	0,9	1,02	0,72	0,9	0,76	0,78	1,39	1,16	0,52
Tb	1,61	2,79	1,43	2,14	2,02	0,83	1	1,21	0,73	0,4	0,41	0,21
Yb	1,69	4,83	2,38	4,77	5,35	1,09	1,6	2,29	0,99	0,95	1,44	0,24
Lu	0,23	0,67	0,34	0,68	0,73	0,15	0,24	0,31	0,15	0,14	0,21	0,02
Yb _N	8,06	23,04	11,35	22,75	22,52	5,05	7,63	10,92	4,72	4,53	6,87	1,15
La _N	228,74	436,77	264,58	407,39	310,68	136,35	359,35	216,87	82,77	199,03	73,97	5,32
La_N/Yb_N	28,38	18,96	23,31	17,91	12,17	27,00	47,10	19,86	17,53	43,94	10,77	4,63
La_N/Sm_N	4,03	3,58	5,39	4,88	4,00	4,65	6,35	4,41	3,29	8,72	3,90	3,24
Sm_N/Lu_N	7,94	5,86	4,65	3,84	3,42	6,28	7,60	5,11	5,39	5,25	2,91	2,65
Eu/Eu*	0,51	0,25	0,43	0,20	0,24	0,44	0,36	0,30	0,55	1,35	1,16	1,00

Tabela V-7 - Descrições das amostras dos Granitos Getulândia e Fortaleza analisadas.

N° de campo	Descrição de campo	Descrição microscópica
VR-01 1	Granito meso- a leucocrático, granulometria fina a média, com monazita. Foliação incipiente (Sn+1= 321/81)	MICROCL(35%), PLAG (25%), QTZ(30%), BT(10%). Em traços: zr, ap, ms, chl, mon, op obs: não observa-se deformação intracristalina nos cristais.
VR-73 2	Enclave no granito Getulândia de gnaisse granodiorítico com porfiroblastos de plagioclásio (1cm), matriz média, leucocrático, milonítico.	PLAG(60%), QTZ(25%), BT(10%), MICROCL (5%). Em traços: tit, hbl, op e como minerais de alteração: chl, carb, ms, ser
VR-21 3	Granito leucocrático médio. Foliação incipiente (Sn+1=168/75)	MICROCL(40%), PLAG(40%), QTZ (20%). Em traços: bt, op, ser obs: microclina micropertítica.
VR-83 4	Granito grosseiro leucocrático, fortemente foliado, biotita grosseira esverdeada e pórfiros de microclina.	MICROCL(40%), QTZ (30%), PLAG(25%), BT(5%). Em traços: zr, op, ap, mon

Granito Getulândia

Granito Fortaleza

VR-213 5	Granito hololeuco a leucocrático, fino a médio, apresentando muscovita secundária, não apresenta foliação.	MICROCL(40%), PLAG(30%), QTZ (25%), BT(5%). Em traços: carb, chl, ap, op, zr, ms, mon.
VR-168 6	Granito hololeucocrático, fino, não foliado. Cortado por pegmatito com turmalina negra.	MICROCL(40%), PLAG(3%), QTZ(25%), BT(3%), MS(2%). Em traços: ap, zr, ser. obs: muscovita cresce a partir do plagioclásio).
VR-16 7	Granito leucocrático fino, não apresenta orientação de biotita.	MICROCL(40%), PLAG(25%), QTZ (25%), BT(10%). Em traços: ap, chl.
VR-171 8	Granito leucocrático fino, foliação de fluxo.	MICROCL(40%), QTZ (35%), PLAG (20), BT (5%). Em traços: zz, mon, ap.
VR-166 9	Granito fino hololeucocrático, com monazita, não apresenta foliação.	MICROCL(40%), QTZ(35%), PLAG (25%). Em traços: bt, ms, ser.

Tabela V-8 - Descrições das amostras analisadas de granitos hololeucocráticos concordantes

a discordantes da foliação principal dos gnaisses da sequência granítica.

N° de campo	Descrição de campo	Descrição microscópica
VR-223B 10	Hololeucogranito em bandas de até 1m no gnaisse granítico porfiroblástico discordantes a concordantes da foliação principal (Sn=323/20)	MICROCL(60%), QTZ(30%), PLAG(7%), BT(3%). Em traços: zr. obs: microclina pertítica e biotita orientada.
VR-221C 11	Hololeucogranito fino discordante da foliação principal e dobrado por Dn+1.	MICROCL(65%), QTZ(30%), PLAG(5%). Em traços: bt, op, zr, mon, ap, ms
VR-150D 12	Hololeucogranito (mobilizado quartzo- feldspático), concordantes a discordantes da foliação princi-pal. Granoblástico, granulometria grossa.	MICROCL(65%), QTZ(30%), PLAG(5%) Em traços: bt, zr, tit, chl, ms.

* Abreviações minerais utilizadas (Capítulo I, pág. 6)



Figura V.20 - Classificação das rochas plutônicas ácidas tardi- a pós-tectônicas do segmento central da Faixa Ribeira segundo o diagrama normativo Ab-An-Or de OConnor (1965): os Granitos Getulândia (•), Fortaleza (•) e hololeucogranitos (•) concordantes a discordantes da foliação principal nos gnaisses graníticos da Unidade Quirino



Figura V.21- Classificação das rochas plutônicas ácidas tardi- a pós-tectônicas do segmento central da Faixa Ribeira segundo o diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989). O gnaisse granodioritíco (•) ocorre como enclave no Granito Getulândia. Símbolos como na figura anterior.



Figura V.22 - Caráter fracamente peraluminoso dos Granitos Getulândia (•) e Fortaleza (•) e dos hololeucogranitos sin- a pós-D2 (•) com índice de Shand <1,1, observado no diagrama Al2O3/(CaO + Na2O + K2O) X Al2O3/(Na2O + K2O) de Maniar & Piccoli (1989).



Figura V. 23 - Relação entre os teores de Rb-Ba-Sr para os Granitos Getulândia e Fortaleza observado no diagrama proposto por El Bouseily & El Sokkary (1975). Símbolos como na figura anterior.



Figura V.24 - Posicionamento tardi-orogênico dos Granitos Getulândia (*) e Fotaleza (*) e hololeucogranitos sin- a pós-D2 (*) observado no diagrama de Batchelor & Bowden (1985).



Figura V.25 - Caráter pós-colisional do Granito Fortaleza observado no diagrama SiO2 X FeO*/ (FeO* + MgO) de Maniar & Piccoli (1989)

97

pós-colisional (Figura V.25, Maniar & Piccoli, 1989). Trata-se pois de granitos do Tipo I Caledoniano, na concepção de Pitcher (1979, 1982).

Em termos da distribuição dos elementos traços incompatíveis, as fácies do Granito Getulândia são enriquecidas em LILE (K, Ba, Rb) e TRL. É particularmente interessante o elevado teor de Th (21-50ppm), U (2-3,3ppm) e Zr (267-328ppm), deste granito, semelhante ao teor destes elementos nos gnaisses da sequência granítica. Outro fato que merece atenção é o elevado teor em Th (37ppm) do enclave de gnaisse neste granito (amostra 1, Tabela V.6). Este enclave embora petrograficamente se assemelhe aos gnaisses da sequência granodiorítica pela maior proporção de plagioclásio que microclina apresentada, tem padrão de distribuição de ETR semelhante aos gnaisses da sequência granódiorítica (com SiO₂=69%, amostra 4, Tabela V.1), com teor em sílica semelhante ao do enclave, tem padrão muito menos fracionado que este, principalmente devido ao seu menor conteúdo em La (La_N=79), quase 3 vezes menor que o conteúdo de La no enclave (La_N=228).

Com relação ao padrão de distruição de ETR, as fácies do Granito Getulândia, apresentam padrão fracionado de ETR, com La_N/Yb_N=18-23, semelhante aos termos mais ácidos da sequência granítica da Unidade Quirino (Tabela V.2, amostras 9, 10, 11 e 12), mas com conteúdo total de ETR quase que duas vezes maior La_N \cong 400 (contra La_N \cong 200 nas referidas amostras dos gnaisses). São também, como os gnaisses, não depletados em TRP, mas com Yb_N \cong 20, quase que duas vezes maior que os das amostras dos gnaisses (Yb_N \cong 10), indicando o não envolvimento de granada e ou anfibólio em sua gênese. As fortes anomalias negativas de Eu (Eu/Eu*=0,20-0,43) indica o envolvimento de feldspatos em sua geração (Figura V.26).

O Granito Fortaleza é mais evoluído que a fácies não porfiroblástica do granito Getulândia, com teores de sílica sempre superiores a 70%. Os teores de FeO^t (todo Fe como Fe₂O₃) são menores, e de K₂O é um pouco maior. Estas diferenças, classificam apenas o Granito Fortaleza como pós-colisional (POG - Figura V.25), na concepção de Maniar & Piccoli (1989). Na maioria dos diagramas propostos por estes autores, o campo dos POG se restringe a granitos com sílica > 70%.

O Granito Fortaleza também apresenta enriquecimento em LILE (K, Ba, Rb) e TRL. Comparando-o com o Granito Getulândia, tem também teor elevado em Th (podendo chegar a 79ppm, amostra 9, Tabela V.6), o teor de U é ainda mais elevado (4-10ppm) e o de Zr (76-213ppm), é inferior. Estes valores são semelhantes aos encontrados para os ortognaisses graníticos da Unidade Quirino.

Quanto ao padrão de distribuição de ETR, o Granito Fortaleza, quando comparado às fácies do Granito Getulândia, apresenta no conjunto de suas amostras (5 a 9, Tabela V.6), padrão um pouco mais fracionado ($La_N/Yb_N=12-47$), leve depleção em TRP ($Yb_N=5-11$), exceção a amostra 5 ($Yb_N=22,52$), menor conteúdo total de ETR, com $La_N=82-360$, e anomalias negativas de Eu um pouco menos pronunciadas (Eu/Eu*=0,24-0,55), Figura V.27. Estas diferenças podem ter sido ocasionadas por diferenciação magmática. De outra parte, o paralelismo entre os padrões de ETR dos dois corpos, e a riqueza em Th, U, Zr, Ba, K, Kb observada nos sugere evolução por processos similares, e possivelmente através de um mesmo magma gerador.

A comparação entre as feições de campo observadas nos dois corpos; como desenvolvimento de foliação S3 e a auréola de contato com foliação íngreme nas encaixantes observada no Granito Getulândia, contra o não desenvolvimento da foliação S3 no Granito Fortaleza; somados ao caráter mais evoluído deste último, nos leva a interpretar preliminarmente que o Fortaleza pode posterior ao Getulândia.

Todas as características descritas acima para o Granito Fortaleza permitem correlacionálo ao Leucogranito Serra do Ipiranga (Heilbron et al.,1992; Heilbron, 1993; Heilbron & Machado, 1995), que aflora ao sul da cidade de Barra do Piraí. Este leucogranito intrude ao ortognaisses da sequência granítica da Unidade Quirino e metassedimentos do CPS. Na Figura V.28 observamos o padrão de distrubuição de ETR do Granito Ipiranga (dados de Heilbron, 1993).

Os hololeucogranitos (amostras 10, 11 e 12, Tabela V.6) ocorrem como bandas concordantes a discordantes da foliação principal Sn em gnaisses da sequência granítica, dois dos quais também estudados geoquimicamente (amostras 3 e 11, Tabela V.2).

A amostra 10, um hololeucogranito foliado, tem padrão de distribuição de ETR muito semelhante quanto ao fracionamento $La_N/Yb_N \cong 44$, ao conteúdo total de ETR ($La_N \cong 200$), e depleção em TRP ($Yb_N \cong 4$) ao do gnaisse do mesmo afloramento e que lhe faz contato



Figura V.26 - Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para o Granito Getulândia (•) e o enclave de gnaisse da sequência granítica da Unidade Quirino (•, amostra 1, Tabela V.6).



Figura V.27 - Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para o Granito Fortaleza.

(amostra 11, Tabela V.2). Suas diferenças ficam acentuadas pelo maior fracionamento em TRL e o menor fracionamento em TRP do hololeucogranito em relação ao gnaisse, além das anomalias positivas em Eu acentuada dos primeiros (Eu/Eu*=1,35), Figura V.29. A semelhança do padrão de ETR nas duas amostras, somada aos aspectos de campo, sugerem que o hololeucogranito seja um leucossoma do gnaisse, gerado a partir de processos anatéticos.

A amostra 11, um hololeucogranito não foliado, discordante da foliação do gnaisse, por outro lado, tem padrão de distruição de ETR bem diferente da amostra anterior. É menos fracionado ($La_N/Yb_N=10,77$), conteúdo total de ETR moderada com La_N ca. de 70X o condrito. Apresenta também como na amostra 10, anomalias positivas acentuadas de Eu (Eu/Eu*=1,16), Figura V.29.

A amostra 12, banda leucocrática no gnaisse granítico (amostra 3, Tabela V.2), apresenta padrão de ETR não fracionado (La_N/Yb_N=4,63), sendo que o conteúdo total de ETR é apenas 5 vezes o condrito (La_N=5,32) apresentando empobrecimento em TRP (Yb_N=1,15). Como em todos os haloleucogranitos analisados, apresenta anomalias positivas de Eu (Eu/Eu*=1,00), Figura V.29 O padrão de ETR do gnaisse que faz contato com o referido hololeucogranito, é bem diferente do dos outros gnaisses intermediários da sequência granítica (Figura V-9). Mas este gnaisse, a semelhança do haloleucogranito, tem padrão não fracionado de ETR (La_N-Yb_N=3,88). As diferenças observadas são o conteúdo total de ETR, com o gnaisse apresentando duas ordens de grandeza o contéudo observado no hololeucogranito, e as anomalias positivas de Eu deste último contra as fortes anomalias negativas de Eu (Eu/Eu*= 0,32), observadas no gnaisse. Desse modo esta banda leucocrática foi interpretada como leucossoma do gnaisse, de modo análogo a amostra 10.

T228

INSTITUTO LE CEOCIÊNCIAS - USP - BIBLIOTECA -



Figura V.28 - Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para o Leucogranito Serra do Ipiranga, que intrude os ortognaisses da Unidade Quirino, no Domínio Paraíba Norte, descrito por Heilbron et al. (1992).



