UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FAIXA ITAIACOCA: REGISTRO DE UMA COLISÃO
ENTRE DOIS BLOCOS CONTINENTAIS NO
NEOPROTEROZÓICO

José Manoel dos Reis Neto

Orientador: Prof. Dr. Umberto G. Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente :	<u>Dr. U.G.Cordani</u>	<u>U. Cord</u>
Examinadores:	<u>Dr. V.A.Janasi</u>	<u>Valdinei de A. Janasi</u>
	<u>Dr. H.H.G.J.Ulbrich</u>	<u>R. Ulbrich</u>
	<u>Dr. R.A.Fuck</u>	<u>R. A. Fuck</u>
	<u>Dr. P.C.Souares</u>	<u>P. C. Soares</u>

SÃO PAULO
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**FAIXA ITAIACOCA: REGISTRO DE UMA COLISÃO
ENTRE DOIS BLOCOS CONTINENTAIS NO
NEOPROTEROZÓICO**

José Manoel dos Reis Neto

Orientador: Prof. Dr. Umberto G. Cordani

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005461

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1994

Minha vida é andar por este país
Para ver se um dia descanso feliz
Guardando recordações / Das terras onde passei
Andando pelos sertões / Dos amigos que lá deixei

Luiz Gonzaga/Hervê Cordovil

S u m á r i o

Agradecimentos	
Resumo	
Abstract/Resumée	
Siglas e Abreviações	
Índice de Figuras	
Índice de Fotomicrografia	
Índice de Tabelas	
Introdução, Objetivos e Métodos	1

1ª Parte **A Faixa Itaiacoca**

Capítulo 1 - Geologia regional	
1.1 - Contexto Histórico	5
1.2 - Contexto Geográfico/Geotectônico	8
1.3 - Contexto Geológico	9
Capítulo 2 - Análise da geologia da FIT	
2.1 - A Formação/Grupo Itaiacoca	14
2.2 - Formação Água Clara	16
2.3 - Complexo Granítico Cunhaporanga	17
2.4 - Complexo Granítico Três Córregos	19
2.5 - Conclusões	20

2ª Parte **Caracterização das unidades estratigráficas**

Capítulo 3 - Formação Abapã	
3.1 - Rochas Metassedimentares	23
3.1.1 - Os Metarenitos-feldspáticos	24
3.1.2 - Ambiente Tectônico	24
3.2 - Metavulcânicas e Metavulcanoclásticas	24
3.2.1 - Metavulcânicas Não Foliadas	30
3.2.1.1 - Mineralogia/Petrografia	31
3.2.2 - Metavulcânicas Foliadas	31
3.2.2.1 - Mineralogia/Petrografia	36
3 3 - Conclusões	37
Capítulo 4 - Formação Bairro dos Campos	
4.1 - Sequência Metacalcária	38
4.2 - Sequência Metapelítica	39
4.3 - Os Metadoleritos	40
4.3.1 - Caracterização Petrográfica	40
4.4 - Ambiente Tectônico	48
4.5 - Conclusões	48
Capítulo 5 - Formação Água Clara	
5.1 - Rochas Cálcio-silicáticas/Xistosas	50
5.1.1 - Caracterização Petrográfica	51
5.2 - Rochas Anfibolíticas	53
5.3 - Ambiente Tectônico	56
5.4 - Conclusões	57
Capítulo 6 - Complexo Cunhaporanga	
6.1 - Os Gnaisses	58

6.1.2 - Caracterização Petrográfica	59
6.2 - Os Granitos	60
6.2.1 - Caracterização Petrográfica	61
6.3 - Os Riólitos	61
6.3.1 - Caracterização Petrográfica	61
6.4 - Conclusões	62
Capítulo 7 - Complexo Três Córregos	
7.1 - Os Gnaisses	63
7.1.1 - Caracterização Petrográfica	65
7.2 - Os Granitos	66
7.2.1 - Caracterização Petrográfica	67
7.3 - As Rochas Subvulcânicas	68
7.4 - Conclusões	68
3ª Parte	
Geoquímica dos Elementos Maiores e Traços	
Capítulo 8 - Formação Abapã	
8.1 - Elementos Maiores e Traços	76
8.2 - Elementos Terras Raras	80
8.3 - Ambiente tectônico	82
8.4 - Conclusões	84
Capítulo 9 - Formação Bairro dos Campos	
9.1 - Elementos Maiores	86
9.2 - Elementos Traços	90
9.3 - Elementos Terras Raras	92
9.4 - Ambiente Tectônico	93
9.5 - Conclusões	98
Capítulo 10 - Formação Água Clara	
10.1 - Elementos Maiores e Traços	101
10.2 - Elementos Terras Raras	104
10.3 - Ambiente Tectônico	105
10.4 - Conclusões	107
Capítulo 11 - Complexo Cunhaporanga	
11.1 - Rochas Gnáissicas	109
11.1.1 - Elementos Maiores	111
11.1.2 - Elementos Traços	112
11.1.3 - Elementos Terras Raras	113
11.1.4 - Ambiente Tectônico	114
11.2 - Rochas Graníticas	118
11.2.1 - Elementos Maiores e Traços	118
11.2.2 - Elementos Terras Raras	121
11.2.3 - Ambiente Tectônico	122
11.3 - Rochas Riolíticas	125
11.3.1 - Elementos Maiores e Traços	125
11.3.2 - Elementos Terras Raras	127
11.3.3 - Ambiente Tectônico	128
11.4 - Conclusões	130
Capítulo 12 - Complexo Três Córregos	
12.1 - Rochas Gnáissicas	132
12.1.1 - Elementos Maiores	134
12.1.2 - Elementos Traços	135

12.1.3 - Elementos Terras Raras	137
12.1.4 - Ambiente Tectônico	137
12.2 - Rochas Graníticas	141
12.2.1 - Elementos Maiores e Traços	141
12.2.2 - Elementos Terras Raras	143
12.2.3 - Ambiente Tectônico	144
12.3 - Rochas Riolíticas	148
12.4 - Conclusões	149

4ª Parte

Geologia Isotópica e Geocronologia

Capítulo 13 - Formação Abapã	
13.1 - Método Pb-Pb	154
13.2 - Método Rb-Sr	159
13.3 - Método Sm-Nd	162
13.4 - Geoquímica Isotópica	165
13.5 - Conclusões	169
Capítulo 14 - Formação Bairro dos Campos	
14.1 - Os Metadoleritos	170
14.1.1 - Método Pb-Pb	170
14.1.2 - Método Rb-Sr	173
14.1.3 - Método Sm-Nd	175
14.1.4 - Evolução Isotópica	177
14.2 - Os Mármore	179
14.2.1 - Método Pb-Pb	180
14.2.2 - Método Rb-Sr	181
14.3 - Conclusões	182
Capítulo 15 - Formação Água Clara	
15.1 - Método Rb-Sr	183
15.2 - Método Pb-Pb	183
15.3 - Método Sm-Nd	185
15.4 - Evolução Isotópica	186
15.5 - Conclusões	188
Capítulo 16 - Complexo Cunhaporanga	
16.1 - Rochas Gnáissicas	189
16.1.1 - Método Rb-Sr	189
16.1.2 - Método Pb-Pb	191
16.1.3 - Método Sm-Nd	192
16.2 - Rochas Graníticas	193
16.2.1 - Método Rb-Sr	193
16.2.2 - Método Pb-Pb	196
16.2.3 - Método Sm-Nd	197
16.3 - Evolução Isotópica	197
16.4 - Rochas Riolíticas	201
16.4.1 - Método Rb-Sr	201
16.4.2 - Método Pb-Pb	203
16.4.3 - Método Sm-Nd	203
16.4.4 - Evolução Isotópica	204
16.5 - Conclusões	206
Capítulo 17 - Complexo Três Córregos	
17.1 - Rochas Gnáissicas	208
17.1.1 - Método Rb-Sr	208
17.1.2 - Método Pb-Pb	209

17.1.3 - Método Sm-Nd	211
17.2 - Rochas Graníticas	212
17.2.1 - Método Rb-Sr	212
17.2.2 - Método Pb-Pb	214
17.2.3 - Método Sm-Nd	215
17.3 - Evolução Isotópica	216
17.4 - Conclusões	218

5ª Parte

Ensaio da Reconstituição Geodinâmica

Capítulo 18 - Caracterização Geoquímica e Isotópica da FIT e dos complexos adjacentes	
18.1 - Caracterização dos Blocos Continentais	222
Capítulo 19 - Modelo Geodinâmico para a Evolução da FIT	
19.1 - Paleoproterozóico	231
19.2 - Mesoproterozóico	232
19.3 - Neoproterozóico e Eopaleozóico	235
19.3.1 - Orogênese Cunhaporanga	236
19.3.2 - Orogênese Três Córregos	236
19.3.3 - Terceiro Período Orogênico	239
Referências Bibliográficas	241
Anexos	254
Anexo 1 - Metodologia Analítica	
Anexo 2 - Análises Isotópicas	
Anexo 3 - Análises químicas	
Anexo 4 - Análises mineralógicas	
Anexo 5 - Mapa Geológico (Figura 1.1)	

Agradecimentos

A quem não agradecer por ter contribuído em um trabalho tão longo e abrangente? As formas de contribuições recebidas foram as mais diferentes: desde um "tapinha" nas costas, até uma correção séria e sumária do texto. Nesse sentido o autor gostaria de externar os seus sinceros agradecimentos aos que se seguem:

Ao professor Umberto G. Cordani, orientador, pelas críticas científicas e sugestões, bem como o apoio, imprescindíveis para a realização deste trabalho.

Aos colegas e estudantes do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, em especial aos professores João Carlos Biondi, Mauro Salgado Monastier e Elimar Trein, pelas discussões mantidas e colaborações recebidas durante a pesquisa. Às turmas de graduandos de 1985, 1986 e 1992 pelo coleguismo. Às acadêmicas Jaqueline Kogut e Raquel Buba pela ajuda na *mise en page* deste trabalho, ao desenhista Oto Laurentino Rosa e a bibliotecária Eliane Maria Stroparo.

Aos colegas do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, em especial aos amigos Miguel A.S. Basei e Oswaldo Siga Junior, sobre as discussões geológicas que muito auxiliaram no desenvolvimento deste trabalho.

Agradecimento em especial aos amigos e professores da Universidade Blaise Pascal em Clermont Ferrand, França, que me acolheram e proporcionaram as melhores condições possíveis de trabalho. Em especial ao Professor Phillipe Vidal, pelo convite, e aos professores Jean-Louis Poidevin e Yves Viallete, pela apoio e a amizade durante todo o desenvolvimento do trabalho.

À FINEP pela gestão do programa PADCT, através do Projeto Evolução Geológica do Leste Paranaense: Fase I (42.86.0573) e Fase II (43.89.0041).

Ao CNPq, Projeto nº 40.00.53/87 e à UFPR, Projetos nº 08.44.055 e 2178 000/131, pelo apoio para o desenvolvimento da pesquisa.

À CAPES/MEC em conjunto com o COFECUB que, ao conceder uma bolsa de pesquisa, permitiram o nosso estágio na Universidade Blaise Pascal - França.

À Heidi, Juliana, Patrícia e Felipe que juntos compreenderam e apoiaram o meu caminho

Resumo

As rochas metassedimentares e metavulcânicas, do Grupo Itaiacoca, e os complexos graníticos adjacentes, Cunhaporanga e Três Córregos, localizados no leste do Estado do Paraná, constituem a base deste estudo. A configuração das rochas graníticas, limitando as rochas deste grupo, define uma faixa geográfica denominada de Itaiacoca.

O Grupo Itaiacoca, na região estudada, é constituído por quatro formações: Abapã, Serra dos Macacos, Bairro dos Campos e Água Clara. Estas possuem associações litológicas e estruturas sedimentares que permitem defini-las como unidades penecontemporâneas de uma margem continental do tipo passiva.

O ambiente tectônico e a idade de sedimentação do Grupo Itaiacoca foram definidos através do estudo das rochas metadoleríticas e metavulcânicas que se encontram intercaladas nas formações Bairro dos Campos e Abapã, respectivamente. Utilizando os resultados geoquímicos, foi possível caracterizar as rochas metadoleríticas como toleíticas, geradas em um ambiente distensional. As rochas metavulcânicas possuem teores elevados de K_2O e outros elementos LILE, permitindo interpretar que se tratam de rochas ultrapotássicas, do tipo lamproíto.

Ambos os complexos graníticos são cálcio-alcálinos e constituídos por rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas. As composições químicas distintas apresentadas pelas rochas desses complexos, levam a interpretá-los como raízes de arcos magmáticos distintos.

A integração dos métodos radiométricos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd permitiu determinar uma idade de 1.080 M.a. para a geração das rochas metadoleríticas e, possivelmente, de 1.250 ± 100 M.a. para as rochas metavulcânicas. Essas idades indicam também que a sedimentação das rochas do Grupo Itaiacoca ocorreu no Mesoproterozóico.

Os métodos radiométricos definiram, através das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas, idades distintas de implantação dos dois Complexos. As idades Neoproterozóicas dessas rochas possibilitaram inferir a implantação de um arco magmático, associado

ao Complexo Cunhaporanga, entre 800-700 M.a., e outro, associado ao Complexo Três Córregos, entre 700-600 M.a.

As diferenças geoquímicas dos dois complexos graníticos foram ressaltadas nos resultados dos estudos isotópicos. Os isótopos de Sr, Pb e Nd determinaram que esses complexos provêm de distintos mantos do tipo subcontinental, possuidores de longa vida geológica. O manto que serviu de fonte para as rochas do Complexo Três Córregos foi formado há ± 2.200 M.a, a partir de um manto primordial, enquanto que o manto gerador das rochas do Complexo Cunhaporanga foi formado há ± 1.800 M.a. Esses dois mantos são produtos do desenvolvimento de um ciclo tectônico no Paleoproterozóico.

A configuração atual dos dois Complexos é consequência do Ciclo Tectônico Brasileiro que ocasionou a colagem de blocos continentais, possuidores de mantos subcontinentais com composição distinta. A ocorrência desse ciclo, na região estudada, pode ser caracterizada pelo desenvolvimento de três períodos orogenéticos (compressionais), proporcionando a geração de magmatismo ácido cálcio-alcalino. A primeira orogênese foi denominada de Cunhaporanga (800-700 M.a.), a segunda Três Córregos (700-600 M.a.) e a terceira, por não estar bem representada na região, não foi denominada.

O limite em subsuperfície da colagem de blocos continentais pode ser definido pela existência de anomalia gravimétrica associada à região da Falha de Itapirapuã. Atualmente a Faixa Itaiacoca é a região que limita os dois blocos continentais que existiram no Mesoproterozóico, e se colidiram no Neoproterozóico.

Abstract

A narrow belt comprising metasedimentary and metavolcanic rocks, the Itaiacoca belt, occurs in the eastern part of the State of Paraná (Brazil). It exhibits a NE trend, and is bordered by two granitic complexes: Três Córregos (SE) and Cunhaporanga (NW). This work aims to understand the geological evolution of these units.

The Itaiacoca belt comprises four formations: Abapã, Serra dos Macacos, Bairro dos Campos and Água Clara. Distinctive lithologic patterns and sedimentological structures allow to recognize that they are penecontemporaneous, and were formed in a passive continental margin.

Metadoleritic and metavolcanic rocks occurs interlayered with the Bairro dos Campos and Abapã formations, respectively. The metadolerites are tholeiitic, thus indicating an extensional environment in their generation. On the other hand, the metavolcanic rocks are ultrapotassic, distinguished by high K₂O and high LILE elements' contents, suggesting a lamproitic nature.

Both granitic complexes are calc-alkaline and include gnaissic rocks, granites and rhyolites. The peculiarity in their chemical composition suggest that they are roots of different magmatic arcs.

Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd determinations indicate a 1.080 My age for the generation of the metadoleritic rocks and a possible 1.250 ±100 My age for the metavolcanics. These values indicate that the deposition of the sedimentary rocks of the Itaiacoca belt occurred in the Mesoproterozoic.

Radiometric methods applied to the rocks of the Três Córregos and Cunhaporanga complexes led to recognize that they were formed at distinct episodes. The Cunhaporanga magmatic arc was active between 800-700 My, and the Três Córregos magmatic arc was younger, between 700-600 My.

The geochemical differences between the two granitic complexes were demonstrated by isotopic analyses. Sr, Pb and Nd isotopic values suggest that they were generated from two distinct regions of the subcontinental mantle. The mantle source for the Três Córregos complex was formed at about 2.200 My, whereas that of the Cunhaporanga complex rocks was formed at 1.800 My. Both materials seem to be the product of a paleoproterozoic tectonic cycle.

The present configuration of both complexes is due to the Brasiliano Tectonic Cycle that stucked together both continental blocks, underlain by subcontinental mantle of distinct chemical composition. If it is believed that at least three orogenic (collisional and/or compressional) episodes are associated to this tectonic cycle, leading to acid calc-alkaline magmatism: the first one at about (800-700 My), the second (700-600 My), and the third one around 600-500 My.

A gravimetric anomaly that runs parallel to the Itapirapuã fault zone may represent the underneath suture zone between the two collided continental blocks. The Itaiacoca belt lies presently in the limiting region between these Mesoproterozoic continental blocks that collided in Neoproterozoic times.

Resumé

La région étudiée comprend le groupe volcano-sédimentaire d'Itaiacoca ainsi que les complexes granitiques de Cunhaporanga (à l'Est) et Três Córregos (à l'Ouest). Dans le groupe d'Itaiacoca on peut distinguer les formations d'Abapã, Serra dos Macacos, Bairro dos Campos et Água Clara. Les associations lithologiques et les structures sédimentaires conservées démontrent que ces formations se sont déposées sur une marge passive.

L'étude géochimique et géochronologique (Rb-Sr, Pb-Pb et Sm-Nd) des métadolerites de la formation Bairro dos Campos et des unités métavolcaniques de la formation Abapã ont permis de contraindre le contexte structural et l'âge du dépôt des unités du groupe d'Itaiacoca. Les métadolerites ont un chimisme de tholéiites de domaine intra-plaque et sont mises en place à 1.080 Ma. Les roches métavolcaniques, datées à 1.250 ± 100 Ma, sont exceptionnellement riches en K₂O et autres éléments LILE et présentent de nettes affinités avec les roches ultra-potassiques modernes et plus particulièrement avec des lamproïtes. Les données chronologiques s'accordent avec un dépôt des unités sédimentaire du groupe d'Itaiacoca durant la Mésoproterozoïque.

Les complexes granitiques Cunhaporanga et Três Córregos, constitués d'orthogneiss, granites et rhyolites, sont globalement calco-alcalins; cependant les compositions chimiques diffèrent sensiblement. De ce fait ces complexes granitiques sont considérés comme les racines de deux arcs magmatiques de bordures continentales distinctes. La radiométrie des granites, gneiss et rhyolites permet de situer la mise en place du complexe Cunhaporanga entre 800 et 700 Ma et celle du complexe Três Córregos entre 700 et 600 Ma. La géochimie isotopique confirme la distinction chimique réalisée à partir des éléments majeurs et en traces. Les complexes Cunhaporanga fournissent des âges modèles (Sm-Nd) de c.a. 2.200 Ma alors que ceux du complexe Três Córregos sont de c.a. 1.800 Ma. Bien que globalement rapportables au cycle tectonique Trans-Amazonien paléoproterozoïque les sources respectives ont des caractéristiques chimiques et isotopiques distinctes.

Dans la région étudiée, trois phases tectoniques sont attribuées à la tectogénese Brasiliano. Les deux premières datées à

800-700 Ma et 700-600 Ma ont été nommées respectivement Cunhaporanga e Três Córregos. Chaque phase tectonique est associée a la mise en place de roches magmatiques calco-alcalines.

Le collage des blocs crustaux à eu lieu lors de la tectogénèse Brasileiro. La gravimétrie suggère que la faille de Itapirapuã située sensiblement au contact entre le groupe mésoprotérozoïque d'Itaiacoca et le complexe granitique néoprotérozoïque de Três Córregos corresponde à la limite entre les blocs crustaux.

Siglas e Abreviações

- AFM** - Diagrama de variação: $A=Na_2O+K_2O$, $F=FeO+Fe_2O_3$ e $M=MgO$
- BABI** (*Basaltic Achondrite Best Initial*) - Razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial do meteorito basáltico acondrítico
- CA** - Cálcio-alcálico
- CAB** - Basalto Cálcio-alcálico
- CHUR** (*Chondritic Uniform Reservoir*) - Reservatório condrítico uniforme
- CCU** - Complexo Cunhaporanga
- CFB** (*Continental Flood basalt*) - Derrames basálticos continentais
- COL** - Colisional
- CTC** - Complexo Três Córregos
- CWPV** (*Continental Within Plate Volcanics*) - Vulcânicas do interior de placas
- DM** (*Depleted Mantle*) - Manto Empobrecido
- ETR** - Elementos Terras Raras
- ETRL** - Elementos Terras Raras Leves (La a Sm)
- ETRP** - Elementos Terras Raras Pesadas (Gd a Lu)
- FIT** - Faixa Itaiacoca
- LCC** (*Lower Continental Crust*) - Crosta continental inferior
- LHT** (*Leucite Hills Type*) - Lamproíto do tipo Leucita Hills
- LILE** (*Large Ion Litophile Elements*)
- MORB** (*Mid-Ocean Ridge Basalts*) - Basaltos da cadeia meso-oceânica
- N-MORB (Normal), E-MORB (Enriquecido), T-MORB (Transicional)
- MSWD** (*Mean Square of Weighted deviates*)
- MVF** - Metavulcânicas Foliadas
- MVN** - Metavulcânicas Não Foliadas
- OIB** (*Ocean Island Basalts*) - Basaltos de ilhas oceânicas
- OFB** (*Ocean Floor Basalts*) - Basaltos de fundo oceânico
- OFG** (*Ocean Floor Granites*) - Granitos de fundo oceânico
- ORG** (*Ocean Ridge Granite*) - Granitos da cadeia oceânica
- Post-ColG** - Granitos Pós-colisional
- RPT** (*Roman Province Type*) Lamproíto do tipo Província de Roma
- Sin-ColG** - Granitos sin-colisional
- TAT** (*Toro-Ankole Type*) Lamproíto do tipo Toro-Ankole
- TOL** - Toleítos
- UCC** (*Upper Continental Crust*) - Crosta continental superior
- USD** (*Undimensional Standard Deviation*)

VAB (*Volcanic Arc Basalt*) - Basalto de arco vulcânico
VAG (*Volcanic Arc Granite*) - Granito de arco vulcânico
WPA (*Within Plate Alkaline*) - Alcalinas do interior de placas
WPB (*Within Plate basalts*) - Basaltos do interior de placas
WPG (*Within Plate Granites*) - Granitos do interior de placas
WPT (*Within Plate Tholeiite*) - Toleítos do interior de placas

Índice de Figuras

Figura 01 - Mapa Geológico e Esboço Estratigráfico do Precambriano do Estado do Paraná.	4
Figura 2.1 - Coluna estratigráfica da Faixa Itaiacoca na região em estudo (Itaiacoca-Abapã-Socavão).	21
Figura 3.1 - Coluna estratigráfica esquemática da Formação Abapã, utilizando como base o perfil da região de São Luiz dos Machados.	24
Figura 3.2 - Diagrama para rochas arenosas com menos de 15% de matriz. A disposição dos pontos define a composição de quartzo arenito e arcósio, para os metarenitos da Formação Abapã.	25
Figura 3.3 - Diagramas de ambientes tectônicos para os metarenitos feldspáticos com menor grau de deformação e com, no máximo, 15% de matriz.	28
Figura 3.4 - Composição química dos diferentes tipos de feldspatos existentes nas MVF e MVN.	33
Figura 4.1 - Diagrama AB-OR-AN definindo os dois tipos de plagioclásio nas rochas metadoleríticas como albita e labradorita.	44
Figura 4.2 - Gráfico mostrando a composição dos piroxênios dos metadoleritos.	44
Figuras 4.3 - Gráficos definindo os metadoleritos como característicos de basaltos subalcalinos de fundo oceânico (OFB), a partir da composição química dos piroxênios.	45
Figura 4.4 - Diagrama mostrando os piroxênios dos metadoleritos com composição similar aos piroxênios de basaltos toleíticos ou cálcio-alcalinos.	46
Figura 4.5 - Diagrama caracterizando os diferentes tipos de anfibólios existentes nos metadoleritos. Ressalta-se que as actinolitas perfazem 95% dos anfibólios totais descritos.	47
Figura 5.1 - Caracterização dos anfibólios das rochas anfibolíticas, como hornblenda-magnesiana e edenita-hornblenda.	54

Figura 5.2 - Triângulo AB-OR-AN classificando os feldspatos das rochas anfíbolíticas.	55
Figura 8.2 - Diagrama definindo as rochas MVF como rochas potássicas do tipo RPT, e as MVN como de transição entre rochas potássicas RPT e LHT.	76
Figura 8.3 - Diagramas da razão entre dois elementos incompatíveis. Apesar da dispersão dos pontos, é possível caracterizar os diferentes tipos de metavulcânicas como cogenéticas.	78
Figura 8.4 - Variação de certos elementos químicos (SiO_2 , K_2O , TiO_2 e Zr) em relação aos teores de $\text{H}_2\text{O}+(\text{PF})$, nas rochas MVF e MVN.	79
Figura 8.5 - Padrões de distribuição dos ETR das MVF. Neste diagrama, estão plotados dois lamproítos de Murcia-Almerio.	81
Figura 8.6 - Padrões de distribuição dos ETR das MVN.	81
Figura 8.7 - <i>Spiderdiagram</i> comparando as MVF e MVN com lamproítos de Murcia-Almeria, Espanha.	84
Figura 9.1 - a) Gráfico $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=f(\text{SiO}_2)$ indicando a composição basáltica para os metadoleritos, com uma tendência para o campo dos basaltos/andesíticos. b) Gráfico $\text{Zr}/\text{TiO}_2=f(\text{Nb}/\text{Y})$ definindo essas rochas como basaltos subalcalinos.	87
Figura 9.2 - Diagramas de variação dos elementos maiores nos metadoleritos, utilizando a razão $\text{FeO}t/\text{MgO}$ como índice de diferenciação.	88
Figura 9.3 - Diagrama A F M definindo os metadoleritos como toleítos, e mostrando que as rochas com quartzo normativo são as que possuem os teores mais elevados de $\text{FeO}t$.	89
Figura 9.4 - Diagramas de variação dos elementos traços.	91
Figuras 9.5 - Diagramas mostrando as rochas com olivina normativa definindo um <i>trend</i> de fusão parcial, enquanto as rochas com quartzo normativo, um <i>trend</i> de cristalização fracionada.	92
Figura 9.6 - Padrões de distribuição dos ETR de três amostras de metadoleritos. Apesar de as três amostras possuírem padrões similares, a amostra ELA 3d possui teores superiores de ETR.	93

Figura 9.7 - Diagramas caracterizando os metadoleritos como toleítos do tipo MORB. A figura b mostra a tendência dessas rochas para WPB.	94
Figura 9.8 - Diagrama definindo os metadoleritos como sendo toleítos do tipo MORB. As rochas diferenciadas estão dentro do campo de basaltos continentais.	95
Figura 9.9 - Diagramas de $Th=f(Ta^*)$ e $Th-Hf/3-Ta^*$, definindo o caráter de VAB para os metadoleritos.	95
Figura 9.10 - Diagramas mostrando, através dos elementos Ti, Y, Zr e Y, o caráter transicional dessas rochas.	96
Figura 9.11 - a) Triângulo definindo a composição de P-MORB (E-MORB) e, b) triângulo mostrando as rochas metadoleríticas próximas ao campo de LCC (Lower Continental Crust) e distantes do campo (Upper Continental).	97
Figura 9.12 - <i>Spiderdiagram</i> dos metadoleritos normalizado pelos valores do MORB.	98
Figura 10.1 - Diagramas de discriminação química entre orto e parafibrolitos.	100
Figura 10.2 - Diagrama caracterizando os anfibolitos como basalto subalcalino e basalto-andesítico.	102
Figura 10.3 - Diagramas discriminantes utilizando Ti, Y, Nb e Zr, definindo os anfibolitos como toleítos de fundo oceânico (MORB).	103
Figura 10.4 - Diagramas discriminantes utilizando elementos imóveis incompatíveis, não permitindo discriminar os anfibolitos entre rochas básicas MORB e VAB.	103
Figura 10.5 - Diagrama triangular mostrando os anfibolitos como originados de uma rocha básica proveniente de manto enriquecido (P-MORB) ou do tipo subcontinental.	104
Figura 10.6 - <i>Spiderdiagram</i> permitindo verificar a similaridade entre os padrões apresentados pelas amostras ABP 52c, 52d e 52e e o padrão discrepante da amostra ABP 52b.	105
Figura 10.7 - Padrão de distribuição dos ETR para o anfibolito e o clorita filito.	106
Figura 10.8 - Diagramas mostrando as similaridades químicas existentes entre os anfibolitos e os metadoleritos.	107
Figura 10.9 - Comparação dos padrões de distribuição dos	

ETR, mostrando as similaridades existentes entre as rochas anfibolíticas e as metadoleríticas.	107
Figura 11.1 - Diagramas de variação comparando as rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas do CCU.	110
Figura 11.2 - Diagrama A F M caracterizando as rochas gnáissicas como cálcio-alcálinas.	111
Figura 11.3 - Diagramas mostrando as rochas gnáissicas do CCU com um alinhamento característico de rochas graníticas cálcio-alcálinas.	112
Figura 11.4 - Diagrama $K_2O=f(Na_2O)$ mostrando a tendência cálcio-alcálica, rica em K_2O , para as rochas gnáissicas do CCU ($K_2O/Na_2O > 1$).	113
Figura 11.5 - Variação da razão Y/Zr nas rochas gnáissicas, indicando a existência de fenômenos de fusão parcial ou contaminação crustal, durante a geração dessas rochas.	113
Figura 11.6 - Padrão de distribuição dos ETR dos gnaisses do CCU.	114
Figura 11.7 - Diagramas caracterizando os gnaisses como tipo VAG.	115
Figura 11.8 - <i>Spiderdiagram</i> das rochas gnáissicas do CCU.	116
Figura 11.9 - Diagrama triangular (Rb-Hf-Ta*) permitindo definir os gnaisses como VAG.	116
Figura 11.10 - Composição das rochas gnáissicas do CCU mostrando uma tendência pré-colisional.	117
Figura 11.11 - Estimativa da profundidade de geração do magma das rochas gnáissicas do CCU, a partir da razão Rb/Sr.	117
Figura 11.12 - Diagrama AFM das rochas graníticas do CCU, indicando uma afinidade cálcio-alcálica.	119
Figura 11.13 - Diagramas Ab-An-Or e Na_2O-K_2O-CaO dos granitos do CCU mostrando o caráter cálcio-alcálico dos dois corpos amostrados.	119
Figura 11.14 - Diagrama mostrando os dois corpos de rochas graníticas do CCU com uma razão K_2O/Na_2O maior que a unidade.	120
Figura 11.15 - Diagramas entre dois elementos incompatíveis para verificação da evolução das razões entre as rochas graníticas dos dois corpos.	120