Figura V.29 - Padrões de distribuição de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984), para os hololeucogranitos concordantes a discordantes da foliação principal dos gnaisses graníticos da Unidade Quirino.

VI- GEOCRONOLOGIA U-Pb DE PRECISÃO

VI-1- Introdução e objetivos da abordagem

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os dados pioneiros de geocronologia U-Pb obtidos pela autora no GEOTOP-UQAM-Canadá, para rochas pertencentes ao CPS. Objetivou-se, fundamentalmente, melhor definir a idade de cristalização e metamorfismo(s) da Unidade Quirino, além da época de metamorfismo que atingiu a Unidade metassedimentar São João.

A granitogênese no segmento central da Faixa Ribeira, é outro ponto abordado neste capítulo, auxiliando na compreensão de sua evolução cronológica, associada à Orogenia Brasiliana.

VI-2 - Idade de cristalização, herança e metamorfismo(s) dos ortognaisses da Unidade Quirino.

Foram realizadas análises geocronológicas U-Pb em zircões e titanitas dos ortognaisses da Unidade Quirino, aflorantes no segmento central da Faixa Ribeira, a norte e a sul da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. No contexto do Domínio Tectônico Paraíba Sul, estes minerais foram selecionados do gnaisse granítico e de uma banda leucocrática associada, interpretada como leucossoma, aflorantes na pedreira de Pouso Seco situada próxima ao vilarejo de Bom Sucesso, SW da área mapeada (ponto VR-150 no Anexo I), Domínio Tectônico Paraíba Sul. Do Domínio Tectônico Paraíba Norte, estes minerais foram selecionados do hornblendagnaisse e de uma banda leucocrática da Pedreira da Conceição (município de Valença, RJ), descritos por Machado (1986a). Estes últimos, ainda não estudados geoquimicamente, foram correlacionados, por suas características petrográficas e descrições disponíveis na literatura, efetuadas por Machado (op. cit.), aos gnaisses da sequência granodiorítica da Unidade Quirino, descritos nesta tese. Os dados obtidos, estão apresentados na Tabela (VI-1) e na Figura (VI-1) observa-se a localização das amostras datadas. Na Tabela VI-2, adiante apresentada, encontramse as descrições petrográficas das amostras datadas e sua localização em coordenadas UTM.



103



GRANITOIDE PORFI-ROIDE TIPO "FACOIDAL"

METASSEDIMENTOS DO CICLO DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA

COMPLEXO JUIZ DE FORA

PONTOS I ORTOGNAISSE GRANITICO DA UNIDADE QUIRINO PEDREIRA DE POUSO SECO 2. CALCIOSSILICATICA DA UNIDADE METASSEDI-MENTAR SÃO JOÃO_ GRUPO PARAIBA DO SUL 3. ORTOGNAISSE GRANODIORITICO DA UNIDADE QUIRINO _ PEDREIRA DE VALENCA 4. GRANITO GETULÂNDIA _ SIN A TARDI D3 5. LEUCOSSOMA DE ROCHA METAMAFICA DE COMPOSIÇÃO DIORITICA A QTZ_DIORITICA AS. SOCIADA AOS GNAISSES GRANODIORITICOS 6. GRANITO TAQUARAL (TARDID2 A CECO D3 7. GRANITOIDE RIO TURVO (SIND2) 8. G RANITO MANGARATIBA (POS. TECTONICO)

	·	Am	ostra	Co	ncentr	ações]	Razões iso	tópicas						Idades (Ma	n -
Gnai	sse gr	ranod	iorítice	o da Pe	dreira	de Vale	ença										·····
N°da amost	Min ra [1]	N° de grãos	Peso (mg)	U (ppm) [2]	Pb rad (ppm) [2]	Pb com. (pg) [3]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pt	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ 1	U ± ²⁰	⁾⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ^{206Pt}	°±²	⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	^{2 07} Pb / ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ^{206Pb}
	<u> </u>				<u>[-]</u>	[-]	L*3	[2]	[2]		[-]		[-] ·				
3C-1 3C-2 3C-3	Z Z Z	3 1	0,033 0,014 0.024	169,0 153,0 83.5	17,3 55,5 48,0	6 35 10	5536 1388 6413	0,1383 0,0586 0,1064	0,0993 0,3521 0,5035	0,20 0,23 0,52	0,9011 6,9072	0,25	0,06581	0,134	610 1944 2620	652 2100	800 2255
3C-4	Z	1	0,020	70,2	21,7	7	3610	0,2169	0,2673	0,38	4,5868	0,32	0,12445	5 0,200	1527	2832 1747	2981 2021
3C-6	Z	2	0,007	257,0	71,5 84,0	10	9177	0,0978	0,4705	0,29 0,21	13,1367 5,6179	7 0,30 9 0,25	0,20248 0,12916	0,083 0,062	2486 1767	2690 1919	2846 2087
3E 3B	T T	26	0,484 0,524	56,7 82,6	5,0 7,0	763 717	210 336	0,1392 0,1211	0,0850 0,0835	0,88* 0,88*	* 0,6817 * 0,6649	7 0,88 9 0,88	* 0,05815 * 0,05777	0,175 0,175	* 526 * 517	528 518	535 521
Leuco 5	osson MT	na de i	r <i>ocha</i> 0,208	<i>metama</i> 438	áfica r 45,4	elaciona 452	ida a sequé 1223	ència de g 0,2180	naisses g 0,0942	granod 0,88∗	iorítico. 0,7722	s 0,88* (0,05946	0,175* .	580	581	584
Gnai	sse gi	ranític	o de F	Pouso S	eco												·····
1 A-1 1 A- 3	Z Z	3 1	0,016 0,006	252 432	27,0 95,7	6 18	4 445 1903	0,23 88 0,1275	0,0960 0,2076	0,20 0,20	0,8000 3,2476	0,25 0,25	0,06044 0,11344	0,075 0,125	591 1216	597 1469	619 1855
1A-4 1A-5	Z Z	5 1	0,014 0,012	273 250	40,3 24,6	7 7	5058 2520	0,1588 0,1049	0,1374 0,0982	0,21 0,20	1,6788 0,8125	0,25 0,25	0,08861 0,06000	0,063 0,075	830 604	1001 604	1396 604
1A-6 1A-7	Z TE	2 13	0,022	613 201	61,7 25,8	5 242	17395 622	0,1789 0,5678	0,0944 0,0917	0,18 0,88*	0,7897 0,7493	0,25 0,88*	0,06067 0,05927	0,054 0,175*	582 565	591 568	628 577
1A-8 1A-9	T	20 40	0,220	241 414	21,4 45,5	587 1610	475 790	0,2345 0,3703	0,0769 0,0893	1,24 0,88*	0,6288 0,7247	1,23 0,88*	0,05729 0,05888	0,180 0,175*	494 551	495 553	503 563
IR	1	34	0,349	428	37,1	884	920	0,1370	0,0843	0,88*	0,6740	0,88*	0,05800	0,175*	522	523	530

Tabela VI-1 - Resultados analíticos U-Pb para os ortognaisses da Unidade Quirino, segmento central da Faixa Ribeira.

NOTAÇÕES:

1- Mineral: Z - Zircão T - Titanita TE - Titanita marron escura TP- Titanita marron pálida ou amarelada MT- Megatitanita (4cm)

2 - Concentrações são conhecidas com precisão de 2% para amostras pesando 0,4mg, 10%-20% para amostras abaixo de 0,020mg.

3 - Pb comum total corrigido para o Pb comum do spike

4 - Razão medida corrigida apenas para o fracionamento

5 - Razões corrigidas para o spike, fracionamento, branco e Pb comum inicial.

* Valores de erro de 1σ estimados por testes de reprodutividade. Veja texto (Capítulo II- Metodologia) para maiores explicações Os brancos máximos para análises de zircão são de 10pg para o Pb e 1pg para o U; para titanita e monazita análises destes valores são de 15pg e 5pg, respectivamente.

A composição isotópica do Pb comum inicial foi medida em K-feldspatos e utilizada em todas as análises de titanita. Para zircão foram utilizadas esta última ou os valores de Stacey & Kramers (1975).

Amostra	Ponto	Coordenadas UTM	Folha Topográfica 1:50.000	Descrição microscópica [*]
Gn-granítico	1 (A)	X-583.416 Y-7492.653	Volta Redonda	MICROCL(45%), PLAG(30%), QTZ (20%), BT(4%), HBL(1%). Em traços: tit, zr, ap, op.
Leucossoma	1 (B)	idem	Volta Redonda	MICROCL(65%), QTZ(30%), PLAG(5%) Em traços: bt, zr, tit, chl, ms.
Gn-granodiorítico	3 (C)	X-635.379 Y-7539.686	Valença	PLAG (47%), MICROCL (25%), QTZ (20%), HBL (5%), BT (3%). Em traços: zr, ap, ep, tit, op, all.
Banda leucocrática	3 (B)	idem	Valença	PLAG(75%), QTZ (25%). Em traços: microcl, hbl, bt, ep, tit, op.

Tabela VI-2 - Localização em coordenadas UTM e dados de petrografia dos ortognaisses da Unidade Quirino, segmento central da Faixa Ribeira, analisados por geocronologia U-Pb.

* Abreviações minerais utilizadas (Capítulo I, pág. 6)

O hornblenda-gnaisse da Pedreira da Conceição (ponto 3, Fig. VI-1), é de composição granodiorítica, contendo o plagioclásio como feldspato dominante. Microclina, quartzo, hornblenda (em porfiroblastos até 4cm) e biotita, complementam sua mineralogia essencial. Apatita, titanita, alanita e zircão, compõem sua mineralogia acessória. Como minerais secundários são observados: pistacita, clinozoizita e clorita (Tabela VI-2). As bandas leucocráticas, possuem a foliação principal Sn (sin D1+D2), ou são discordantes. Possuem granulometria grosseira, são compostas por plagioclásio e quartzo, raras microclinas, hornblendas e biotitas (Tabela VI-2). Pegmatitos róseos a xenotime e granada são totalmente discordantes.

Este hornblenda-gnaisse contem cristais de zircões e titanitas. Os zircões são incolores, prismáticos a equidimensionais de vários tipos. Adicionalmente, estes zircões apresentam dois tipos de núcleos, núcleos incolores e núcleos translúcidos, estes últimos com inclusões de minerais opacos e/ou inclusões transparentes que lhes dão um aspecto esponjoso (Fotomicrografias VI-1.1 e VI-1.2). Contêm frequentemente duas gerações de sobrecrescimento. O primeiro, mais interno, é bem desenvolvido, transparente e livre de inclusões. O segundo, forma uma fina casca, fraturada, inadequada para análise, que confere a muitos cristais um arredondamento nas suas pirâmides terminais (Fotomicrografia VI-1-3).

As titanitas do hornblenda-gnaisse e da banda leucocrática, concordante a discordante da foliação principal, são marron pálidas e ligeiramente pleocróicas (Fotomicrografia VI-3-1).

Para cobrir todos os tipos descritos de zircão e as suas possíveis épocas de geração, foram separadas seis frações deste mineral no gnaisse, que incluiram: 1) 7 pontas de prismas











Fotomicrografias VI-1- Tipos de zircões do hornblenda gnaisse granodiorítico da Pedreira da Conceição (Valença, RJ), Domínio Paraíba Norte. Legenda: 1) Zircões com núcleos incolores. 2) Zircões com núcleos translúcidos. 3) Cristais com núcleo e duas gerações de sobrecrescimento. 4) Pontas de prismas referentes a primeira geração de sobrecrescimento. 5) Cristais equidimensionais abradados a 18 horas a 2psi e 6:30 horas a 3psi.

(primeiro sobrecrescimento, Fotomicrografia VI-1.4), 2) 2 núcleos límpidos; 3) 5 núcleos translúcidos, subdivididos em 2 frações; 4) 5 cristais equidimensionais; 5) 6 prismas 2:1. Vide fotomicrografias. Todos os cristais foram abradados antes da análise. As pontas de prisma foram abradadas por 12horas a 3psi e 35 horas a 2psi. A fração composta por dois núcleos límpidos foi abradada por 21 horas a 3psi. A fração composta por 5 núcleos translúcidos foi subdividida em 2 frações, e era composta inicialmente por 2 cristais pequenos (abrados por 18horas a 2psi e 3 horas a 3psi), 2 médios (abradados por 18 horas a 2psi e 7 horas a 3psi) e 1 grande (abrado por 18 horas a 2psi e 12 horas a 3psi). A fração composta pelos cristais equidimensionais foi abradada por 18 horas a 2psi e 6:30 horas a 3psi (Fotomicrografia VI-1.5). Os prismas 2:1 foram abradadospor 2 horas a 6psi e 3:30 horas a 3psi. Após a abrasão, os melhores cristais de cada fração (maiores, livres de inclusão e fraturas), foram selecionados para análise.

Da fração 0.75A, 33 fragmentos de titanita da mesma amostra onde selecionamos os zircões foram selecionadas, e 26 fragmentos de titanita de uma banda leucocrática, em contato com o hornblenda gnaisse amostrado.

Análises de três pontas de prismas de zircões, relativas ao primeiro sobrecrescimento, separadas de cristais com núcleo; de um núcleo translúcido, e de dois prismas 2:1, definem uma discórdia com interceptos a 2169±3Ma e 571±3Ma (análises 3C-1, 3C-4 e 3C-6, respectivamente; Tabela VI-1; Figura VI-2a).

A análise de um núcleo transparente, um outro núcleo translúcido e um cristal equidimensional transparente forneceram idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 2255Ma (3C-2), 2981Ma (3C-3, não plotado no diagrama concórdia) e 2846Ma (3C-5), interpretadas como mínimas (Tabela VI-1, Figura VI-2a).

A fração composta por 33 fragmentos de titanitas do gnaisse é concordante dentro do limite de erro a 535±2Ma (3C T, Figura VI-3a). Já fração composta por 26 fragmentos de titanita da banda leucocrática forneceu idade de 521±2Ma (3B T, Figura VI-3a).

O biotita gnaisse granítico foi coletado na antiga Pedreira de Pouso Seco (ponto 1, Figura VI-1; ponto VR-150 no Anexo I). É um gnaisse porfiroblástico, com microclina até 2cm, matriz fina a média, composta por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Minerais





FIG. VI. 2 - DIAGRAMAS CONCÓRDIAS COM RESULTADOS DE ZIRCÕES DOS ORTOGNAISSES DA UNIDADE QUIRINO. •) DISCÓRDIA DEFINIDA POR PONTOS DE ANÁLISES DOS ZIRCÕES DO HORNBLENDA-BIOTITA-GNAISSE GRANODIORÍTICO DA PEDREIRA DA CONCEIÇÃO, MUNICÍPIO DE VA. LENÇA (RJ), DOMÍNIO PARAÍBA NORTE. •) DISCÓRDIA PARA RESUL. TADOS DE ZIRCÕES DO BIOTITA GNAISSE GRANÍTICO DA PEDREIRA DE POUSO SECO, VILAREJO DE BOM SUCESSO (RJ), DOMÍNIO PARAÍBA SUL. ELIPSES AO REDOR DOS PONTOS NESTE DIAGRAMA E NOS SUB. SEQUENTES INDICAM A INCERTEZA ANALÍTICA DE 20.

acessórios são: zircão, titanita, alanita e apatita (Tabela VI-2). Lentes leucossomáticas concordantes a discordantes da foliação principal dão a rocha um aspecto localmente migmatítico. Estes leucossomas foram interpretados como produto de migmatização, posterior ao evento metamórfico principal.

Foram coletadas para análise uma amostra do gnaisse granítico porfiroblástico e uma amostra do leucossoma. O gnaisse continha zircões transparentes, variando em forma de prismáticos a equidimensionais, e apresentavam duas gerações de sobrecrescimento. A primeira, relativamente bem desenvolvida, é sobrecrescida por uma fina casca, que não foi analisada (Fotomocrografia VI-2-1). Foram selecionadas 5 frações de zircões deste gnaisse, descritas a seguir: 1) 7 pontas de prismas, do primeiro sobrecrescimento (Fotomicrografia VI-2-2), subdivididas em duas frações, uma com 5 pontas e outra com 2 pontas; 2) 3 núcleos transparentes; 3) 5 cristais equidimensionais; 4) 2 prismas 2:1. A fração composta por 5 pontas de prismas foi abradada por 17 horas a 2psi; a de 3 pontas por 34 horas a 2psi e 11 horas a 3psi (Fotomicrografia VI-2-3). Os três núcleos foram abradados por 2:40 horas a 3psi e 19 horas a 2ps (Fotomicrografia VI-2-4). Os 5 cristais equidimensionais foram abradados por 31 horas a 3psi. E, finalmente os prismas 2:1 foram abradados a 1 hora a 3psi e 18 horas a 2psi.

O biotita-gnaisse porfiroblástico amostrado apresenta ainda titanitas zonadas, possivelmente relacionadas a duas gerações de crescimento. A geração mais antiga, uma titanita marron escura, é sobrecrescida por titanita marrom pálida (Fotomicrografia VI-3.3). Com o objetivo de determinar a presença de duas gerações de titanitas relacionadas às duas cores extremas, foram separadas para análise da FI: 0.75A, frações de titanitas das duas cores, bem como uma fração composta de titanitas independentemente da cor (Fotomicrografia VI-3.2). É comum observar-se titanitas, em geral mais pálidas, incluindo hornblenda (Fotomicrografia VI-3.2). É 1.4), indicando que o crescimento deste mineral ocorreu por processo metamórfico posterior ao metamorfismo principal (M1) que recristalizou hornblenda nestes gnaisses. Os leucossomas possuem titanitas semelhantes as do gnaisse, porém não foi observado inclusão nestes cristais.

A análise de um cristal transparente equidimensional é concordante a $604\pm1Ma$. Esta análise juntamente com a análise 5 pontas de prismas, relacionadas a primeira geração de sobrecrescimento, duas das quais com remanescentes de núcleo, e a análise de um único núcleo, análises 1A-5, 1A-4, e 1A-3, respectivamente (Tabela VI-1), definem uma discórdia com









Fotomicrografias V1-2- Tipos de zircões do gnaisse granítico da Pedreira de Pouso Seco, Vilarejo de Bonsucesso (RJ). Legenda: 1) Cristais zonados com núcleos transparentes e duas gerações de sobrecrescimento bem observadas no cristal do meio. 2) Sete pontas de prismas relativas a primeira geração de sobrecrescimento. 3) 5 pontas de prismas abradadas por 17 horas a 2psi. 4) 3 núcleos abradados a 2:40 horas a 3psi e 19 horas a 2psi.



Fotomicrografias VI-3- Frações de titanitas e monazitas analizadas neste estudo. Legenda: 1) Titanitas pálidas do hornblenda gnaisse granodiorítico da Pedreira da Conceição (amostra 3). 2) Titanitas escuras e alguns fragmentos de titanitas pálidas do biotita gnaisse granítico da Pedreira de Pouso Seco (amostra 1). 3) Titanitas zonadas do biotita gnaisse granítico (amostra 1). 4) Titanitas pálidas incluindo hornblenda (amostra 1). 5) Monazitas do Granitóide Rio Turvo. 6) Monazitas do Granito Getulândia.

intercepto inferior a 605±3Ma e intercepto superior a 2185±8Ma (Figura VI-2b). As frações 1A-1 e 1A-6, a primeira composta das 3 pontas de prisma restante de uma série de 8 abradas juntas, e a segunda composta por 2 prismas 2:1 forneceram resultados discordantes com idades mínimas de 619Ma e 628Ma, respectivamente (Figura VI-3b). A discordância destas duas análises foram ocasionadas provavelmente por insuficiência no processo abrasivo, que não eliminou totalmente a porção exterior dos cristais onde se concentra a perda de chumbo recente. Nestes dois casos a abrasão foi interrompida, antes do tempo ideal, devido ao pequeno tamanho dos cristais que estavam sendo manipulados.

A análise da fração composta pelas titanitas de coloração marron escura forneceu idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 577Ma (1A-7, 2% discordante, Figura VI-3a, Tabela VI-1) e a análise da fração composta por titanitas pálidas é concordante dentro do limite de erro a 503±2Ma (1A-8, Figura VI-3a, Tabela VI-1). A fração composta por titanitas coletadas independentemente da cor forneceu idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 563Ma (1A-9, 2% discordante, Figura VI-3a, Tabela VI-1). A análise da fração de titanitas do leucossoma forneceu uma idade de 530±2Ma (1B T, Figura VI-3a).

Análise de 6 fragmentos de porfiroblastos de titanita de coloração marron escura de ca. de 4cm de comprimento, separados no campo, do leucossoma de rocha máfica quartzo-diorítica a diorítica, é concordante a 584±2Ma (5T, Figura VI-3a, Tabela VI-1). Esta rocha máfica é provavelmente associada aos gnaisses granodioríticos, e aflora na Via Dutra, próximo a Pedreira Pombal, Domínio Paraíba Norte (ponto 5, Figura VI-1).

Os interceptos superiores obtidos, com idade de 2185±8Ma (gnaisses graníticos de Pouso Seco, ponto 1) e 2169±3Ma (hornblenda gnaisses da Pedreira da Conceição, Valença, ponto 3), sugerem que estas idades sejam de cristalização. Estes últimos gnaisses, contêm um significante componente arqueano como é sugerido por idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em zircão até ca. 2980Ma.

Observações de campo, descritas em Heilbron (1993), efetuadas próximas aos municípios de Vassouras e Valença, NE da área mapeada, sugerem que os hornblenda-gnaisses (ponto 3), correlacionados nesta tese aos gnaisses granodioríticos, são intrusivos nos gnaisses graníticos (ponto 1), estes descritos por Heilbron (op. cit.), como biotita-gnaisses. Estas



FIG. VI.3 - DIAGRAMAS CONCÓRDIAS PARA ZIRCÕES E TITANITAS DOS ORTOGNAISSES DA UNIDADE QUIRINO E SEUS LEUCOSSOMAS a) BIOTITA-GNAISSE GRANÍTICO DA PEDREIRA DE POUSO SECO(AMOS_ TRA 1A); BANDA LEUCOCRÁTICA (LEUCOSSOMA) CONCORDANTE A DIS_ CORDANTE DA FOLIAÇÃO Sn NO GNAISSE (1B); HORNBLENDA -GNAISSE GRANODIORÍTICO DA PEDREIRA DA CONCEIÇÃO (3C); BANDA LEUCOCRÁTICA CONCORDANTE A DISCORDANTE DA FOLIAÇÃO Sn NO GNAISSE (3 B); LEUCOSSOMA DE ROCHA METAMAFICA RELA_ CIONADO A UNIDADE QUIRINO (5). b) INTERCEPTO INFERIOR DE DISCÓRDIA DE ANÁLISES DE ZIRCÕES DA AMOSTRA 1 (BIOTITA -GNAISSE DA PEDREIRA DE BONSUCESSO), INTER PRETADA COMO IDADE DO METAMORFISMO M1. LEGENDA: Z-ZIRCÃO, T-TITANITA, TP-TITANITA PÁLIDA, TE-TITANITA ESCURA, TM-TITANITA TRIADA INDEPENDENTEMENTE DA COR.

observações são condizentes com as idades demonstradas por seus interceptos superiores. Desta forma podemos concluir que o precursor do gnaisse granítico cristalizou a 2185±8Ma e foi intrudido pelo precursor do hornblenda gnaisse a 2169±3Ma, que continha uma herança Arqueana significante. Ambas as rochas foram então remobilizadas durante a Orogenia Brasiliana, como sugerem as idades obtidas por seus interceptos inferiores, de 605±3Ma e 571±3Ma, respecticvamente; e os resultados de titanitas dos gnaisses e leucossomas, com intervalos de tempo concentrados entre 584Ma e 563Ma, e 535Ma e 521Ma. A idade mais nova obtida para estes gnaisses foi de 503Ma. A interpretação destes resultados está adiante apresentado no item sobre as discussões dos resultados obtidos.

No momento ainda não poderemos relacionar a geoquímica dos gnaisses da Unidade Quirino com os resultados geocronológicos obtidos, uma vez que não dispomos de dados de geoquímica dos hornblenda-gnaisses da Pedreira de Valença, datados nesta tese. A correlação sugerida dos hornblenda-gnaisses da Pedreira de Valença, com os gnaisses da sequência granodiorítica é especulativa, baseada em dados de petrografia. Outro fato a ser ressaltado é a falta de dados de geocronologia U-Pb nos gnaisses granodiríticos estudados geoquimicamente, nesta tese. Investigações futuras quanto a geoquímica dos gnaisses da Pedreira de Valença (Domínio Paraíba Norte) e a geocronologia da sequência de gnaisses granodioríticos do Domínio Paraíba Sul, se fazem necessárias, para traçarmos possíveis correlações entre a evolução geoquímica e geocronológica da Unidade Quirino.

VI-3 - Idade de metamorfismo da Unidade São João-CPS

Com o intuito de datar o metamorfismo das unidades metassedimentares do CPS, foi coletada uma amostra de rocha calciossilicática, integrante da unidade diferenciada nesta tese como São João. A amostra coletada, é composta por diopisídio, plagioclásio e quartzo. Acessoriamente aparece titanita. Tem textura maciça, cor verde característica, e forma uma banda de aproximadamente 20m de espessura com direção NE-SW, dentro dos metapelitos da Unidade São João. Aflora próxima a cidade de Barra do Piraí, Folha Barra do Piraí (1:50.000), Domínio Tectônico Paraíba Norte (ponto 2, Figura VI-1), tendo as seguintes coordenadas UTM: X-621.596; Y-7522.069.

Foram selecionadas para datação U-Pb 70 fragmentos de titanitas amarelas muito pálidas (Fotomicrografia VI-3) da fração FI=0.5A. O resultado obtido forneceu idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 590Ma (3% discordante, Tabela VI-3, Figura VI-4). Este resultado se engloba dentro do intervalo de tempo relacinado ao metamorfismo M1 regional da Orogenia Brasiliana e será discutido no item (VI-5- Discussão dos resultados obtidos).

VI-4 - Dados geocronológicos em granitóides relacionados à evolução da Faixa Ribeira.

Introdução e objetivos da abordagem

Diversos corpos granitóides de caráter intrusivo, sin- a pós colisionais e pós-tectônicos, são observados no âmbito da Faixa Ribeira, no seu segmento central. Com o objetivo de entender a evolução no tempo do segmento em questão, durante a Orogenia Brasiliana, foram selecionados para datação U-Pb 4 corpos granitóides. Estes corpos têm relação distinta com os eventos deformacionais. Os resultados (Tabela VI-4) e discussões destas análises são apresentados a seguir. A localização dos pontos amostrados encontra-se na Figura VI-1. Os dados petrográficos destes granitos, bem como as coordenadas UTM dos pontos amostrados, encontra-se na Tabela VI-5.

Tabela VI-5- Localização em coordenadas UTM e dados de petrografia dos granitos do segmento central da Faixa Ribeira analisados por geocronologia U-Pb nesta tese.

Granito	Ponto	Coord. UTM (Km)	Folha top. 1:50.000	Descrição microscópica
Rio Turvo	7	X-590.682 Y-7525.758	N ^a S ^a do Amparo	MICROCL(40%), PLAG (20%), QTZ (20%), BT (10%), MS (7%), GT(2%). Em traços: zr, mon, tit, all, op.
Taquaral	6	X-557.449 Y-7509.366	Bananal	MICROCL(55%), QTZ (30%), PLAG (10%), BT (5%). Em traços: zr, tit, op, chl, ap.
Getulândia	4	X-593,796 Y-7493,952	Volta Redonda	MICROCL(35%), PLAG (25%), QTZ(30%) BT(10%). Em traços: zr, ap, mbr, chl, mon, op.
Mangaratiba	8	X-598.963 Y-7461.714	Mangaratiba	QTZ(38%), PLAG(30%), k-felds (19%), BT(11%). Em traços: zr, tit, py, all

* Abreviações minerais utilizadas (vide Capítulo I, pág. 6)

Tabela VI-3 - Resultados analíticos U-Pb para rocha calciossilicática da Unidade São João, Complexo Paraíba do Sul, segmento central da Faixa Ribeira

Amostra			Concentrações				Razões isotópicas							Idades (Ma)			
N°da amos	Min tra	N° de grãos	Peso (mg)	U (ppm	Pb rad) (ppm)	Pb com.) (pg)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁵ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$1 \pm {}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$	± ²	²⁰⁷ Pb / ^{206Pb}	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	^{2 07} Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ^{206Pb}	
	[1]			[2]	[2]	[3]	[4]	[5]	[5]	[5]		[5]					
2	Т	70	0,571	161	19,8	837	665	0,4723	0,0928	0,88* 0,7631	0,88*	0,05964	0,175	* 572	576	590	

1- Mineral: T - Titanita

2 - Concentrações são conhecidas com precisão de 2% para amostras pesando 0,4mg, 10%-20% para amostras abaixo de 0,020mg.