Figura 11.16 - Padrões de distribuição dos ETR dos dois corpos graníticos estudados do CCU.	121
Figura 11.17 - Diagrama mostrando as rochas graníticas dos dois corpos, como sendo originadas em um ambiente de arco vulcânico.	122
Figura 11.18 - Diagramas de elementos traços caracterizando as rochas graníticas como formadas em um ambiente colisional.	123
Figura 11.19 - <i>Spiderdiagrams</i> das rochas dos dois corpos graníticos do CCU.	123
Figura 11.20 - caracterização das rochas graníticas do CCU como pós-colisionais.	124
Figura 11.21 - Diagrama $Rb=f(Sr)$ calculando a profundidade teórica em mais de 30 Km para a geração das rochas graníticas.	124
Figura 11.22 - caracterização das rochas riolíticas como da série cálcio-alcalina.	126
Figura 11.23 - Diagramas mostrando as rochas riolíticas com razões Nb/Y e Zr/Nb diferentes das apresentadas pelas rochas graníticas do CCU.	126
Figura 11.24 - Padrões de distribuição dos ETR para as rochas riolíticas.	127
Figura 11.25 - Diagrama $Hf-Rb/10-Ta \times 3$ definindo os riolitos como rochas VAG.	128
Figura 11.26 - Diagramas de elementos traços determinando os riolitos como sin-colisionais, pós-colisionais ou VAG. Em qualquer dos casos, os riolitos apresentam composições químicas similares às dos granitos do CCU	129
Figura 11.27 - Diagrama comparando às rochas riolíticas aos granitos pós-colisionais do CCU.	130
Figura 11.28 - Diagrama comparando a profundidade de geração e a composição das rochas riolíticas e graníticas.	130
Figura 12.1 - Diagramas de variação comparando os gnaisses Paina e Rio Morcego e os granitos do CTC com as rochas riolíticas.	133
Figura 12.2 - Diagrama A F M caracterizando as rochas gnáissicas do CTC como cálcio-alcalinas.	134
Figura 12.3 - Diagramas caracterizando as rochas gnáissicas do CTC como de uma série trondhjemitica-granítica.	134

Figura 12.4 - Diagrama $K_2O=f(Na_2O)$ mostrando as rochas gnáissicas do CTC com razão K_2O/Na_2O inferior à unidade ($K_2O/Na_2O < 1$).	135
Figura 12.5 - Diagramas mostrando que, apesar de dispersão, ambas as rochas gnáissicas possuem razões Zr/Nb , Y/Nb e Zr/Y similares.	136
Figura 12.6 - Diagrama mostrando a variação da razão Y/Zr para os gnaisses do CTC.	137
Figura 12.7 - Padrões de distribuição de ETR das rochas gnáissicas do CTC.	138
Figura 12.8 - Diagramas caracterizando os gnaisses dos dois afloramentos como do tipo VAG.	139
Figura 12.9 - <i>Spiderdiagram</i> das rochas gnáissicas do CTC.	139
Figura 12.10 - Diagrama utilizando $Rb-Hf-Ta^*$ e definindo a maioria dos gnaisses como de arco vulcânico (VAG).	140
Figura 12.11 - Diagrama das rochas gnáissicas do CTC mostrando uma tendência pré-colisionais.	140
Figura 12.12 - Razão Rb/Sr permitindo estimar a profundidade de geração das rochas gnáissicas em mais de 30 Km.	141
Figura 12.13 - Diagrama A F M definindo uma afinidade cálcio-alcalina para as rochas graníticas do CTC.	142
Figura 12.14 - Diagramas definindo os granitos do CTC como cálcio-alcalinos.	142
Figura 12.15 - Diagrama mostrando uma razão K_2O/Na_2O semelhante para as rochas graníticas.	143
Figura 12.16 - Diagramas mostrando o comportamento das razões Zr/Nb e Nb/Y das rochas graníticas do CTC, e caracterizando essas rochas como cogenéticas.	143
Figura 12.17 - Padrões de distribuição dos ETR dos dois afloramentos de rochas graníticas estudados do CTC.	144
Figura 12.18 - Diagrama mostrando as rochas graníticas do CTC como de arco vulcânico (VAG).	145
Figura 12.19 - Diagramas de elementos traços caracterizando as rochas graníticas como formadas em um ambiente colisional.	145
Figura 12.20 - Diagrama definindo os granitos do CTC como pós-colisionais.	146
Figura 12.21 - <i>Spiderdiagram</i> das rochas graníticas do CTC.	146
Figura 12.22 - Diagrama $Rb=f(Sr)$ definindo uma profundidade	

de mais de 30 Km para a geração das rochas graníticas	147
Figura 12.23 - Diagramas mostrando razões diferentes entre as rochas graníticas do CTC e as rochas riolíticas. Invalidando a possibilidade de cogeneticidade entre essas rochas.	148
Figura 12.24 - Diagramas comparando as características químicas dos granitos do CTC e dos riolitos.	149
Figura 13.1 - Diagrama Pb-Pb reunindo todas as metavulcânicas.	155
Figura 13.2 - Diagrama isocrônico Pb-Pb reunindo as MVN e MVF, com exceção das amostras ABP 8c e ABP 13a.	156
Figura 13.3 - Diagrama determinando a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial das rochas metavulcânicas.	157
Figura 13.4 - Razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das MVN, MVF e dos feldspatos potássicos, em relação às curvas de evolução das razões de diferentes materiais terrestres.	158
Figura 13.5 - Diagramas mostrando a variação do teor de Rb, Sr e da razão Rb/Sr com o aumento do teor de $\text{H}_2\text{O}+(\text{PF})$.	160
Figura 13.6 - Diagrama isocrônico Rb-Sr englobando todas as rochas metavulcânicas, permitindo caracterizar as que apresentam importantes desequilíbrios isotópicos.	161
Figura 13.7 - Diagramas isocrônicos Rb-Sr dos dois tipos de rochas metavulcânicas.	162
Figura 13.8 - Variação da razão Sm/Nd nas rochas metavulcânicas, em relação ao teor de $\text{H}_2\text{O}+(\text{PF})$.	163
Figura 13.9 - Diagrama isocrônico Sm-Nd em rocha total, englobando as rochas metavulcânicas.	164
Figura 13.10 - Comparação dos campos das rochas metavulcânicas com os campos do MORB, OIB e de diferentes rochas vulcânicas potássicas.	166
Figura 13.11 - Gráfico comparando as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de diferentes vulcânicas potássicas em relação às metavulcânicas da Formação Abapã.	167
Figura 13.12 - Diagrama de evolução do "Epsilon Nd" para as rochas metavulcânicas.	168
Figura 14.1 - Diagrama Pb-Pb definindo para os metadoleritos a idade de 1.083 ± 252 M.a.	171

Figura 14.2 - Disposição dos pontos em relação às curvas de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para diferentes materiais terrestres.	172
Figura 14.3 - Diagrama determinando a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial, e definindo uma idade de 1072 M.a. para os metadoleritos.	172
Figura 14.4 - Diagrama isocrônico dos metadoleritos, no qual se observa dispersão dos pontos, em relação a uma reta traçada para as amostras de um mesmo corpo.	173
Figura 14.5 - Diagrama mostrando que a maioria do metadoleritos possuía há 1.080 M.a. razões isotópicas entre 0,702 e 0,703.	174
Figura 14.6 - Diagrama isocrônico Rb-Sr dos metadoleritos que apresentam menor desequilíbrio isotópico da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.	175
Figura 14.7 - Diagrama isocrônico Sm-Nd mostrando a pequena dispersão dos pontos.	176
Figura 14.8 - Gráfico da evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no tempo geológico, onde se observa que os metadoleritos possuíam, há 1080 M.a., razões inferiores à média terrestre, mas superiores à de um manto empobrecido (BABI).	177
Figura 14.9 - Diagrama mostrando as razões de Sr e Nd dos metadoleritos em relação à média terrestre.	178
Figura 14.10 - Diagrama de evolução do Epsilon (Nd) no tempo geológico, mostrando um valor negativo do Epsilon Nd (-1,5) na idade admitida para a geração dos metadoleritos.	179
Figura 14.11 - Diagrama Pb-Pb para os mármore da Formação Bairro dos Campos.	181
Figura 15.1 - Diagrama isocrônico Pb-Pb mostrando as rochas anfibolíticas e comparativamente as rochas metadoleríticas.	184
Figura 15.2 - Diagrama isotópico determinando a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial dos anfibolitos.	184
Figura 15.3 - Diagrama de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, mostrando a posição dos pontos dos anfibolitos e metadoleritos, em relação às diferentes curvas de evolução do Pb.	186

Figura 15.4 - Diagrama de evolução do "Epsilon Nd" dos anfibolitos, e a sua comparação com as rochas metadoleríticas.	187
Figura 16.1 - Diagrama isocrônico Rb-Sr dos gnaisses do CCU	190
Figura 16.2 - Diagrama mostrando que há 750 M.a. os Gnaisses Pirai do Sul possuíam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,706 e 0,708.	190
Figura 16.3 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ mostrando a relação dos pontos dos Gnaisses Pirai do Sul com as curvas de evolução de diferentes materiais terrestres.	191
Figura 16.4 - Diagramas mostrando a existência de diferenças isotópicas e químicas entre os dois corpos graníticos do CCU.	193
Figura 16.5 - Diagrama Rb-Sr das diferenças isotópicas dos dois corpos graníticos do CCU.	194
Figura 16.6 - Diagrama Rb-Sr do afloramento ABP 68 mostrando a pequena variação da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.	194
Figura 16.7 - Diagrama da relação isotópica entre as rochas cogenéticas do afloramento ABP 68, há 600 M.a.	195
Figura 16.8 - Diagrama evidenciando a heterogeneidade isotópica do corpo ABP 45, há 600 M.a.	196
Figura 16.9 - Diagrama de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos granitos do CCU, comparativamente a diferentes materiais terrestres.	197
Figura 16.10 - Diagrama mostrando, através da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, as semelhanças isotópicas entre as rochas graníticas e gnáissicas do CCU.	199
Figura 16.11 - Diagrama de distribuição das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas graníticas e gnáissicas, em relação à média terrestre.	199
Figura 16.12 - Diagrama de evolução de "Epsilon Nd" no tempo geológico, para as rochas gnáissicas e graníticas do CCU.	200
Figura 16.13 - Diagrama isocrônico para as rochas riolíticas, utilizando amostras dos dois afloramentos	201
Figura 16.14 - Diagrama permitindo a verificação de inexistência de homogeneidade isotópica da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ há 550 M.a., para as rochas riolíticas.	202

Figura 16.15 - Diagrama Rb-Sr utilizando as amostras de riolitos que não apresentam desequilíbrio isotópico.	202
Figura 16.16 - Diagrama comparativo da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das rochas riolíticas, graníticas e gnáissicas do CCU.	203
Figura 16.17 - Diagrama mostrando a possibilidade de as rochas riolíticas serem provenientes das porções mais diferenciadas dos gnaisses do CCU.	205
Figura 16.18 - Diagrama de distribuição das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, das rochas graníticas e gnáissicas do CCU e dos riolitos.	205
Figura 16.19 - Diagrama mostrando a evolução do "Epsilon Nd" no tempo geológico para os riolitos e para as rochas do CCU.	206
Figura 17.1 - Diagrama Rb-Sr dos gnaisses Paina e Rio Morcego.	209
Figura 17.2 - Diagramas isocrônicos pelo método Pb-Pb para os gnaisses do CTC.	210
Figura 17.3 - Diagrama de evolução das razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os gnaisses do CTC.	211
Figura 17.4 - Diagrama isocrônico Rb-Sr, englobando os dois afloramentos de granitos estudados do CTC.	213
Figura 17.5 - Diagrama mostrando a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ há 500 M.a. A dispersão dos pontos indica a existência de heterogeneidade isotópica.	213
Figura 17.6 - Diagrama de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para diferentes materiais terrestres e a relação com os granitos analisados do CTC.	215
Figura 17.7 - Diagrama mostrando as rochas gnáissicas e graníticas do CTC, com composição isotópica de Pb dentro de um mesmo trend de evolução.	217
Figura 17.8 - Diagrama de distribuição das razões "Epsilon Nd" e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação à média terrestre, para as rochas gnáissicas e graníticas.	218
Figura 17.9 - Diagrama de evolução de "Epsilon Nd" no tempo geológico. As rochas gnáissicas e graníticas encontram-se superpostas neste diagrama.	218
Figura 18.1 - Diagramas mostrando as características químicas distintas das rochas gnáissicas dos dois	

complexos graníticos da FIT.	224
Figura 18.2 - Posição das rochas graníticas e gnáissicas dos dois complexos, em relação a curvas de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de diferentes materiais terrestres.	225
Figura 18.3 - Diagrama mostrando as diferenças isotópicas dos dois complexos graníticos.	226
Figura 18.4 - Variação do ΣNd versus a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial para todas as rochas da FIT, comparativamente com o campo do OIB.	227
Figura 18.5 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ mostrando a relação dos metadoleritos e metavulcânicas com os campos dos dois complexos graníticos.	228
Figura 18.6 - Diagrama da evolução do ΣNd das rochas magmáticas da FIT, mostrando a existência de duas fontes distintas partir das quais essas rochas se originaram.	229
Figura 19.1 - Principais eventos de subducções e colisões envolvendo a FIT no Neoproterozóico.	238

Índice de Fotomicrografias

Fotomicrografia 3.1 - Rochas MVN com textura intergranular, onde se observam os cristais de sanidina em meio aos opacos.	32
Fotomicrografia 3.2 - MVN com textura blasto-microlítica vesicular, mostrando a sanidina da matriz, e relação entre a matriz e as vesículas.	32
Fotomicrografia 3.4 - Xistosidade contornando as vesículas nas MVF.	35
Fotomicrografia 3.4 - Vesícula preenchida por quartzo e carbonato em uma MVF.	35
Fotomicrografia 4.1 - Cristal de piroxênio envolvendo o cristal de plagioclásio nas rochas metadoleríticas.	42
Fotomicrografia 4.2 - Cristais zonados de plagioclásio nos metadoleritos.	42

Índice de Tabelas

Tabela 3.1 - Análise química dos feldspatos das rochas metavulcânicas da Formação Abapã.	Anexo IV
Tabela 4.2 - Análise química dos plagioclásios dos metadoleritos da Formação Bairro dos Campos.	Anexo IV
Tabela 4.3 - Análise química dos piroxênios dos metadoleritos da Formação Bairro dos Campos.	Anexo IV
Tabela 4.2 - Análise química dos anfibólios dos metadoleritos da Formação Bairro dos Campos.	Anexo IV
Tabela 5.1 - Análise química dos anfibólios das rochas anfíbolíticas da Formação Água Clara.	Anexo IV
Tabela 8.1 - Análises químicas das rochas MVN da Formação Abapã.	Anexo III
Tabela 8.2 - Análises químicas das rochas MVF da Formação Abapã.	Anexo III
Tabela 9.1 - Análises químicas dos metadoleritos da Formação Bairro dos Campos.	Anexo III
Tabela 9.2 - Cálculo da norma C.I.P.W. dos metadoleritos da Formação Bairro dos Campos.	Anexo III
Tabela 10.1 - Análises químicas dos anfíbolitos da Formação Água Clara.	Anexo III
Tabela 11.1 - Análises químicas das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas do CCU.	Anexo III
Tabela 12.1 - Análises químicas das rochas gnáissicas e graníticas do CTC.	Anexo III
Tabela 13.1 - Análises isotópicas das MVN da Formação Abapã.	Anexo II
Tabela 13.2 - Análises isotópicas das MVF da Formação Abapã.	Anexo II
Tabela 13.3 - Resultados analíticos pelo método Sm-Nd de todas as rochas metavulcânicas.	163
Tabela 14.1 - Análises isotópicas dos metadoleritos da Formação Bairro dos Campos.	Anexo II
Tabela 14.2 - Resultados analíticos pelo método Sm-Nd para os metadoleritos.	176
Tabela 14.3 - Análises isotópicas dos mármorees da Formação	

Bairro dos Campos.	Anexo II	
Tabela 15.1 - Análises isotópicas dos anfibólitos da Formação Água Clara.	Anexo II	
Tabela 15.2 - Resultados Sm-Nd para as rochas anfibolíticas.		185
Tabela 16.1 - Análises isotópicas das rochas gnáissicas do Complexo Cunhaporanga.	Anexo II	
Tabela 16.2 - Cálculo de "Epsilon Nd" e idades modelo para as rochas gnáissicas do CCU.		192
Tabela 16.3 - Análises isotópicas das rochas graníticas do Complexo Cunhaporanga.	Anexo II	
Tabela 16.4 - Resultados obtidos pelo método Sm-Nd, para os dois corpos graníticos estudados do CCU.		198
Tabela 16.5 - Análises isotópicas das rochas riolíticas do Complexo Cunhaporanga.	Anexo II	
Tabela 16.6 - Cálculo dos diversos parâmetros para as rochas riolíticas, a partir do resultado Sm-Nd.		204
Tabela 17.1 - Análises isotópicas das rochas gnáissicas do Complexo Três Córregos.	Anexo II	
Tabela 17.2 - Cálculos de "Epsilon Nd" e idades modelo para as rochas gnáissicas do CTC.		212
Tabela 17.3 - Análises isotópicas das rochas graníticas do Complexo Três Córregos.	Anexo II	
Tabela 17.4 - Resultados obtidos pelo método Sm-Nd para os granitos do CTC.		216

Introdução, Objetivos e Métodos

Este trabalho se originou de um estudo sobre a Faixa Itaiacoca (FIT), localizada no Estado do Paraná, iniciado em 1985 pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

A geologia do Precambriano do Paraná e de São Paulo vem sendo estudada desde o século passado. Nas últimas décadas, diferentes autores adotaram a teoria da Tectônica Global como base para modelos de evolução, usando como ferramentas principais a estratigrafia e a geologia estrutural. Para a complementação e verificação dos modelos existentes, utilizaram-se, neste trabalho, a litogeoquímica e a geologia isotópica, de forma integrada com a análise petrográfica.

A Faixa Itaiacoca é caracterizada por uma sequência de rochas supracrustais, pertencentes ao Grupo Itaiacoca, que se encontram limitadas pelos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos. Geograficamente, apresenta uma direção geral NE-SW, ocorrendo nos Estados do Paraná e São Paulo. A configuração atual é consequência do Ciclo Tectônico Brasileiro, atuante no final do Neoproterozóico e início do Fanerozóico.

Para melhor compreender a tectônica responsável pelo atual contexto geográfico e geológico da Faixa Itaiacoca, priorizou-se o estudo das rochas magmáticas, metamorfizadas ou não. Para isso, os estudos de litogeoquímica e geologia isotópica foram realizados com apoio de mapeamentos geológicos em diferentes escalas, além de perfis geológicos regionais e de detalhe.

As rochas metavulcânicas encaixadas em sequências metassedimentares, observadas na parte sul da Faixa Itaiacoca, além da existência dos complexos graníticos adjacentes, mostraram a importância de um estudo integrado de litogeoquímica e geologia isotópica, para determinar um modelo tectônico. A região estudada neste trabalho compreende as localidades de Itaiacoca, Abapã e Socavão, situadas no Paraná (figura 1).

Os dados foram coletados com auxílio dos graduandos do curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná, através de mapeamentos geológicos na escala 1:25.000. Isso permitiu a confecção de um mapa geológico na escala 1:50.000, a determinação de novos tipos litológicos, a compreensão das relações existentes entre as rochas

metassedimentares e metavulcânicas e a caracterização de novas unidades estratigráficas.

A metodologia utilizada para o estudo e caracterização dos diferentes tipos litológicos, das condições petrogenéticas e do ambiente tectônico foi a geoquímica dos elementos maiores, traços e terras raras, em conjunto com uma petrografia de detalhe. Essa metodologia possibilitou também verificar a existência de fenômenos sin ou pós-magmáticos, responsáveis por eventuais desequilíbrios químicos.

A metodologia empregada para o estudo isotópico realizado nas diferentes rochas da Faixa Itaiacoca integrou os resultados dos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd com os dados químicos e petrográficos. Isso permitiu constatar desequilíbrios isotópicos ocasionados por fenômenos pós-magmáticos, como alteração e intemperismo. Já os dados isotópicos possibilitaram a determinação de diferentes épocas de cristalização de rochas magmáticas e a caracterização da composição de protólitos responsáveis pela geração dessas rochas.

Na maioria das rochas magmáticas estudadas, foram observados fenômenos metamórficos superimpostos, o que, como consequência, pode ter acarretado desequilíbrios químicos e isotópicos. Para verificar a existência de desequilíbrios, integrou-se a petrografia detalhada aos resultados obtidos em laboratório (litoquímicos, isotópicos e quimismo de minerais), metodologia que permitiu uma melhor compreensão dos resultados analíticos, além de dar uma maior confiabilidade às interpretações.

O estudo geoquímico apresentado neste trabalho foi realizado nos laboratórios da Universidade Blaise Pascal em Clermont Ferrand, França, e complementado nos laboratórios da GEOLAB-GEOSOL (Brasil). Entre as amostras analisadas, foram selecionadas as que representavam as diferentes rochas existentes, tendo-se a preocupação de eliminar aquelas em que se evidenciou alteração intempérica. As metodologias utilizadas nos dois laboratórios encontram-se descritas no Anexo 1.

As análises isotópicas pelos métodos Pb-Pb e Sm-Nd e Rb-Sr (a maioria) foram realizadas nos laboratórios da Universidade Blaise Pascal. Realizaram-se também pelo método Rb-Sr análises no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo. Ambas as metodologias encontram-se descritas no Anexo 1.

Como consequência de processos de amplitude planetária, o Ciclo Tectônico Brasileiro é o principal responsável pela atual configuração geográfica e geotectônica da Faixa Itaiacoca. Na região em estudo, esse ciclo foi responsável por regimes compressionais (orogênicos) e distensionais (tafrogênicos), geradores de rochas magmáticas.

O termo ciclo tectônico, segundo Sengor (1990), engloba diferentes processos e estágios orogênicos, geralmente associados a estágios não orogênicos (tafrogênicos). Uma orogênese representa qualquer processo compressional decorrente de convergência de placas.

Os diferentes períodos orogênicos (compressionais) estão registrados nas assembléias magmáticas cálcio-alcalinas e nas fases deformacionais existentes nas seqüências supracrustais. Os períodos tafrogênicos são difíceis de serem reconhecidos, por estarem geralmente mascarados pelos sucessivos regimes compressionais.

A análise da bibliografia internacional mostra diversos trabalhos que utilizam o quimismo dos elementos maiores, traços e terras raras das rochas magmáticas, para a interpretação dos diferentes ambientes tectônicos. A existência de diagramas químicos que permitem determinar diferentes ambientes e a possibilidade de realização de um estudo petrológico estimularam um estudo geoquímico de detalhe das rochas magmáticas da Faixa Itaiacoca.

A geologia isotópica, na última década, ultrapassou a utilização dos isótopos instáveis somente para fins geocronológicos. A geologia moderna verifica a existência de fenômenos como contaminação mantélica, reciclagem de manto e heterogeneidade mantélica, admitindo a existência de diversos tipos de mantos e crostas que serviram de fontes em diferentes épocas geológicas. Os resultados isotópicos obtidos para as rochas magmáticas foram interpretados em conjunto com os resultados químicos, com o objetivo de se compreender a história geológica da Faixa Itaiacoca e dos granitóides associados.

Figura 01 - Mapa Geológico e Esboço Estratigráfico do Precambriano do Estado do Paraná.

CONVENÇÃO	PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO
Qa	QUATERNÁRIO		
Qm	< 1,8 m.a.		
Qg			GUABIOTUBA
Kba	CRETÁCEO	BAURU	ADAMANTINA
Kbsa	140 a 65 m.a.		SANTO ANASTÁCIO
Kbc			CAIUÁ
Ks			
JKsg	JURÁSSICO TRIÁSSICO	SÃO BENTO	SERRA GERAL
JTp	140 a 230 m.a.		PIRAMBOIA E BOTUCATU

Localização da área detalhada neste trabalho: Faixa Itaipococa (FIT), Complexo Cunhaporanga (CCU) o Complexo Três Córregos (CTC).

Fonte: Mapa Geológico do Estado do Paraná na escala 1:1.400.000, modificado (MINEROPAR 1986).

Oc	ORDOVICIANO	CASTRO	
Og	500 a 435 m.a.		GUARATUBINHA
Cc	CAMBRIANO		CAMARINHA
Cra	570 a 500 m.a.	GRANITÓIDES	
Crm			
Crg			
PSrgn	PROTEROZOICO SUPERIOR		
PSaa	1000 a 570 m.a.		SEQUÊNCIA ANTINHA
PSai		AÇUNGUI	ITAIACOCA
PSac			CAPIRU
PSav			VOTUVERAVA
PSm			
Pisac			ÁGUA CLARA
Pistc	PROTEROZOICO INFERIOR	SETUVA	TURVO-CAJATI
Pisp	2500 a 1800 m.a.		PERAU
Pipsm		COMPLEXO PRÉ-SETUVA	
Pipss			
Asn		COMPLEXO SERRA NEGRA	

Primeira Parte

A Faixa Itaiacoca (FIT)

1 - GEOLOGIA REGIONAL

Neste capítulo, objetiva-se introduzir o leitor, com base na bibliografia existente, na geologia da Faixa Itaiacoca (FIT) do Precambriano brasileiro. Não se exauriu o assunto em virtude de se estudar, de acordo com a finalidade deste trabalho, somente a parte SW da referida faixa.

No sentido mais amplo, a Faixa Itaiacoca (FIT) engloba todas as rochas compreendidas entre os complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, incluindo diversas unidades estratigráficas e tectônicas.

Dentre as unidades que mais se destacam, estão a Formação Itaiacoca, a Água Clara e o Complexo Apiaí-Mirim. As duas formações são constituídas por rochas metassedimentares, metavulcânicas e metavulcanoclásticas, com evidências de terem sofrido diferentes fases tectono-termais. O Complexo Apiaí-Mirim engloba as rochas gnáissicas, geralmente ortoderivadas, situadas nas proximidades dos dois complexos graníticos.

A atual configuração da FIT é consequência, principalmente, dos eventos tectono-termais associados ao Ciclo Tectônico Brasileiro, no Neoproterozóico e Eoproterozóico. As rochas pertencentes a essa faixa possuem um quadro de evolução e deformação que teve início no Mesoproterozóico (Trein et al. 1985, Soares 1987, Souza 1990).

1.1 - Contexto Histórico

A principal unidade estratigráfica da região, a Formação Itaiacoca, foi definida por Almeida (1956) como um pacote de mármore, essencialmente dolomíticos e localmente estromatolíticos. Com cerca de 1000m de espessura, esse pacote ocorre numa área entre a Serra de Itaiacoca (PR) e o Vale do Rio Taquari Mirim (SP). Esses mármore encontram-se sobrepostos a uma unidade basal, constituída por quartzitos e filitos quartzosos, e sotopostos a uma unidade composta por filitos sericíticos. Na definição original (Almeida 1956), admitiu-se que o embasamento da formação era constituído por granitos, gnaisses e xistos da Serra da Avenca.

O termo Formação Itaiacoca foi utilizado pelos pesquisadores para caracterizar uma das formações do Grupo Açungui, em virtude das similaridades estruturais e litológicas com as rochas desse grupo. Admitiu-se também o sincronismo entre esta unidade e as outras formações do Grupo Açungui, Capiçu e Votuverava (Marini et al. 1967, Marini 1970, Fuck et al. 1971). Essa correlação foi aceita pela maioria dos autores, com base no princípio de uma Bacia Açungui. Havia, entretanto, opiniões discordantes quanto à idade de implantação e desenvolvimento dessa bacia: se durante o Mesoproterozóico e Neoproterozóico (CPRM 1983), ou se restrita ao Neoproterozóico (Marini et al. 1967, Hasui et al. 1980).

Na definição e interpretação do Grupo Açungui, outros autores utilizaram o princípio de que as diferentes formações correspondiam a bacias isoladas sincrônicas. Mais uma vez, havia discordância quanto à idade de implantação e desenvolvimento da bacia: se durante o Mesoproterozóico e Neoproterozóico (CPRM 1986, Campanha et al. 1987, Theodorovicz & Câmara 1988), ou se somente durante o Neoproterozóico (Hasui et al. 1984 a, b, Soares 1987).

O nome Setuva caracterizava, inicialmente, uma formação definida por Bigarella e Salamuni (1956), composta preferencialmente por gnaisses, xistos e quartzitos, com grau de metamorfismo na fácies albita-epidoto anfibolito a anfibolito, considerada pelos autores como a unidade inferior da então Série Açungui. A Formação Água Clara, definida por Marini et al. (1967), era constituída por rochas calcárias impuras, sobrepostas discordantemente sobre a Formação Votuverava.

A partir de Marini et al. (1967), a Série Açungui foi redenominada de Grupo Açungui, compreendendo quatro formações, da base para o topo: Setuva, Capiçu, Votuverava e Água Clara.

Com a evolução dos trabalhos geológicos e o estudo detalhado de várias regiões para avaliação do potencial econômico-mineral, o conhecimento geológico das seqüências supracrustais teve um grande incremento. Em função disso, estão identificadas atualmente mais de 20 colunas estratigráficas, na maioria das vezes conflitantes, resultado de pesquisas realizadas isoladamente por empresas e universidades nos Estados do Paraná e São Paulo.