3 - Pb comum total corrigido para o Pb comum do spike

4 - Razão medida corrigida apenas para o fracionamento

5 - Razões corrigidas para o spike, fracionamento, branco e Pb comum inicial.

* Valores de erro de 1σ estimados por testes de reprodutividade. Veja texto (Capítulo II- Metodologia) para maiores explicações Os brancos máximos para análises de titanita de 15pg para o Pb e 5pg para o U.

A composição isotópica do Pb comum inicial foi medida em K-feldspatos e utilizada nesta análise.

Am	ostra	··		Co	mcent	rações			Razões is	otópicas	;				I	dades (Ma)	
N°da amo	a Mi stra [1]	n N° o grão	le Peso s (mg	o U (ppn) (21	Pb rac a) (pp:	d Pb.com m) (pg)	. ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ P	b ²⁰⁸ Pb/ ²⁰	⁶ Pb ²⁰⁶ Pb/ ²	³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	J ±	²⁰⁷ Pb/ ^{206P}	• ±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	^{2 07} Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ^{206Pb}	
	[+]			[2]	[2]	[2]	[4]	[2]	[5]		[5]		[5]					
Gra	nitói	de Ric	Turve) (Domi	nio Te	ectônico	Juiz de Fo	ora)				<u>.</u>						
7 7	M T	3 21	0,0 4 2 0,238	1026 40,8	, 812 3, 7	2 104 /3 203	2489 280	8,6736 0,1735	0,0938 0,0863	0,37 0,88	0,7675 * 0,6965	0,36 0,88	6 0,05931 8* 0,05857	0,142 0,175	578 533	578 537	579 551	
Gra	nito	Taqua	ral (D	omínio	Tectô	nico Par	aíba Norte	e)										
6	Т	60	0,581	104	8,5	1060	329	0,0487	0,0858	0,88*	0,6934	0,88,	* 0,0 58 63	0,242	531	535	553	
Gra	nito	Getulć	ìndia (.	Domíni	o Tec	tônico Pa	araíba Su	<i>l)</i>										
4-1 4-2	M M	1 1	0,015 0,024	4114 3814	1719 1751	20 114	16441 4440	4,5520 5,0354	0,0860 0,0870	0,21 0,36	0,6872 0,6974	0,21 0,37	0,05794 0,05815	0,068 0,064	532 538	531 537	528 535	
Gra	nito .	Manga	ratiba	(Domí	nio C	osteiro)		·····										
8	Т		0,543	55,2	11,8	1787	100	2,1374	0,0773	0,88*	0,6072	1,27	0,05700	1,137	480	482	492	
1- M	lineral	l: T- 7	itanita	M- Mo	nazita					·								

Fabela	VI-4	- Resulte	ados analítico	s U-Pb	para g	granitóides	do seg	mento	Central da	Faixa	Ribeira.
--------	------	-----------	----------------	--------	--------	-------------	--------	-------	------------	-------	----------

2 - Concentrações são conhecidas com precisão de 2% para amostras pesando 0,4mg, 10%-20% para amostras abaixo de 0,020mg.

3 - Pb comum total corrigido para o Pb comum do spike

4 - Razão medida corrigida apenas para o fracionamento

5 - Razões corrigidas para o spike, fracionamento, branco e Pb comum inicial.

* Valores de erro de lostimados por testes de reprodutividade. Veja texto (Capítulo II- Metodologia) para maiores explicações

Os brancos máximos para análises de titanita e monazita são de 15pg para o Pb e 5pg para o U.

A composição isotópica do Pb comum inicial foi medida em K-feldspatos e utilizada em todas as análises de titanita.







FIG.VI.5 - DIAGRAMA CONCÓRDIA PARA MONAZITAS E TITANITAS DE GRANITOIDES DO SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA. GRANITOIDE RIO TURVO (amostra 7); GRANITO TAQUARAL(amostra 6); GRANITO GETULÂNDIA (amostra 4) - LEGENDA: T_ TITANITA, M_ MONAZITA AIM_ MONAZITA ABRADADAA2M_ MONAZITA NÃO ABRADADA

Granitóide Rio Turvo

O corpo aqui datado situa-se no Domínio Tectônico Juiz de Fora (Heilbron, 1993), tem forma lenticular alongada na direção NE-SW, com comprimento aproximado de 63 Km e largura em torno de 7 Km. Localiza-se ao noroeste das cidades de Volta Redonda e Barra Mansa. Tratase de um corpo de dimensões batolíticas e já foi descrito anteriormente na literatura geológica brasileira (Machado et al., 1989; Heilbron, 1993). Representa um exemplo de plutonismo tipo S sin-colisional (sin- deformação principal D1+D2), relacionado a Orogênese Brasiliana. No Domínio Tectônico Paraíba do Sul, que integra as litologias do CPS, os corpos granitóides tipo Rio Turvo, são bem menores. Na Folha Volta Redonda 1: 50.000, puderam ser representados pela escala escolhida apenas dois corpos de dimensões muito inferiores (Anexo I).

Para os estudos geocronológicos foram selecionados 21 fragmentos de titanitas claras amareladas, da fração FI=0.75A, 5 fragmentos de monazitas (Fotomicrografia VI-3.5), e 1 fragmento de alanita, os dois últimos minerais da fração FI=0.5A. Como a identificação ótica dos cristais de monazita e alanita foi duvidosa, utilizamo-nos do MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura da UQAM), para termos da identificação destes minerais. Os resultados obtidos, confirmaram que os cristais amarelos transparentes eram de monazita e os cristais translúcidos marrons escuros eram de alanita. As titanitas desta amostra continham, em geral, uma crosta de alteração ao redor dos grãos, que foram descartadas durante esta seleção.

A análise da fração de monazita (7M) do Granitóide Rio Turvo é concordante a 579±2 Ma e a análise da fração de titanita (7T) tem uma idade ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb de 551Ma e é 3.3% discordante (pontos 7M e 7T, Figura VI-5, Tabela VI-4). A temperatuta de bloqueio para difusão de Pb em monazita foi estimada em 725±25°C (Copeland et al., 1988), situando-se na faixa das temperaturas médias das fusões graníticas. Assim sendo, a monazita é um mineral bastante adequado para datar a cristalização de corpos ígneos. Além disso, a ocorrência de monazita com Pb herdado é muito mais rara, que de zircão, cuja temperatura de bloqueio é mais elevada (Parrish, 1990). Estes dados nos levaram a interpretar que o granitóide Rio Turvo foi gerado há 579±2Ma, e que a titanita cresceu durante um pulso termal tardio. Infelizmente não conseguimos obter dados confiáveis na análise da amostra de alanita.

Granito Taquaral

Este granito foi descrito por Almeida et al. (1993) como uma rocha holo- a leucocrática, com plagioclásio e/ou microclina de até 2 cm de comprimento, em meio a uma matriz composta por quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina), microclina, biotita e hornblenda. Trata-se de um exemplo de plutonismo sin- a tardi-colisional. (inter D2 e D3).

Do Granito Taquaral foi datado a fácies leucocrática (vide Tabela VI-5). Este granito aflora no Domínio Tectônico Paraíba Norte (ponto 6, Figura VI-1). Foram selecionados 60 fragmentos de titanita rosa/amarelada muito pálida, confirmados por MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura da UQAM). Em geral as titanitas muito pálidas contêm pouco Fe. Em titanitas, Fe e U, têm a mesma relação de quantidade. Análise destes cristais forneceu uma idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 553Ma, 4% discordante, concordante com crescimento de titanita no Granitóide Rio Turvo, a 551Ma (6T, Tabela VI-4, Figura VI-5), interpretada como mínima para a formação do corpo.

O crescimento de titanita nos granitóides Taquaral e Rio Turvo a ca. 553±2Ma e 551±2Ma, respectivamente, podem ser tomadas como indicativas de atividade metamórfica contínua entre os pulsos principais. Alternativamente, estas idades podem refletir rehomogeneização incompleta de titanitas mais antigas.

Granito Getulândia

O Granito Getulândia é um exemplo de plutonismo tardi- a pós-colisional (sin- a tardi-D3). Aflora próximo ao vilarejo homônimo, estrada Barra Mansa-Rio Claro (ponto 1, Anexo I), e integra o Domínio Paraíba Sul (ponto 4, Figura VI-1). Trata-se de um granito sensu strictu, formado por duas fácies distintas: uma porfiroblástica, de granulometria grossa, foliada, com microclina até 2cm numa matriz composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita (até 10%), e outra homogênea, fina a média, composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita até 20%. Deste granito foram selecionados 2 frações de monazita, cada qual composta por um cristal, da fácies homogênea fina a média (Fotomicrografia VI-3.6). A fração 4-1 foi abradada a 2psi por 30min e a fração 4-2 não foi abradada (Tabela VI-4). As duas análises U-Pb em monazitas do Granito Getulândia, fácies homogênea fina à média, são concordantes a 528+1Ma (1-1) e 535+1Ma (1-2 cristal não abradado), Figura VI-5. Estas idades são condizentes com as observações de campo que indicam que o Getulândia é mais novo que o Granito Taquaral e o Granitóide Rio Turvo, e deste modo permitem datar o plutonismo tardi- a pós-colisional deste segmento da Faixa Ribeira. Além disso, a idade de cristalização do Granito Getulândia é interpretada como idade mínima de movimentação da zona de cisalhamento em que este foi colocado durante o evento deformacional D3.

As interpretações geoquímicas nos levaram a concluir que o Getulândia teve posicionamento tardi-orogênico a pós-colisional, durante a Orogenia Brasiliana. O intervalo entre o magmatismo Tipo S sin-colisional (Rio Turvo, 579Ma) e o magmatismo Tipo I pós-colisional (Getulândia, 535-528Ma) na ordem de aproximadamente 50Ma, observado neste segmento da Faixa Ribeira, é semelhante ao reportado nas zonas de colisão Alpina e Hercínica (Harris et al., 1986).

Granito Mangaratiba

O Granito Mangaratiba (DRM, 1977), de características pós-tectônicas integra o Complexo Costeiro. Aflora como um corpo circunscrito de ca. 200m de diâmetro na região costeira, Baía de Sepetiba, próximo a cidade de mesmo nome (ponto 8, Figura VI-1). Integra o Complexo Costeiro. Segundo Dios (1995) trata-se de um granito leucocrático com textura equigranular média, não deformado, composto por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, biotita (Tabela VI-5). Acessoriamente estão presentes: zircão, titanita, pirita e alanita. Intrude biotita-gnaisse migmatítico e contém xenólitos destes, com texturas de assimilação.

Os zircões deste granito são de vários tipos, não sendo indicados para datar a sua cristalização, já que possivelmente vários dos cristais podem ter sido herdados da fonte. Foram separados, desta forma, para datação U-Pb, 41 fragmentos de titanitas marrons escuras, que

forneceu idade mínima ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 492±11Ma (8 T, não plotada em diagrama concórdia, Tabela VI-4).

O quadro abaixo apresentado representa de maneira sintética a evolução da granitogênese no segmento central da Faixa Ribeira, durante intervalo de tempo da Orogênese Brasiliana.

Tabela VI-6 - Plutonismo no segmento central da Faixa Ribeira durante a Orogênese Brasiliana.

PLUTONISMO	CORPO GERADO	IDADE	MINERAL	INTERPRETAÇÃO
		(Ma)		
Pós-tectônico	Granito Mangaratiba	492±11	titanita	Idade mínima
Tardi- a pós-colisional	Granito Getulândia	535-528(±1)	monazita	cristalização
Sin- a tardi-colisional	Granito Taquaral	553±2	titanita	Idade mínima
Sin-colisional	Granitóide Rio Turvo	579+2	monazita	cristalização

VI-6 - Discussão dos resultados obtidos

A Tabela VI-7 apresenta uma síntese dos resultados U/Pb obtidos no presente trabalho, para fins de facilitar a visualizaçõa das interpretações integradas ao contexto da evolução crustal, expostos a seguir.

Idades do Embasamento - Pré-1,9Ga no Segmento Central da Faixa Ribeira

Na revisão dos dados de geocronologia (K-Ar, Rb-SR e U-Pb) para a Faixa Ribeira, apresentada no capítulo III, observamos que estes estão agrupados em três grupos principais: Arqueano, Paleoproterozóico (2,2-1,8Ga) e Neoproterozóico(700-450Ma), os dois últimos associados as orogenias Transamazônica e Brasiliana (Brito Neves et al., 1990). Os dados obtidos nesta tese, para o segmento central da Faixa Ribeira, enquadram-se no quadro geocronológico

Amostra	Mineral	Idade(Ma)	Disc(%)	Discórdia	
			(1)	IS(2)	П (3)
Granito Mangaratiba	Т	492±11	22		
8					
Granito Getulândia					
4 -1	M	528±1	0,07		
4-2	M	535±1	0,06		
Granito Taquaral				1	
6	T	>553	4,0		
Granitóide Rio Turvo]	
7	T	>551	3,3	-	
7	Μ	579±2			
Calciossilicática da				· .	
Unidade São João					
2	Т	>590	3.0		
Ortognaisse granodiori-		1	· ·		
tico da Unidade Quirino					
3C-1	Z(Sobr)(4)				
3C-2	Z(Nu) (4)	>2255			
3C-3	Z(Nu) (4)	2981	heranca		
3C-4	Z(Nu) (4)		,	2169+3	571+3
3C-5	Z	2846	herança		0,1120
3C-6	Z		,		
3C	Т	535±2	3,0		
3B	Т	521 + 2	3,0		
Ortognaisse granítico da			-]
Unidade Quirino		-			
1A-1	Z(Sobr)(4)	619			
1A-3	Z(Nu) (4)				
1A-4	Z(Sobr)(4)				
1A-5	z	604+1	0.0	2185+8	605+3
1A-6	Z	628	- , -	2100-0	005±5
1A-7	TE	577+1	2.0		
1A-8	ТР	503+2	0.5		1
1A-9	TM	563	2,0		
1B	Т	52012	,		
Leucossoma de rocha		JSUIZ			ļ
metahásica*	т	50/10			
mondousicu	T	J84 <u>≭</u> ∠			

Tabela VI-7 - Sumário dos dados de geocronologia U-Pb obtidos nesta tese

(1)- Discordância em porcentagem da idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb

(2)- Idade do intercepto superior

(3)- Idade do intercepto inferior

(4)- Nu (análise de núcleo isolado); Sobr (análise de sobrecrescimento isolado).

*associada aos ortognaisses da Unidade Quirino.
pré-existente regionalmente, e permitem elucidar alguns aspectos da evolução do embasamento e unidades metassedimentares do CPS e seu envolvimento parcial na Orogenia Brasiliana.

Intervalo de idade dentro do Transamazônico foi registrado no segmento central da Faixa Ribeira, no conjunto do embasamento das rochas metassedimentares do Grupo Andrelândia: Complexo Mantiqueira e Complexo Juiz de Fora. No Complexo Mantiqueira, as idades obtidas dentro deste intervalo são interpretadas como idade de metamorfismo do conjunto. No Complexo Juiz de Fora as datações disponíveis na literatura, em torno de 2,0Ga, vêm sendo interpretadas como época de metamorfismo granulítico (Cordani et al., 1973; Siga Jr. et al, 1982; Teixeira & Figueiredo, 1991), impressas em protólitos do Paleoproterozóico e, provavelmente em litotipos mais antigos Arqueanos. Heilbron (1993), interpreta as rochas do Complexo Juiz de Fora como a raiz de um arco magmático de idade transamazônica, submetido ao metamorfismo granulítico (alta T), imediatamente após sua formação.

No Domínio Paraíba do Sul idades dentro do intervalo de tempo da Orogenia Transamazônica, foram obtidas por outros autores. Sollner et al. (1991) obtiveram idades U-Pb de 2;1-2;2Ga em zircões de paragnaisses deste Domínio no Espírito Santo, interpretando-as como idade da fonte destes gnaisses. Delhal et al. (1969) obtiveram idades 2070±70Ma e ca. de 2,2Ga em zircões de paragranulitos do Domínio Paraíba do Sul, interpretando-as como idade do metamorfismo granulítico. No entanto, ainda não haviam sido reportadas rochas originadas no Transamazônico no Domínio Paraíba do Sul.

Interceptos superiores de com idades de 2169±3Ma e 2185±8Ma foram obtidos nos ortognaisses da Unidade Quirino, a norte e a sul da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (amostras 3C e 1A, respectivamente, Tabela VI- 7, pontos 3 e 1, Figura VI-1). Em termos de Domínio Tectônico, esta Unidade integra o Domínio Tectônico Superior da Faixa Ribeira (Heilbron, 1995), anteriormente denominado de Domínio Tectônico Paraíba do Sul (Heilbron, 1993).

Desta forma os ortognaisses do embasamento do CPS seriam geradas no Paleoproterozóico (2,15,-2,20Ga), em evento relacionado a Orogenia Transamazônica e incorporadas em grande proporção (ca. 70% em área) a Faixa Ribeira, pelo menos no seu segmento central, durante a Orogenia Brasiliana, em intervalo de tempo entre 610Ma a 500Ma.

Idades de Metamorfismo M1 e M2 e episódios plutônicos associados.

Metamorfismo M1

As titanitas dos ortognaisses, leucossomas e rocha calciossilicática do CPS apresentam variação de idade entre 590Ma 563Ma. Mais restritamente entre 590Ma e 577Ma, considerandose a idade de 563Ma como intermediária, pelo fato de ter sido obtida em fração de titanita composta por duas gerações distintas (pálidas e escuras; Figura VI-3-a, Tabela VI-7). As linhas discórdias definidas pelas análises de zircão, geraram interceptos inferiores de 605Ma e 571Ma.

Como os dois minerais cobrem um intervalo de tempo relativamente restrito a despeito de suas diferentes temperaturas de fechamento para o sistema U-Pb e a titanita ocorre em rochas de composições muito diferentes, o metamorfismo M1, no CPS deve ter ocorrido entre 570-590Ma. As megatitanitas dos leucossomas de rocha metamáfica relacionada aos gnaisses granodioríticos (ponto 5, Figura VI-1), revelam fusão parcial desta rocha a 584±2Ma. Por outro lado as titanitas escuras dos gnaisses graníticos, revelam idade máxima de crescimento deste mineral a 577±1Ma. Possivelmente o pico metamórfico durante o metamorfismo regional M1, para o CPS, ocorreu entre 577Ma e 584Ma.

Corroborando esta interpretação, podemos nos referir regionalmente a idade de intrusão, obtida em monazita, do granitóide sin-colisional Rio Turvo inserido dentro do Domínio Tectônico Juiz de Fora (579±2Ma, sin-D1+D2, deformação principal relacionada ao evento metamórfico regional M1). A idade obtida ocorre dentro do intervalo proposto para o M1 no CPS. Regionalmente, observa-se que os três minerais (titanita, monazita e zircão), fornecem idades no mesmo intervalo de tempo, independentemente de suas temperaturas de fechamento para o sistema U-Pb.

Idades mais antigas (605±3Ma), obtidas pelo intercepto inferior de zircões dos gnaisses graníticos e de 604±1Ma, obtida em um cristal equidimensional da mesma amostra, podem refletir o início das atividades metamórficas relacionadas aos estágios iniciais de cavalgamento. No segmento central da Faixa Ribeira, idades U-Pb mais antigas que 604-611Ma, obtidas por Machado et al. (1996), em titanitas do ortognaisses do Complexo Mantiqueira e em monazitas dos quartzitos do Andrelândia, foram interpretadas como de rehomogeneização incompleta destes minerais, podendo indicar atividades tectônicas anteriores ao pico metamórfico, registradas nos domínios autóctones da Faixa Ribeira. Estes autores correlacionam estas idades às idades U-Pb em zircão de 622Ma, obtidas por Sollner et al. (1991) no Complexo Barbacena.

Metamorfismo M2 e idades pós-metamórficas.

As idades no intervalo de tempo entre 535-520Ma em monazita e titanita, obtidas no Granito tardi- a pós-colisional Getulândia, em leucossomas e/ou bandas leucocráticas concordantes a discordantes da foliação principal dos ortognaisses, e no gnaisse granodiorítico da Unidade Quirino, registram o segundo pulso metamórfico M2, provavelmente associados a deformação D3 (Tabela VI-7).

A idade de 503Ma em titanita do biotita-gnaisse (ponto 1, Figura VI-2) é a mais nova obtida, refletindo a diminuição da atividade metamórfica. Esta idade é concordante com a idade da intrusão do granito pós-tectônico Mangaratiba (490Ma), no Complexo Costeiro. Estas idades são provavelmente pós-tectônicas (Tabela VI-7).

VII- CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração dados obtidos, somada aos dados disponíveis na literatura, nos permite um ensaio da evolução geológica do CPS, no segmento central da Faixa Ribeira. Este ensaio está apresentado em forma de tabela (Tabela VII-1) e será brevemente discutido nos itens que se seguem.

Na Figura VII 1 estão sumarizados os dados de geocronologia U-Pb de precisão obtidos nesta tese, para o segmento central da Faixa Ribeira, com indicação dos principais eventos que estes dados representam.

VII-I- O significado tectônico da Unidade Quirino.

Idades arqueanas (3,12-2,72) são reportadas comumente nos Domínios autóctones da Faixa Ribeira (região de Barbacena), na região de Juiz de Fora, e em rochas do sul do Cráton de São Francisco, demonstrando a antiguidade da crosta continental. Podemos nos referir às idades em zircão de 3,10Ga para os gnaisses Barbacena (Sollner et al., 1991) e as idades Rb/Sr isocrônicas arqueanas (3,28Ga e 3,00Ga) obtidas nas regiões de Barbacena e Juiz de Fora (Cordani & Teixeira, *in* Fonseca et al., 1979). Já idades transamazônicas, existentes regionalmente, representadas genericamente por resultados no intervalo de ca. 2,00-2,20Ga têm sido interpretadas como idade do metamorfismo principal (Delhal & Demaiffe, 1985; Machado & Schrank, 1989; Machado & Carneiro, 1992; Machado et al., 1992; Teixeira, 1985, Machado & Noce (1993).

Idades no intervalo de tempo do Transamazônico, no segmento central da Faixa Ribeira, para o Domínio Tectônico Andrelândia ou Inferior, são também comumente relacionadas à idade do metamorfismo das rochas da infraestrutura da sequência supracrustal do Andrelândia **Tabela VII-1** - Evolução geológica, proposta neste estudo, para o CPS (Unidade Quirino + UnidadeSão João) e granitóides intrusivos associados que integram em conjunto o Domínio Tectônico Superior (Paraíba Norte e Sul) no segmento central da Faixa Ribeira.

			Idađe	Dado U-Pb em minerais	Plutonismo	Metamorfismo	Deformação	Evento/Interpretação
O R D O V I C I A N O	478Ma E O	O R O	503Ma	titanita pálida em gn- granítico		final do segundo pulso metamórfico nos ortognaisses da UQ		Fim das atividades metamórficas e deformacionais durante a Orogenia Brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira. Intrusão do Granito pós-tectônico Mangaratiba no Complexo Costeiro (492±11Ma).
	505Ma N E O 523Ma	GÊNE SE	521Ma 530Ma	titanita em leucossoma de gn-granodiorítico titanita em leucossoma do gn-granítico		fusão parcial dos ortognaisses da Unidade Quirino relacionada a segundo pulso metamórfico		Segundo pulso metamórfico regional M2
C A M B R I	M E S O	B R A S I L I A N A	535Ma	titanita em gn- granodiorítico		recristalização de titanita nos ortognaisses da UQ durante segundo pulso metamórfico		relacionado a deformação regional D3+D4, atingindo temperaturas de anatexia nos ortognaisses da Unidade Quirino (DTS, Paraíba Norte e Sul). Plutonismo cálcio-alcalino a ácali-cálcico tardi- a pós- tectônico em relação a Orogenia Brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira.
A N O	54OMa		5 35-52 8Ma	monazitas do Granito Getulândia	cristalização do granito calcioalcalino a álcali-cálcico Tipo I, fracamente peraluminoso, tardi- a pós-tectônico Getulândia		idade mínima da zona de cisalhamento D3 (Getulândia- Piraí) em que o granito está encaixado	

continuação da Tabela VII-1

C			Idade	Dado U-Pb em minerais	Plutonismo	Metamorfismo	Deformação	Evento/Interpretação
M B			553Ma	titanita no Granito Taquaral	Idade mínima de cristalização do			Atividada motomórfico contínuo este e subar esta (.C.
R I A N	E 0 570M	O R O G	563Ma	titanita intermediária no gn- granítico	GranitoTaquara]	Atividade metamórfica contínua nos ortognaisses da UQ		principais M1 e M2; ou rehomogeinização incompleta de titanitas mais antigas.
P R O T E R O Z Ó I C O	N E O P	ÊNES	571Ma	intercepto inferior de discórdia de ziroões do gn-granodiorítico				Continuação do metamorfismo regional M1
	R O T E	E B R	577Ma	titanita no gn-granítico		Primeiro pulso metamórfico nos gnaisses da Unidade Quirino		Pico metamórfico (M1) atingindo anatexia relacionado a deformação regional D1+D2. Intrusão do Granitóide sin-colisional Rio Turvo no DTJF (579Ma). Metamorfismo da unidades metassedimentares do CPS (referidas como pertecentes ao Grupo Paraíba do Sul). F.
	R Z Ó I	A S I L	584Ma	megatitanita em leucossoma da UQ		Primeiro pulso metamófico nas rochas da UQ atingindo anatexia		remobilização das rochas do embasamento do CPS (Unidade Quirino)
	C O	I A	590Ma	titanita em calciossilicática do Grupo Paraíba do Sul		Metamorfismo de fácies anfibolito alto		Metamorfismo regional M1
	ш	N A	604Ma	zr concordante no gnaisse granítico			D1+D2	Idades mais antigas que o pico metamórfico, podem refletir os estágios iniciais de cavalgamento relacionadas ao início das atividades
	650M	a	605Ma	intercepto inferior de discórdia de zircões de gn-granítico				metamórficas
	1,6Ga P A E O 2,5Ga	T R A N S A M A Ô N I C O	2,20- 2,15Ga	interceptos superiores de discórdias de zircões do gn- granítico e do gn-granodiorítico	Cristalização dos ortognaisses da Unidade Quiríno			Geração de corpos granitóides calcioalcalinos pré-colisionais a de soerguimento pós-tectônico em Evento Tectônico no Transamazônico. Implantação das rochas do embasamento do Complexo Paraíba do Sul, referidas neste estudo como Unidade Quirino.
A r queano		2,8-2,9Ga	zircões nos gnaisses granodioríticos				Herança de Pb da área fonte dos gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino	



FIG. VII.1 - DIAGRAMA SUMARIZADO DOS RESULTADOS GEOCRONOLOGICOS U - P6 OBTIDOS NO SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA E OS PRINCIPAIS EVENTOS QUE ELES REPRESENTAM. CÍRCULOS - ANÁLISES DE ZIRCÃO; TRIÂNGULOS - ANÁLISES DE TITANITA; QUADRADOS - ANÁLISES DE MONAZITA. SÍMBOLOS FECHADOS - ANÁLISES CONCORDANTES; SÍMBOLOS ABERTOS - IDADES MÍNIMAS. SETAS INDICAM INTER-CEPTO SUPERIOR DE DISCORDIAS.BARRA DE ERROS SÃO INDICADAS QUANDO A MAGNITUDE DO ERRO EX -CEDE O TAMANHO DO SÍMBOLO. DTJF. DOMÍNIO TECTÔNICO JUIZ DE FORA. DTPS - DOMÍNIO TECTÔNICO PARAÍBA DO SUL; CC - COMPLEXO COSTEIRO. AMOSTRASI) BIOTITA-GNAISSE GRANITICO DA UNIDADE QUIRINO, 1A-5, 1A -7, 1A - 8 (DADOS NA TABELA VI.1), LEUCOSSOMA(1B), 2) CALCIOSSILICÁTICA DA UNIDADE SÃO JOÃO, GRUPO PARAÍBA DO SUL; 3) HORNBLENDA-GNAISSE DA UNIDADE QUIRINO (3 C), BANDA LEUCOCRÁTICA (3 B); 4 - GRANITO GETULÂNDIA, 4-1 - MONAZITA ABRADADA, 4-2 - MONAZITA NÃO ABRADADA, 5 - LEUCOSSOMA DE ROCHA METAMÁFICA DA UNIDADE QUIRINO, 6 - GRANITO TAQUARAL, 7 GRANITOÍDE RIO TURVO, 8 - GRANITO MANGARATIBA. (Mantiqueira e Rio das Velhas), que apresentam idades mais antigas para sua formação. Neste sentido, nos referimos às idades no intervalo entre 2,80-2,70Ga obtidas para a formação da associação greenstone- belt Rio das Velhas, reportadas por Teixeira (1985); Teixeira & Figueiredo (1991); Cordani & Brito Neves (1982); e as idades reportadas para o Mantiqueira por Cordani et al., (1973) e Machado Filho et al. (1983). Mais recentemente, Figueiredo & Teixeira (subm.), interpretaram as idades Rb-Sr (rocha total) concentradas no intervalo de 2230-2110Ma, obtidas para rochas do Complexo Mantiqueira, aflorantes no Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985), como relacionado ao pico de metamorfismo regional de médio a alto grau. As idades mais antigas indicariam, segundo os autores, uma herança arqueana para parte dos protólitos do Complexo Mantiqueira. Um extensivo plutonismo de idade paleoproterozóica (2,20-1,90Ga). afetou os dois terrenos, representado por exemplo pelos granodioritos tardios aflorantes na região entre Andrelândia e São João del Rei, datados por Heilbron et al. (1989), bem como o plutonismo tardi- a pós tectônico, observado na área do Cinturão Mineiro (e.g., Padilha et al., 1991).