Para a Formação Água Clara de Marini et al. (1967), o estudo das diferentes abordagens estratigráficas permite sintetizar os seguintes posicionamentos estratigráficos:

a) Pertencente ao Grupo Açungui:

- Como unidade superior: Marini et al. (1967); Fuck et al. (1971); Popp et al. (1979);
- Como unidade penecontemporânea: Marini (1970); Ebert (1971);
- Como unidade inferior: Pontes (1980 & 1982); Silva (1981), Piekarz (1981).

b) Pertencente ao Grupo Setuva (em relação à Formação Perau):

- Como unidade superior: Fritzsons et al. (1982), Piekarz (1984);
- Como unidade penecontemporânea: Soares (1987).

A elevação da Formação Setuva a grupo (Popp et al. 1979) foi aceita por diversos autores que propuseram, inclusive, subdivisões em fácies (Pontes 1982). Posteriormente, Soares (1987) propôs o termo Complexo Água Clara-Perau-Setuva, englobando todas as formações do Grupo Setuva definidas por diferentes autores (Fritzsons et al. 1982, Piekarz 1984).

As unidades consideradas como as que serviram de embasamento para os grupos Açungui e Setuva, ou só para o Grupo Setuva, são o Complexo Cristalino (Oliveira 1925, 1927), o Pré-Setuva (Ebert 1971) e o Apiaí Mirim (Chiodi Fº 1984).

Embora a distinção entre esses complexos seja difícil, pode-se diferenciar o Complexo Cristalino dos outros dois por este ser constituído pelos núcleos charnoquíticos (maciços de Serra Negra e Serra dos Itatins), pela Seqüência Cachoeira e pelo Complexo Básico/Ultrabásico de Piên. Distinguem-se os complexos Pré-Setuva e Apiaí-Mirim, ambos constituídos por gnaisses, migmatitos e milonitos em geral, através das áreas de ocorrência definidas pelos autores. Porém, Biondi (1989), ao estender o conceito de Complexo Apiaí-Mirim, para a parte sul/sudeste das faixas de metassedimentos, suprimiu a denominação Complexo Pré-Setuva.

Embora no Estado do Paraná ocorram diversos corpos granitóides, dois maciços, por apresentarem maior área de ocorrência, podem ser considerados importantes. Esses maciços, denominados complexos Cunhaporanga e Três Córregos, são os que limitam a FIT.

O Complexo Granitóide Cunhaporanga é constituído por intrusões de corpos granitóides, na sua maioria porfiríticos. Limita-se a SE com a FIT, através de contatos tectônicos (CPRM 1977a,b), alternados por contatos intrusivos (Fuck et al. 1967, CPRM 1977a,b).

O Mapa Geológico do Estado Paraná (Biondi 1989), sintetizando diversos mapas geológicos, caracteriza no Complexo Cunhaporanga a ocorrência de diferentes fácies de granitóides, sendo as mais importantes:

- a) granitos a quartzo monzodioritos, com predominância de granitos porfiríticos com fenocristais centimétricos de feldspato potássico;
- b) corpos graníticos circunscritos alaskíticos, considerados pós-tectônicos (Serra do Carambei e Joaquim Murtinho);
- c) gnaisses a biotita e gnaisses oftalmíticos, associados a rochas migmatíticas, ocorrendo tanto no interior da área de abrangência do complexo, como em uma porção NW.

O Complexo Granitóide Três Córregos, localizado a SSE da FIT, compreende uma área com predominância de rochas granitóides, englobando diversas ocorrências de rochas metamórficas, geralmente de grau médio.

Diversos trabalhos (Chiodi Fº 1984, IPT 1985, 1986, CPRM 1983, 1986, Theodorovicz & Câmara 1988) identificaram a ocorrência das principais fácies graníticas pertencentes ao Complexo Três Córregos:

- a) granitos porfiríticos com fenocristais de feldspato potássico, e subordinadamente fácies de composição variada, chegando até a quartzo monzodioritos;
- b) granitos finos aplíticos, cortando os granitos porfiríticos;
- c) granito-gnaisses orto e paraderivados, e subordinadamente augen gnaisses, milonito gnaisses, hornblenda gnaisses, biotita gnaisses, xistos gnaissóides e rochas ultramáficas serpentinizadas.

1.2 - Contexto Geográfico/Geotectônico

A FIT é uma faixa de rochas com direção geral NE-SW, surgindo a SW por baixo das rochas sedimentares da Bacia do Paraná, próxima à cidade de Ponta Grossa, desaparecendo sob a mesma bacia, nas proximidades da cidade de Itapeva, já no Estado de São Paulo (figura 1.1 - Anexo 5).

A Faixa Apiaí engloba, no Paraná, as rochas supra e mesocrustais dos grupos Açungui e Setuva, e está limitada, a SE, pelas rochas meso e infracrustais do Maciço Mediano de Joinville

(Hasui et al. 1975, Almeida et al. 1976). As rochas da FIT situam-se na porção NW dessa faixa, que possui grandes áreas de exposição de inúmeros corpos de rochas granitóides, a maioria relacionada ao desenvolvimento do Ciclo Tectônico Brasileiro.

Ainda como características dessas faixas, são descritas falhas transcorrentes, normais e de empurrão, que provocam extensas zonas de cisalhamento. Esses falhamentos são considerados tardi-brasileiros (Soares 1987), e foram os responsáveis pelo mascaramento das condições tectônicas existentes no Proterozóico.

As rochas metavulcânicas da Sequência Abapã, Formação Itaiacoca (Trein et al. 1985), foram interpretadas por Soares (1987) como a parte superior preservada de um arco vulcânico do Neoproterozóico.

Porada (1979, 1989) propôs a existência de um cinturão único, ligando os cinturões Ribeira e Damara. Este ter-se-ia originado em uma fase distensional, a partir de *rifts* continentais que atingiram o estágio de formação de um oceano. Posteriormente, esse oceano teria sido fechado em uma fase de compressão, devido a colisões continentais. A idade de formação do oceano foi admitida entre 900-750 M.a., com a colisão continental em torno de 650 M.a.

Basei et al. (1992), utilizando dados geocronológicos, admitiram, para os Estados do Paraná e Santa Catarina, a tectônica do Neoproterozóico como consequência da colagem de diferentes microplacas.

Os dados gravimétricos existentes (Hallinan et al. 1993) mostram uma anomalia negativa na FIT, a NW do Complexo Granítico Três Córregos, com uma direção geral NE-SW. Essa anomalia, denominada de Três Córregos pelos autores, e a anomalia de Piên são as mais importantes existentes no Precambriano paranaense. A Anomalia Três Córregos é interpretada como produto de um espessamento crustal, causado pela existência de corpos graníticos superpostos com uma inclinação para NW.

1.3 - Contexto Geológico

Complexo Apiaí-Mirim

A observação de que as rochas da Formação Itaiacoca se sobrepõem, em discordância angular e metamórfica, a rochas ortognáissicas e migmatíticas, consideradas como pertencentes a um embasamento mais antigo, permitiu que Chiodi F^o (1984) as definisse

como pertencentes a uma unidade distinta, denominada pelo autor de Complexo Apiaí-Mirim.

Posteriormente, Theodorovicz & Câmara (1988) e Biondi (1989) ampliaram a área de abrangência do Complexo Apiaí-Mirim, definindo como pertencentes a ele as rochas gnaissóides e migmatíticas, consideradas constituintes do Complexo Pré-Setuva. Como consequência, diferentes tipos de gnaisses, milonito-gnaisses e rochas apresentando incipiente bandamento foram considerados como parte do Complexo Apiaí-Mirim, independentemente de estudos detalhados.

Utilizando-se a premissa de que o Complexo Apiaí-Mirim serviu de embasamento para o Grupo Setuva (Formação Água Clara) e para o Grupo Itaiacoca, Theodorovicz & Câmara (1988) sugeriram a idade Paleoproterozóica ou Arqueana como a mais provável para o desenvolvimento desse complexo.

Complexo Pré-Setuva

O Complexo Pré-Setuva é uma unidade litológica constituída essencialmente por rochas xistosas e gnáissicas, consideradas anteriores à Formação Setuva (Ebert 1971). A distinção entre essas duas unidades litológicas foi feita com base no metamorfismo mais elevado encontrado nas rochas xistosas e gnáissicas, definidas como pertencentes ao Complexo Pré-Setuva, comparativamente às da então Formação Setuva.

Diversos autores, posteriormente, utilizaram a denominação Complexo Pré-Setuva para designar a unidade litoestratigráfica sobreposta ao Complexo Cristalino. Isso ampliou a definição inicial do Complexo Pré-Setuva ao englobar todas as rochas gnáissicas e migmatíticas, que se encontram próximas ao limite SSE das faixas metassedimentares proterozóicas.

O Mapa Geológico do Estado do Paraná (Biondi 1989) não utiliza a denominação de Complexo Pré-Setuva, preferindo a de Complexo Apiaí-Mirim, corroborando assim a proposição de Theodorovicz & Câmara (1988). Dessa forma, as rochas gnáissicas, migmatíticas e miloníticas, consideradas embasamento dos grupos Setuva e Açungui, passaram a constituir o Complexo Apiaí-Mirim.

Os quartzitos, micaxistos (ectinitos), biotita gnaisses e migmatitos, que ocorrem como uma faixa de rochas entre o Complexo Cunhaporanga e o Grupo Castro, foram considerados anteriores ao

desenvolvimento da Formação Itaiacoca (Fuck 1967a, b, Muratori et al. 1970). Com a proposta de expansão da área de denominação do Complexo Apiaí-Mirim (Biondi 1989), essas rochas foram consideradas como pertencentes a esse complexo, tendo sido retrabalhadas durante o Ciclo Brasileiro.

Na atualidade, não existe um consenso em relação à proposta de expansão da denominação Complexo Apiaí-Mirim, para as rochas pertencentes ao Complexo Pré-Setuva. Portanto, permanecem os complexos Apiaí-Mirim e Pré-Setuva, além do Embasamento Cristalino, como as unidades litoestratigráficas que serviram de embasamento para o desenvolvimento dos grupos Setuva e Açungui.

Formação Água Clara

As rochas da Formação Água Clara constituem uma faixa alongada com direção NE-SW, posicionada entre as formações Capiru e Votuverava e o Complexo Três Córregos. Segundo Pontes (1982), as rochas dessa formação ocorrem preferencialmente associadas ao Complexo Três Córregos, bordejando ou formando estreitas faixas, em contato por falha ou do tipo intrusivo. O contato da formação com a Formação Votuverava, na sua porção ESE, ocorre geralmente por falhas.

O Grupo Setuva foi redefinido por Fritzsons et al. (1982) como constituído por duas formações: Formação Perau na base e Formação Água Clara no topo. Na oportunidade, esses autores admitiram, utilizando dados radiométricos de Batolla Jr. et al. (1981), a Formação Perau como de idade Mesoproterozóico/ Paleoproterozóico, sofrendo uma reomogeneização isotópica associada a um forte diastrofismo no Mesoproterozóico/Neoproterozóico.

Litologicamente, a Formação Água Clara foi bem caracterizada por Pontes (1982), quando reconheceu duas fácies distintas: uma carbonática, de maior distribuição, e a outra vulcano-sedimentar, provavelmente basal. Descreveu também um contato gradacional entre essas duas fácies, localmente falhado.

As principais características litológicas das duas fácies propostas por Pontes (1982) são:

- a) Fácies Vulcano-sedimentar - As rochas representativas dessa fácies foram divididas em: clásticas (quartzo-micaxistos e quartzitos finos e micáceos); carbonáticas (metamargas, mármore impuros e puros) e metaígneas (rochas

vulcânicas intermediárias a básicas e metabasitos/anfibolitos).

- b) **Fácies Carbonática** - Apesar da predominância de rochas carbonáticas, raramente ocorrem rochas pelíticas. As rochas características são cálcio xistos, mármore calcíticos e, subordinadamente, mica xistos e quartzitos micáceos.

O estudo do metamorfismo e do padrão estrutural, realizado na Formação Água Clara, mostrou uma fase de metamorfismo que alcançou a fácies xisto verde, zona da almandina e uma fase de retrometamorfismo que atingiu a fácies xisto verde na zona da clorita (Pontes 1982, Reis Neto & Soares 1987). Quanto ao padrão estrutural, essa formação foi caracterizada, pelos mesmos autores, como tendo sofrido três fases deformacionais.

A Formação Água Clara foi descrita em São Paulo por Almeida et al. (1986), que caracterizaram uma fácies carbonática constituída por cálcio-silicáticas, cálcio xistos, mármore impuros, metabasitos e quartzitos. Determinaram também três fases deformacionais atuantes sobre essas rochas.

Através de um estudo integrando as seqüências tecto-sedimentares à tectônica deformadora responsável, Soares (1987) propôs o termo Complexo Água Clara-Perau-Setuva para designar unidades litológicas até então denominadas como grupo ou formação. Na oportunidade, definiu cinco associações metassedimentares e metavulcano-sedimentares no Complexo Água Clara-Perau-Setuva:

- a) associação terrígena transgressiva, com quartzitos, muscovita quartzitos e xistos a biotita e quartzo;
- b) associação plataformar ou bacia profunda constituída por uma seqüência calciolutítica e de calcários puros e impuros;
- c) associação metavulcano-sedimentar com vulcânicas andesíticas e basálticas, associadas a calcários impuros e calcilutitos;
- d) associação batial a plataformar profunda, constituída por uma unidade carbonática com espessos bancos de mármore calcíticos;
- e) associação terrígena imatura, correspondente aos arenitos imaturos e às grauvas (*lato sensu*).

Um estudo detalhado do metamorfismo responsável pela geração das rochas pertencentes à Formação Água Clara, realizado por Reis

Neto & Soares (1987), verificou que o regime tectono-termal atuante durante o metamorfismo foi essencialmente dúctil, associado a uma forte deformação cisalhante. Esse estudo permitiu determinar, também, que a Formação Água Clara sofreu mais intensamente o Ciclo Tectônico Brasileiro, comparativamente à Formação Perau.

Formação Itaiacoca

A situação atual de conhecimento da FIT, especificamente da Formação Itaiacoca, foi descrita por Souza (1990) ao estudar a compartimentação litoestratigráfica dessa formação nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde, entre os Estados de São Paulo e Paraná, e por Lima et al. (1993), na região de Itaiacoca-Abapã-Socavão, no Estado do Paraná.

Na oportunidade, Souza (1990) utilizou a denominação de Grupo Itaiacoca proposto pelo IPT (1985), e definiu quatro unidades litoestratigráficas denominadas de formações. Determinou quatro fases deformacionais como responsáveis pela estruturação desse grupo, sendo as duas primeiras relacionadas ao Mesoproterozóico e as duas restantes, ao Neoproterozóico.

A subdivisão da Formação Itaiacoca em diferentes unidades litoestratigráficas foi realizada por autores como Chiodi F^o (1984), IPT (1985), Trein et al. (1985), Theodorovicz & Câmara (1988), Souza (1990) e Lima et al. (1993). Utilizaram para isso critérios litológicos, estratigráficos e de ambientes de sedimentação. A concordância entre esses autores termina no momento em que alguns elevam a Formação Itaiacoca a grupo, utilizando argumentos como "dimensão e homogeneidade litológica", enquanto outros compreendem que as similaridades litológicas, petrográficas, estratigráficas e estruturais existentes são justificativas para manter essa unidade como uma formação do Grupo Açungui.

2 - ANÁLISE DA GEOLOGIA DA FIT

Neste capítulo, procura-se definir e caracterizar as informações geológicas utilizadas neste trabalho, sobre as quais realizaram-se os estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos. A metodologia empregada foi a integração dos dados obtidos com os existentes na bibliografia, discutidos no capítulo anterior.

A FIT é considerada, neste trabalho, uma faixa de rochas metavulcânicas e metassedimentares, que ocorre entre os complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos. Com base na bibliografia, as unidades litológicas existentes nessa faixa constituem o Grupo Itaiacoca, a Formação Água Clara e o Complexo Apiaí-Mirim (Theodorovicz & Câmara 1988, Souza 1990).

Os dois complexos graníticos foram estudados com o objetivo de determinar a relação do respectivo magmatismo com o magmatismo das rochas metavulcânicas e metassubvulcânicas existentes no interior da FIT.

A área da FIT detalhada neste trabalho situa-se na porção SW da FIT, entre as localidades de Itaiacoca e Socavão, no Estado do Paraná. Essa região está sendo estudada desde a caracterização das primeiras rochas metavulcânicas (Trein et al. 1985, Reis Neto 1987). A partir dessa época, iniciaram-se os estudos de geoquímica e de geologia isotópica (Reis Neto et al. 1991, Reis Neto & Cordani 1993). A estratigrafia utilizada aparece sintetizada na tabela 2.1.

2.1 - O Grupo Itaiacoca

A proposição do IPT (1985), elevando a Formação Itaiacoca a grupo, é também utilizada neste trabalho com base nos argumentos de Souza (1990), Lima et al. (1993) e nos dados levantados.

Torna-se importante ressaltar que a aceitação da elevação de Formação a Grupo Itaiacoca está baseada na análise crítica da bibliografia (Fairchild 1977, Train et al. 1985, Theodorovicz & Câmara 1988), e no Código de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al. 1986).

A primeira divisão da Formação Itaiacoca foi proposta por Trein et al. (1985), ao definirem uma unidade de rochas metavulcânicas, caracterizadas como shoshoníticas e denominada Sequência Abapã.

A proposição de Souza (1990) foi mais completa, ao distinguir quatro formações no Grupo Itaiacoca, com base em critérios litológicos e de ambientes de sedimentação:

- a) Formação Bairro de Estiva: sequência metarrudítica-psamítica continental;
- b) Formação Água Nova: sequência metapelítica-carbonática de plataforma continental;
- c) Formação Serra do Macaco: sequência quartzítica, com termos pelíticos arenosos;
- e) Formação Bairro dos Campos: sequência metadolomítica de plataforma carbonática, com termos impuros, arenosos e pelíticos.

Através da correlação entre as diversas seqüências de rochas na região Itaiacoca-Abapã-Socavão, pode-se fazer as seguintes comparações com as denominações utilizadas por Souza (1990):

- a) A descrição da Formação Bairro de Estiva mostra semelhanças com as rochas metarenosas da Sequência Abapã (Trein et al. 1985). A diferença está na quantidade de rochas metavulcânicas;
- b) A sequência metadolomítica da Formação Bairro dos Campos é a principal sequência de rochas metacalcárias, e vem sendo denominada informalmente por Lima et al. (1993) como Formação Tanque Grande;
- c) As rochas quartzíticas da Formação Serra dos Macacos pode ser correlacionada a uma sequência de rochas quartzosas, aflorantes na região da Serra do Amola Faca, próxima à localidade de Herval do Xaxim.

As características dos metarenitos arcossianos, metarenitos feldspáticos e metavulcânicas básicas, da Formação Bairro de Estiva (Souza 1990), sob o ponto de vista litológico e de estruturas sedimentares, são semelhantes às existentes na Sequência Abapã (Trein et al. 1985). Por uma questão de precedência, utilizar-se-á a denominação Formação Abapã, não se descartando a possibilidade de que a Sequência Abapã possa ser interpretada como um membro da Formação Bairro de Estiva.

2.2 - Formação Água Clara

Na região de Itaiacoca-Abapã-Socavão, a única sequência de rochas que é correlacionável à Formação Água Nova (Souza 1990), por possuir semelhanças litológicas e de ambiente de sedimentação, é a Formação Água Clara (Pontes 1982). Na FIT, a Formação Água Clara encontra-se entre as rochas do Complexo Três Córregos e os metadolomitos da Formação Bairro dos Campos. A Falha de Itapirapuã faz o contato entre essas duas formações.

Com base nas descrições das formações Água Nova (Souza 1990) e Água Clara (Marini et al. 1967, Pontes 1982, Fritzsons et al. 1982) e naquelas obtidas na FIT, é possível estabelecer as seguintes similaridades entre as duas formações:

- a) intercalação com rochas metabásicas (anfibolitos);
- b) existência de níveis espessos de metacarbonatos escuros com sequências metapelíticas intercaladas;
- c) deposição em águas profundas, num ambiente de plataforma continental, localmente redutor.

Na Formação Água Clara da região em estudo predominam rochas cálcio-silicáticas (calcários e calcários impuros), intercaladas por rochas xistosas (pelitos) e anfibolíticas. As rochas cálcio-silicáticas foram metamorfizadas na fácies xisto verde, zona da granada ou anfibolito, com evidências de um retrometamorfismo na fácies xisto verde, zona da clorita ou biotita (Pontes 1980, Reis Neto 1987, Reis Neto & Soares 1987).

Na região Itaiacoca-Abapã-Socavão, as cálcio-silicáticas são rochas de coloração cinza-claro a cinza-esverdeado, que apresentam uma foliação marcante; estas têm como característica importante o paralelismo entre níveis de diferentes composições, definindo um bandamento composicional, representado por intercalações de níveis com predominância de silicatos de cálcio e níveis com predominância de carbonatos.

As rochas cálcio-silicatadas possuem na região da Paina, próxima à localidade de Socavão, grande quantidade de injeções de composição quartzo-feldspática (leucogranitos) que apresentam o mesmo padrão estrutural.

Embora ocorra uma predominância de rochas cálcio-silicatadas em relação às rochas xistosas (quartzo-muscovita xisto a granada-

muscovita-biotita xisto, cálcio xisto e anfibólio xisto), é comum a existência de níveis de rochas xistosas com diferentes espessuras.

Rochas anfibolíticas ocorrem, esporadicamente, intercaladas às cálcio-silicáticas, apresentando-se como lentes concordantes com a foliação principal e com a estratificação primária. Essas rochas podem ser correlacionadas às descritas por Fritzsons et al. (1982) como rochas metabásicas, ou por Pontes (1982), como metaígneas. São interpretadas por esses autores como corpos intrusivos relacionados a uma atividade magmática que atingiu a Formação Água Clara.

A possibilidade de correlação entre a Formação Água Clara e a Formação Água Nova na FIT apresenta como importante diferença a intensidade de metamorfismo. A Formação Água Clara possui evidências de ter sofrido um metamorfismo que atingiu, no mínimo, a fácies xisto verde, zona da almandina; já a Formação Água Nova é caracterizada como metamorfizada na fácies xisto verde, zona da clorita ou biotita (Souza 1990).

Apesar da diferença, as características semelhantes dessas duas formações (rochas, ambientes de sedimentação e existência de rochas básicas intercaladas) permitem interpretá-las como sendo a mesma unidade estratigráfica, apenas com diferente intensidade de metamorfismo. Como consequência dessa correlação, utilizar-se-á, neste trabalho, por uma questão de precedência, a denominação Formação Água Clara. Portanto, a Formação Água Clara é considerada uma formação do Grupo Itaiacoca.

Pelas comparações dos dados bibliográficos com os dados obtidos através deste trabalho, o Grupo Itaiacoca na Região Itaiacoca-Abapã-Socavão foi dividido nas seguintes formações: Abapã, Água Clara, Bairro dos Campos e Serra dos Macacos.

2.3 - Complexo Granítico Cunhaporanga

A análise geológica do Complexo Granítico Cunhaporanga, responsável pelo limite NW da FIT, está baseada, fundamentalmente, na revisão crítica da bibliografia. As pesquisas realizadas na área de abrangência desse complexo granítico restringiram-se às bordas, isto é, ao contato com a FIT. Assim, as informações obtidas neste trabalho representam apenas uma parte do complexo.

Esse complexo granítico foi estudado integrando-se os resultados obtidos nas rochas gnáissicas, migmatíticas, graníticas (*sensu stricto*) e riolíticas.

Os gnaisses e migmatitos foram descritos pela primeira vez por Fuck (1967a e b) e Muratori et al. (1970). Ocorrem em uma faixa entre o Complexo Cunhaporanga e o Grupo Castro, e no interior da área de ocorrência das rochas graníticas ("resto de teto").

Sob a denominação de rochas gnáissicas, englobam-se todas as rochas com composição variando de diorítica a granítica que apresentem uma foliação marcante e homogênea, definida pelos minerais máficos. Essas rochas encontram-se associadas a granitos (*sensu stricto*) que, juntos, formam o Complexo Cunhaporanga.

A inexistência de trabalhos de detalhe na região de ocorrência das rochas gnáissicas do Complexo Cunhaporanga não permite, até o momento, o conhecimento das relações de contato dessas rochas com as rochas graníticas porfiríticas.

Biondi (1989) interpretou as rochas gnáissicas como pertencentes ao Complexo Apiaí-Mirim (Chiodi Fº 1984, Theodorovicz & Câmara 1988), utilizando como parâmetro as similaridades texturais e metamórficas existentes entre as diferentes rochas gnáissicas. Considerou também que as rochas migmatíticas existentes decorriam de fenômenos tectono-termiais (retrabalhamento) durante o Ciclo Brasileiro.

Apesar da realização de perfis geológicos, não foi possível determinar a relação de contato entre as rochas gnáissicas e as rochas graníticas, devido ao espesso manto de alteração existente na região. A análise aerofotogeológica também não evidencia a existência de qualquer estrutura de caráter regional, tal como falhas e fraturas, entre esses dois tipos de rochas.

↘ O Complexo Cunhaporanga, pela sua área de abrangência, é considerado um batólito granítico, e, conseqüentemente, a exemplo de outros batólitos conhecidos (Batólito de Serra Nevada), é constituído, provavelmente, por diversos corpos graníticos intrusivos. A fácies predominante é a porfirítica com fenocristais de microclínio, com composição variando entre granítica e granodiorítica, conforme a proporção de fenocristais (Fuck 1967a e b). Os perfis regionais e os trabalhos de detalhe próximos à borda do complexo com a FIT mostraram a ocorrência de fácies equigranulares de composição mineralógica variada.

No Complexo Cunhaporanga ocorrem, embora restritamente, rochas subvulcânicas a vulcânicas, intrusivas nos granitos porfiríticos, com composição variando entre sienogranítica e álcali granítica. Os corpos subvulcânicos são geralmente circunscritos e os principais compreendem os granitos Carambei e Joaquim Murtinho.

A relação do Complexo Cunhaporanga com as rochas do Grupo Itaiacoca pode ser compreendida através da existência de metamorfismo de contato nos mármorees da Formação Bairro dos Campos. As rochas que ocasionam esse metamorfismo são as graníticas, indicando que são sin ou tardi-tectônicos ao evento principal de metamorfismo regional.

2.4 - Complexo Granítico Três Córregos

As rochas granitóides do Complexo Granítico Três Córregos são responsáveis pelo limite SE da FIT. A análise geológica dessas rochas está baseada na revisão crítica da bibliografia e nos dados obtidos. As informações levantadas representam apenas parte do complexo, devido à grande área de ocorrência do mesmo e às complexidades geológicas inerentes a um complexo batolítico. O complexo granítico foi estudado através da integração dos resultados obtidos nas rochas gnáissicas, migmatíticas, graníticas (*sensu stricto*) e riolíticas.

As rochas gnáissicas que ocorrem próximas às rochas graníticas (*sensu stricto*) do Complexo Três Córregos são descritas como pertencentes a um complexo litológico denominado Apiaí-Mirim (Chiodi Fº 1984, Theodorovicz & Câmara 1988). Na região trabalhada da FIT, rochas gnáissicas ocorrem entre as rochas metacalcárias da Formação Bairro dos Campos e as rochas graníticas, o que provoca, muitas vezes, dificuldades para a distinção.

Quanto à forma de ocorrência, as rochas gnáissicas aparecem ora como extensos afloramentos, ora cortando irregularmente as rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara, como injeções de diferentes espessuras.

Do ponto de vista de época de formação, para o Complexo Apiaí-Mirim, pode-se interpretar os resultados de Souza (1990) utilizando-se os dados radiométricos por ele encontrados para o Maciço Córrego Butiá, nas regiões de Barra do Chapéu e Ouro Verde. Esse maciço foi correlacionado ao Complexo Três Córregos, porém com uma foliação

gnáissica, que, segundo Souza (1990), é (...) correlacionável à foliação principal da seqüência paragnáissica bandada (...) do Complexo Apiaí-Mirim. A inexistência de foliação nas rochas graníticas (*sensu stricto*) do Complexo Três Córregos e a ocorrência de uma foliação marcante definida para o Maciço Córrego Butiá permitem reinterpretar esse maciço como parte do Complexo Apiaí-Mirim.

O resultado isocrônico do Maciço Córrego Butiá define uma idade de 651 ± 60 M.a., com uma razão inicial de 0,71595 (Souza 1990). Essa idade, tomada como a idade das rochas gnáissicas do Complexo Apiaí-Mirim, invalida as interpretações anteriores de que esse complexo teria servido de embasamento para a implantação do Grupo Itaiacoca.

Por se tratar de um complexo batolítico, o Complexo Três Córregos, a exemplo de outros batólitos, deve ser constituído por diversos corpos graníticos, de forma semelhante ao Complexo Cunhaporanga. A fácies granítica porfirítica com fenocristais de microclínio é a predominante no Complexo Três Córregos. Granitos equigranulares ocorrem associados aos granitos porfiríticos, com composição variando entre sienogranítica e granodiorítica. Com ocorrência restrita, observam-se ainda rochas subvulcânicas a vulcânicas, que cortam a fácies granítica porfirítica.

2.5 - Conclusões

A comparação entre os dados bibliográficos e as informações obtidas define, para a área trabalhada na FIT, o Grupo Itaiacoca como a unidade litoestratigráfica que engloba as seqüências metassedimentares e metavulcânicas existentes.

o Grupo Itaiacoca é definido, neste trabalho, como sendo constituído por quatro formações: Abapã, Água Clara, Serra dos Macacos e Bairro dos Campos.

As rochas do Grupo Itaiacoca foram intrudidas por um intenso magmatismo ácido, representado pelas rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas, que constituem os complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos. Essas rochas cortaram indiscriminadamente as rochas metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Itaiacoca, ocasionando injeções quartzo-feldspáticas e metamorfismo de contato.

A estratigrafia utilizada para a FIT na região em estudo (itaiacoca-Abapã-Socavão) está sintetizada na figura 2.1.