Para o Domínio Tectônico Central ou Juiz de Fora, os dados geocronológicos disponíveis (Teixeira & Figueiredo, 1991; Oliveira, 1980; Heilbron, 1993), com idades dentro do intervalo de tempo do Transamasônico, são interpretadas como a época do metamorfismo granulítico do Complexo Juiz de Fora, com sugestão de idades mais antigas para alguns protólitos. No setor sententrional da Faixa Ribeira, Söllner et al. (1991) admitem a idade de 2,20Ga±27Ma, obtida por intercepto superior de zircões de charnoquitos do Complexo Juiz de Fora, como idade máxima para o metamorfismo granulítico.

O conjunto de dados U-Pb, obtidos nesta tese, permitiu a identificação no CPS de rochas ortoderivadas geradas a precisamente 2169±3Ma e 2185±8Ma, caracterizando uma associação temporal com a evolução do ciclo Tranzamazônico. Como já visto, no âmbito do segmento central da Faixa Ribeira, as unidades que integram este Complexo (ortognaisses e metassedimentos), somadas aos corpos graníticos intrusivos, compreendem o Domínio Tectônico Paraíba do Sul ou Superior de Heilbron (1995).

Dados anteriores de geocronologia U-Pb de rochas do Domínio Tectônico Paraíba do Sul foram obtidos por Söllner et al. (1991) em zircão de paragnaisses da região da Serra do Caparaó, segmento sententrional da Faixa Ribeira, Espírito Santo. No entanto, as idades no intervalo de 2,1-2,2Ga, foram interpretadas como da fonte destas rochas. Para rochas do CPS também podemos nos reportar às idades em zircão de 2070±70Ma e ca. 2,2Ga obtidas por Delhal et al. (1969), em paragranulitos bandados, interpretadas como idade de metamorfismo dos metassedimentos durante a orogenia Transamazônica.

As idades U-Pb no intervalo de 2,20-2,15Ga, definidas por interceptos superiores de análises de zircões (2185±8Ma e 2169±3Ma) foram obtidas nos ortognaisses da Unidade Quirino, a norte e a sul da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. Estas idades, bem como as caraterísticas geoquímicas dos gnaisses investigados ao sul da Zona de cisalhamento Paraíba do Sul, permitem uma correlação tectônica com granitóides calcioalcalinos relacionados a arcos magmáticos, no presente caso, gerado durante a Orogenia Transamazônica. A unidade Quirino, a sul da zona de cisalhamennto Paraíba do Sul, aparentemente, derivou-se (ca. 70%) de rochas plutônicas graníticas (granitóides calcioalcalinos alto-K) geradas por retrabalhamento crustal e com características de soerguimento pós-colisional e subordinadamente de rochas plutônicas granodioríticas (granitóides calcioalcalinos de médio a alto-K), que representam o plutonismo pré-colisional deste arco magmático. Nesta tese as idades mínimas de 2846Ma e 2981Ma obtidas em zircões dos hornblenda- gnaisses granodioríticos da Unidade Quirino, revelam a pré-existência de crosta arqueana como área fonte para parte dos gnaisses investigados (Tabela VII-1). As sequências calcioalcalinas deste arco magmático possuem características geoquímicas distintas das sequências calcioalcalinas de baixo e médio K, definidas por Heilbron (1993), para os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora. Heilbron (1993) interpreta as rochas do Complexo Juiz de Fora como a raiz de um arco magmático transamazônico, submetido ao metamorfismo granulítico (alta T), imediatamente após sua formação.

A história tectônica da Unidade Quirino do CPS é similar àquelas dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira com plutonismo e/ou metamorfismo no Transamazônico. O registro desta evolução aparece também intrisicamente ligado ao desenvolvimento do ciclo no embasamento das sequências sedimentares do Andrelândia. Os resultados obtidos por geocronologia U-Pb sugerem que o evento Transamazônico teve caráter parcialmente ensiálico.

Os xenólitos de rochas calciossilicáticas incorporados a estes granitóides podem ser provenientes das unidades metassedimentares do Complexo Paraíba do Sul, sugerindo que os ortognaisses sejam intrusivos nas unidades metassedimentares. Desta forma, as unidades metassedimentares do Complexo Paraíba seriam mais velhas que 2,20Ga ou pelo menos teriam deposição concomitante com a formação deste arco magmático, e assim, não seriam correlacionáveis com as outras sequências metassedimentares da Faixa Ribeira. Outra possibilidade, no entanto, é que estes enclaves sejam mais velhos e não relacionados às unidades metassedimentares circundantes. Neste caso, os ortognaisses representariam o embasamento das unidades supracrustais do CPS.

O intervalo de tempo para a implantação da Bacia Paraíba ainda é questão em aberto. Mesmo se considerarmos a Unidade Quirino como embasamento das unidades metassedimentares, este intervalo se estenderia entre o final da Orogenia Transamazônica (1,9-1,8Ga) e o início da Orogenia Brasiliana, que no segmento central da Faixa Ribeira, situa-se a 0,61Ga. Trabalhos mais recentes sobre o intervalo de sedimentação das sequências metassedimentares do Ciclo Deposicional Andrelândia, baseados em geocronologia U-Pb em zircões detríticos, consideram a idade de 1872±11Ma (intercepto superior de discórdia) como a idade máxima para o início da sedimentação (Sollner & Trouw, submetido).

Embora estando ainda em aberto a época de implantação da Bacia Paraíba, sugerimos, a partir dos dados de geocronologia U-Pb, geoquímica e mapeamento, obtidos nesta tese, a restrição do termo Paraíba do Sul para as unidades metassedimentares, considerando-as como Grupo Paraíba do Sul. Esta proposição havia sido elaborada anteriormente (Heilbron et al., 1991; Heilbron, 1993; Almeida et al., 1993); no entanto, sem base nos dados de geocronologia U-Pb, agora disponíveis, que reforçam a sugestão.

Nenhuma indicação de um evento termal significante durante o longo intervalo de ca. de 1,5Ga foi encontrado neste segmento da Faixa Ribeira, a despeito de valores desta ordem ocorrerem esporadicamente no Domínio Inferior (Heilbron et al., 1989). Estudos recentes baseados em geocronologia U-Pb em zircão e Sm-Nd em granadas, na Faixa Ribeira, também não revelaram eventos tectono-termais durante quase todo o período do Proterozóico (Solliner et al. 1989, 1991; Trouw & Pankhurst, 1993). Segundo este controle, as atividades metamórficas deformacionais limitaram-se ao Neoproterozóico III. Durante o intervalo de tempo da Orogenia Brasiliana, que neste segmento da Faixa Ribeira, se restringe entre 605±3Ma a 492±11Ma atrás (resultados obtidos nesta tese), ocorreram as transformações metamórficas e deformacionais que afetaram as unidades metassedimentares e ortoderivadas do CPS. Especulamos que lascas do embasamento (Unidade Quirino) poderiam ter sido colocadas tectonicamente entre as sequências metassedimentares (Grupo Paraíba do Sul), ou o contato intrusivo entre as duas unidades seria mascarado pelo regime tectônico compressivo de baixo ângulo (deformação D1+D2), e vergência para o NW, em direção ao Cráton de São Francisco, decorrente da Orogênese Brasiliana.

O metamorfismo envolvido nesta tectônica atingiu condições de fácies anfibolito alto e localmente temperaturas de anatexia (ca. 650°C), com pico metamórfico provavelmente limitado pelo intervalo entre 584-577Ma, dada as idades de crescimento de titanitas nos ortognaisses e nos seus leucossomas da Unidade Quirino, em calciossilicática do Grupo Paraíba do Sul e o limite de idade para o crescimento de zircão nos ortognaisses na UQ (Figura VII-1, Tabela VII-1). As condições de pressão estimadas ficam em torno de 4,5 e 6,5 Kbar, com base na coexistência de sillimanita e granada, e na ausência de cianita e cordierita nos metapelitos da Unidade São João do Grupo Paraíba do Sul.

A intrusão do granitóide Rio Turvo a 579±2Ma, inserido no Domínio Tectônico Central, data o plutonismo sin-colisional no segmento central da Faixa Ribeira. A formação deste granitóide tipo -S, sin D1+D2, marca regionalmente o pico do metamorfismo M1, associado ao principal evento deformacional D1+D2 de Heilbron (1993), que atingiu provavelmete condições de temperatura suficientes para causar anatexia das unidades supracrustais. Regionalmente, observa-se que os três minerais (titanita, monazita e zircão), datados em rochas de diferentes composições (calciossilicática, ortognaisses, seus leucossomas e granitos tipo S), fornecem idades no mesmo intervalo de tempo (Figura VII-1), independentemente de suas temperaturas de fechamento para o sistema U-Pb.

Idades mais antigas que o pico metamórfico (605±3Ma-604±1Ma), obtidas em interceptos inferiores de zircões dos gnaisses graníticos e em um cristal de zircão equidimensional,

podem especulativamente refletir os estágios iniciais de cavalgamento relacionados ao início das atividades metamórficas. Trouw & Pankhurst (1993) referem-se às idades em torno de 605Ma como relacionadas aos estágios iniciais de mais alta pressão, desta tectônica colisional, no Domínio Tectônico Inferior da Faixa Ribeira, região da Folha Barbacena.

Idades obtidas por geocronologia U-Pb, idênticas as obtidas neste estudo foram reportadas por Söllner et al. (1991) nos Domínios Tectônicos Central (Juiz de Fora) e Superior (Paraíba do Sul), no segmento setentrional da Faixa Ribeira. Estes autores dataram o evento metamórfico principal no intervalo entre 590-577Ma. Fonseca (1994), através de um inventário sobre os dados de geocronologia Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd disponíveis para o Estado do Rio de Janeiro, limita o metamorfismo principal que atingiu as unidades metassedimentares e/ou rochas crustais pré-existentes entre 550-600Ma.

Durante o Eo-Cambriano, a pelo menos de 553Ma atrás ocorreu a intrusão do Granito Taquaral, com características de posicionamento entre os eventos deformacionais D1+D2 e D3, relacionados aos pulsos metamórficos regionais M1 e M2 (Tabela VII-1). A idade mínima ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 551Ma reflete o crescimento de titanita no Granitóide Rio Turvo e de 563 Ma o crescimento de titanitas nos gnaisses graníticos da Unidade Quirino (Figura VII-1). Estas idades podem ser interpretadas como referentes à atividade metamórfica contínua entre os pulsos metamórficos principais ou alternativamente podem refletir rehomogeinização incompleta de titanitas mais antigas. Söllner et al. (1991) reportaram idades U-Pb de 565+5/-12Ma e 554+6/-7Ma como de cristalização de gnaisses enderbíticos e noríticos do Complexo Costeiro. Os autores concluem que a "enderbinitização" parcial de rochas do Complexo Costeiro ocorreu entre 580-560Ma. Siga Jr. et al. (1989) concluem que o intervalo de tempo para a formação das rochas charnoquitóides do sudeste brasileiro ficou entre 600-500Ma.

No intervalo entre o Meso e o Neo- Cambriano (mais precisamente entre 535-520Ma), o segundo pulso metamórfico M2, relacionado regionalmente ao evento deformacional D3, atingiu os ortognaisses da Unidade Quirino, recristalizando titanitas nos gnaisses, e nos leucossomas dos Domínios Tectônicos Paraíba Norte e Sul. Este metamorfismo pode ter atingido pelo menos localmente temperaturas de anatexia, já que as idades mínimas de formação de leucossomas nos gnaisses graníticos (530±2Ma) são concomitantes com a intrusão dos granitos de posicionamento sin- a tardi-D3, como o corpo de Getulândia (535±1Ma-528±1Ma), vide Figura VII-1.

Adicionalmente, podemos nos referir ao crescimento de zircões eudrais no biotita-gnaisse migmatítico, de composição monzonítica (Graminha), que aflora a aproximadamente 15Km da referida área (Domínio Costeiro), há 532±8Ma (Machado et al., no prelo), interpretada como idade de metamorfismo M2 do gnaisse, durante D3. Desta forma podemos interpretar que provavelmente o Domínio Tectônico Superior, e o Complexo Costeiro, neste segmento da Faixa Ribeira, atingiram temperaturas suficientes para cristalizar zircão (>800°C, Heaman & Parrish, 1991), ou seja, ocorreram temperaturas de anatexia, durante M2.