Unidade	Formações	Principais rochas
CTC		Rochas vulcânicas e subvulcânicas
		Rochas graníticas (<i>sensu stricto</i>)
		Rochas gnáissicas
CCU		Rochas vulcânicas e subvulcânicas
		Rochas graníticas (<i>sensu stricto</i>)
		Rochas gnáissicas
Grupo Itaiacoca	Formação Bairro dos Campos	Metadolomitos de plataforma carbonática, com termos impuros: filitos e metarenitos finos.
	Formação Serra dos Macacos	Quartizitos, com termos pelíticos arenosos: sericita filitos e quartzo filitos.
	Formação Água Clara (Formação Água Nova ?)	Metapelitos-carbonáticos (cálcio-silicatadas) de plataforma continental.
	Formação Abapã	Metarenitos e metarenitos feldspáticos com intercalação de meta-vulcânicas e metavulcanoclásticas.

Figura 2.1 - Coluna estratigráfica da Faixa Itaiacoca na região estudada pelo autor (Itaiacoca-Abapã-Socavão). CCU - Complexo Cunhaporanga e CTC - Complexo Três Córregos.

Segunda Parte

Caracterização das Unidades Estratigráficas

A Segunda Parte deste trabalho utiliza como base os capítulos anteriores e descreve, do ponto de vista litológico e petrográfico, as diferentes formações do Grupo Itaiacoca e os complexos graníticos da FIT, que serão estudados e caracterizados geoquímica e isotopicamente.

A caracterização das diferentes formações foi realizada utilizando-se as informações geológicas existentes e complementada por um estudo petrográfico de detalhe, para determinar o ambiente de sedimentação existente durante a implantação das rochas do Grupo Itaiacoca e o ambiente tectônico responsável pela geração das rochas magmáticas.

O estudo petrográfico visando à determinação da existência de recristalização e neoformação de minerais é importante para a compreensão dos resultados geoquímicos e isotópicos, uma vez que constitui um critério de verificação da influência de fenômenos pós-magmáticos sobre as paragêneses primárias.

A mobilidade química é um fenômeno associado à intensidade da percolação de fluidos. Diferentes fenômenos pós-magmáticos são responsáveis pela percolação de fluidos; como exemplo, podem-se citar o metamorfismo e o intemperismo, que ocasionam mudanças texturais, estruturais e mineralógicas em uma rocha, identificáveis através de um estudo petrográfico de detalhe.

O detalhamento petrográfico objetivou determinar as paragêneses primárias e secundárias (metamórficas) e caracterizar a intensidade da recristalização e a deformação dos principais tipos litológicos. No caso das rochas metavulcânicas, anfíbolíticas e metadoleríticas, a análise petrográfica de detalhe foi complementada pelo estudo do quimismo dos principais minerais formadores de rochas, através de microsonda eletrônica.

As conclusões obtidas através da petrografia sobre os diferentes tipos litológicos das diferentes formações embasaram as interpretações petrogenéticas e tectônicas, necessárias para a compreensão da implantação do Grupo Itaiacoca e a atual configuração da FIT.

A proposta deste trabalho e a escala em que foi abordado não possibilitam um detalhamento estrutural e estratigráfico do Grupo Itaiacoca e dos complexos graníticos adjacentes.

3 - FORMAÇÃO ABAPÃ

A seqüência metavulcano-sedimentar denominada de Abapã (Trein et al. 1985), e caracterizada neste trabalho como Formação Abapã, é constituída principalmente por rochas metareno feldspáticas, com intercalações de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas.

Essa seqüência está restrita a uma faixa que possui, em média, 2.500m de largura. Encontra-se limitada pelos mármores da Formação Bairro dos Campos e, na região sudoeste da FIT, faz contato com o Complexo Cunhaporanga. Através da coluna estratigráfica genérica e esquemática da Formação Abapã, definida em uma região particularmente rica em rochas metavulcânicas (figura 3.1), pode-se verificar a intercalação de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas nos metarenitos feldspáticos, além de níveis de metaconglomerados existentes no topo da formação.

Os contatos entre arenitos, vulcânicas e vulcanoclásticas encontram-se geralmente mascarados por um manto de intemperismo. Essa feição, associada aos estudos estruturais que definem a existência de espessamentos tectônicos decorrentes de grandes falhas de cavalgamento (Reis Neto 1987), impossibilita a determinação da espessura real das camadas e, conseqüentemente, da formação.

Apesar de diferentes eventos tectono-termais terem afetado essa formação, é comum ocorrerem, em níveis preferenciais, estruturas sedimentares e magmáticas bem preservadas, tais como acamamento gradacional, estratificação plano-paralela e varíolas (amígdalas e vesículas).

3.1 - Rochas Metassedimentares

Entre as rochas metassedimentares, os metarenitos feldspáticos predominam na Formação Abapã, ocorrendo como camadas com espessuras variando desde métricas até dezenas de metro. Apresentam estruturas primárias preservadas, tais como marcas erosivas e granodecrescência. Essa granodecrescência, nos metarenitos, alcança níveis argilosos de coloração verde-clara, similares aos observados intercalando os derrames de metavulcânicas, definidos como cinzas vulcânicas. As características desses níveis, como granulometria fina, homogeneidade e grandes quantidades de mica branca (>95%),

permitem admitir a possibilidade de se tratar de cinzas vulcânicas, depositadas durante a sedimentação dessas rochas.

Figura 3.1 - Coluna estratigráfica esquemática da Formação Abapã, utilizando como base o perfil da região de São Luiz dos Machados, entre as localidades de Abapã e Socavão. A relação de quantidade entre os metarenito feldspáticos e as metavulcânicas diminui em direção à localidade de Itaiacoca, isto é, para o sudoeste.

Rochas metaconglomeráticas, com seixos de rochas metavulcânicas e matriz metareno feldspática, ocorrem, ainda que esporadicamente, em níveis estratigráficos superiores aos das rochas metarenosas e metavulcânicas.

3.1.1 - Os Metarenitos feldspáticos

Embora os metarenitos (*lato sensu*) predominem na Formação Abapã, a quantidade em relação às metavulcânicas é variada, em geral aumentando para o nordeste da FIT. Na região entre Abapã e Socavão, próxima ao final NE da faixa de ocorrência desse grupo (figura 1.1 - Anexo 5), os metarenitos chegam a atingir cerca de 80% das rochas da

formação. Nessa região, alguns perfis não apresentam rochas metavulcânicas, mostrando predominância total de metarenitos feldspáticos.

A classificação dos metarenitos através de diagramas que consideram as quantidades relativas de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha caracteriza a maioria desses arenitos como arcósio, em menores proporções como subarcósio e, subordinadamente, como quartzo arenito (figura 3.2).

Figura 3.2 - Diagrama para rochas arenosas com menos de 15% de matriz (Dott 1964). A disposição dos pontos define a composição de quartzo arenito e arcósio, para os metarenitos da Formação Abapã.

Os metarenitos, em geral, são rochas de coloração cinza a cinza-esbranquiçado e, subordinadamente, cinza-avermelhado, contendo até 30% de feldspato. A matriz dos metarenitos, comumente, é muito fina, constituída por argilo-minerais, sericita e clorita e, em média, nas rochas pouco deformadas, não ultrapassa a 15% do total dos constituintes.

Os metarenitos apresentam poucas estruturas sedimentares. Suas principais características são a espessura de dezenas de metro de alguns pacotes, o bandamento gradacional, a granulometria fina e as estratificações cruzadas. Essas estruturas, associadas à homogeneidade da granulometria e aos níveis de espessuras decimétricas, podem estar indicando um ambiente de sedimentação de águas calmas e rasas.

Quanto à intensidade de deformação, os metarenitos são heterogêneos. Enquanto alguns podem ser descritos como quartzo-feldspato-sericita filitos, outros possuem evidências de apenas terem sofrido recristalização incipiente, provavelmente consequência de uma forte diagênese, ou um metamorfismo incipiente.

O estudo mineralógico dos metarenitos que apresentam uma foliação marcante do tipo filítica (Reis Neto & Soares 1987) permite caracterizar uma paragênese metamórfica constituída de sericita + quartzo + clorita. Esses minerais encontram-se finamente cristalizados, definindo uma xistosidade fina e marcante, que contorna os minerais pré-tectônicos (sedimentares). Essa paragênese possibilita definir para essas rochas um metamorfismo da fácies xisto verde, nas zonas da clorita ou biotita.

A seguir serão descritas as características dos principais minerais, e da matriz das rochas metarenosas:

Feldspato: Apesar da predominância do microclínio, ocorre também o plagioclásio oligoclásio/andesina. Os feldspatos em geral estão deformados e apresentam sinais de transporte com diferente grau de arredondamento. Os fenômenos de sericitização e saussuritização são incipientes e, quando mais intensos, ainda é possível identificar o feldspato original.

Quartzo: Apresenta-se como grãos monocristalinos e policristalinos. Em ambos os casos, possui forma subarredondada e extinção ondulante. O quartzo policristalino (Qp) é composto de aglomerados de cristais de granulometria variada, recristalizados, nos quais, em alguns casos, pode-se verificar o desenvolvimento do fenômeno de recuperação. O quartzo monocristalino (Qm) é formado de cristal com continuidade física em que não se observam fenômenos importantes de recuperação e recristalização. O Qm pode estar presente de forma incipiente e possuir granulometria grossa com baixo grau de arredondamento.

Fragmentos Líticos: Denominação utilizada na identificação de clastos compostos por mais de um mineral (quartzo + plagioclásio + microclínio) ou por fragmentos de rochas, sem considerar os grãos de quartzo policristalino. Apenas em duas amostras, definidas como metavulcanoclásticas, foi possível diferenciar clastos de rochas metassedimentares e metavulcânicas.

Matriz: Devido ao fraco metamorfismo existente nessas rochas e à fina granulometria, petrograficamente não foi possível determinar qual argilo-mineral ou mica branca constitui a matriz. Nas rochas mais deformadas, é evidente o desenvolvimento de sericita e clorita, mas, mesmo nessas rochas ainda é possível observar as bordas originais dos cristais de feldspato. Assim, as rochas escolhidas para a classificação dos metarenitos foram aquelas menos deformadas

e recrystalizadas, e com menor proporção de matriz. A quantidade de mica branca não varia muito com o aumento da deformação, pois mesmo as rochas mais deformadas possuem pequenas quantidades, demonstrando que a porcentagem destas depende mais das condições de sedimentação do que da influência do metamorfismo.

3.1.2 - Ambiente tectônico

Utilizando-se os principais minerais constituintes dos metarenitos-feldspáticos com menos de 15% de matriz, foi realizado um estudo de classificação e caracterização do ambiente tectônico responsável pela formação dessas rochas, através da análise e contagem modal de cerca de 45 lâminas delgadas (Dickinson et al. 1983).

Para esse estudo, é importante a determinação do que é um fragmento lítico, considerando-se a complexidade do quartzo policristalino. Devido à pouca quantidade de metarenitos com fragmentos de rochas (*sensu stricto*), o único material que pôde ser considerado como fragmento lítico é representado por grãos de quartzo policristalino.

A caracterização de quartzo policristalino como representativo de fragmentos líticos, em metarenitos que sofreram metamorfismo e deformação, é problemática devido à facilidade de esse mineral sofrer recuperação e recrystalização. Conseqüentemente, neste estudo os grãos de quartzo policristalino foram interpretados de duas formas:

- a) Como produto dos processos diagenéticos e metamórficos atuantes - nesse caso, os grãos de quartzo policristalino são produto de fenômenos de recuperação e recrystalização, que teriam sido responsáveis pela extinção ondulante e a formação de grãos policristalinos. A petrografia mostra que esses fenômenos ocorreram nos metarenitos que sofreram maior deformação e formaram filitos;
- b) Como grãos primários, isto é, provenientes das rochas fontes desses metarenitos - nesse caso, devem ser considerados como fragmentos líticos provenientes de rochas de composição granítica, de grau metamórfico forte o suficiente para a geração de quartzo policristalino.

Considerando-se a complexidade da caracterização do quartzo, as quantidades relativas de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha permitem definir que esses metarenitos podem ser arenitos de blocos continentais (figura 3.3a), ou arenitos de arco magmático imaturo (figura 3.3b).

Na figura 3.3a, o quartzo policristalino é considerado como cristal de quartzo, caracterizando esses metarenitos como originados a partir do retrabalhamento de uma crosta continental preexistente, podendo ser de interior de continentes (WP), ou de blocos continentais soerguidos.

A figura 3.3b, que considera o quartzo policristalino como fragmento lítico, caracteriza os metarenitos da Formação Abapã como originados em um arco magmático, desenvolvendo-se sobre um embasamento continental preexistente de composição granitóide.

Tomando-se as estruturas primárias preservadas, que definem um ambiente de águas rasas e calmas para os metarenitos, as rochas associadas e a inexistência de verdadeiros lito-arenitos, o diagrama de Dickinson et al. (1983), que caracteriza melhor o ambiente tectônico dos metarenitos feldspáticos, define essas rochas como formadas no interior de um continente (bloco continental) (figura 3.3a).

Figura 3.3 - Diagramas de ambientes tectônicos (Dickinson et al. 1983) para os metarenitos feldspáticos com menor grau de deformação e com, no máximo, 15% de matriz. A figura 3.3a define um ambiente próximo a bloco continental, considerando-se os grãos de quartzo policristalino como cristais de quartzo. Na figura 3.3b, os grãos de quartzo policristalino foram considerados como fragmentos líticos; nesse caso, o ambiente é caracterizado como de arco magmático.

3.2 - Metavulcânicas e Metavulcanoclásticas

Rochas metavulcânicas apresentam-se intercaladas às rochas metareno feldspáticas, geralmente em níveis de espessuras variadas (figura 3.1). Existem grandes quantidades de derrames, porém a determinação do número é difícil, em decorrência da falta de continuidade física entre os afloramentos.

Apesar do elevado grau de intemperismo, responsável pelo mascaramento de algumas características petrográficas, pode-se observar a existência de dois tipos principais de rochas metavulcânicas: as que apresentam uma xistosidade marcante (foliada), definida pela orientação de filossilicatos, e as com estrutura maciça, isto é, não foliada.

Esses dois tipos de rochas vulcânicas -foliadas e não foliadas- apresentam-se intercaladas e com evidências de transição entre os derrames (cozimento e assimilação), o que permite determinar que ambos os tipos de rochas sofreram os mesmos eventos tectono-termais.

Entre as rochas metavulcânicas, as foliadas são as que apresentam predominância de filossilicatos, e esses encontram-se orientados definindo uma xistosidade fina proeminente. Subordinadamente, em área de ocorrência às metavulcânicas foliadas ocorrem rochas vulcânicas que apresentam uma estrutura não foliada (maciça) e sem evidências macroscópicas de deformação superimposta. Essas últimas rochas foram denominadas descritivamente de metavulcânicas não foliadas.

Apesar de as rochas metavulcânicas não foliadas apresentarem cristais hipidiomórficos de feldspato potássico e texturas magmáticas, observa-se, através de uma análise microscópica, a existência de cristais com extinção ondulante e incipiente recristalização. A intercalação e a relação dessas rochas com as MVF são outras indicações de que essas sentiram os mesmos eventos tectono-termais, portanto foram denominadas de MVN.

Intercalado às rochas metavulcânicas em geral ocorre, subordinadamente, material metavulcanoclástico, definido por níveis finos de rochas filíticas de coloração verde-clara (cinzas vulcânicas) e níveis de rochas metavulcânicas com clastos de material vulcânico (piroclásticas).

A intercalação de rochas metavulcânicas mostra a existência de derrames geralmente finos (entre 0,30m e 1,0m de espessura), cuja

característica importante é a grande quantidade de varíolas (amígdalas e vesículas), que variam em quantidade no interior dos derrames. As estruturas variolíticas são comuns a ambos os tipos de metavulcânicas; a diferença é que nas foliadas se encontram deformadas e estiradas no plano de xistosidade, enquanto nas não foliadas não estão estiradas.

A análise de diferentes derrames mostrou, a partir da maior quantidade de varíolas na parte superior, que as rochas metavulcânicas acham-se em posição normal, isto é, não se observou a existência de camadas invertidas.

A grande quantidade de varíolas aumentando para o topo dos derrames permite caracterizar para as rochas metavulcânicas uma *mise en place* subaérea ou subaquática, nesse último caso, em águas pouco profundas.

Os dois tipos de metavulcânicas predominantes, foliadas e não foliadas, possuem como principal distinção o *fabric* e a atual paragênese mineral. A paragênese das metavulcânicas foliadas é constituída, essencialmente, por minerais metamórficos, em textura lepidoblástica ou blasto-vesicular e uma xistosidade marcante. A das metavulcânicas não foliadas é magmática parcialmente deformada, o que permite definir uma textura blasto-microlítica vesicular e uma estrutura maciça.

3.2.1 - Metavulcânicas Não Foliadas (MVN)

O estudo petrográfico permite definir dois tipos de rochas metavulcânicas não foliadas (MVN). As que apresentam uma paragênese constituída essencialmente por sanidina hipidiomórfica (> 90%), e as com predominância de vidro, com fenocristais de sanidina e estruturas variolíticas.

As MVN que possuem vidro e fenocristais de sanidina apresentam como característica grandes quantidades de varíolas (vesículas ou amígdalas). Essas encontram-se subarredondadas e contornadas por uma matriz afanítica. A matriz é constituída por feldspato potássico subidiomórfico (esqueletal) e material desvitricado, não possuindo quartzo, com exceção do existente nas varíolas. Essas características permitem definir uma textura blasto-microlítica vesicular (fotomicrografia 3.1 e 3.2).

As amígdalas contêm diferentes minerais e, geralmente, apresentam-se zonadas com diâmetro médio de 5 a 8mm. Os principais minerais que ocorrem no interior das amígdalas são o microclínio, o quartzo, o carbonato e a hematita.

As MVN com predominância de sanidina não possuem varíolas. Esses minerais apresentam-se caoticamente orientados, não definindo nenhuma foliação. Opacos e feldspato potássico, finamente cristalizados, ocorrem intersticialmente aos grãos de sanidina, definindo uma textura intergranular para essas rochas.

Apesar da intercalação com as metavulcânicas foliadas, as rochas MVN não possuem macroscopicamente evidências do metamorfismo definido para a Formação Abapã, o da fácies xisto verde. A superimposição de um evento tectono-termal sobre essas rochas está registrado pelas extinções ondulantes apresentadas pelos grãos de feldspato e quartzo, e uma incipiente recristalização de feldspato potássico primário (sanidina) para o microclínio, e por isso foram denominadas de metavulcânicas.

A paragênese de ambos os tipos de rochas MVN é caracterizada pela grande quantidade de feldspato potássico (sanidina), opacos e material desvitrificado. A textura dessas rochas não evidencia a existência de fenômenos sin ou pós-magmáticos, como hidrotermalismo, que possam ter ocasionado a entrada de fluidos ricos em K₂O e, conseqüentemente, modificado a composição inicial dessas rochas.

A predominância de sanidina associada à ausência de quartzo e plagioclásio permite definir, para essas rochas, uma composição alcalina. Considerando-se somente a mineralogia, essas rochas MVN podem ser consideradas como um traquito ou algum tipo de lamproíto rico em sanidina.

3.2.1.1 - Mineralogia/Petrografia

Para determinar os minerais formadores das rochas MVN, realizou-se um estudo mineralógico de cerca de vinte seções delgadas através da petrografia de detalhe complementada por análise de microsonda eletrônica.

Na determinação da composição química dos principais minerais formadores das MVN, foram analisadas duas amostras (42/II e ABP 70e), por microsonda eletrônica. Essas rochas foram escolhidas por serem representativas desse tipo de vulcanismo e também porque foram

estudadas geoquimicamente, sendo amostras que apresentam uma textura blasto-microlítica vesicular.

Fotomicrografia 3.1 - Rochas MVN com textura intergranular, onde se observam os cristais de sanidina em meio aos opacos.

5,0 mm

Fotomicrografia 3.2 - MVN com textura blasto-microlítica vesicular, mostrando a sanidina da matriz, e relação entre a matriz e as vesículas.

1,0mm

Através de análise de microsonda eletrônica, estudou-se prioritariamente a composição do feldspato potássico, da matriz e da vesícula, e do vidro vulcânico (desvitrificado).

Feldspatos

As MVN, por apresentarem paragênese e texturas magmáticas reliquias, foram as principais rochas analisadas para determinar a composição dos feldspatos subidiomórficos que ocorrem em ambos os tipos de rochas metavulcânicas da Formação Abapã.

Ocorrem dois tipos de feldspatos: os da matriz e os das varíolas. Os primeiros apresentam-se como cristais esqueletais subidiomórficos e como cristais xenomórficos finamente cristalizados. Os feldspatos do interior das amígdalas estão,

geralmente, formando uma zonação, junto com o quartzo, clorita e óxido de ferro. Os feldspatos de ambos os tipos de metavulcânicas foram analisados por microsonda eletrônica (tabela 3.1 - Anexo 4), e os resultados da classificação química através da razão AB-AN-OR se encontram na figura 3.4.

Através da composição química, pode-se verificar que os feldspatos da matriz apresentam diferentes composições, desde albita até sanidina.

Figura 3.4 - Composição química dos diferentes tipos de feldspatos existentes nas MVF e MVN (Deer et al. 1977).

O estudo dos feldspatos da matriz mostra a existência de dois tipos distintos: a) um tipo com composição variando entre albita e anortoclásio, que apresenta um teor médio $AB=82-AN=1-OR=17$ e b) outro com teor médio $AB=1-AN=0-OR=99$. O teor de K_2O apresentado pelo tipo "b" é sempre superior a 15%, chegando em algumas amostras a 17,04%. Entre os feldspatos alcalinos, a sanidina é o único que apresenta teor de K_2O superior a 15%, o que permite determinar a existência desse mineral nas rochas MVN.

O feldspato que ocorre nas amígdalas associado ao quartzo e carbonato apresenta uma razão $AB=2-AN=0-OR=98$, o que permite caracterizá-lo também como tendo uma composição de sanidina.

Apesar de o estudo de microsonda eletrônica ter mostrado a existência de albita e anortoclásio, a petrografia mostra que esses minerais ocorrem subordinadamente, comparativamente às elevadas quantidades de sanidina.

Vidro vulcânico

O vidro vulcânico está presente na matriz das MVN, apesar de a maior parte das rochas ter sofrido o fenômeno de desvitrificação. Esse vidro apresenta-se como um material isótropo finamente cristalizado, de coloração castanho-escuro.

Quartzo

Embora o quartzo raramente ocorra na matriz das rochas metavulcânicas, está presente em quase todas as amígdalas, formando estruturas zonadas com o microclínio, carbonato, biotita e clorita.

Clorita e Carbonato

A clorita e o carbonato (calcita) aparecem no interior de algumas amígdalas, geralmente associados ao quartzo.

Opacos

Os opacos ocorrem tanto na matriz como no interior das amígdalas. Na matriz, apresentam-se disseminados, anédricos e finamente cristalizados, impossibilitando a determinação. Nas amígdalas, estão geralmente alterados para um material argiloso de coloração ocre. Este, quando analisado por Difractometria de Raio X, mostrou grande quantidade de ferro, o que pode estar indicando que esse material é produto de alteração de hematita ou magnetita.

3.2.2 - Metavulcânicas Foliadas (MVF)

O estudo petrográfico das metavulcânicas foliadas (MVF) caracteriza uma paragênese metamórfica principal constituída por biotita + clorita ± sericita ± quartzo. Esses minerais são os principais constituintes da matriz dessas rochas, e definem uma xistosidade fina e marcante, que se apresenta cortornando as varíolas e os cristais reliquiais de feldspato (fotomicrografia 3.3).

De forma análoga às MVN, as vesículas das MVF possuem uma grande variação de composição, mas em geral são preenchidas por quartzo, quartzo + sanidina, quartzo + biotita e hematita (?), em adiantado processo de alteração e, subordinadamente, carbonato (fotomicrografia 3.4).

As MVF perfazem cerca de 80% das rochas metavulcânicas existentes na região em estudo, tendo sido as rochas estudadas detalhadamente através da geoquímica e da geologia isotópica.

Outro tipo de rocha MVF, embora de ocorrência esporádica, foi denominada de muscovita xisto, por ser constituída essencialmente por opaco e muscovita. Essas rochas não possuem variólas e apresentam concentrações de muscovita e opacos contornadas por uma xistosidade fina e marcante. As concentrações acima referidas possuem formas bem definidas, dando a impressão de se tratar de pseudomorfos de minerais magmáticos ou estruturas vulcânicas.

Fotomicrografia 3.3 - Xistosidade contornando as vesículas nas MVF.

5,0 mm

Fotomicrografia 3.4 - Vesícula preenchida por quartzo e carbonato em uma MVF.

1,0 mm

Os muscovita xistos são rochas de granulometria muito fina que macroscopicamente podem ser confundidas com os filitos paraderivados, comuns nas formações Capiçu e Votuverava do Grupo Açungui. Através do quimismo e das estruturas observadas

microscopicamente, foi possível aventar a possibilidade de essas rochas serem provenientes de depósitos piroclásticos.

De forma esporádica, existem metavulcânicas que apresentam fenocristais reliquiais e aglomerados de quartzo preservados, em uma matriz muito fina, constituída por filossilicatos. Essas feições se encontram parcialmente corroídas e contornadas pela xistosidade, permitindo inferir a possibilidade de serem tufos líticos ou tufos de cristais.

3.2.2 1 - Mineralogia/Petrografia

O estudo petrográfico das MVF determinou uma paragênese metamórfica característica da fácies xisto verde, zona da biotita.

O estudo dos principais minerais constituintes das MVF, através da microsonda eletrônica, foi realizado com o objetivo de caracterizar os minerais magmáticos reliquiais. Para isso, a amostra escolhida foi a que apresentou a maior quantidade de feldspato subédrico, definido, petrograficamente, como magmático (amostra ABP 71d).

Feldspatos

A maioria das rochas MVF possui feldspato apenas no interior das amígdalas; as exceções existentes apresentam feldspatos subédricos e equigranulares contornados pela xistosidade, com extinção ondulante, sericitização e bordas corroídas, indicando se tratar de minerais pré-tectônicos.

Os feldspatos existentes nas amígdalas não estão geminados e possuem extinção ondulante. A análise por microsonda eletrônica mostrou uma composição química similar à do feldspato existente nas amígdalas das MVN, isto é, uma composição de sanidina (figura 3.4).

Para os feldspatos subédricos existentes na matriz, foi definida uma composição de sanidina ($AB=1$, $OR=99$ e $AN=0$), de forma análoga aos feldspatos subidiomórficos existentes na matriz das rochas MVN (figura 3.4).

Biotita

A biotita é o mineral predominante nas MVF, representando 80% da matriz. Apresenta-se em geral finamente cristalizada e orientada, definindo a xistosidade fina e marcante que caracteriza essas

rochas. Cristais de biotita ocorrem raramente no interior das amígdalas envolvidas por quartzo ou microclínio.

Quartzo

O quartzo está comumente presente no interior das amígdalas, isoladamente ou junto com biotita, clorita e carbonato. Raramente ocorre na matriz e no interior das sombras de pressão causadas pela xistosidade principal.

Carbonato

Os carbonatos ocorrem no interior das amígdalas, encontrando-se geralmente envoltos por quartzo (fotomicrografia 3.4).

3.3 - Conclusões

O estudo da Formação Abapã através de informações obtidas nos metarenitos feldspáticos e metavulcânicas permitiu as seguintes conclusões:

- a) A contemporaneidade entre o vulcanismo e a sedimentação;
- b) Apesar dos feldspatos da matriz de ambas as rochas metavulcânicas possuírem a composição de sanidina, a recristalização da paragênese original das MVF e a preservação no caso das MVN podem ser indicativas de que se trata de duas rochas hiperpotássicas com composições distintas;
- c) Os metarenitos feldspáticos foram formados no interior, ou próximos à borda de um bloco continental, em um ambiente de mar raso e calmo;
- d) A intercalação dos metarenitos feldspáticos com as metavulcânicas caracteriza um ambiente para a *mise en place* das rochas metavulcânicas próximo a um bloco continental.

Essas conclusões concordam com as de Souza (1990) para a Formação Bairro de Estiva, quando definiu um ambiente, provável, de leques aluviais e/ou fanglomerados depositados em calhas profundas de um *rift* continental.

4 - FORMAÇÃO BAIRRO DOS CAMPOS

A Formação Bairro dos Campos do Grupo Itaiacoca é uma seqüência metaclasto-química, constituída essencialmente por mármore dolomíticos e, subordinadamente, por metapelitos e metapsamitos, intercalados por rochas metabásicas.

Como definido no capítulo II, o presente trabalho utiliza a proposição de Souza (1990), embora com modificações, que denomina de Formação Bairro dos Campos a seqüência clasto-química.

Na região de Itaiacoca-Abapã-Socavão, ocorrem duas faixas de mármore da Formação Bairro dos Campos, com direção geral NE-SW, intercaladas pela faixa de rochas metavulcano-sedimentares definida como Formação Abapã (figura 1.1 - Anexo 5).

Na faixa de mármore, a SE das rochas metavulcano-sedimentares, entre as localidades de Abapã e Itaiacoca, ocorrem, sob a forma de soleiras (*sills*), diversos corpos de rochas metabásicas, intercalados aos mármore e aos metapelitos.

Os diferentes tipos litológicos foram descritos com o objetivo de reconhecer os ambientes de sedimentação e os fenômenos tectono-termais superimpostos. Para as rochas metabásicas, realizou-se um estudo petrográfico e mineralógico de detalhe, na tentativa de caracterizar o magmatismo e, se possível, o ambiente tectônico.

4.1 - Seqüência Metacalcária

Essa seqüência engloba todas as rochas metacalcárias (*lato sensu*) existentes na FIT, sendo constituída, predominantemente, por metacalcários dolomíticos (metadolomitos) puros e impuros com coloração branca a cinza-claro e mármore puros de cor acinzentada. Em geral, os metacalcários apresentam-se com um bandamento de espessura centimétrica, definido como a estratificação sedimentar original.

Intercalando os metadolomitos e os mármore, ocorrem metacalcários impuros (metamargas) - rochas de granulometria muito fina e coloração entre cinza-claro e escuro - representados por cálcio filitos e filitos carbonáticos.

Apesar dos fenômenos metamórficos superimpostos, a sequência metacalcária é rica em estruturas sedimentares. Souza (1990) descreve as seguintes estruturas: acamamento ondulado e lenticular (*wavy e linsen*), laminação *climbing*, microndulações (*ripples*) geradas por correntes e/ou ondas, oólitos e pisólitos. Além dessas, observam-se também na região em estudo estratificações cruzadas, estruturas de dissecação e turbiditos.

Em diferentes localidades, ocorrem bancos de mármores estromatolíticos, apresentando, em geral, formas colunares, como as descritas por Almeida (1944) e Fairchild (1977). Essas estruturas estromatolíticas estão associadas a um fino bandamento composicional irregular, predominante em certas regiões, caracterizado como esteiras algais.

A faixa de mármores que bordeja o Complexo Cunhaporanga mostra evidências de ter sofrido metamorfismo de contato, o que se comprova pela existência de talco e tremolita sem orientação, apesar de ocorrerem em níveis preferenciais paralelos à estratificação sedimentar original.

4.2 - Sequência metapelítica

Embora as rochas metapelíticas e metapsamíticas intercaladas aos mármores não sejam predominantes, assumem um alto grau de importância, pois permitem caracterizar os eventos tectono-termiais atuantes sobre a Formação Bairro dos Campos.

As rochas metapelíticas se apresentam como clorita-sericita filitos, geralmente ferruginosos, com coloração castanha, e sericita-clorita filito, de coloração verde-clara. Ambos os tipos de filitos possuem uma xistosidade fina e, em geral, uma clivagem de crenulação.

Na região entre as localidades de Abapã e Itaiacoca, na área de ocorrência das rochas metabásicas e das minas de talco, a quantidade de termos pelíticos aumenta em relação aos termos carbonáticos, o que permitiu a geração de rochas como sericita filito, clorita-talco filito, sericita-talco filito, talco filito e filito talcoso.

Ressalta-se que o sericita-clorita filito, de coloração verde clara, geralmente ocorre como níveis decimétricos nos mármores, e é similar, petrograficamente, ao sericita-clorita filito de coloração também verde-clara, que se encontra intercalado aos metarenitos

feldspáticos e metavulcânicas da Formação Abapã. Essas rochas na Formação Abapã são interpretadas como cinzas vulcânicas (vulcanoclásticas) associadas às rochas metavulcânicas.

O estudo petrográfico de detalhe, para verificar se os dois tipos de sericita-clorita filitos são cinzas vulcânicas e se correspondem à mesma rocha ocorrendo nas duas formações Abapã e Bairro dos Campos, foi prejudicado pelo fato de essas rochas se apresentarem muito deformadas e recrystalizadas.

O metamorfismo presente nas rochas filíticas foi responsável pela neoformação e recrystalização de minerais geralmente orientados, que definem uma xistosidade marcante para essas rochas. Entre os minerais neoformados, a coexistência de quartzo, sericita, clorita e talco, na maioria das rochas filíticas, permite definir a Formação Bairro dos Campos como submetida a um metamorfismo que atingiu a fácies xisto verde, zona da clorita.

4.3 - Os Metadoleritos

As rochas metabásicas que ocorrem como soleiras (*sills*) intercaladas aos mármore, talco filitos (*lato sensu*) e quartzitos, foram detalhadas petrograficamente com o objetivo de verificar a influência do metamorfismo sobre a paragênese magmática.

IPT (1985), Theodorovicz & Câmara (1988) e Souza (1990) descrevem na FIT, nas regiões de Barra do Chapéu, Ouro Verde e Araçáiba, no Estado de São Paulo, a existência de rochas metabásicas e metaultrabásicas intercaladas aos mármore e metapelitos do Grupo Itaiacoca, o que indica a importância dessas rochas na Formação Bairro dos Campos.

As metabásicas em epígrafe ocorrem como corpos alongados com direção geral NE-SW, apresentando um contato por falha, quando é possível observar, com as rochas encaixantes (figura 1.1 - Anexo 5).

4.3.1 - Caracterização Petrográfica

Os metadoleritos apresentam-se homogêneos, isotrópicos e sem foliação metamórfica. São rochas melanocráticas, com uma coloração preta-esverdeada, que varia até verde-clara, dependendo do grau de alteração intempérica.

Apesar da existência de diversos corpos de metadoleritos, essas rochas em geral são homogêneas, textural e mineralogicamente equigranulares e com uma granulação média a fina ($\leq 4,0$ mm). A homogeneidade existe não apenas entre os diversos corpos, como também dentro de um mesmo corpo, pois perfis transversais mostram ausência de zonação ou variação textural do centro para a borda.

A característica petrográfica dos metadoleritos é definida, independentemente do corpo, por cristais de plagioclásio caoticamente dispersos, envolvidos por piroxênio e, raramente, hornblenda (fotomicrografia 4.1). A presença de desequilíbrio paragenético é caracterizada pela coexistência, em uma mesma rocha, de minerais magmáticos e metamórficos.

Nos locais onde há o contato dos metadoleritos com os mármore e filitos paraderivados (encaixantes), os metadoleritos passam gradativamente para uma rocha filítica, constituída por biotita e clorita. Esses filitos possuem uma xistosidade marcante paralela ao contato, similar àquela de caráter regional, encontrada nas rochas encaixantes.

As similaridades estruturais entre os metadoleritos e as rochas encaixantes (Formação Bairro dos Campos) permitem verificar que, após a cristalização, os metadoleritos sofreram uma fase importante de deformação, mais intensa nas proximidades do contato com as encaixantes.

A mineralogia primária, ou reliquiar, é reconhecida na maioria das rochas estudadas, e os constituintes principais são plagioclásio zonado, augita (fotomicrografia 4.2) e, como acessórios, titanita, opacos e apatita.

A análise petrográfica mostra uma textura magmática reliquiar, parcialmente mascarada pela recristalização de uma paragênese metamórfica, o que permite definir uma textura blasto-ofítica para os metadoleritos, mesmo nas rochas em que os processos de recristalização foram mais intensos.

Os cristais magmáticos de plagioclásio e piroxênio apresentam-se parcial ou totalmente transformados para minerais metamórficos. A mineralogia metamórfica é constituída por actinolita, epidoto/zoisita, clorita, pumpeleita e, possivelmente, biotita, que se apresentam como minerais anédricos a subédricos, sem orientação preferencial.

Essa paragênese mineral define para os metadoleritos um metamorfismo que atingiu o limite inferior da fácies xisto verde, na zona da clorita ou biotita.

Em alguns tipos de metadoleritos (amostras ELA 3b, 3d e 4). observa-se a existência de hornblenda, biotita e um importante aumento da porcentagem de quartzo. Esses minerais envolvem o plagioclásio e o piroxênio, o que permite interpretá-los como de uma fase de cristalização magmática tardia.

Fotomicrografia 4.1 -
Cristal de piroxênio
envolvendo o cristal de
plagioclásio nas rochas
metadoleríticas.

0,05 mm

Fotomicrografia 4.2 -
Cristais zonados de
plagioclásio nos
metadoleritos.

0,05 mm

Para os metadoleritos, foram realizadas 13 análises químicas dos principais elementos, em amostras representativas desse magmatismo. O cálculo da norma C.I.P.W desses resultados (tabela 9.2 - Anexo 3) mostra a existência de rochas com olivina normativa e rochas com quartzo normativo (Ela 3b, 3c, 4, 15 e 23).

Alguns corpos de metadoleritos possuem rochas com quartzo e rochas com olivina normativo, como é caso do corpo no qual foram coletadas as amostras ELA 2, 3b, 3d e 4. As informações geológicas obtidas nesse corpo de metadolerito não mostram evidências da presença de diferentes intrusões, o que é indicativo de que a variação do teor em sílica está provavelmente relacionada a um processo magmático (fracionamento, contaminação).

O estudo mineralógico detalhado dos metadoleritos, realizado através da petrografia e da microsonda eletrônica, permite tecer os comentários a seguir, acerca das características químicas dos principais minerais constituintes dessas rochas.

Plagioclásio

A maioria dos grãos de plagioclásio presentes nos metadoleritos possui características magmáticas bem preservadas, tais como zonação, hipidiomorfismo, geminações albita e albita-carlsbad (fotomicrografia 4.2). Mas, subordinadamente, ocorre um tipo de plagioclásio anédrico, sem geminação, associado ou não ao magmático.

Os resultados das análises de microsonda (tabela 4.2 - Anexo 4) mostram que os dois tipos de plagioclásio possuem composições químicas distintas (figura 4.1):

- a) a labradorita apresenta-se como cristais hipidiomórficos, equigranulares, zonados, parcialmente substituídos por sericita ou sericita + epidoto. Esse é o plagioclásio definido anteriormente como reliquiar, isto é, pertencente à fase magmática;
- b) a albita ocorre como cristais menores, subédricos, límpidos e sem alteração, nas bordas da labradorita ou da augita. A associação da albita com os minerais metamórficos, como a clorita e o epidoto, permite interpretar esse mineral como metamórfico.

A determinação desses dois tipos de plagioclásio mostra o desequilíbrio paragenético causado pelo metamorfismo. Ao mesmo tempo, a determinação do plagioclásio magmático como labradorita permite caracterizar, junto às outras evidências (teor de máficos), a rocha magmática pretérita como um dolerito.

Figura 4.1 - Diagrama AB-OR-AN definindo os dois tipos de plagioclásio nas rochas metadoleríticas como albita (Amostra ELA 21 - □) e laboradorita (Amostra ELA 7 - ■).

Piroxênio

Os piroxênios constituem cristais subédricos a euédricos, envolvendo as laboradoritas. Em geral, têm dimensões entre 2,0 e 4,0 mm, sem orientação preferencial, apresentando diferentes estágios de transformação para actinolita e zoisita/epidoto.

Através dos resultados químicos obtidos por microsonda eletrônica (tabela 4.3 - Anexo 4), determinou-se a composição química dos piroxênios presentes nos metadoleritos. Utilizando-se a classificação de Deer et al. (1977), esses piroxênios foram caracterizados como sendo augita-diopsídio (figura 4.2).

Figura 4.2 - Gráfico (Deer et al. 1977) mostrando a composição dos piroxênios dos metadoleritos. Simbologia igual à da figura 4.1.

Através do conhecimento do quimismo dos piroxênios, é possível determinar os diferentes ambientes tectônicos responsáveis pela

formação desses minerais (Nisbet & Pearce 1977). O estudo dos metadoleritos, utilizando-se o quimismo dos piroxênios, permitiu verificar que os mesmos são característicos de ambientes distensionais, especificamente OFB (Ocean Floor Basalts) ou WPT (Within Plate Tholeiites), e descartar outras possibilidades, tais como WPA (Within Plate Alkaline) e os VAB (Volcanic Arc Basalts) (figura 4.3).

Figuras 4.3 - Gráficos (Nisbet & Pearce 1977) definindo os metadoleritos como característicos de basaltos subalcalinos de fundo oceânico (OFB), a partir da composição química dos piroxênios. No gráfico 4.3a $F1 = (-0,0012 \cdot SiO_2 - 0,0807 \cdot TiO_2 + 0,0026 \cdot Al_2O_3 - 0,0012 \cdot FeO - 0,0026 \cdot MnO + 0,0087 \cdot MgO - 0,0128 \cdot CaO - 0,0419 \cdot Na_2O)$ e $F2 = (-0,0469 \cdot SiO_2 - 0,0818 \cdot TiO_2 - 0,0212 \cdot Al_2O_3 - 0,0041 \cdot FeO - 0,1435 \cdot MnO - 0,0029 \cdot MgO + 0,0085 \cdot CaO + 0,016 \cdot Na_2O)$. Simbologia igual à da figura 4.1.

Os resultados químicos, utilizando-se os diagramas de Leterrier et al. (1982), permitiram caracterizar os piroxênios dos metadoleritos como pertencentes à série de basaltos toleíticos ou cálcio-alcálicos (figura 4.4).

A composição química dos piroxênios permite admitir que os metadoleritos foram formados em um regime distensional (WPT ou OFB), com maior tendência para os basaltos de fundo oceânico (OFB), pelo fato de não possuírem piroxênios alcalinos. As poucas evidências que podem indicar um regime compressional (figura 4.3a), na realidade, são consequência de fenômenos de contaminação crustal, ou apontam rochas formadas a partir de um manto do tipo subcontinental.

Através dos resultados dos diferentes gráficos, mostrando a homogeneidade e coerência no quimismo do piroxênio, associados à preservação das características magmáticas, é possível admitir que os fenômenos de metamorfismo sofridos pelos metadoleritos não afetaram de forma importante o quimismo dos piroxênios.

Figura 4.4 - Diagrama (Leterrier et al. 1982) mostrando os piroxênios dos metadoleritos com composição similar aos piroxênios de basaltos toleíticos ou cálcio-alcálicos. Simbologia igual à da figura 4.1.

Anfibólios

Os diferentes tipos de anfibólios, caracterizados através da petrografia, foram analisados do ponto de vista químico através de microsonda eletrônica (tabela 4.4 - Anexo 4). Os resultados plotados no diagrama de Leake (1978), que permite classificar os anfibólios, mostram a existência de dois tipos principais: ferro-hornblenda e actinolita (figura 4.5). A dispersão dos pontos entre esses tipos define também a existência de anfibólios do tipo hornblenda-actinolita.

As actinolitas estão presentes, na maioria das rochas descritas, como produto de transformação dos piroxênios e, em algumas rochas, das hornblendas. Em geral, são cristais equigranulares, com fraco pleocroísmo, caoticamente orientados, encontrados nas bordas ou como pseudomorfos dos piroxênios, associados a clorita e ao epidoto. A actinolita é o principal mineral metamórfico, permitindo definir um fenômeno metamórfico com intensidade inferior ao da zona da almandina, fácies xisto verde.

A determinação dos anfibólios das rochas possuidoras de quartzo normativo (ELA 3d) como ferro-hornblenda é uma evidência a mais para interpretar essas rochas como geradas em um processo final de fracionamento, uma vez que a ferro-hornblenda não é gerada em um metamorfismo de fácies xisto verde zona da clorita/biotita, como é o definido para os metadoleritos e para os metassedimentos da Formação Bairro dos Campos.

Figura 4.5 - Diagrama (Leake 1978) caracterizando os diferentes tipos de anfibólios existentes nos metadoleritos. Ressalta-se que as actinolitas perfazem 95% dos anfibólios totais descritos. Anfibólios das amostras ELA 3d (□); ELA 7 (■); ELA 21c (X).

Epidotos

O epidoto e a zoisita/clinozoisita são os minerais metamórficos mais comuns nos metadoleritos, apresentando-se finamente cristalizados, com granulometria inferior a 0,1mm. Geralmente ocorrem no interior ou nas bordas das labradoritas, formando aglomerados sem orientação preferencial.

Cloritas

As cloritas nos metadoleritos apresentam-se finamente cristalizadas, associadas à actinolita e ao epidoto. Em geral, possuem birrefringência anômala, o que permite caracterizá-las como do tipo penina.

4.4 - Ambiente tectônico

O estudo do ambiente tectônico, responsável pela sedimentação da seqüência metaclasto-química da Formação Bairro dos Campos, bem como pela geração dos metadoleritos, foi realizado integrando-se os resultados geológicos e os petrográficos.

A interpretação do ambiente de sedimentação é compatível com a proposta de Souza (1990), para a Formação Bairro dos Campos, que interpreta as rochas metacalcárias como depositadas em uma plataforma carbonática. As rochas metapelíticas e metapsamítica corresponderiam a uma deposição em água mais profunda nessa plataforma.

A forma de ocorrência (*sills*) dos metadoleritos e o fato de os piroxênios caracterizarem, preferencialmente, um quimismo de rochas basálticas de fundo oceânico (OFB) corroboram a existência de uma "Bacia Itaiacoca" com desenvolvimento de uma plataforma calcária, do tipo *rifted continental margin* (Souza 1990). Nesse caso, provavelmente, os metadoleritos se posicionaram durante a sedimentação das rochas clasto-químicas, isto é, durante uma fase distensional.

4.5 - Conclusões

As principais estruturas primárias e metamórficas da seqüência metaclasto-química da Formação Bairro dos Campos, associadas às características petrográfica dos metadoleritos, permite tecer as seguintes conclusões para essa formação:

- a) A seqüência metaclasto-química da região de Itaiacoca-Abapã-Socavão possui características litológicas e de ambiente de sedimentação similares às da Formação Bairro dos Campos (Souza 1990);

- b) Os metadoleritos intercalados aos mármore e metapelitos preservaram as suas características magmáticas, apesar de terem sofrido um fenômeno de metamorfismo que atingiu o limite inferior da fácies xisto verde;
- c) O quimismo dos piroxênios dos metadoleritos intercalados em uma seqüência metaclasto-química é coerente com um ambiente de sedimentação do tipo plataformar de margem continental.

5 - FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

A Formação Água Clara na FIT é constituída por rochas cálcio-silicáticas (metamargas), xistos e anfibolitos com metamorfismo de grau médio, que se encontram entre a Falha de Itapirapuã e o Complexo Três Córregos (figura 1.1 - Anexo 5).

As similaridades litológicas, petrográficas, estruturais e metamórficas permitem admitir a existência de correlação entre essas rochas e os metapelitos carbonáticos descritos por Pontes (1980, 1982) e Fritzsons et al. (1982), para a Formação Água Clara existente a S-SE do Complexo Três Córregos (Soares 1987, Reis Neto & Soares 1987).

Este trabalho utiliza a denominação Formação Água Clara, por uma questão de precedência, apesar da possível correlação das rochas dessa formação, na região de Itaiacoca-Abapã-Socavão, com as rochas da Formação Água Nova (Souza 1990), discutida no Capítulo 2. Nesse caso, essa denominação será utilizada como uma das formações do Grupo Itaiacoca (tabela 2.1).

Na faixa de ocorrência da Formação Água Clara na FIT, a maioria dos afloramentos é constituída por rochas alteradas, o que dificulta a determinação da paragênese original ou a verificação da sua continuidade física. Devido a essa alteração, foi necessário o estudo da formação através dos tipos de rochas aflorantes mais comuns: as cálcio-silicáticas/xistosas e as anfibolíticas.

As rochas cálcio-silicáticas existentes entre as localidades de Abapã e Socavão apresentam como característica principal diversas injeções de composição quartzo-feldspática. Essas injeções encontram-se deformadas e metamorfizadas de forma similar às das rochas cálcio-silicáticas.

Para a caracterização das diferentes rochas e litologias da Formação Água Clara na FIT, bem como para uma melhor comparação com as rochas definidas para a Formação Água Nova, serão descritos os dois tipos de rochas mais comumente encontradas.

5.1 - Rochas Cálcio-silicáticas/Xistosas

Na área Itaiacoca-Abapã-Socavão, as rochas cálcio-silicáticas e as xistosas se intercalam, existindo regiões com predominância de

rochas xistosas, como a próxima à Estrada do Cerne, e regiões com predominância de cálcio-silicáticas.

Em geral, as rochas cálcio-silicáticas e os xistos possuem uma foliação metamórfica, paralela a uma intercalação de níveis que possuem como característica composições mineralógicas distintas. Essa intercalação, considerada como estratificação sedimentar preservada, é caracterizada pela alternância de níveis constituídos por muscovita xisto, cálcio xisto e cálcio-silicática. As espessuras desses níveis variam desde milimétrica até centenas de metros, sendo que, na maioria dos afloramentos, observa-se uma intercalação de níveis centimétricos a decimétricos.

As rochas cálcio-silicáticas e cálcio xistos, da região estudada, possuem características petrográficas e estruturais similares às descritas por Pontes (1980), para as rochas da Formação Água Clara na região de Itaiacoca, a S-SE do Complexo Três Córregos, localizadas, especificamente, na Estrada do Talco - PR.

As rochas cálcio-silicáticas apresentam-se com uma intercalação de níveis de diferentes composições, constituídos de mármore, com níveis cálcio-silicáticos ou silicáticos. Esporadicamente, ocorrem rochas com estrutura maciça, sem bandamento.

Essas rochas possuem uma foliação marcante de filossilicatos (S_n), geralmente paralela ao bandamento composicional. Em alguns afloramentos, existe uma segunda foliação, incipiente e heterogênea, também de filossilicatos (S_{n+1}), que se apresenta subparalela ou discordante à foliação marcante (S_n).

As foliações descritas, S_n e S_{n+1} , encontram-se crenuladas e dobradas, formando dobras centimétricas, irregulares, abertas e isópacas, caracterizando uma terceira foliação (S_{n+2}).

As rochas cálcio-silicáticas acham-se injetadas por material de composição granítica. Essas injeções possuem diferentes espessuras e direções. Em todos os casos, apresentam-se foliadas, dobradas e crenuladas, juntamente com as rochas cálcio-silicáticas e xistosas, o que leva a crer que as rochas cálcio-silicáticas e as injeções sofreram as mesmas fases deformacionais.

5.1.1 - Caracterização Petrográfica

Do ponto de vista petrográfico, a variação dos teores de carbonatos em relação aos pelitos permitiu o desenvolvimento de

rochas cálcio-silicáticas (*lato sensu*), com diferentes composições. Como consequência, existem rochas com teores de carbonatos variando entre 80% e 5%. Quanto ao *fabric*, textura e estrutura, essas rochas podem ser divididas em dois tipos:

- a) rochas com textura granoblástica e com uma foliação definida por um bandamento composicional marcante. Apresentam ainda, em alguns níveis, uma xistosidade marcante, paralela ao bandamento;
- b) rochas com textura poiquiloblástica e estrutura maciça, caracterizadas pela predominância de diopsídio poiquilítico.

As cálcio-silicáticas bandadas, tipo "a", apresentam, em geral, a seguinte paragênese: diopsídio + oligoclásio + epidoto + carbonato + quartzo $\pm$ talco $\pm$ clorita $\pm$ tremolita $\pm$ escapolita $\pm$ turmalina. Cristais de granada ocorrem, ainda que esporadicamente, associados a essa paragênese (Reis Neto 1987, Reis Neto & Soares 1987).

As rochas cálcio-silicáticas com estruturas maciças, do tipo (b), com textura poiquiloblástica, apresentam uma paragênese constituída essencialmente por diopsídio + quartzo, com predominância do primeiro. O diopsídio ocorre, na maior parte das vezes, sob a forma de cristais maiores ($\pm$ 2,0 mm), subédricos, poiquilíticos e sem orientação preferencial.

As cálcio-silicáticas bandadas do tipo (a), acima descritas, são produto de um metamorfismo regional na fácies anfibolito e, posteriormente, foram retomadas por um segundo metamorfismo responsável por um retrometamorfismo na fácies xisto verde, zona da clorita ou biotita.

As cálcio-silicáticas com estruturas maciças do tipo (b) são produtos de metamorfismo termal, que atingiu um grau equivalente a fácies hornblenda hornfels, ocasionado pela injeção de grandes massas graníticas, representadas nos afloramentos pelas apófises e injeções quartzo-feldspáticas.

As rochas xistosas encontram-se, em geral, alteradas, o que faz ressaltar a xistosidade, que, embora marcante, é irregular, anastomosada (*flaser*) e intercalada por níveis com predominância de quartzo (*microlitons*).

A paragênese típica dessas rochas é constituída por: quartzo + biotita + muscovita + óxidos $\pm$ granada. A granada, devido ao seu estado de alteração, ora para clorita, ora para um material

ferruginoso, pode ser definida como almandina, com, provavelmente, moléculas de glossulária.

Com base nessa paragênese, pode-se determinar que as rochas xistosas sofreram um metamorfismo da fácies xisto verde, zona da biotita. A coexistência de clorita com a granada permite admitir a existência de um fenômeno de retrometamorfismo. Nesse caso, essas rochas teriam sofrido também um metamorfismo no mínimo da fácies xisto verde, zona da almandina.

5.2 - Rochas Anfibolíticas

Intercalados às rochas cálcio-silicáticas e xistosas, ocorrem diversos níveis (corpos) de rochas anfibolíticas, na maioria das vezes em um estágio avançado de alteração.

Essas rochas anfibolíticas possuem uma granulometria variando de média à grossa, e ocorrem sob a forma de corpos extensos, concordantes com a estruturação regional, orientados na direção NE-SW. A inexistência de texturas e paragêneses reliquias (primárias) impossibilita, *a priori*, a determinação da derivação dessas rochas.

Ressalta-se que, regionalmente, foram descritas na Formação Água Clara rochas anfibolíticas orto e paraderivadas, intercaladas aos metacalcários dolomíticos (Fritzsons et al. 1982, Pontes 1982).

O elevado grau de alteração normalmente apresentado pelo anfibolito não permitiu determinar o volume e, conseqüentemente, a importância dessas rochas na Formação Água Clara da FIT. Para caracterizar petrográfica e quimicamente essas rochas, detalhou-se o afloramento de maior variação composicional (ABP 52). Este possui rochas anfibolíticas com textura variando desde granoblástica até nematoblástica, além de um clorita filito. O estudo petrográfico da rocha filítica mostra a predominância de clorita, inexistência de quartzo e estrutura *flaser*, permitindo caracterizá-la como anfibolito milonitizado.

A análise petrográfica dos anfibolitos definiu uma paragênese essencialmente metamórfica, constituída por plagioclásio + hornblenda + quartzo ± microclínio ± opacos ± clorita ± titanita. Apesar de uma incipiente foliação, reconhecível macroscopicamente, a textura principal é a granoblástica, sendo que os anfibólios predominam sobre os outros minerais.

Entre os anfibólios, a predominância é de hornblenda. Devido à existência de anfibólio com característica ótica pouco comum (figura de interferência biaxial positiva e fraco pleocroísmo), foi realizado um estudo da determinação do quimismo dos anfibólios, através de microsonda eletrônica.

Esses resultados (tabela 5.1 - Anexo 4), somados aos dados petrográficos, permitiram determinar a coexistência de dois tipos de anfibólios para as rochas anfibolíticas, utilizando-se os diagramas de classificação de Leake (1978):

- a) O anfibólio predominante com $(Na+K)A < 0,5$ e $Ti < 0,5$ tem a composição de magnésio-hornblenda (figura 5.1a);
- b) O anfibólio que ocorre subordinadamente, com $(Ca+Na) > 0,5$; $Ti < 0,5$ e $Fe^3 < Al^{VI}$ apresenta composição entre edenita-hornblenda e pargasita-hornblenda (figura 5.1b).

Figura 5.1 - Caracterização dos anfibólios das rochas anfibolíticas, como hornblenda-magnesiana e edenita-hornblenda (Leake 1978).

Os plagioclásios, em geral, são anédricos, com extinção ondulante e incipientemente saussuritizados. Os mais cálcicos possuem composição de andesina, sendo que as características óticas mostram variações de composição entre andesina e oligoclásio.

O corpo estudado com a utilização da microsonda eletrônica contém plagioclásio com composição de oligoclásio a albita cálcica (figura 5.2), e um feldspato com composição típica de microclínio.

Figura 5.2 - Triângulo AB-OR-AN (Deer et al. 1977) para os feldspatos das rochas anfibolíticas.

A coexistência de plagioclásio do tipo albita/oligoclásio com hornblenda ocorre em condições restritas de metamorfismo, isto é, no limite inferior da zona da almandina na fácies xisto verde ou grau baixo (Winkler 1979).

A hornblenda apresenta nas suas bordas uma alteração para clorita, e alguns grãos de plagioclásio encontram-se com intensa saussuritização. Essas alterações permitem verificar que as rochas anfibolíticas, após a sua formação, sofreram um fenômeno de retrometamorfismo, que atingiu provavelmente a fácies xisto verde, zona da clorita.

Com base nos resultados obtidos na microsonda eletrônica, a paragénese das rochas anfibolíticas é constituída por Mg-hornblenda + albita/oligoclásio + epidoto ± clorita ± edenita-hornblenda ± pargasita-hornblenda ± quartzo ± microclínio, o que permite aventar duas hipóteses sobre os fenômenos de metamorfismo sofrido por essas rochas:

- a) Os anfibolitos sofreram um metamorfismo que atingiu no mínimo a zona da almandina da fácies xisto verde,

quando ocorreu a formação da hornblenda e albita/oligoclásio e, posteriormente, um retrometamorfismo na fácies xisto verde, zona da clorita;

- b) Os anfibolitos sofreram um único metamorfismo na fácies xisto verde, no limite das zonas da biotita e almandina, que foi incapaz de causar um equilíbrio paragenético.

As características petrográficas e estruturais não permitem aventar qualquer hipótese sobre a derivação dessas rochas. A forma de ocorrência, como corpos alongados e concordantes, e a inexistência de uma passagem gradacional para as rochas cálcio-silicáticas podem ser indicações de que se trata de *sills*, portanto, seriam ortoanfibolitos.

A intercalação dos anfibolitos com as rochas cálcio-silicáticas que apresentam paragênese na fácies anfibolítica e um fenômeno de retrometamorfismo permitem concluir que a hipótese "a" é a mais plausível para as rochas anfibolíticas.

5.3 - Ambiente tectônico

A intensidade do metamorfismo, associada à intensa deformação existente nas rochas cálcio-silicáticas, xistosas e anfibolíticas, não possibilitou a preservação de estruturas primárias, dificultando a determinação do ambiente de sedimentação da Formação Água Clara.

A seqüência definida como Formação Água Clara na FIT é constituída pela intercalação de níveis pelíticos (xistos), margosos (cálcio-silicáticos) e calcários (mármore), considerados como estratificação sedimentar preservada. Essa seqüência de rochas permite inferir um ambiente de águas profundas, associado a uma plataforma continental, para essa formação.

A Formação Água Nova, correlacionável à Formação Água Clara neste trabalho, foi interpretada por Souza (1990) como fazendo parte de uma fácies pelítica-carbonática de uma plataforma continental, em ambiente de *offshore*. Esse autor sugere que a plataforma se desenvolveu em uma margem continental passiva, com o continente localizado à NW da FIT.

A comparação dos ambientes de sedimentação da Formação Água Clara da FIT e da Formação Bairro dos Campos, associada a litologias

similares (mármore/cálcio-silicáticas, filitos/xistos e metadoleritos/anfibolitos), permite inferir a existência de ambientes de sedimentação contíguos e penecontemporâneos, para essas duas formações. Uma possibilidade é que essas formações representem as fácies proximais (Formação Bairro dos Campos) e as distais (Formação Água Clara), em plataforma de uma margem continental do tipo passiva.