As idades U-Pb obtidas em monazitas do Granito Getulândia (535±1Ma-528±1Ma) datam o plutonismo fracamente peraluminoso, calcioalcalino a álcali-cálcico, do Tipo I, com posicionamento tardi- a pós-tectônico, neste segmento da Faixa Ribeira (Tabela VII-1). Adicionalmente, estas idades foram interpretadas como idades mínimas da zona de Cisalhamento D3, localmente denominada de Getulândia- Barra do Piraí, que, possivelmente representa uma extensão da Zona de Cisalhamento Taxaquara, em que o granito está encaixado. Estes dados já foram parcialmente discutidos em Valladares et al. (1995).

Dados anteriores U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd limitam o plutonismo tardi- a pós-tectônico no Estado do Rio de Janeiro no intervalo de 540±10Ma (Machado Filho et al., 1983). Fonseca (1994), no seu inventário geocronológico do Estado do Rio de Janeiro, delimita o plutonismo alcalino a calcioalcalino tardi- a pós-tectônico entre 450-550Ma. As idades obtidas para o magmatismo Neoproterozóico no Estado de São Paulo são sistematicamente mais velhas que as aqui discutidas. Um apanhado sobre as características deste magmatismo, com as idades disponíveis na literatura, pode ser obtido em Janasi & Ulbrich (1991).

Para o segmento setentrional da Faixa Ribeira, idades U-Pb, correspondentes ao segundo pulso metamórfico regional M2, afetando apenas o Domínio Tectònico Superior (Paraíba do Sul), foram também reportadas por Söllner et al. (1991): metamorfismo e plutonismo pós-tectônico calcioalcalino a alcalino com idade entre 519-513Ma.

A idade de 503±2Ma em titanita do ortognaisse granítico é a mais nova obtida, refletindo a diminuição da atividade metamórfica. Esta idade é concordante com a idade U-Pb da intrusão do granito pós-tectônico Mangaratiba (492±11Ma), no Complexo Costeiro (Figura VII-1), representando muito possivelmente o plutonismo pós-tectônico. Determinações geocronológicas

138

K-Ar em pegmatitos pós-tectônicos, do Estado do Rio de Janeiro, obtidas por Menezes et al. (1987), posicionam estes corpos em torno de 500Ma. Cordani et al. (1973) obtiveram idades entre 500-470Ma, em granitos e pegmatitos tardi- a pós-tectônicos, respectivamente, no Precambriano do sudeste do Brasil.

Considerando-se que os Domínios Tectônicos Paraíba Norte e Sul, separados pela Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS), tiveram evolução metamórfica-estrutural semelhante e que esta zona de cisalhamento não colocou lado a lado terrenos de características tectônicas constrastantes, não deve ter havido, pelo menos no âmbito do segmento central da Faixa Ribeira, grandes deslocamentos horizontais ao longo da ZCPS.

No entanto, as idades relacionadas ao metamorfismo M2, em torno de 535-520Ma, só foram reportadas até o momento no Domínios Tectônico Superior (Paraíba do Sul) e no Complexo Costeiro. A ausência destas idades nos Domínios Tectônicos Central (Juiz de Fora) e Inferior (Andrelândia) pode ser explicada por dois modelos alternativos. O primeiro modelo sugere diminuição das idades das atividades tectônicas para o SE, sugerindo que o cavalgamento na direção NNW do Domínio Tectônico Paraíba do Sul sobre as outras escamas de empurrão mais antigas (Domínio Tectônico Juiz de Fora e Andrelândia) ocorreu depois de 535-528Ma. Esta hipótese é defendida por. Campos Neto & Figueiredo (1992) e Campos Neto & Figueiredo (1995), que definiram a Orogênese Rio Doce como a mais nova do sistema orogenético do sudeste brasileiro, melhor caracterizada na Microplaca Serra do Mar. Alternativamente, o segundo modelo é baseado em espessamento crustal progressivo para o sul (costa) por empilhamento tectônico causado pelos empurrões. Como resultado, o metamorfismo M2, só atingiria temperaturas elevadas nos Domínios Tectônicos Paraíba e Costeiro, hipótese defendida por Heilbron (1995). Outras evidências favorecendo o espessamento crustal progressivo para a costa são dadas pela maior abundância de granitos de derivação crustal e pelos dados K/Ar consistentemente mais jovens em direção ao sul, interpretados por Zimbres et al. (1990b), como ocasionados por exumação posterior de níveis crustais mais profundos. Este segundo modelo fovorece a hipótese de colisão entre as placas Sul-Americana e Africana. Neste sentido, a grande proporção de embasamentos envolvidos na aloctonia (Unidade Quirino), observado no Domínio Paraíba do Sul, e a observação de rochas de idades transamazônicas na região costeira, como os ortognaisses da Unidade Região dos Lagos (Zimbres et al., 1990a), sugere que pelo menos até o litoral, estaríamos na mesma placa colidente, em ambiente continental, ou ensiálico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M de. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia Mineral. DNPM, Rio de Janeiro, 241:1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969, Anais... SBG, p.29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1977. O Cráton de São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7:349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo, 1992, Atas... São Paulo, SBG:SP/RJ/ES, p.423-428.
- ALMEIDA, F.F.M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: THE OCEAN BASIN AND MARGINS (Nairn & Stille, Eds.), 1:411-446, Plenum, New York.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. & CARNEIRO, C.D.R. 1975. Lineamento de Além Paraíba. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 47(3/4): 575.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Editora Edgard Blucher, 378p.
- ALMEIDA, J.C.H; EIRADO SILVA, L.G.;
 AVELAR, A.S. 1991. Coluna tectonoestratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na região de Bananal-SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE,
 2, São Paulo, 1992, Atas... São Paulo, SBG:SP/RJ/ES, p. 509-517.
- ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO SILVA, L.G.;
 VALLADARES, C.S. 1993. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal-SP e Rio Claro-RJ: uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, RIO DE JANEIRO, 1993. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, SBG, p. 155-160.

- ALMEIDA, J.C.H.; DIOS, F.R.B.; EIRADO SILVA, L.G.; VALLADARES, C.S;
 VALERIANO, C.M.; HEILBRON, M. 1995. Geologia e estruturas da Serra do Mar e vertente sul do Vale do Rio Paraíba do Sul, no limite entre os estados do Rio de Janeiro e São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, Águas de São Pedro, 1995. Boletim de Resumos...,São Paulo, SBG:SP/RJ/ES, p. 139.
- ARTH, J.G.; BARKER, F.; PETERMAN, Z.E. & FRIEDMAN, I. 1978. Geochemistry of gabrodiorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implication for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. Jounal of Petrology, 19:289-316.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. 1983. Reinterpretação da "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-15.
- BARKER, A.J. 1990. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Blackie, London, 170p.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemites-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemites-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**:43-55.
- BATISTA, J.J. 1986. Caracterização dos processos geológicos-evolutivos precambrianos na região de São Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro. São Paulo, 123p. (Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).
- BAYER, P.; HORN, H., LAMMERER, B.; SCHMIDT-THOMÉ, R.; WEBER-DIEFENBACH, K.; WIEDEMANN, C.M. 1986. The Brasiliano Mobile Belt in southern Espírito Santo (Brazil) and its igneous intrusions. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Hefte 9/10: 1429-1439.
- BOYNTON, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry, pp.63-114. Elsevier, Amsterdan.

- BRITO-NEVES, B.B.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1990. A contribuition to the subdivision of the Precambrian in South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 20:267-276.
- BRANDALISE, L.A.; RIBEIRO, J.H.; FERRARI, P.G. 1976. Projeto Vale do Paraíba do Sul; Relatório Final. DNPM/CPRM (CPRM, rel. nº 590), 41p.
- CAMPANHA, G.A.C. & FERRARI, A.L. 1984. Lineamento Além Paraíba: um exemplo de zona de cisalhamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...SBG, 12:5425-5432.
- CAMPOS NETO, M.C. 1992. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - Ensaio de Evolução Tectônica. São Paulo, 210p. (Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais... SBG, 6:2631-2648.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1992. A Orogênese Rio Doce. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos... SBG, 1:276-277.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 8(2): 143-162.
- CARNEIRO, M.A. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrifero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução geológica de um segmento da crosta continental do Arqueano. São Paulo, 233p. (Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974 Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8:173-174.
- CHRISPIN, S. & TUPINAMBÁ, M.A. 1989. Observações sobre o caráter transpressivo da deformação entre as zonas de cisalahamento do Paraíba do Sul (RJ) e Guaçuí (ES). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. *Atas...*, Rio de Janeiro, SBG/RJ, p. 120-121.

- CONDIE, K.C.; ALLEN, P.; NARAYAMA, B.L. 1982. Geochemistry of the Archean low- to high-grade transition zone, Southern India. Contribuition to Mineralogy and Petrology, 81:157-167.
- COPELAND, P.; PARRISH, R.R.& HARRISON, T.M.1988. Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and implications for U-Pb systematics. *Nature*, **333**:760-763.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12:78-88.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. 1973. Orogeneses superposeés dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Revista Brasileira de Geociências, 3(1):1-22.
- CORDANI, U.G.; MELCHER, G.C. & ALMEIDA, F.F.M. de 1967. Outline of Precambrian Geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Science*, 5:629-632.
- W. 1979. & TEIXEIRA, CORDANI, U.G. datacões Comentários sobre as geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Carta Geológica do Brasil In ao Milionésimo, Texto Explicativo, Folha Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23), p. 175-207. Dep. Nac. Prod. Min., Brasília
- CORRÊA NETO, A.V; DAYAN, H.; VALENÇA, J.G & RAPHAEL CABRAL. (1993). Geologia e estrutura da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e adjacências, no trecho entre Três Rios e Sapucaia (RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, RIO DE JANEIRO, 1993. Boletim de Resumos...Rio de Janeiro, SBG, p. 194-200.
- CORRÊA NETO, A.V.; DAYAN, H. & VALENÇA, J.G. 1994. Intrusões sin-tectônicas em ambientes transpressivos: o exemplo do plutonismo Sapucaia na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos...SBG, vol:1 160-161.
- DAVIS, D.W. 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data.

Canadian Journal of Earth Science, 19:2141-2149.

- DAYAN, H & KELLER, J.V. 1989. A Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Trës Rios (RJ): uma análise da deformação por algumas feições estruturais. Revista Brasileira de Geociências, 19(4): 465-506.
- DELHAL, J & DEMAIFFE, D. 1985. U-Pb Archean geocronology of SFC (Eastern Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 15(1):55-60.
- DELHAL, J.; LEDENT, D. & CORDANI, U. 1969. Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitique du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Annales de la Société Géologique de Belgique, **T.92**: 271-283.
- DIOS, F.R.B. 1995. Geologia, petrologia e metamorfismo dos terrenos de alto grau da porção norte da Folha Mangaratiba (1:50.000). Rio de Janeiro 119p. (Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- DRM (DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS). 1977. Mapa geológico do estado do Rio de Janeiro, baseado em imagens MSS do satélite Landsat-1; Texto explicativo, Niterói, 41p. Convênio DRM/INPE.
- EBERT, H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. DNPM, DGM, p. 62-81, Rio de Janeiro.
- EBERT, H. 1957. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relatório Anual do Diretor. DNPM, DGM, 97-107, Rio de Janeiro.
- EBERT, H. 1968. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40(Supl.):215-229.
- EBERT, H. 1971. Os Paraíbides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraíbides e Araxaídes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Boletim Especial, 1:177-178.

- EBERT, H. D., HASUY, Y. & COSTA, J.B.S. 1991. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, SP, 1991. Boletim de Resumos...SBG-UNESP, p. 139-141.
- EBERT, H.D.; HASUY,Y. SARTORATO, G.;
 ALMEIDA, S.H. & COSTA, J.B.S. 1993.
 Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis da borda sul e sudeste do Cráton de São Francisco e da Síntaxe do Guaxupé. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte, MG, 1993. Anais...SBG-UNESP, boletim 12, p. 166-171.
- EL BOUSEILY, A.M.; EL SOKKARY, A.A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16:207-219.
- FERRARI, A.L. 1989. O rifi da Guanabara. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. Boletim de Resumos...São Paulo, SBG-RJ, p. 45.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1985. Introdução à geoquímica dos elementos de terras raras. Boletim IG-USP. Série Científica, 16:15-31.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; CAMPOS NETO, M.C. & RÊGO, 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. In: WORKSHOP DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA, GEOCRONO-LOGIA E LITOGEOQUÍMICA DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL, São Paulo, 1989. Boletim de Resumos... SBGq-IG/USP, p.41-45.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & CAMPOS NETO, M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciencias., 65 (supl. 1):63-81.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; CAMPOS NETO, M.C. & BARROS, E.J. 1992. Geoquímica dos charnockitóides Serra do Valentim (ES). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos.., São Paulo, SBG/SP, 1:383-384.
- FIGUEIREDO, M.C.H (in memorian) & TEIXEIRA (subm.). The Mantiqueira Metamorphic Complex, eastern Minas Gerais State:

preliminary geochronologal and geochemical results. Anais da Academia Brasileira de Ciências.

- FONSECA, A.C. 1986. Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro. São Paulo, 281p. (Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo).
- FONSECA, A.C. 1994. Esboço geocronológico da região de Cabo Frio, estado do Rio de Janeiro. São Paulo, 186p. (Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).
- FONSECA, A.C. 1995. Inventário geocronológico do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5, E CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 3, Niterói, 1995.
- FONSECA, A.C.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. 1984. Dados preliminares sobre a geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro.
 In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG/RJ, p.2333-2346.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATO, P. 1979. Nota Explicativa da folha Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.DNPM. Brasília.
- FYFE, W.S. & LEONARDOS JÚNIOR, O.H. 1974. Ancient metamorphic migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast : the African connection. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(4):247-251.
- GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.S. 1979. Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 42(2):311-320.
- GROSSI SAD, J.H. & DUTRA, C.V. 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. Geochimica Brasiliensis, 2(2):143-165.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A., TINDLE, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (eds). Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, 19, p. 67-81.