5.4 - Conclusões

A caracterização das rochas cálcio-silicáticas, xistosas e anfibolíticas permitiu sintetizar as seguintes conclusões para a Formação Água Clara do Grupo Itaiacoca:

- a) O metamorfismo principal alcançou a fácies anfibolítica e, posteriormente, um segundo evento metamórfico ocasionou um retrometamorfismo na fácies xisto verde, zona da clorita ou biotita;
- b) Existe um "metamorfismo de contato" nas rochas cálcio-silicáticas, na fácies hornblenda hornfels, provavelmente relacionado às intrusões das rochas granitóides do Complexo Três Córregos;
- c) As injeções graníticas sofreram os mesmos eventos tectono-termiais que as rochas cálcio-silicáticas;
- d) As rochas anfibolíticas ocorrem como corpos alongados (*sills*), e apresentam o mesmo padrão metamórfico que as cálcio-silicáticas e xistosas.

6 - COMPLEXO CUNHAPORANGA

O termo Complexo Cunhaporanga (CCU) engloba as rochas gnáissicas, graníticas (*sensu stricto*) e riolíticas, de composição granitóide, que se encontram justapostas, ou se entrecortando, no interior da área de ocorrência desse complexo. Apesar de possuírem composição similar, existem rochas marcadamente foliadas - as gnáissicas e migmatíticas - e rochas maciças, plutônicas - as graníticas e vulcânicas/subvulcânicas - as riolíticas.

A inexistência de mapeamentos geológicos no CCU impossibilitou, até o momento, a delimitação de regiões preferenciais de ocorrência das rochas referidas anteriormente. Neste trabalho, as rochas gnáissicas e as graníticas (*sensu stricto*) foram reunidas em um mesmo complexo por não ser possível separá-las, através dos levantamentos de campo realizados, e por apresentarem composições mineralógicas similares.

No presente trabalho, foram descritos e detalhados, do ponto de vista petrográfico, geoquímico e isotópico, diferentes afloramentos, levantados através de perfis regionais e de detalhe. Embora a amostragem realizada não englobe os diferentes tipos de gnaisses e granitos existentes no CCU, representa importantes fácies para a compreensão do magmatismo do Neoproterozóico.

6.1 - Os Gnaisses

Rochas gnáissicas foram descritas por Fuck (1967a e b) e Muratori et al. (1970) como parte de um embasamento da então Formação Itaiacoca e das rochas graníticas do Complexo Cunhaporanga. Posteriormente, Chiodi F^o (1984) e Biondi (1989) mantiveram essas rochas como parte de um embasamento das rochas graníticas, mas as interpretaram como pertencentes ao Complexo Apiaí-Mirim, intensamente retrabalhadas no Ciclo Brasileiro (Biondi 1989).

As rochas gnáissicas do CCU se encontram à NW da área de ocorrência das rochas graníticas, e à SE das rochas vulcânicas do Grupo Castro. Na área de ocorrência das rochas gnáissicas e migmatíticas, ocorrem quartzitos que são responsáveis pela formação da Serra das Pedras (figura 1.1 - Anexo 5).

Biondi (1989) descreve a região acima referida como constituída por migmatitos do tipo estromático, migmatitos de injeção e granitos de anatexia, com paleossoma predominantemente constituído por sericita-biotita-clorita-quartzo xistos, gnaisses, quartzitos e mica xistos. Por inexistência de análises isotópicas, Biondi (op cit.), admite o intervalo entre 850 e 1700 M.a. como a idade provável dessas rochas.

As rochas gnáissicas estudadas neste trabalho são procedentes de um afloramento às margens da Estrada do Cerne, à NW das rochas graníticas do CCU. Trata-se de um afloramento constituído por grandes blocos de rochas gnáissicas, composicionalmente heterogêneas, que apresentam uma foliação fina, homogênea e marcante. Os gnaisses coletados nesse afloramento foram denominados, informalmente, neste trabalho, de Gnaisses Pirai do Sul.

Os trabalhos de campo não permitiram determinar a relação dos gnaisses estudados com os gnaisses e migmatitos referidos por Fuck (1967 a & b) e Chiodi Fº (1984). Essa impossibilidade decorre da falta de levantamentos detalhados, nessa região, e da precariedade dos afloramentos existentes.

6.1.1 - Caracterização Petrográfica

O estudo petrográfico dos gnaisses denominados Pirai do Sul, afloramento ABP 63, define para essas rochas uma variação de composição entre diorítica e monzogranítica. Estruturalmente, são rochas homogêneas com uma foliação do tipo bandamento gnáissico; esse é fino mas bem desenvolvido, definido pela intercalação de níveis quartzo-feldspáticos, milimétricos a centimétricos, com níveis de minerais máficos.

A paragênese dessas rochas é representada pelos seguintes minerais, que variam em quantidade, em função da composição da amostra estudada: plagioclásio + hornblenda + biotita + quartzo + FK ± clorita ± sericita ± epidoto ± titanita.

Os cristais de plagioclásio apresentam hábito subédrico a euédrico, além de uma zonação composicional, do centro para a borda do cristal. Essas características do plagioclásio, somadas ao hábito subédrico das hornblendas e à textura granular hipidiomórfica da rocha, permitem interpretar esses gnaisses como ortoderivados.

O bandamento gnáissico é definido por níveis com intercalação de plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, que apresentam, na maioria dos casos, as suas características magmáticas preservadas.

A existência de clorita formada a partir de biotita e plagioclásio gerando epidoto (saussuritização) permite determinar uma mineralogia secundária constituída de + clorita + epidoto + sericita + quartzo. Essa paragênese define um metamorfismo que atingiu a fácies xisto verde, zona da clorita.

O fraco metamorfismo das rochas gnáissicas, associado à preservação das características magmáticas dos minerais, indica que os eventos pós-magmáticos foram de fraca intensidade sobre essas rochas. Isso leva à hipótese de que a estruturação presente pode ter sido originada durante o processo de intrusão, contemporâneo a um evento tectônico (orogênese) provavelmente de escala regional.

6.2 - Os Granitos

Como consequência da extensa área de ocorrência de rochas graníticas (*lato sensu*) no CCU e do grau de complexidade faciológica ocasionado por múltiplas intrusões, a amostragem realizada não representa todas as fácies existentes nesse complexo.

A característica da região de abrangência do CCU, na área estudada, é a pequena quantidade de afloramentos. Não foram encontrados afloramentos que permitissem uma boa amostragem para o estudo geoquímico e geocronológico. Entre os afloramentos visitados, dois foram amostrados, por não apresentarem evidência de hidrotermalismo e possibilitarem a obtenção de amostras sãs.

Os dois afloramentos estudados apresentam características petrográficas distintas, caracterizando duas fácies ou dois corpos graníticos diferentes. Infelizmente, a homogeneidade composicional desses afloramentos não possibilitou a obtenção de amostras favoráveis ao estudo geoquímico e isotópico.

Na região de Itaiacoca-Abapã-Socavão, o contato entre as rochas do Grupo Itaiacoca e os granitos do CCU pode ser do tipo intrusivo ou por falhas. Os mármorees da Formação Bairro dos Campos possuem evidências de metamorfismo de contato quando estão próximos do CCU. Essas evidências são a existência de mármorees com faialita, tremolita e dipiro (escapolita), sem orientação preferencial.

6.2.1 - Caracterização Petrográfica

O Granito Cunhaporanga definido na bibliografia (Fuck 1967a & b, Muratori et al. 1970, CPRM 1977) é uma rocha granítica porfirítica, constituída de fenocristais de microclínio em uma matriz com composição monzogranítica. Em geral, é uma rocha com estrutura maciça, apesar de alguns afloramentos possuírem fenocristais com uma orientação preferencial.

O afloramento amostrado na Estrada do Cerne, próximo ao Córrego Santa Rita, ponto ABP 68, possui uma mineralogia constituída, essencialmente, por microclínio e quartzo e teor de máficos inferior a 5%. Essas rochas têm composição homogênea (sienogranítica), coloração rósea e textura porfirítica, com fenocristais de microclínio caoticamente orientados.

O afloramento situado a NW da localidade de Abapã, ponto ABP 45, apresenta uma variação composicional entre granodiorítica e sienogranítica, e xenolitos de composição diorítica. Esse granito tem estrutura maciça, e é constituído por quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita.

As características petrográficas diferentes dos dois afloramentos de granitos e a distância entre eles (± 8 Km) permitem concluir que se trata de dois corpos distintos no interior do CCU.

6.3 - Os Riолitos

As rochas riолíticas na área de abrangência do CCU podem ser observadas cortando as rochas graníticas e os mármorees do Grupo Itaiacoca, que se encontram próximos às rochas graníticas desse Complexo. As rochas riолíticas encontradas no interior da área de abrangência do CCU ocorrem cortando as rochas graníticas, como injeções sem orientação preferencial.

Dois corpos de riолitos foram encontrados e amostrados cortando os mármorees da Formação Bairro dos Campos. Esses corpos apresentam-se como pequenos stocks, e estão situados ao sul da localidade de Abapã e na Mina da Calpar.

6.3.1 - Caracterização Petrográfica

Nos dois stocks descritos, os riолitos apresentam estrutura não foiliada, coloração rósea, granulometria muito fina e fenocristais de quartzo e feldspato potássico.

Ambos os riolitos possuem características semelhantes, com quartzo bipiramidal, matriz afanítica, estrutura não foliada e feldspato potássico hipidiomórfico. As paragêneses apresentadas não indicam a existência de deformações superimpostas em nível de mineralogia, com exceção de extinção ondulante no quartzo. Macroscopicamente, observa-se que algumas amostras apresentam evidências de fraturamento e início de cisalhamento.

6.4 - Conclusões

O estudo integrado das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas do Complexo Cunhaporanga (CCU) permite as seguintes conclusões quanto às características litológicas desse complexo:

- a) O CCU é constituído por rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas que possuem uma composição variando entre diorítica e álcali-granítica;
- b) As rochas gnáissicas são ortoderivadas e apresentam uma composição variando entre diorítica e granítica;
- c) O metamorfismo superimposto às rochas gnáissicas foi da fácies xisto verde, zona da clorita;
- e) Os dois afloramentos estudados de rocha granítica representam duas fácies diferentes de granitos e, provavelmente, são corpos distintos.

7 - COMPLEXO TRÊS CÓRREGOS

Neste trabalho, são caracterizadas como pertencentes ao Complexo Três Córregos (CTC) todas as rochas de composição granitóide, com foliação ou não, aflorantes na área de ocorrência, ou nas proximidades dos granitos denominados de Três Córregos.

O CTC engloba, portanto, desde as rochas gnáissicas e migmatíticas definidas como parte do Complexo Apiaí-Mirim (Chiodi Fº 1984, Theodorovicz & Câmara 1988, Biondi 1989), até os granitos porfiríticos (Fuck 1967a & b, CPRM 1977) e as rochas subvulcânicas.

Embora a quantidade de rochas gnáissicas e migmatíticas no CTC seja maior que no CCU, a inexistência de estudos de detalhe sobre esse complexo não permite uma quantificação real da proporção de rocha gnáissica em relação à granítica, apesar de alguns autores delimitarem importantes áreas de ocorrência de rochas gnáissicas (Hasui et al. 1984b).

No processo de seleção de afloramentos, foram utilizados perfis regionais e mapeamento de semidetalhe no contato do CTC com diferentes formações do Grupo Itaiacoca. Pela grande dimensão desse Complexo e pelo seu grau de complexidade litológica, a amostragem realizada não representa todos os tipos e fácies de gnaisses e granitos existentes em um complexo litológico de tal natureza.

7.1 - Os Gnaisses

O Complexo Apiaí-Mirim engloba, na sua descrição, rochas migmatíticas e gnáissicas para e ortoderivadas, interpretadas como o embasamento sobre o qual ocorreram a implantação do Grupo Itaiacoca e as intrusões das rochas graníticas (Chiodi Fº 1984, Theodorovicz & Câmara 1988, Biondi 1989, Souza 1990). Esses autores interpretam também essas rochas como tendo uma idade entre o Mesoproterozóico e Paleoproterozóico.

Na região de Itaiacoca-Abapã-Socavão, as rochas gnáissicas (*lato sensu*) ocorrem entre os granitos do Complexo Três Córregos e as rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara. Do ponto de vista de ocorrência, é possível separar as rochas gnáissicas em dois tipos:

- a) como grandes corpos granito-gnáissicos;
- b) como injeções quartzo-feldspáticas decimétricas a métricas cortando, discordante e aleatoriamente, as rochas cálcio-silicáticas.

Na região estudada, ocorrem grandes corpos de rochas gnáissicas do tipo (a). Um é cortado pela estrada que liga a localidade de Socavão à cidade de Rio Branco do Sul, passando pela Fábrica Paina. Essa ocorrência foi denominada informalmente de Gnaisses Paina, afloramento ABP 58. A segunda ocorrência foi descrita no leito do Rio Morcego e recebeu a denominação de Gnaisses Rio Morcego, afloramentos ELA 25 e ABP 51.

Os Gnaisses Paina são rochas geralmente homogêneas, com cristais inequigranulares e foliação marcante. Subordinadamente, ocorrem gnaisses heterogêneos, onde é visível o bandamento gnáissico, caracterizado pela intercalação de níveis leucocráticos, com quartzo e feldspato, e níveis mesocráticos, com hornblenda e feldspato.

Os Gnaisses Rio Morcego apresentam-se como rochas porfiróides constituídas por cristais inequigranulares de quartzo, andesina, microclínio, biotita e traços de clorita e opacos, possuindo foliação incipiente definida pela orientação dos minerais máficos. O perfil geológico, ao longo do Rio Morcego, permite verificar que intercalados a esses gnaisses ocorrem rochas cálcio-silicáticas e xistosas da Formação Água Clara.

Na maioria dos afloramentos de rochas cálcio-silicáticas e xistosas, observam-se injeções de composição quartzo-feldspática, com espessura entre centimétrica e métrica. Essas injeções cortam aleatoriamente as rochas cálcio-silicáticas, e são dobradas e metamorfizadas pelos mesmos eventos tectono-termais.

Não foi possível determinar, através dos levantamentos de campo, qualquer relação que permitisse verificar a cogeneticidade entre as rochas gnáissicas das duas formas de ocorrência (a e b).

Essa impossibilidade de correlação direta obrigou a realização de um estudo comparativo através da petrografia, uma vez que as deformações sofridas pelas injeções permitem caracterizar essa fase de magmatismo como sendo sintectônica ao principal evento metamórfico que afetou as rochas cálcio-silicáticas. A determinação de uma correlação é importante, uma vez que os estudos geoquímicos e isotópicos só foram realizados nos grandes corpos de gnaisses.

7.1.1 - Caracterização Petrográfica

Os Corpos Granito-Gnaisses

Os grandes corpos de granito-gnaisses, tipo Paina e Rio Morcego, caracterizam-se pela predominância de rochas homogêneas, leucocráticas, de coloração cinza-claro, nas quais uma discreta foliação pode ser observada. A paragênese mineral genérica para ambos os corpos é constituída por plagioclásio + quartzo + hornblenda + microclínio $\pm$ clorita $\pm$ titanita $\pm$ epidoto.

Apesar de paragêneses minerais semelhantes, diferentes proporções desses minerais permitem identificar, para os gnaisses Paina, composições entre diorítica e granítica, enquanto os gnaisses Rio Morcego possuem composição mais homogênea, próxima à granodiorítica.

As principais características dos minerais de ambos os corpos granito-gnaisses serão sumarizadas a seguir, com objetivo de se discutir a derivação dessas rochas e a influência dos eventos tectono-termais sobre a paragênese mineral.

O plagioclásio existente possui, em muitos casos, evidências de zonação e, menos freqüentemente, geminação magmática (reliquiar) do tipo Albita/Carlsbad. O microclínio é o feldspato potássico predominante. As hornblendas apresentam-se, na maioria dos casos, como cristais subédricos, que se alteram para clorita do tipo penina. Embora o quartzo seja um constituinte comum, aumenta em teor nas rochas que possuem uma foliação do tipo milonítica.

As feições encontradas nos cristais de plagioclásio e hornblenda, associadas às características apresentadas pelas rochas mais diferenciadas, tais como tendência à formação de megacristais (fenocristais) poiquilíticos, permitem interpretar uma ortoderivação para as rochas gnáissicas dos grandes corpos.

De maneira geral, pode-se determinar, para as rochas gnáissicas dos grandes corpos, a coexistência de duas paragêneses: uma, magmática, com plagioclásio + quartzo + hornblenda $\pm$ FK $\pm$ titanita, e outra, metamórfica, com quartzo + clorita $\pm$ epidoto $\pm$ FK(?) $\pm$ sericita, que atingiu a fácies xisto verde, zona da clorita.

Do ponto de vista deformacional, o metamorfismo da fácies xisto verde está associado a um fenômeno que foi responsável pelo desenvolvimento de foliação do tipo milonítica sobre essas rochas. Essa deformação apresenta-se de forma heterogênea, pois varia de

intensidade de afloramento para afloramento, e está evidenciada pelo estiramento de quartzo e extinção ondulante do plagioclásio.

As Injeções Quartzo-feldspáticas

Os principais minerais das rochas quartzo-feldspáticas que se encontram como injeções são o quartzo e o plagioclásio, perfazendo de 80% a 90% da rochas. O mineral máfico, quando ocorre, é a biotita. Em geral, são rochas homogêneas constituídas por uma mineralogia equigranular com composição monótona, sendo que, com o aumento do teor de máficos, fica evidente uma foliação.

A predominância de quartzo e plagioclásio, associada a assimilação das rochas cálcio-silicáticas existente em muitas das injeções, dificulta a determinação das condições de metamorfismo. As injeções que possuem maior teor de biotita permitem interpretar, através da orientação, esses minerais como sintectônicos ao metamorfismo.

As injeções quartzo-feldspáticas apresentam o mesmo padrão de deformação das rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara. A paragênese mineral metamórfica dessas injeções define só um metamorfismo, na fácies xisto Verde, zona da clorita ou biotita.

Composicionalmente, essas injeções podem ser definidas como granítica e granodiorítica, com um teor de máfico geralmente inferior a 20%.

Apesar de o estudo petrográfico ter caracterizado composição e metamorfismo semelhantes entre os granito-gnaisses e as injeções quartzo-feldspáticas, a inexistência de continuidade física não permite interpretar qual a relação entre essas rochas.

7.2 - Os Granitos

A ampla área de ocorrência de rochas graníticas (*sensu stricto*) no CTC é, provavelmente, consequência da existência de múltiplas intrusões, o que explica a grande variação faciológica nos granitos Três Córregos.

Na região de Itaiacoca-Abapã-Socavão, as rochas graníticas apresentam-se em afloramentos pequenos e esparsos com elevados estágios de alteração. Como consequência, optou-se por amostrar a parte SE do complexo, na região de Três Córregos propriamente dita, por esta apresentar bons afloramentos nas pedreiras de granito

ornamental. Portanto, a amostragem realizada não representa as possíveis fácies de granitos existentes no CTC.

Apesar da grande área de ocorrência e de ser o limite SE da FIT, as rochas graníticas do CTC só possuem contato intrusivo com as rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara, e com as rochas gnáissicas. A SE da FIT as rochas graníticas apresentam um contato por falha (Falha Itapirapuã), com os mármore da Formação Bairro dos Campos.

As descrições de diferentes autores do CTC (Fuck 1967a & b, CPRM 1977) mostram a existência de vários corpos graníticos que, ao se justaporem, formam atualmente um grande batólito. Predomina um monzogranito porfirítico com fenocristais de feldspato potássico, em uma matriz de composição monzogranítica a granodiorítica, existindo também fácies equigranulares de composição variando entre granodiorito e sienogranito.

Em alguns afloramentos de granitos porfiríticos, observa-se que os fenocristais possuem orientação preferencial. A relação existente entre os fenocristais e a matriz e a comparação da orientação desses fenocristais com as foliações regionais permitem inferir que essa foliação é produto dos processos responsáveis pela intrusão dessas rochas, portanto, podem ser denominadas de estrutura de fluxo.

É possível verificar a existência de rochas graníticas porfiríticas que apresentam foliação cataclástica superimposta. Essa foliação ocasiona, nos casos extremos, quebramento dos fenocristais de microclínio e o início de desenvolvimento de recristalização de minerais.

7.2.1 - Caracterização Petrográfica

Apesar de a amostragem realizada não ser representativa das diferentes fácies de granitos existentes, representa a fácies mais importante e característica, a fácies monzogranítica porfirítica.

A amostragem da região de Três Córregos foi realizada em três pedreiras (afloramentos ABP 42, 43, 44), cuja litologia é composta por um granito porfirítico com fenocristais de microclínio de 2 a 3 cm de comprimento em uma matriz de granulometria média (< 1,0 cm). Os afloramentos descritos possuem homogeneidade petrográfica e pequena variação composicional.

A pequena variação composicional, a proximidade entre as pedreiras de granitos estudadas e as similaridades das características petrográficas permitem interpretar que as pedreiras correspondem a um mesmo corpo granítico.

7.3 - As Rochas Subvulcânicas

Intrudindo as rochas graníticas do CTC, observam-se injeções de composição granítica (*lato sensu*) com diferentes direções e espessuras. Em geral, são rochas com composição variando de monzogranítica a álcali-granítica, com granulometria fina a fina-média e textura fanerítica fina.

A inexistência de bons afloramentos não permitiu a realização de uma amostragem para um estudo geoquímico e isotópico e, conseqüentemente, a comparação com as rochas riolíticas associadas ao CCU.

7.4 - Conclusões

A análise integrada das rochas gnáissicas, graníticas e subvulcânicas, consideradas neste trabalho como pertencentes ao Complexo Três Córregos (CTC), permite as seguintes conclusões:

- a) O CTC é constituído por rochas granitóides, com composição variando desde diorítica a álcali-granítica;
- b) As rochas gnáissicas não apresentam evidências de terem sido o embasamento para as rochas graníticas;
- c) As injeções quartzo-feldspáticas podem estar relacionadas às rochas gnáissicas ou graníticas, já que não foi possível verificar qualquer relação, seja de campo seja petrográfica;
- d) As rochas graníticas amostradas representam a fácies mais comumente descrita como granito do tipo Três Córregos.

Terceira Parte

Geoquímica dos Elementos Maiores

e

Elementos Traços

A Terceira Parte deste trabalho refere-se ao estudo geoquímico das rochas magmáticas associadas à FIT. Esse estudo tem como objetivo a classificação e a caracterização petroquímica das rochas plutônicas e vulcânicas, metamorfizadas ou não, através da análise integrada dos elementos maiores, traços e terras raras, além da determinação das condições tectônicas responsáveis pela atual configuração da FIT.

A determinação de ambientes tectônicos modernos, através da característica química das rochas vulcânicas e plutônicas, permite a proposição de diversos diagramas discriminantes de ambientes e de condições de formação das diferentes séries de rochas ígneas.

No caso da FIT, o metamorfismo que atingiu a fácies xisto verde por ser de fraca intensidade, preservou paragêneses, texturas e estruturas dos metadoleritos, das metavulcânicas e dos gnaisses, de ambos os complexos graníticos. Nas rochas que sofreram transformações mineralógicas mais intensas, como as rochas anfibolíticas e as metavulcânicas foliadas, as modificações químicas associadas puderam ser determinadas.

Neste trabalho, procurou-se desenvolver uma metodologia que permitisse, a partir dos dados petrográficos, a determinação das condições de geração e do ambiente tectônico das rochas vulcânicas e plutônicas da FIT, considerando-se os fenômenos de metamorfismo superimpostos.

As análises químicas utilizadas no trabalho foram realizadas, em sua maioria, em laboratórios franceses (Clermont Ferrand, Saint-Etienne e Nancy), e algumas, nos laboratórios da GEOSOL/GEOLAB. As metodologias analíticas de cada laboratório encontram-se descritas no Anexo 1. Os resultados analíticos estão descritos e interpretados nos diferentes capítulos desta parte do trabalho, e as tabelas com os dados completos, no Anexo 3.

Na interpretação dos resultados químicos das diferentes rochas da FIT não foram considerados os fluidos, os voláteis e, para a maioria das amostras, o P2O₅. Esse procedimento permitiu a homogeneização dos dados obtidos nos diferentes laboratórios, em decorrência de o laboratório de Clermont Ferrand não dosar P2O₅, CO₂ e F.

As análises químicas das rochas metavulcânicas apresentam um fechamento em torno de 99% e, em alguns casos, abaixo de 98%. Esse fechamento pode ser compreendido através da comparação dos

resultados obtidos para essas rochas no laboratório da GEOSOL/GEOLAB (exemplo tabela 8.2 - Anexo 3). Esse laboratório dosou os elementos P2O5, CO2 e F, que correspondem em média a um teor de 1,5% para as metavulcânicas foliadas e 1,2% para as metavulcânicas não foliadas. A inexistência de dosagem desses elementos no laboratório francês pode explicar os valores baixos de fechamento de algumas análises.

A coerência geoquímica dos diversos agrupamentos de rochas estudadas neste trabalho foi analisada utilizando-se os critérios de avaliação de alterações (*lato sensu*), de Irvine & Baragar (1971) e Beswick & Soucie (1978). Como exemplo, pode-se verificar o teor de H2O+(PF), sempre inferior a 2%, com exceção das rochas metavulcânicas foliadas e algumas rochas metadoleríticas.

Para contornar o problema de possível redistribuição de elementos químicos, associado a fenômenos de intemperismo e metamorfismo, devido ao elevado teor de H2O+(PF), utilizaram-se, preferencialmente, nas interpretações de cunho petrogenético e tectônico, os elementos traços e as terras raras, por serem considerados imóveis nesses fenômenos.

Os resultados químicos dos dois laboratórios foram comparados através da repetição de amostras pré-selecionadas. No caso dos elementos maiores, a análise de uma amostra de metadolerito (ELA 3d) foi realizada nos dois laboratórios (tabela 9.1 - Anexo 3). A similaridade dos resultados permitiu que fossem utilizados os dados obtidos nos dois laboratórios em conjunto.

A comparação dos resultados dos elementos traços foi realizada utilizando-se também as rochas metadoleríticas. As análises dos dois laboratórios mostraram diferenças importantes entre os teores de Zr e Nb. Para verificar os resultados obtidos nos dois laboratórios, foi realizado um teste repetindo-se a análise no laboratório de Clermont-Ferrand, por fluorescência de raios X. Os resultados encontram-se no quadro a seguir.

Esse quadro mostra a discrepância entre os resultados para os teores de Nb e Zr obtidos no laboratório da GEOSOL/GEOLAB e nos dois laboratórios franceses, o que inviabilizou a utilização das análises químicas para elementos traços, obtidas pela GEOSOL/GEOLAB, em conjunto com os dados obtidos na Escola de Minas de Saint-Etienne. Como consequência, só foram utilizados no estudo petrogeoquímico os resultados de elementos traços obtidos no laboratório francês.

Lab.	ELA 4			ELA14			ELA15		
	Geola	S Et	C Fd	Geola	S Et	C Fd	Geola	S Et	C Fd
Mat.	Mdol	Mdol	Mdol	Mdol	Mdol	Mdol	Mdol	Mdol	Mdol
Rb		33,2	32,7		17,7	16,1		13,8	11,0
Sr		352,6	367,5		307,9	328,4		277,2	290,1
Y	23,0	18,3	18,8	30,0	17,0	15,5	28,0	21,4	20,4
Zr	156,0	67,8	65,4	102,0	61,2	61,4	92,0	64,4	65,1
Nb	38,0	7,3	3,9	40,0	7,0	3,1	38,0	6,0	4,2
Ni		28,0	35,0		129,1	137,0		54,0	59,0

Quadro comparativo para as rochas metadoleríticas dos resultados analíticos de elementos traços entre os três laboratórios: GEOSOL/GEOLAB, Saint-Etienne e Clermont-Ferrand.

8 - FORMAÇÃO ABAPÃ

O problema não é com a classificação, mas com a natureza que não faz corretamente as coisas.

Albert Johannsen (1939)

O estudo geoquímico das rochas metavulcânicas da Formação Abapã foi realizado utilizando-se os elementos maiores, traços e terras raras de forma integrada, a fim de permitir a classificação, a compreensão do ambiente tectônico e a influência dos fenômenos sin e pós-magmáticos sobre o quimismo original dessas rochas.

A amostragem das rochas metavulcânicas foi realizada visando ao detalhamento em nível de afloramento e à comparação dos diversos derrames existentes na região de Socavão-Abapã-Itaiacoca. O estudo de afloramentos objetivou a caracterização dos dois tipos principais de rochas metavulcânicas: foliadas (MVF) e não foliadas (MVN).

Através dos resultados geoquímicos (tabelas 8.1 e 8.2 - Anexo 3), observa-se a variação da composição química entre as MVF e MVN. Nessas tabelas, também é possível observar os teores "diferentes" de K_2O , Na_2O , CaO , MgO , entre outros elementos, que essas rochas apresentam.

Os valores aparentemente anômalos para elementos como (K_2O , Na_2O , CaO e MgO), mesmo para rochas determinadas petrograficamente alcalinas, podem ser compreendidos considerando-se a possibilidade de as rochas metavulcânicas da Formação Abapã constituírem rochas ultrapotássicas, provavelmente, lamproíticas.

A tentativa de classificação dessas rochas através da utilização de diagramas químicos é infrutífera, pois os elevados teores de K_2O e os baixos teores de CaO , Na_2O e MgO classificam essas rochas como sendo desde fonolitos até andesitos. O cálculo da composição mineralógica teórica, através da norma CIPW, define uma grande variedade de minerais como quartzo, leucita, metassilicato potássico (K_2SiO_3), mostrando que a utilização desse tipo de norma não é indicada para rochas ultrapotássicas.

Rochas com teores elevados de K_2O ($> 10\%$) têm sido descritas em diferentes continentes com idades que variam do Proterozóico até o recente. Muitas dessas rochas são descritas por Mitchell & Bergman (1991) como lamproitos. Esses autores consideram *"Lamproites as a clan of rocks and not a specific rock variety. Individual rocks*

belonging to this clan might not possess all of diagnostic features of the clan but are named lamproites on the basis of their containing one or more typomorphic minerals, having the requisite geochemical character...".