- HASUI. Y. 1975. Evolução polifásica do précambriano a leste de São Paulo. Boletim do Instituto de Geociências-USP-IG, Série Científica, 6:95-108.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-266.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. 1984. A Província Mantiqueira: Setor Central. In: ALMEIDA & HASUI. O Precambriano do Brasil. Edgard Blucher, 344p.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICH, C.A.; STEIN, D.P., GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A. ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S. & PIRES NETO. 1977. As grandes falhas do leste Paulista e sua importância. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, I, São Paulo, 1977. Atas...São Paulo, SBG/SP, p.369-380.
- HASUI, Y. & SADOWSKY, G.R. 1976. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, 6(3):180-200
- HASUI, Y. et alli. 1978. Geologia da região administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da região administrativa 2 (litoral) do Estado de São Paulo. São Paulo. IPT. 78p.
- HEAMAN, L. & PARRISH, R. 1991. U-Pb geochronology of acessory minerals. In: HEAMAN, L. & LUDDEN, J.N. (Eds.), Short Course Handbook on Application of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology. Toronto, Mineralogical Association of Canada, p.59-102.
- HEILBRON, M. 1990. O limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande e Ribeira na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG) -Barra do Piraí (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais...Natal, SBG/RN, v.6:2813-2826.
- HEILBRON, M. 1993. Evolução tectonometamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira. São Paulo. 268p.(Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).
- HEILBRON, M. 1995. O Segmento Central da Faixa Ribeira: Síntese Geológica e Ensaio de Evolução Geolectônica. Rio de Janeiro. p. (Tese de Livre Docência, Universidade do Estado do Rio de Janeiro).

- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; KAWASHITA, K. & PADILHA, A. 1989. Geocronologia da área entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambú. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 61(2):177-199.
- HEILBRON, M. & MACHADO, R. 1995. O magmatismo tardi- a pós-colisional Brasiliano na seção entre Bom Jardim de Minas e Barra do Piraí, Segmento Central da Faixa Ribeira.
 In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, Águas de São Pedro, 1995. Boletim de Resumos... São Paulo, SBG:SP/RJ/ES, p. 140.
- HEILBRON, M.; SANTOS, R.O.; VALLADARES, C.S. & VALERIANO, C.M. 1992 Geologia e litogeoquímica do Leucogranito Serra do Ipiranga. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos... São Paulo, SBG/SP, p.375-376.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H & TUPINAMBÁ, M. 1991. A Megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo, 1991. Atas...São Paulo, SBG:SP, p. 519-527.
- HEILBRON, **M**.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.C.H.; & VALLADARES, C. S.; EIRADO SILVA, L. G.; NAVA, D.B. & DIOS. F.B. 1993. Compartimentação Tectônica e Evolução Geológica do Segmento Central da Faixa Ribeira, a sul do Cráton de São Francisco; uma interpretação. In : SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador. 1993. Anais... Salvador, SBG/SGM, p. 263-265.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; VALLADARES, C.S. & TUPINAMBÁ, M. 1994. Segmento Central da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no evento termo-tectônico Brasiliano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos... SBG, vol 1: 263-265.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8:523-548.

- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.G.J.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, Southerastern Brazil. *Precambrian Researche*, **51**: 351-374.
- JUNHO, M.C.B. 1993. Granitóides Brasilianos na região central do Estado do Rio de Janeiro-Geoquímica preliminar. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65:161-179.
- KAY, R.W. & KAY, S.M. 1986. Petrology and geochemistry of the lower continental crust: an overview. In: DAWSON, J.B..; CARSWELL, D.A.; HALL, J. & WEDEPOHL, K. H. (eds.), The Nature of the Lower Continental Crust. Geological Society Special Publication, 24:147-159.
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica Cosmochimica* et Acta, 37:485-494.
- KROGH, T.E. 1982a. Improved accuracy of U-Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46:631-636.
- KROGH, T.E. 1982b. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46:637-649.
- KROGH, T.E. & DAVIS, G.L. 1975. The production and preparation of ²⁰⁵Pb for use as a tracer for isotope dilution analysis. *Carnegie Institute Washington Yearbook*, 74:416-417.
- LAMEGO, A.R. 1936. O Maciço de Itatiaia e regiões circundantes. Boletim Serviço Geológico Mineral. DNPM, 88: 1-93.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANCLAUDE, P.; MARCHAL, M.1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses - its relantionship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- LE MAITRE, R.W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193 p.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.G.B.;

PIRES J.L.; TEIXEIRA, W. & CASTRO, H.E.F. de. 1983. In: Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória, 1.Geologia, Rio de Janeiro, MME, 27-304.

- MACHADO, N & CARNEIRO, M. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. Canadian Journal of Earth Science, 29:2341-2346.
- MACHADO, N.& NOCE, C. 1993. A evolução do setor sul do Cráton de São Francisco entre 3,1 e 0,5Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DE SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais... SGB, p:100-105.
- MACHADO, N.; NOCE, C.; LADEIRA; E.& BELO OLIVEIRA, O. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, 104.1221-1227.
- MACHADO, N & SCHRANK, A. 1989. Geocronologia U-Pb no Maciço Piumhi: resultados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989, Anais...SBG, p.45-49.
- MACHADO, N; VALLADARES, C.S. HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. (1996) U-Pb geocronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 78 (no prelo)
- MACHADO, R. 1983. Considerações sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, São Paulo, 1983. Atas... São Paulo, SBG-SP, p.135-146.
- MACHADO, R. 1984. Evolução geológica, análise estrutural e metamórfica da Região de Vassouras e Paracambi, Rio de Janeiro. São Paulo. 196p. (Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).
- MACHADO, R. 1986a. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, 2:1088-1095.

- MACHADO, R. 1986b. Considerações preliminares sobre a aplicação de um Modelo Tectônico para os Complexos Serra dos Órgãos e Paraíba do Sul (RJ) - um provável exemplo de colisão continental. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG., p. 1096-2001.
- MACHADO, R. & ENDO, I. 1993. Estruturas transcorrentes na borda sul do Cráton de São Francisco: uma interpretação. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais...Salvador, SBG/SGM, p. 269-271.
- MACHADO, R. & OLIVEIRA, M.A.F. 1986. Evolução textural e metamórfica de rochas de médio e alto grau da região de Vassouras e Valença, Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG., 4:1526-1540.
- MACHADO, R. & DÉMANGE, M. 1989a. Rochas graniticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Rio de Janeiro, 1989. Boletim de Resumos... SBG-RJ/SP, p.
- MACHADO, R.; DÉMANGE, M.; MONTEIRO, R. 1989b. Granitóides do Estado do Rio de Janeiro: nível estrutural de colocação e suas relações com as fases de deformação e com o grau de metamorfismo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Rio de Janeiro, 1989. Boletim de Resumos... SBG-RJ/SP, p. 146-154.
- MACHADO, R. & DÉMANGE, M. 1991. Contexto Tectônico e estrutural dos granitóides brasilianos do estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, SP, 1991. Boletim de Resumos...SBG-UNESP, p. 64-65.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoides. Geological Society of American Bulletin, 101: 635-643.
- MARQUES, L.S. 1988. Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná: implicações petrogenéticas. São Paulo. 175p. (Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).

- MENEZES, S.O.; CORDANI, U & TEIXEIRA, W. 1987. Determinações geocronológicas em pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia Regional, 1, Rio de Janeiro, RJ, 1987. Anais....SBG/RJ-ES, p. 147-163.
- NOCE, C.M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na Região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. São Paulo. 128p. (Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).
- O'CONNOR, J.T. 1965. A classification of quartzrich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geological Survey Professional Paper, 525-B: 79-84.
- OLIVEIRA, M.A.F. 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraiba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. São Paulo, 116p. (Tese de Livre Docência, Universidade do Estado de São Paulo).
- OLIVEIRA, J.A.D.; MACHADO FILHO, L. RIBEIRO, W.M., LIU, C.C. & MENEZES, P.R. 1978. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro (texto explicativo). DRM, SICT, Estado do Rio de Janeiro, 41p.
- PADILHA, A.V.; VASCONCELLOS, R.M. & GORNES, R.A.A.D. 1991. Evolução Geológica. In: Texto Explicativo Barbacena, folha Sf. 23XC (Viana H. S., org.). Programa de Levantamentos Básicos do Brasil, escala 1:100.000, Brasília, DNPM, Cap. 6:111-133.
- PARRISH, R.R. 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1431-1450.
- PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rocks series. Journal of Geology, 39:54-67.
- PITCHER, W.S.1979. Comments on the geological environments of granites. In: ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. (eds), Origin of granite batholites: geochemical evidence. Shiva Publishing Ltd, Devon, 148p.
- PITCHER, W. S. 1982 Granite type and tectonic environment. In: HSU, K.J. (ed), *Moutain Building Processes*. Academic Press, p.19-40.
- PITCHER, W.S. 1983. Granite : typology, geological environment and melting relationships. In : ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds), Migmatites, Melting

and Metamorphism. Shiva Publishing Ltd, Cheshire, p. 277-285.

- PITCHER, W.S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau*, 76:51-79.
- RAPP, R.P.; WATSON, B.E. & MILLER, C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, **51**:1-25.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. & HEILBRON, M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco: análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG/RN, v.6:2605-2614.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rifte Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo. 256p. (Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).
- RICCOMINI, C.; PELLOGGIA, A.U.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNK, E. & FIGUEIRA, R.M. 1989. Neotectonic ativity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). Journal of South American Earth Science, 2(2):191-197.
- ROSIER, G. F. 1957. A Geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). DNPM, GGM, Boletim 166, 58p.
- ROSIER, G. F. 1965 Pesquisa geológica na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e a parte vizinha do Estado de Minas Gerais. DNPM, DGM, Boletim 222, 41p.
- RUDNICK, R.L. & TAYLOR, S.R. 1987. The composition and petrogenesis of the Lower Crust: a xenolith study. Jounal of Geophysical Research, 92:13.981-14.005.
- SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. 1984. Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:250.000, p.307-314.
- SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. 1982. O padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE

GEOLOGIA, 5, Argentina, 1982. Actas... 1:349-370.

- SILVA, J.M.R.; LIMA, M.I.C.; VERONESE, V.F.; RIBEIRO Jr, R.N.; ROCHA, R.M.; & SIGA JR., O. 1987. Folhas SE-24 Rio Doce. Levantamentos de Recursos Naturais. Geologia. IBGE, Rio de Janeiro, 34, 1-172.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K.; HANSEN, B.T. 1987. The Brasiliano orogenesis: age determinations (Rb-Sr e U-Pb) in the coastal mountais region of Espírito Santo, Brazil. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Hefte 7/8: 729-741.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. 1989. Brasiliano age of charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo/Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Hefte 5/6: 933-945.
- SÖLLNER, F., LAMMERER, B. & WEBER-DIEFENBACH, K. 1991. Die Krustenentwicklung in der Kustenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien. Munchner Geologische Hefte 4, Munchen, 100 pp.
- SÖLLNER, F. & TROUW, R.A.J. (subm.). The Andrelândia deposicional cycle (Minas Gerais/Brazil), a post-Transamazonic sequence south of São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. Journal of South American Earth Science
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth Planetary and Science Letters*, 6:15-25.
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planetary and Science Letters*, **36**: 359-362.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**: 1-33.
- TARNEY, J. & WEAVER, B.L. 1987. Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models. In: PARK, R.G & TARNEY, J. (eds), Evolution of Lewisian and Comparable High Grade

Terrains. Geological Society Special Publication, n°27, pp. 45-56.

- TASSINARI, C.C.G. & CAMPOS NETO, M.C. 1988. Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State-Brazil: based on isotopic evidences. *Geochimica Brasiliensis*, **2(2)**: 175-183.
- TAYLOR, S.R.& MACLENNAN, S.M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution, 312pp., Blackwell, Oxford.
- TEIXEIRA, W. 1985. A evolução tectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. São Paulo. 207p.(Tese de Doutoramento, Universidade de São Paulo).
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**: 1-22.
- TROUW, R.A.J. 1995. Uma avaliação dos modelos cinemáticos propostos para a Megassinformal do Vale do Rio Paraíba do Sul, baseada em lineações de estiramento. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado, 1995. Boletim de Resumos... Gramado, SBG/RS-CPGQ/UFRGS, p.103-104.
- TROUW, R.A.J. & PANKHURST, R.J. 1993. Idades radiométricas ao sul do Cráton de São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DE SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais...SGB, p:260-263.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena 1:250.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG., 2:972-986.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos... SBG, vol 1 :234-235.
- VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A.; HEILBRON, M. 1993. Estruturação da porção meridional da Faixa Brasília, sudoeste de Minas Gerais: implicações sobre a definição do limite regional do Cráton São Fransisco In: SIMPÓSIO SOBRE O

CRÁTON DE SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais...SGB, p:275-276.

- VALLADARES, C.S.; HEIBRON, M. & FIGUEIREDO. 1995. O granito Getulândia e sua relação com a Zona de Cisalhamento Taxaquara. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado, 1995. Boletim de Resumos... Gramado, SBG/RS-CPGQ/UFRGS, p.217.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. 1980. Rare Earth Geochemistry of Lewisian granulite-facies gnaisses, Nothwest Scotland: implications for the petrogenesis of the Archean lower continental crust. *Earth Planetary and Science Letters*, 51:279-296
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. 1981. Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models. *Earth Planetary and Science Letters*, 55:279-296.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43:7-22.
- WIEDEMANN, C.M.; BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; LUDKA, I.P.; SCHIMIDT-THOMÉ, R.; DIEFENBACH, K.W. 1986. Macicos intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1):24-37.
- WIEDEMANN, C.M. 1993. The evolution of the Early Paleozoic, Late- to Pos-colisional Magmatic Arc of the Coastal Mobile Belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65 (supl. 1):163-181
- WINKLER, H.G.F. 1977. Petrogênese das rochas metamórficas. Edgard Blucher Ltda., 254p.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. An introduction to Metamorphic Petrology. Longman, NY, 248p.
- ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K. & VAN SCHMUS, W.R. 1990a. Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ e sua conexão com o Cráton de Angola. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG/RN, v.6:2735-2743.
- ZIMBRES, E: MOTOKI, A. & KAWASHITA, K. 1990b. História do soerguimento regional da Faixa Ribeira com base em datações K-Ar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG/RN, v.6:2764-2772.