A classificação de um lamproíto, considerando-se os diversos autores, pode ser subjetiva, mas, neste trabalho, será utilizada a de Mitchell & Bergman (1991), por ser a mais moderna e a mais abrangente. Esses autores definem alguns critérios, do ponto vista geoquímico, para se caracterizar uma rocha como um lamproíto (tabelas 8.1 e 8.2 - Anexo 3):

- (K_2O/Na_2O) molar > 3
- (K_2O/Al_2O_3) molar $> 0,8$
- (K_2O+Na_2O/Na_2O) molar $> 0,7$
- $FeOt < 10\%$; $CaO < 10\%$ e TiO_2 entre 1 e 7%
- $Ba > 2000$ ou > 5000 ppm; $Zr > 500$ ppm, $Sr > 1000$ ppm e $La > 200$ ppm
- Composições isotópicas de Nd e Pb indicando um magma derivado de um manto enriquecido em elementos incompatíveis e empobrecido em U.

Antes de determinar se as rochas metavulcânicas da Formação Abapã podem ser definidas como lamproítos, verificou-se a possibilidade de a atual composição química dessas rochas ser consequência de fenômenos sin ou pós-magmáticos.

A percolação de fluidos associados a hidrotermalismo ou metamorfismo é um importante fenômeno responsável pela abertura do sistema e pelo transporte de elementos químicos. Quando ocorre esse tipo de fenômeno em uma rocha ígnea, as texturas e as paragêneses originais sofrem transformações que são identificáveis petrograficamente. Geoquimicamente, esses fenômenos podem ser identificados através do aumento do teor de H_2O+ (PF), e a incoerências entre os teores dos elementos móveis e os outros.

Os resultados geoquímicos das MVF mostram teores de H_2O+ (PF) (16 análises) com uma variação entre 1% e 5%, sendo que as rochas do afloramento ABP 67 são as que possuem os teores mais elevados. As MVN apresentam teores baixos de H_2O+ (PF), para as 13 amostras analisadas, entre 0,2% e 1,25%. Esses valores corroboram a interpretação petrográfica de que os fenômenos metamórficos, geralmente de hidratação, pouco afetaram as rochas MVN.

As análises petrográficas mostram que as MVN são constituídas principalmente por sanidina e vidro vulcânico (desvitrificado), com texturas magmáticas bem preservadas. Essas características, associadas aos baixos teores de H_2O+ existentes, são indicativo importante de que a atual composição química e mineralógica dessas rochas está próxima da composição inicial.

As rochas MVF apresentam teores elevados de H_2O+ e uma paragênese com predominância de minerais metamórficos (filossilicatos). Essas características são indicativo de que essas rochas sofreram possivelmente transformações químicas durante fenômenos sin ou pós-magmáticos.

A determinação de que as rochas MVN possuem um quimismo próximo do original possibilitou a realização de estudo para verificar se essas rochas são rochas lamproíticas. Apesar de as MVF apresentarem evidências de transformações químicas, essas rochas foram tratadas em conjunto com as MVN.

Utilizando-se os critérios de Mitchell & Bergman (1991) para definir uma rocha como lamproíto, as MVN e MVF satisfazem a maioria dos requisitos para os elementos maiores (exceção do teor de FeO). Essas características geoquímicas associadas à elevada porcentagem de sanidina existente em muitas MVN, permitem interpretar que essas rochas são lamproítos.

As MVF apresentam uma composição química um pouco distinta das MVN, como teores mais elevados de MgO e H_2O+ , e mais baixos de K_2O . Essas características podem ser interpretadas como sendo um outro tipo de rocha lamproítica, e não como consequência somente da mobilidade química causada por fenômenos sin ou pós-magmáticos.

Sahama (1974) classificou, através dos elementos maiores, as rochas potássicas em dois grupos: os orenditos e os kamafugitos. Os kamafugitos representam as rochas ultramáficas alcalinas subsaturadas em sílica, enquanto os orenditos são supersaturados em sílica e, segundo Mitchell & Bergman 1991, podem ser considerados como sinônimo de lamproítos. As rochas metavulcânicas no diagrama de classificação de Sahama (1974) apresentam-se preferencialmente no campo dos orenditos, podendo ser definidas como lamproítos (figura 8.1).

Figura 8.1 - Diagrama definindo as rochas metavulcânicas como orenditos, sinônimo de lamproítos: MVF(■) e MVN (□).

A razão K_2O/Na_2O das rochas metavulcânicas permite defini-las como rochas ultrapotássicas. Barton's (1979) reconhece três tipos de magmas potássicos, que foram denominados de RPT, LHT e TAT:

- a) RPT (Roman Province type): Magma metaluminoso relativamente rico em SiO_2 ($> 42\%$), contendo piroxênio rico em Al, leucita pobre em Fe e sanidina junto com plagioclásio;
- b) LHT (Leucite Hills type): Magma peralcalino relativamente rico em SiO_2 ($> 42\%$), contendo piroxênio pobre em Al, micas, anfibólio alcalino, leucita rica em Fe^{2+} e sanidina;
- c) TAT (Toro-Ankole type): magma metaluminoso e pobre em SiO_2 ($SiO_2 < 44\%$), contendo leucita junto com kalsilita, melilita e peroviskita.

No diagrama de Barton's (1979), as rochas metavulcânicas da Formação Abapã mostram uma dispersão entre os campos de RPT e LHT (figura 8.2). As MVF encontram-se preferencialmente no campo dos RPT, enquanto as MVN entre os campos de RPT e LHT.

Para Mitchell & Bergman (1991), o campo LHT no diagrama de Barton's é o que caracteriza melhor as rochas lamproíticas. Embora alguns tipos de lamproítos, como os de Murcia-Almeria da Espanha, possuam uma dispersão de composição similar à apresentada pelas metavulcânicas de Abapã.

Figura 8.2 - Diagrama definindo as rochas MVF (■) como rochas potássicas do tipo RPT, e as MVN (□) como de transição entre rochas potássicas RPT e LHT.

Com o objetivo de verificar se os elementos traços também apresentam teores "diferentes", de forma análoga aos elementos maiores, fez-se um estudo integrando todos os resultados existentes.

8.1 - Elementos Maiores e Traços

As diferenças químicas existentes entre as MVF e MVN, associadas às diferenças mineralógicas, podem estar indicando que se trata de dois tipos distintos de lamproítos. Para melhor compreender as diferenças químicas entre os dois tipos de metavulcânicas, calculou-se a composição química média dessas rochas (tabela 8.3).

A comparação da composição química média das MVN e MVF permite definir as seguintes características:

- valores próximos de SiO₂ (50,22% e 52,91%);
- valores elevados de K₂O para as MVN (11,94%), em comparação com as rochas MVF (6,83%);
- baixos teores de CaO e Na₂O em ambas as rochas;
- valores próximos de certos elementos traços, e diferentes para outros (Ba, Ni, Rb, Zn, Cs, Pb, W, e Ga).

Para a compreensão da composição química atual das rochas metavulcânicas, realizou-se um estudo petroquímico de detalhe, a fim de verificar se essa composição é consequência de fenômenos magmáticos (assimilação, contaminação) ou pós-magmáticos (hidrotermalismo, metamorfismo).

MVF			MVN			MVF		
%			ppm			ppm		
SiO ₂	50,22	52,91	Sc	18,44	15,85	Hf	5,46	6,39
Al ₂ O ₃	15,30	14,52	Co	25,94	29,92	W	67,63	234,89
Fe ₂ O ₃ t	12,97	14,11	Cu		6,87	Ga	17,88	9,29
CaO	1,08	1,18	Ba	2759,98	1548,41	La	111,81	80,81
MgO	5,49	0,39	Ni	44,49	16,52	Ce	205,11	175,40
Na ₂ O	0,36	0,65	Rb	126,11	53,90	Nd	40,97	33,38
K ₂ O	6,83	11,94	Sr	62,78	76,42	Sm	7,38	6,36
MnO	0,11	0,05	Zr	369,36	385,78	Eu	1,64	1,39
TiO ₂	2,30	2,13	Y	55,16	47,60	Gd	5,60	5,03
H ₂ O+	3,46	0,67	Zn	97,19	21,13	Dy	3,88	3,48
H ₂ O-	0,45	0,18	Cs	50,37	4,64	Ho	0,17	0,22
			Th	2,73	5,78	Er	2,02	1,85
			Nb	19,22	22,18	Yb	1,45	1,42
			Pb	9,31	19,69	Lu	0,18	0,18

Tabela 8.3 - Média dos resultados químicos dos dois principais tipos de rochas metavulcânicas.

O estudo petrográfico (capítulo 3) caracteriza, para as MVN, uma paragênese mineral com predominância de minerais magmáticos. As MVF possuem paragêneses mineral em consequência de metamorfismo, embora seja comum a existência de feições magmáticas (varíolas).

A pouca quantidade de minerais recristalizados e neoformados nas MVN permite aventar a possibilidade de não ter ocorrido mobilidade química importante nessas rochas durante os fenômenos metamórficos. Portanto, o quimismo apresentado pode ser consequência exclusiva de fenômenos e processos existentes durante a geração e cristalização dessas rochas.

Para a verificação de cogeneticidade entre os dois tipos de metavulcânicas, utilizou-se a razão entre dois elementos incompatíveis considerados imóveis. Essa metodologia (Wilson 1989) mostra que, em rochas cogenéticas, a razão desses elementos não sofre variações significativas com a mudança de composição da rocha.

Os gráficos de verificação da razão entre dois elementos traços (figura 8.3) mostram que, apesar da dispersão dos pontos, as metavulcânicas possuem razões Nb/Y, Zr/Y, La/Ce, e Nb/Zr próximas, permitindo admitir a cogeneticidade entre os dois tipos.

As MVN, apesar de apresentarem maior dispersão dos pontos, com exceção do diagrama de $La=f(Ce)$, permitem, junto com alguns pontos de MVF, definir um trend de evolução. As MVF são as rochas que possuem a maior variação de teores. A dispersão dos pontos das

amostras do afloramento ABP 65 (B, BS, G e GS) pode estar associada ao elevado teor de H_2O^+ (PF).

Figura 8.3 - Diagramas da razão entre dois elementos incompatíveis. Apesar da dispersão dos pontos, é possível caracterizar os diferentes tipos de metavulcânicas como cogenéticas, com exceção das amostras ABP 65 (B, G, GS e BS). Simbologia igual à da figura 8.1.

A mobilidade (*lato sensu*) de elementos, durante os fenômenos sin e pós-magmáticos, pode estar relacionada à percolação de fluidos. A fim de verificar o volume de fluidos existente nos diferentes tipos de metavulcânicas, confeccionaram-se diagramas utilizando-se H_2O^+ (PF) versus alguns elementos diagnósticos de tipo de vulcanismo (figura 8.4).

Esses diagramas mostram as MVF com os teores mais elevados de H_2O^+ , apresentando também importantes variações de quimismo. Mostram ainda as MVN como rochas com teores baixos de H_2O^+ ($\leq 1,25\%$), independentemente dos teores de outros elementos.

Figura 8.4 - Variação de certos elementos químicos (SiO₂, K₂O, TiO₂ e Zr) em relação aos teores de H₂O⁺ (PF), nas rochas MVF (■) e MVN (□).

Nas MVN, a variação de teor de SiO₂, K₂O, TiO₂ e Zr, em relação à H₂O⁺ (PF), indica que a composição atual dessas rochas não está relacionada a um fenômeno de entrada de fluidos no sistema. No caso das MVF, observa-se que com o aumento do teor de H₂O⁺ (PF) ocorre um aumento de TiO₂ e Zr, uma diminuição de SiO₂, mas o teor de K₂O permanece constante.

Se o aumento de H₂O⁺ (PF) for interpretado como consequência do metamorfismo superimposto, o teor de K₂O existente nas MVF, por não sofrer variação, pode ser considerado como original.

A comparação da variação da razão dos elementos traços (figura 8.3) com os diagramas de teor de H_2O^+ (figura 8.4) mostra que as rochas mais ricas em H_2O^+ (ABP 65B, BS, G, GS) são, também, as que apresentam os teores mais extremos desses elementos. Portanto, pode-se admitir que, no caso das MVF, o fenômeno responsável pela hidratação determinou a modificação do teor desses elementos traços. Nesses diagramas, é possível verificar a existência de pontos das amostras de MVF próximos àqueles das amostras de MVN, corroborando a possibilidade de cogeneticidade entre essas rochas.

Na tentativa de classificar e compreender as metavulcânicas da Formação Abapã, admitiu-se que as MVN são representantes dos processos magmáticos existentes durante a geração dessas rochas. Nesse caso, a composição química dessas rochas pode ser estudada comparando-se com as rochas lamproítos existentes, de diferentes idades e formadas em diferentes ambientes tectônicos (Foley & Wheller 1990, Wilson 1989).

8.2 - Elementos Terras Raras (ETR)

O estudo do padrão de distribuição dos Elementos Terras Raras - ETR - das rochas metavulcânicas foi realizado utilizando-se a normalização de Nakamura (1974). As rochas metavulcânicas apresentam padrões similares em ETR, com leve enriquecimento nos Elementos Terras Raras Leves - ETRL - e uma ligeira anomalia negativa de Eu.

Os padrões de distribuição dos ETR para as rochas MVF mostram um enriquecimento em ETRL, com uma discreta anomalia negativa de Eu (figura 8.5).

Os padrões dos ETR das MVN apresentam similaridade com os padrões das MVF, mas com uma menor dispersão (figura 8.6). Essa similaridade entre os padrões é mais um indicativo da cogeneticidade entre os dois tipos de metavulcânicas.

A comparação dos padrões dos ETR dos dois tipos de metavulcânicas mostra grandes semelhanças, apesar de as MVF possuírem maior dispersão, em relação às MVN. Comparando-se essa dispersão com os diagramas de teor de H_2O^+ (figura 8.4), observa-se que os padrões dos ETR independem do teor de H_2O^+ , o que indica que o metamorfismo não ocasionou desequilíbrio químico em nível dos ETR.

Figura 8.5 - Padrões de distribuição dos ETR, normalizados segundo condritos (Nakamura 1974) para as MVF. Neste diagrama, estão plotados dois lamproítos de Murcia-Almerio.

Figura 8.6 - Padrões de distribuição dos ETR, normalizados segundo condritos (Nakamura 1974) para as MVN.

Os padrões apresentados pelas rochas metavulcânicas, com fracas anomalias negativas de Eu e enriquecimento em ETRL, ocorrem também nas rochas lamproíticas de Murcia-Almeria na Espanha. As rochas vulcânicas cálcio-alcalinas de margem continental e de interior de continentes (WPB) também apresentam padrões de ETR com anomalias

negativas de Eu, mas as composições mineralógicas e os teores de K são muito diferentes.

Os padrões dos ETR de ambas as metavulcânicas são similares aos apresentados por diferentes tipos de rochas ultrapotássicas e lamproíticas. A comparação realizada com os lamproítos de Murcia-Almerio, plotados na figura 8.5, deu-se em consequência do fato de essas rochas apresentarem a mesma dispersão dos pontos no diagrama de Barton's (1979) (figura 8.2).

8.3 - Ambiente Tectônico

A ocorrência de rochas lamproíticas representa provavelmente a menor quantidade de rochas ígneas conhecidas. Das 24 ocorrências conhecidas, 5 são proterozóicas, 2 paleozóicas, 6 mesozóicas e 11 cenozóicas. Isso sugere que esse tipo de rocha só se formou a partir do Mesoproterozóico, quando teria ocorrido a formação de mantos passíveis de servirem de fonte para esse tipo de magmatismo.

O magma responsável pela formação de rochas lamproíticas é essencialmente um magma alcalino continental intraplaca. Os lamproítos mais recentes aparentemente não apresentam nenhuma relação espacial com os limites de placas tectônicas modernas. Essas rochas intrudem em diferentes tipos de ambientes tectônicos continentais, mas não se tem conhecimento de algum tipo de lamproíto que tenha intrudido uma crosta do tipo oceânica.

Nos ambientes continentais, vários lamproítos são encontrados associados a lineamentos ou falhas de escala continental, enquanto outros não parecem apresentar nenhuma relação com falhas reconhecidas. Diferentes autores sugerem a existência de uma relação entre as zonas de *ríft* continental ou aulacógenos, e magmatismo alcalino derivado do manto, incluindo nesses casos: kimberlitos, lamproítos, lamprófiros ultramáficos e magmas relacionados (Le Bas 1971, Mitchell & Garson 1981, Seyfert 1987, Mitchell & Bergman 1991).

Mitchell & Bergman (1991) admitem a existência de uma relação entre o magmatismo lamproítico e processos tectônicos paleo-extensionais, principalmente *paleorifting*. Apesar de os lamproítos serem produtos pós-tectônicos, parecem estar relacionados fundamentalmente a zonas orogênicas.

A existência de relação entre a geração de rochas lamproíticas e paleozonas orogenéticas pode ser compreendida através das seguintes evidências:

- a) A proximidade dos lamproítos fanerozóicos com as margens de cratons, onde ocorreram orogêneses conseqüentes de uma evolução por acreção continental;
- b) A existência de lamproítos proterozóicos associados a faixas móveis com idades bem mais antigas ($> 200 - 1000\text{M.a.}$);
- c) Similaridades entre as idades modelo Nd e Sr, com as idades dos importantes eventos formadores de crosta (orogenias);
- d) Características geoquímicas dos lamproítos com enriquecimento em Nb, Hf e Zr.

As plumas mantélicas oferecem mecanismos efetivos para o aquecimento de extensas regiões do manto litosférico subcontinental. Um estudo (Mitchell & Bergman 1991) da relação existente entre os resquícios de plumas do manto e a localização de lamproítos permitiu aos autores considerarem as plumas mantélicas como precursoras da geração de lamproítos.

A combinação de anomalia termal, induzida por ação de plumas mantélicas em uma região litosférica, sob um aulacógeno ou uma zona paleorogênica, parece ser o mecanismo mais atraente para a formação de magmas lamproíticos.

Os lamproítos apresentam uma característica geoquímica particular, definida pelo enriquecimento no elementos incompatíveis, abundância de K, Nb, Hf, Zr e Ti, e, empobrecimento em Na, Ca e Al. Essas características, observadas em um *spiderdiagram* (figura 8.7), sugerem que essas rochas são produto de fusão parcial de uma fonte com composição diferente de um manto primordial (N-MORB).

No *spiderdiagram* está plotado, juntamente com as rochas metavulcânicas, um lamproíto da região de Murcia-Almeria, da Espanha. O padrão apresentado pelos dois tipos de rochas é muito similar, de forma análoga aos padrões dos ETR.

As rochas de arcos de ilhas que se encontram associadas a zonas de subducção atuais são geralmente empobrecidas em Nb, Hf, Zr e Ti; como resultado, esses elementos e outros incompatíveis ficam como fases residuais nas zonas de Benioff ativas.

Figura 8.7 - "Spiderdiagrams" comparando as MVF e MVN com lamproítos de Murcia-Almería, Espanha. A normalização utiliza os valores para um manto primitivo (Wood 1979).

As rochas lamproíticas estão geralmente associadas às bordas de crátons, em paleozonas de subducção, onde pode existir uma zona de Benioff fóssil. Essa posição, geotectônica associada à composição química, sugere que essas rochas são produto da fusão parcial de uma zona de Benioff fóssil.

A composição química da fonte, a partir da qual se originaram os lamproítos, pode ser compreendida admitindo-se a existência de um manto metassomático. Esse tipo de manto é reconhecido como uma das fontes de rochas alcalinas, que possuem como característica o enriquecimento em elementos incompatíveis, tais como K, Ba, Sr, Rb, Y, Nb, Zr e P. As idades Nd, Pb e Sr desse tipo de manto sugerem que os eventos metassomáticos ocorreram em uma fonte mantélica possuidora de longa vida geológica.

8.4 - Conclusões

O estudo da Formação Abapã, através da geoquímica das rochas metavulcânicas, permite as seguintes conclusões:

- a) A cogeneticidade entre as rochas MVF e MVN;
- b) A composição química apresentada pelas MVN está relacionada a fenômenos magmáticos, enquanto as MVF

parecem ter sofrido mais intensamente os fenômenos metamórficos;

- d) Os elevados teores dos elementos incompatíveis (LILE), com ênfase no K, Nb, Hf, Zr e Ti, permitem interpretar as metavulcânicas como lamproítos;
- e) Do ponto de vista de ambiente tectônico, os lamproítos são descritos como rochas originadas em processos tectônicos extensionais, associadas às bordas de crátons ou a paleozonas de subducção;
- f) Considerando-se só as rochas metavulcânicas, do ponto de vista químico, pode-se determinar a Formação Abapã como um ambiente de rift, associado a um cráton de idade Paleoproterozóica.

9 - FORMAÇÃO BAIRRO DOS CAMPOS

Neste capítulo, objetiva-se caracterizar a Formação Bairro dos Campos através da geoquímica dos metadoleritos que se encontram intercalados aos metadolomitos. Para isso, utilizou-se como metodologia a integração dos resultados químicos dos elementos maiores, traços e terras raras, com os resultados petrográficos.

A integração teve como propósito determinar para os metadoleritos o tipo de magmatismo e o ambiente tectônico de sua geração, além de compreender a importância dos fenômenos pós-magmáticos sobre essas rochas e a sua influência sobre os resultados geoquímicos e isotópicos.

Embora rochas metabásicas sejam comuns e tenham sido descritas com frequência no Precambriano dos Estados de São Paulo e Paraná, ocorrendo tanto no Grupo Açungui como no Setuva, ainda não foram realizados estudos visando à sua caracterização petroquímica e petrogenética.

A amostragem foi realizada, nos vários corpos existentes, na região trabalhada (Itaiacoca-Abapã-Socavão). Em alguns corpos, foram recolhidas várias amostras de um mesmo afloramento, a fim de assegurar o caráter cogenético do material a ser analisado. Os resultados químicos obtidos encontram-se na tabela 9.1 - Anexo 3.

9.1 - Elementos Maiores

O trabalho inicial no estudo de um paleomagmatismo é a verificação e quantificação da mobilidade dos elementos químicos constituintes da rocha durante os fenômenos pós-magmáticos. Com esse objetivo, foi comparado inicialmente o diagrama $(Na_2O+K_2O)=f(SiO_2)$, que considera elementos com maior mobilidade, com o diagrama $Zr/TiO_2=f(Nb/Y)$, de elementos maiores e traços que se caracterizam por sua baixa mobilidade durante fenômenos de percolação de fluidos (figura 9.1).

A similaridade entre os resultados desses dois diagramas demonstra que fenômenos pós-magmáticos, aparentemente, não ocasionaram abertura no sistema rocha total, por não existirem evidências de mobilidade importante dos elementos considerados

móveis. Nesses diagramas, observa-se que os metadoleritos possuem composição basáltica, com tendência para o campo dos basaltos-andesíticos, e caráter preferencial toleítico subalcalino, caracterizado pela razão Nb/Y menor que 0,67. Esses resultados corroboram os obtidos através do estudo do quimismo dos piroxênios (capítulo 4), onde os metadoleritos foram caracterizados como subalcalinos.

Figura 9.1 - a) Gráfico $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=f(\text{SiO}_2)$ (Cox et al. 1979) indicando a composição basáltica dos metadoleritos, com uma tendência para o campo dos basaltos/andesíticos. b) O gráfico $\text{Zr}/\text{TiO}_2=f(\text{Nb}/\text{Y})$ (Winchester & Floyd 1977) define essas rochas como tendo composição de basaltos subalcalinos, com uma tendência para o campo dos basaltos/andesíticos. Rochas com olivina normativa (■) e rochas com quartzo normativo (□).

A norma C.I.P.W. apresenta oito amostras com olivina normativa e cinco com quartzo normativo (tabela 9.2 - Anexo 4). Esse resultado permite, mais uma vez, verificar o caráter subalcalino da maioria das rochas metadoleríticas e, ao mesmo tempo, sugere a possibilidade da existência de um processo responsável pelo aumento do teor de SiO_2 e conseqüente geração do quartzo.

Para a compreensão das condições de cristalização das rochas metadoleríticas, elaborou-se um estudo através de diagramas de variação. A razão $\text{FeO}t/\text{MgO}$ foi utilizada como índice de diferenciação, em virtude de sua maior variação. Os diagramas de variação (figura 9.2) mostram a existência de uma pequena diferenciação para as rochas com olivina normativa em comparação com aquelas com quartzo normativo que, além de serem mais diferenciadas, possuem importantes dispersões nos teores de diferentes elementos.

Figura 9.2 - Diagramas de variação dos elementos maiores nos metadoleritos, utilizando a razão FeOt/MgO como índice de diferenciação. Rochas com olivina normativa ($\square$) e rochas com quartzo normativo ($\blacklozenge$). Valores recalculados sem considerar os voláteis.

Nos diagramas, de variação é possível verificar que as curvas de evolução de cristalização, utilizando-se os elementos Al_2O_3 , CaO e MgO , caracterizam, para os metadoleritos, um fracionamento inicial de olivina e clinopiroxênio e, subordinadamente, plagioclásio. Deve-se observar que as rochas com quartzo normativo são as que possuem valores elevados de TiO_2 , K_2O e Na_2O , caracterizando um grau de diferenciação.

Também através dos diagramas de variação, considerando-se o teor de TiO_2 , pode-se dividir as rochas metadoleríticas em:

- a) rochas com altos teores ($ATi > 2,5 \%$);
- b) rochas com teores intermediárias ($1,1-1,4 \%$);
- c) rochas com baixos teores ($BTi < 1,0 \%$).

O diagrama A F M (Irvine & Baragar 1971) define uma concentração preferencial dos pontos no campo dos basaltos toleíticos (figura 9.3).

Figura 9.3 - Diagrama A F M (Irvine & Baragar 1971) definindo os metadoleritos como toleítos, e mostrando que as rochas com quartzo normativo são as que possuem os teores mais elevados de $FeOt$. Simbologia igual à da figura 9.1.

A tendência de enriquecimento em $FeOt$ (figura 9.3) é definida pelas rochas com ATi , quartzo normativo e valores elevados de SiO_2 , K_2O , Na_2O , e $FeOt$ (ELA 3b, 3d e 4), indicando que a titanita e, possivelmente, a magnetita, estão associadas à fase final de cristalização.

Através dos elementos maiores, é possível concluir que, apesar da variação de composição, os metadoleritos são rochas cogenéticas com composição de basaltos subalcalinos toleíticos.

9.2 - Elementos Traços

O estudo dos metadoleritos através dos elementos traços teve como objetivo a caracterização do tipo de magmatismo e do ambiente tectônico responsável pela geração dessas rochas.

Estudos realizados em diferentes ambientes tectônicos modernos permitem caracterizar, através da análise do comportamento dos elementos traços, os diversos ambientes geradores de magmas. A utilização desses resultados para a compreensão do magmatismo proterozóico pode ser feita considerando-se a possibilidade de mobilidade química durante os fenômenos pós-magmáticos.

A fim de verificar a existência de mobilidade química dos elementos traços, confeccionaram-se gráficos de variação, tanto para os elementos móveis como para os considerados imóveis, utilizando-se também a razão FeO_t/MgO como índice de diferenciação (figura 9.4). Os resultados mostram compatibilidade com os obtidos para os elementos maiores, caracterizando, mais uma vez, a fraca mobilidade química ocorrida posteriormente à cristalização das rochas metadoleríticas.

As linhas de evolução do Sr e do Ni mostram também um fracionamento inicial de olivina e clinopiroxênio, de forma compatível com os elementos maiores.

A integração dos resultados obtidos através dos diagramas de variação (figuras 9.2 e 9.4) mostra que alguns elementos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Ba e Sr) não se alinham nos trends de evolução das rochas com olivina normativa. Esse desalinhamento pode ser consequência da mobilidade desses elementos, devido a modificações dos processos sin-magmáticos, ou durante os fenômenos pós-magmáticos (metamorfismo).

Diagramas entre dois elementos traços incompatíveis permitem verificar, através da constância da razão, a cogeneticidade de rochas e compreender os fenômenos magmáticos responsáveis pela sua geração. A cristalização fracionada é o único processo que explica a existência de razões constantes entre dois elementos incompatíveis. Qualquer outro processo, como a fusão parcial ou a contaminação crustal, modifica essa razão.

Diagramas que consideram a variação da razão entre dois elementos traços, em relação a outro elemento traço, permitem

verificar os processos magmáticos atuantes durante a geração de rochas cogenéticas.

Figura 9.4 - Diagramas de variação dos elementos traços. Simbologia igual à da figura 9.2.

Com o objetivo de verificar a cogeneticidade e compreender os processos magmáticos que influenciaram a formação dos metadoleritos, confeccionaram-se os diagramas $Y/Nb=f(Y)$ e $Zr/Y=f(Zr)$ (figura 9.5). A disposição dos pontos mostra que um processo de fusão parcial foi atuante durante a fase inicial do magmatismo, tendo evoluído, posteriormente, para uma cristalização fracionada.

Com base na figura 9.5, observa-se que as rochas que possuem olivina normativa, portanto subalcalinas, estão relacionadas ao fenômeno de fusão parcial, enquanto aquelas com quartzo normativo estão relacionadas a um processo de cristalização fracionada.

Esses resultados corroboram os obtidos através dos diagramas de variação (figura 9.2), que mostram as rochas com quartzo normativo também como as mais ricas em K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 e TiO_2 . Portanto, pode-se considerar que um fenômeno de cristalização fracionada foi responsável pela geração de rochas doleríticas mais alcalinas, como consequência de um processo de diferenciação (amostras ELA 3b, ELA 3d e ELA 4). Esse processo explica, também, a existência de hornblenda e traços de biotita nas rochas metadoleríticas mais diferenciadas, que foram interpretados, através da petrografia, como minerais magmáticos.

Figuras 9.5 - Diagramas mostrando as rochas com olivina normativa ($\square$), definindo um "trend" de fusão parcial (FP), as rochas com quartzo normativo ($\blacklozenge$), um "trend" de cristalização fracionada (CF).

Os elementos traços permitiram verificar, além da cogeneticidade, que a existência de rochas metadoleríticas com olivina e quartzo normativos é consequência da variação das condições petrogenéticas existentes durante a geração e cristalização dessas rochas.

9.3 - Elementos Terras Raras (ETR)

O estudo do padrão de distribuição dos ETR para os metadoleritos foi realizado através de três análises (tabela 9.1 - Anexo 3). A normalização dos resultados foi feita através dos valores das rochas condriticas propostos por Nakamura (1974).

As três amostras de metadoleritos (ELA 3d, ELA 10 e ELA 20b) com diferentes graus de diferenciação apresentam um fraco fracionamento, com $(La/Yb)_n$ médio de 3,72. Os padrões de ETR mostram que, apesar dos diferentes teores, os metadoleritos possuem similaridades, com leve enriquecimento em ETRL e sem anomalia negativa de Eu (figura 9.6).

A comparação desses resultados dos ETR com os obtidos para os elementos maiores e traços mostra que as rochas com maior índice de diferenciação são as mais enriquecidas em ETR. Como exemplo, observa-se que as rochas com olivina normativa (ELA 10 e ELA 20b) são as que possuem menores teores de ETR, em relação às rochas mais diferenciadas, com quartzo normativo (ELA 3d). As similaridades dos padrões de ETR são mais uma indicação da cogeneticidade dessas rochas.

Figura 9.6 - Padrões de distribuição dos ETR de três amostras de metadoleritos, utilizando os valores de Nakamura (1974) para a normalização. Apesar de as três amostras possuírem padrões similares, a amostra ELA 3d possui teores superiores de ETR.

9.4 - Ambiente Tectônico

Após a determinação da existência de cogeneticidade entre os vários corpos de metadoleritos e a compreensão dos processos petrogenéticos, procurou-se estudar as condições tectônicas responsáveis pela geração dessas rochas. Foram utilizados, para

isso, os elementos traços petrogenéticos considerados imóveis (Nb, Y, Zr), levando-se em consideração a validade de utilização de diagramas discriminantes no estudo de paleomagmatismo de idade proterozóica.

O estudo comparativo, através de diferentes diagramas discriminantes, evidenciou que, dependendo dos elementos que venham a ser utilizados como parâmetros, as rochas metadoleríticas caracterizam diferentes ambientes tectônicos.

Diagramas discriminantes utilizando os elementos Ti e Zr definem os metadoleritos como MORB, não especificando qual o tipo (figura 9.7a). No diagrama $Ti/Y=f(Nb/Y)$ (figura 9.7b), o baixo valor de Ti é o principal responsável pelas características MORB, uma vez que a razão Nb/Y define, mais uma vez, o caráter toleítico desse magmatismo.

Figura 9.7 - Diagramas caracterizando os metadoleritos como toleítos do tipo MORB. A figura b mostra a tendência dessas rochas para WPB.

Para a determinação do tipo de MORB, utilizaram-se os trabalhos de Le Roex et al. (1983, 1989), que subdividiram o MORB nos tipos N ($Zr/Nb > 16$), T ($Zr/Nb = 7-16$) e E ($Zr/Nb < 7$). Os metadoleritos com olivina normativa correspondem, em função da razão Zr/Nb , ao tipo T MORB (Zr/Nb média = 9,06), enquanto aqueles que possuem quartzo normativo, embora ainda sejam T MORB, possuem valores elevados ($Zr/Nb = 11,6$), chegando algumas amostras a exibirem razão Zr/Nb maior que 16 (ELA 3b).

O uso dos elementos maiores através do diagrama triangular, considerando-se a relação $MgO-FeO-Al_2O_3$ (Pearce et al. 1977),

também caracteriza a maioria dos metadoleritos como toleítos do tipo MORB (figura 9.8).

Figura 9.8 - Diagrama (Pearce et al. 1977) definindo os metadoleritos como sendo toleítos do tipo MORB. As rochas diferenciadas estão dentro do campo de basaltos continentais.

Considerando-se o comportamento dos elementos Th, Hf e Ta* (Ta* = Nb/16), os metadoleritos apresentam características de rochas de arcos de ilhas (VAB) associadas a zonas de subducção (figura 9.9). Deve-se ressaltar que, das treze amostras analisadas, somente cinco possuem teor de Th acima do limite de detecção, mas ainda próximo ao limite mínimo de três ppm.

Figura 9.9 - Diagramas de $Th=f(Ta^*)$ e $Th-Hf/3-Ta^*$ definindo o caráter de VAB para os metadoleritos (Wood et al. 1979).

Nesses gráficos (figura 9.9), pode-se verificar que o elevado teor de Th é o principal responsável pelo caráter VAB dos metadoleritos. O problema desses diagramas é que as típicas vulcânicas CWPV (*Continental Within Plate Volcanics*), localizam-se também na parte rica em Th, no campo das vulcânicas VAB (Condie 1989).

Os diagramas que utilizam principalmente o Y, Zr e Nb (figura 9.10) mostram os metadoleritos com características transicionais, não permitindo a discriminação entre toleítos MORB ou VAB.

Figura 9.10 - Diagramas "a" e "c" (Pearce & Cann 1973) e "b" (Pearce & Gale 1977) mostrando, através dos elementos Ti, Y, Zr e Y, o caráter transicional dessas rochas.

O enriquecimento em elementos incompatíveis e em ETRL dos metadoleritos permite admitir a possibilidade de essas rochas serem derivadas de um manto já enriquecido nesses elementos, como do tipo subcontinental. A utilização dos elementos Nb, Zr, e Y em um

diagrama triangular (Meschede 1986) permite definir que essas rochas provêm de um MORB anômalo, do tipo P-MORB (figura 9.11a). No triângulo de Cabanis & Lecolle (1989), embora os pontos se situem dentro do campo que caracteriza rochas que sofreram misturas ou contaminação crustal (figura 9.11b), os pontos estão próximo à composição de uma crosta continental inferior (LCC), o que também pode estar significando que são rochas provenientes de um manto subcontinental.

Figura 9.11 - a) Triângulo (Meschede 1986) definindo a composição de P-MORB (E-MORB) e, b) triângulo (Cabanis & Lecolle 1989), mostrando as rochas metadoleríticas próximas ao campo de LCC (Lower Continental Crust) e distantes do campo (Upper Continental Crust).

Através de *spiderdiagrams* de elementos traços normalizados pelo MORB (Pearce 1983), podem ser comparados os basaltos de diferentes tipos de ambientes tectônicos. O padrão apresentado pelos metadoleritos mostra similaridade com as rochas cálcio-alcalinas de margem continental, com enriquecimento de Sr, Rb, K, Ba e Th e empobrecimento de Zr, Nb e Ta (figura 9.12).

Na construção desses *spiderdiagrams*, plotaram-se também os pontos correspondentes à composição de toleitos da margem continental brasileira, do Cretáceo Inferior (Misusaki et al. 1992). O resultado mostra semelhança entre os padrões dos metadoleritos e essas rochas de margem continental passiva, que segundo Misusaki (op. cit) foram formadas a partir de um manto do tipo subcontinental, com características de OIB.

Figura 9.12 - "Spiderdiagram" dos metadoleritos (ELA 3d, ELA 10 e ELA 20b) normalizado pelos valores do MORB (Pearce 1983). Apesar das similaridades com rochas cálcio-alcálinas, observa-se também a semelhança com o padrão de toleitos da margem continental brasileira da Bacia de Campos (BD 11a).

Os diagramas discriminantes para rochas básicas e andesíticas permitem definir as rochas metadoleríticas como rochas toleíticas de um ambiente tectônico enriquecido em elementos incompatíveis. Entre as possibilidades existentes para a origem dos metadoleritos, três são mais plausíveis:

- a) originaram-se de um manto do tipo subcontinental (E-MORB);
- b) formaram-se em um ambiente transicional, isto é, entre uma crosta continental e uma crosta oceânica;
- c) originaram-se em um ambiente de ilhas oceânicas (OIB), a partir de um manto com composição similar à anomalia de DUPAL.

9.5 - Conclusões

O estudo da Formação Bairro de Campos, através dos metadoleritos que se encontram intercalados aos metadolomitos, utilizando-se os elementos maiores, traços e terras raras, permitiu as seguintes conclusões:

- a) Os metadoleritos, em relação aos processos magmáticos, podem ser divididos em rochas resultantes de fusão parcial, as com olivina normativa, e rochas resultantes de um processo de cristalização fracionada, com quartzo normativo;
- b) A inexistência, ao menos de forma importante, de contaminação crustal nas rochas metadoleríticas;
- c) O caráter anômalo do magmatismo em relação a N-MORB com teores normais de Ti e elevados de Th, Y, Zr, Nb e Hf, permitindo definir essas rochas como originadas a partir de um manto do tipo subcontinental;
- d) A caracterização dos metadoleritos como toleítos de um ambiente transicional, corrobora a determinação dos metadolomitos como rochas de uma plataforma continental, permitindo admitir a Formação Bairro dos Campos como de um ambiente de margem continental do tipo passiva.

10 - FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

Este capítulo estuda a Formação Água Clara do Grupo Itaiacoca, através das características geoquímicas das rochas anfíbolíticas que ocorrem intercaladas às rochas cálcio-silicáticas e, subordinadamente, às xistosas.

A primeira questão importante para o estudo desses anfíbolitos é determinar se são rochas paraderivadas ou ortoderivadas, uma vez que a paragênese dessas rochas é composta essencialmente por minerais metamórficos.

O pequeno número de amostras analisadas de anfíbolitos (total de 5) provém de um mesmo corpo que se apresenta intercalado a rochas cálcio-silicáticas, como um *sill*. Os resultados químicos encontram-se na tabela 10.1 - Anexo 3.

A determinação quanto a esses anfíbolitos serem orto ou paraderivados foi realizada através dos diagramas $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO-SiO}_2$ (Gokhale & Gothe 1978) (figura 10.1a), e $\text{FeOt}=\text{f}(\text{TiO}_2)$ (Peloggia & Figueiredo 1991) (figura 10.1b). Esses diagramas permitem determinar que a maioria dos anfíbolitos está no campo das rochas ortoderivadas (ABP 52c, ABP 52d e ABP 52e), e que duas amostras apresentam-se deslocadas, posicionando-se próximas ou no campo das rochas paraderivadas (ABP 52a e ABP 52b).

Figura 10.1 - Diagramas de discriminação química entre orto e para-anfibolitos. (■) amostras ABP 52c, ABP 52d e ABP 52e, (□) amostras ABP 52a e ABP 52b.

O deslocamento das amostras ABP 52a e ABP 52b em relação às rochas ortoderivadas mostra a existência de um importante

desequilíbrio químico dessas rochas. O desequilíbrio pode ser compreendido através das informações petrográficas (capítulo 5), que definem essas rochas como aquelas que apresentam a maior intensidade de recristalização e neoformação de minerais. A amostra ABP 52b, comparativamente à amostra ABP 52a, é a que possui o maior grau de recristalização à baixa temperatura, pois se trata de um clorita filito.

A composição química anômala dessas duas rochas (ABP 52b e ABP 52e) permite compreender a importância do fenômeno de metamorfismo de baixo grau, já que este foi capaz de modificar o *fabric* e o quimismo de rochas originalmente anfibolíticas. Como consequência, deve-se considerar, também, que as outras rochas analisadas (ABP 52c, ABP 52d e ABP 52e) provavelmente sofreram também, embora em menor intensidade, um desequilíbrio químico.

10.1 - Elementos Maiores e Traços

O pequeno número de análises realizadas para os anfibolitos impossibilita um estudo petrogenético, através de diagramas de variação. Contudo, o tratamento em conjunto dos resultados das análises de elementos maiores e traços permite a classificação química dessas rochas, além do estudo da série geoquímica e do ambiente tectônico.

O estudo das rochas anfibolíticas da Formação Água Clara foi realizado considerando-se a existência de mobilidade química durante os fenômenos de metamorfismos. Desses, provavelmente o mais importante foi o que atingiu a fácies xisto verde zona da clorita, por ter sido o responsável pela formação de clorita filito (amostra ABP 52b).

Durante a construção dos diagramas discriminantes para os três anfibolitos considerados como ortoderivados, observou-se que a maioria plotava fora dos diagramas, sendo que a única amostra que se posicionou coerentemente nos diagramas foi a ABP 52e. Conseqüentemente, essa amostra foi ponderada fortemente, por ter sido considerada a que sofreu menor desequilíbrio químico. A pouca coerência entre o quimismo das três amostras de anfibolitos indica que essas rochas sofreram mobilidade química durante os fenômenos pós-magmáticos.

Para a classificação do tipo de rocha pretérita através do químismo, foi utilizado o diagrama de $Zr/TiO_2=f(Nb/Y)$ (Winchester & Floyd 1977), por considerar quatro elementos imóveis durante os fenômenos de metamorfismo. O diagrama (figura 10.2) mostra que, apesar da dispersão dos pontos, estes se encontram entre os campos de basalto e andesito-basalto. A relação Nb/Y , por ser menor que 0,67, caracteriza os anfibolitos como sendo originados de rochas básicas com composição de basalto subalcalino.

Figura 10.2 - Diagrama caracterizando os anfibolitos como basalto subalcalino e basalto-andesítico.

A determinação dos anfibolitos como originados de rochas ígneas básica possibilita o estudo através de diagramas discriminantes de rochas basálticas e andesíticas, como foi utilizado para os metadoleritos (Capítulo 9). As exceções são as amostras ABP 52a e ABP 52b, por apresentarem desequilíbrio químico.

A determinação do ambiente tectônico dos anfibolitos foi realizada, inicialmente, utilizando-se os diagramas de $Ti=f(Zr)$ e $Ti/Y=f(Nb/Y)$. Apesar da dispersão dos pontos, principalmente no diagrama $Ti/Y=f(Nb/Y)$, onde só foi possível plotar a amostra ABP 52e, os anfibolitos apresentaram características de basaltos toleíticos do tipo MORB (figura 10.3).

Outros diagramas discriminantes, utilizando-se também elementos imóveis, tais como os diagramas $Th=f(Zr)$ e $Zr/Y=f(Ti/Y)$ (figura 10.4), caracterizam essas rochas como basaltos, ora de arco de ilha (VAB) ora de fundo oceânico (MORB), não permitindo uma discriminação clara.

Figura 10.3 - Diagramas discriminantes utilizando Ti, Y, Nb e Zr, definindo os anfibolitos como toleítos de fundo oceânico (MORB). No diagrama "a", apenas a amostra ABP 52e pôde ser plotada.

Figura 10.4 - Diagramas discriminantes utilizando elementos imóveis incompatíveis, não permitindo discriminar os anfibolitos entre rochas básicas MORB e VAB.

O diagrama que talvez permita compreender a indefinição entre basaltos MORB ou VAB é o $Zr/4-2Nb-Y$, que define a rocha considerada menos modificada quimicamente (ABP 52e) como característica de um MORB enriquecido (P-MORB ou E-MORB) (figura 10.5). Como consequência, é possível interpretar a origem desses anfibolitos de duas maneiras:

- a) como rochas básicas provenientes de um E-MORB (*stricto sensu*);

- b) como rochas básicas provenientes de um N-MORB, que sofreram fenômenos sin ou pós-magmáticos de alteração.

Figura 10.5 - Diagrama triangular (Meschede 1986) mostrando os anfibolitos como originados de uma rocha básica proveniente de manto enriquecido (P-MORB) ou do tipo subcontinental.

A possibilidade de essas rochas serem basaltos originados de um manto enriquecido (E-MORB), ou de se tratar de basaltos do tipo N-MORB, contaminados por uma crosta do tipo continental, explica a dificuldade de sua caracterização entre VAB e MORB.

Através dos padrões de diferentes elementos em um *spiderdiagram* (Pearce 1983), é possível verificar que os anfibolitos considerados como menos modificados quimicamente (ABP 52c, 52d e 52e) possuem padrões similares, enquanto a amostra ABP 52b possui um enriquecimento em elementos incompatíveis. (figura 10.6).

A interpretação do ambiente tectônico, através dos padrões apresentados no *spiderdiagram* (figura 10.6), é prejudicada pela falta de condições de se avaliar a intensidade da mobilidade dos elementos químicos. Mesmo assim, utilizando-se como base a amostra ABP 52e, o padrão com enriquecimento em elementos incompatíveis é característico de basaltos de margem continental ou basaltos que sofreram contaminação por uma crosta continental.

10.2 - Elementos Terras Raras (ETR)

O padrão de distribuição dos ETR nas rochas anfibolíticas foi verificado através de análises para a rocha considerada menos modificada quimicamente (ABP 52e), e para a mais modificada (ABP 52b) (figura 10.7).

Figura 10.6 - "Spiderdiagram" permitindo verificar a similaridade entre os padrões apresentados pelas amostras ABP 52c, 52d e 52e e o padrão discrepante da amostra ABP 52b.

O anfibolito da amostra ABP 52e apresenta um leve enriquecimento em ETRL, comparativamente à amostra ABP 52b. A verificação de que o fenômeno de metamorfismo de baixo grau foi o responsável pelo desequilíbrio químico na amostra ABP 52b é indicativo de que durante esse fenômeno, ocorreu, em nível de ETR, enriquecimento dos ETRL e geração de anomalia negativa de Eu. Conseqüentemente, na interpretação do padrão de distribuição dos ETR para essas rochas, utilizou-se somente o padrão da amostra ABP 52e.

Esse padrão apresenta um fraco fracionamento com $(La/Yb)_n$ de 1,75, e ausência de anomalia de Eu. O leve enriquecimento em ETRL em rochas básicas toleíticas pode estar indicando uma origem ligada a um manto enriquecido do tipo subcontinental.

Através de comparação dos padrões de distribuição dos ETR das rochas anfibolíticas com os das rochas metadoleríticas da Formação Bairro dos Campos (figura 9.6), é possível verificar a grande similaridade entre essas duas rochas básicas.

10.3 - Ambiente Tectônico

As informações obtidas para os anfibolitos ortoderivados permitem defini-los como rochas de composição basáltica toleítica, provavelmente subalcalinas, formadas a partir de um manto

enriquecido (E-MORB) ou do tipo subcontinental. Não se pode descartar a possibilidade de essas rochas terem sofrido contaminação crustal.

Figura 10.7 - Padrão de distribuição dos ETR para o anfibolito (ABP 52e) e o clorita filito (ABP 52b). Valores normalizados segundo Nakamura (1974).

As características geológicas da Formação Água Clara na FIT (associação litológica, forma de ocorrência), associadas à determinação dos anfibolitos como basaltos toleíticos, permitem a comparação dessas rochas com os metadoleritos da Formação Bairro dos Campos.

A fim de realizar uma análise comparativa entre os dois tipos de rochas básicas das duas formações, utilizou-se a relação entre os elementos traços considerados imóveis durante fenômenos de percolação de fluidos. Na confecção de diagramas discriminantes comparativos, mais uma vez ponderou-se fortemente, no caso dos anfibolitos, a amostra ABP 52e, considerada a menos modificada quimicamente. Para essa análise, foram comparados alguns diagramas, como os *spiderdiagrams* (figuras 9.12 e 10.6), e realizados diagramas em conjunto (figura 10.8). Os resultados mostram a existência de composições similares dos elementos traços entre os dois tipos de rochas, definindo inclusive o mesmo tipo de ambiente de origem do magmatismo básico original.

Figura 10.8 - Diagramas mostrando, através da superposição dos pontos dos anfibolitos (□) e metadoleritos (●), as similaridades químicas existentes entre ambas as rochas.

Os diagramas de distribuição dos ETR entre as rochas metadoleríticas (ELA 3d, 10 e 20b) e o anfibolito (ABP 52e) mostram as semelhanças dos padrões dessas duas rochas básicas (figura 10.9).

Figura 10.9 - Comparação dos padrões de distribuição dos ETR, mostrando as similaridades existentes entre as rochas anfibolíticas (ABP 52e) e as metadoleríticas (ELA 3d, 10 e 20b).

10.4 - Conclusões

Os estudo da Formação Água Clara através dos dados geoquímicos das rochas anfibolíticas, associado aos resultados dos metadoleritos da Formação Bairro dos Campos, permite as seguintes conclusões:

- a) As rochas anfibolíticas são originadas de basaltos toleíticos subalcalinos;
- b) Os anfibolitos apresentam a mesma indefinição de ambiente tectônico - MORB ou VAB - dos metadoleritos, além de importantes similaridades químicas;
- c) A formação dos anfibolitos a partir de rochas básicas provenientes de uma fonte com característica de um manto enriquecido (E-MORB), ou um de manto subcontinental;
- d) As similaridades químicas do magmatismo básico das formações Bairro dos Campos e Água Clara são um indicativo a mais de que essas formações podem ter sido parte de um mesma bacia plataformar.

11 - COMPLEXO CUNHAPORANGA

Neste capítulo, serão abordadas, do ponto de vista geoquímico, as rochas gnáissicas, graníticas (*sensu stricto*) e riolíticas que constituem o Complexo Cunhaporanga - CCU.

Apesar de esse complexo ser constituído por rochas graníticas e gnáissicas, optou-se pela interpretação, em separado, dos dados geoquímicos para, primeiramente, caracterizar essas rochas e depois compará-las. Os resultados químicos encontram-se na tabela 11.1 - Anexo 3.

Os dois corpos de riolitos que ocorrem como *stocks* nas rochas metassedimentares do Grupo Itaiacoca foram tratados em conjunto com as rochas graníticas dos complexos Cunhaporanga (CCU) e Três Córregos (CTC). Esse tratamento possibilitou, através de comparação geoquímica, a determinação da relação dos riolitos com as rochas graníticas e gnáissicas dos dois complexos. Comparações com os riolitos do Grupo Castro não foram realizadas em função da inexistência de dados químicos completos sobre essas últimas.

Devido à quantidade restrita de dados químicos para as rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas, confeccionaram-se diagramas de variação reunindo todas essas rochas para verificar a existência ou não de correlação do ponto de vista dos elementos maiores (figura 11.1).

Os diagramas de variação mostram a existência de uma possível correlação entre as rochas gnáissicas e graníticas do CCU e as rochas riolíticas, apesar da dispersão de certos elementos, o que permite aventar a possibilidade de essas rochas serem correlacionáveis geneticamente.

Para melhor caracterizar cada tipo de rocha do CCU, realizou-se o estudo químico em separado para as rochas gnáissicas e graníticas e, posteriormente, para as riolíticas.

11.1 - Rochas Gnáissicas

Conforme foi definido no Capítulo 6, as rochas gnáissicas possuem características petrográficas que permitem defini-las como ortoderivadas. Apesar da heterogeneidade petrográfica do afloramento estudado, denominado Piraí do Sul, só foram realizadas quatro

Figura 11.1 - Diagramas de variação comparando as rochas gnáissicas (■), graníticas (□) ABP 45 e (◇) ABP 68) e riolíticas (✱) do CCU.

análises químicas. As amostras foram escolhidas de forma a englobarem os principais tipos petrográficos existentes. Os resultados encontram-se na tabela 11.1 - Anexo 3.

Os gnaisses Piraí do Sul, ponto ABP 63, afloram na Estrada do Cerne, ao norte da área de abrangência das rochas graníticas. A variação composicional apresentada por essas rochas possibilitou uma razoável caracterização das mesmas nos diagramas discriminantes utilizados.

11.1.1 - Elementos Maiores

Os resultados químicos dos gnaisses Piraí do Sul apresentam, nos diagramas de variação, as diferentes composições evidenciadas na petrografia. O teor em SiO_2 dessas rochas, entre 52% e 70%, caracteriza uma composição variando entre diorítica e granítica nesses gnaisses.

Através do diagrama A F M (figura 11.2), onde estão plotados todos os pontos das rochas gnáissicas, pode-se caracterizar essas rochas como cálcio-alcalinas.

Figura 11.2 - Diagrama A F M caracterizando as rochas gnáissicas como cálcio-alcalinas. TOL - campo das rochas toleíticas, CA - campo das rochas cálcio-alcalinas.

A composição mineralógica teórica de rochas gnáissicas, através do cálculo da mesonorma, plotada nos diagramas de Barker (1979) e Barker e Arth (1976), permite determinar as diferentes séries de rochas graníticas (figura 11.3). Os gnaisses do CCU apresentam um *trend* de evolução característico de rochas cálcio-alcalinas, com uma composição teórica que vai do tonalito ao granito.

Figura 11.3 - Diagrama "a" (Barker & Arth 1976) e "b" (Barker 1979) mostrando as rochas gnáissicas do CCU com um alinhamento característico de rochas graníticas cálcio-alcalinas.

Para a caracterização dos teores de álcalis das rochas gnáissicas, utilizou-se o diagrama $K2O=f(Na2O)$, que permite verificar a razão desses elementos em relação a diferentes tipos de rochas (figura 11.4). O resultado mostra que as rochas gnáissicas têm uma razão superior à unidade ($> 1,0$).

Os elementos maiores definem as rochas gnáissicas do CCU como rochas cálcio-alcalinas, com uma razão $K2O/Na2O > 1$ e uma composição variando entre tonalítica e granítica.

11.1.2 - Elementos Traços

O estudo dos elementos traços objetivou a caracterização das condições petrogenéticas e do ambiente tectônico, responsável pela formação das rochas gnáissicas do CCU. O número de análises de

elementos traços é maior que para os elementos maiores, como pode ser observado na tabela 11.1 - Anexo 3.

Figura 11.4 - Diagrama K₂O=f(Na₂O) mostrando a tendência cálcio-alkalina, rica em K₂O, para as rochas gnáissicas do CCU (K₂O/ Na₂O > 1).

Entre os processos de geração de rochas magmáticas, a fusão parcial e a contaminação crustal ocasionam, em geral, a variação da razão entre dois elementos incompatíveis, enquanto o fenômeno de cristalização fracionada não afeta essa razão.

No caso das rochas gnáissicas do CCU, observa-se que a razão Y/Zr sofre uma variação entre as rochas mais e menos diferenciadas (figura 11.5), o que indica que os fenômenos de fusão parcial e/ou de contaminação crustal estão associados à geração dessas rochas.

Figura 11.5 - Variação da razão Y/Zr nas rochas gnáissicas, indicando a existência de fenômenos de fusão parcial ou contaminação crustal, durante a geração dessas rochas.

11.1.3 - Elementos Terras Raras (ETR)

Entre as gnáissicas do CCU, foram analisados os ETR das rochas que apresentaram as maiores variações composicionais. A amostra ABP 63a é uma rocha de composição diorítica, enquanto a ABP 63f possui

uma composição granítica. Para a normalização, foram utilizados os valores do condrito segundo Nakamura (1974).

O padrão de distribuição dos ETR evidencia um enriquecimento em ETRL para ambas as rochas. Para as rochas gnáissicas de composição diorítica, observa-se a existência de uma leve anomalia negativa de Eu (figura 11.6).

Figura 11.6 - Padrão de distribuição dos ETR dos gnaisses do CCU. Valores normalizados segundo Nakamura (1974).

Os padrões similares de distribuição dos ETR entre as duas rochas gnáissicas com composição mais diferenciada indicam cogeneticidade, podendo-se afirmar que, se ocorreu contaminação crustal, esse fenômeno não atingiu os ETR.

Os teores dos ETR normalizados apresentados pelos gnaisses, associados ao padrão de distribuição dos ETR, possuem características similares aos de rochas cálcio-alcalinas, concordando com os resultados dos elementos maiores (ver figuras 11.2, 11.3).

11.1.4 - Ambiente Tectônico

Para o estudo do ambiente tectônico, responsável pela geração das rochas gnáissicas ortoderivadas, foram utilizados os diferentes elementos químicos de forma integrada.

Para a compreensão dos resultados dos diferentes diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, foi verificada a influência da contaminação crustal. A coerência apresentada pelos diferentes elementos maiores e traços (ver figuras 11.1 e 11.5), associada às similaridades dos padrões de ETR, permite inferir a inexistência de fenômenos de contaminação crustal nas rochas gnáissicas estudadas.

Inicialmente, foi verificado se o caráter cálcio-alcálico dos gnaisses CCU permitia definir algum tipo preferencial de ambiente compressional, com base nos diagramas de $Nb=f(Y)$ e $Rb=f(Y+Nb)$ (Pearce et al. 1984).

O diagrama $Nb=f(Y)$ (figura 11.7a) define esses gnaisses como de arco vulcânico (VAG) e/ou sincolisionais. Já o de $Rb=f(Y+Nb)$ (figura 11.7b) permite caracterizar, especificamente, essas rochas como VAG.

Figura 11.7 - Diagramas (Pearce et al. 1984) caracterizando os gnaisses como tipo VAG (granito de arco vulcânico).

Com base no trabalho de Pearce et al. (1984), foram confeccionados *spiderdiagrams*, utilizando-se como fator de normalização os valores hipotéticos de um granito de cadeia oceânica (ORG). Os padrões apresentados pelas mesmas rochas estudadas através dos ETR são similares (figura 11.8). Comparando-se esse resultado com os padrões de diferentes granitos de ambientes tectônicos, descarta-se a hipótese de esses gnaisses serem do interior de placas (WPG), ou do tipo VAG de arco de ilhas. Contudo, não é

possível distinguir entre sincolisional, pós-colisional ou VAG de margem continental.

Figura 11.8 - "Spiderdiagram" das rochas gnáissicas do CCU, normalizadas segundo Peace et al. (1984).

A característica de VAG (lato sensu) para os gnaisses do CCU é, mais uma vez, evidenciada através do diagrama triangular com Rb, Hf e Ta*(Nb/16) (Harris et al. 1986) (figura 11.9).

Figura 11.9 - Diagrama triangular (Rb-Hf-Ta*) permitindo definir os gnaisses como Arco Vulcânico (VAG). O Ta* utilizado foi calculado a partir do teor analisado de Nb ($Ta^* = Nb/16$).

Através do diagrama de Batchelor & Bowden (1985) ($R1(4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)=f(R2(6Ca+2Mg+Al))$) é possível determinar a relação entre a época de geração de rochas granitóides e um período compressional (orogênico). As rochas gnáissicas possuem uma

tendência que vai do campo de rochas pré-colisionais em direção às rochas mais diferenciadas (figura 11.10).

Figura 11.10 - Composição das rochas gnáissicas do CCU mostrando uma tendência pré-colisional para essas rochas.

A profundidade teórica de geração dos ortognaisses pode ser determinada através do diagrama $Rb=f(Sr)$ (Condie 1982). Esse diagrama, utilizando a razão Rb/Sr , permitiu interpretar essas rochas como tendo sido geradas a profundidades superiores a 30 Km (figura 11.11).

Figura 11.11 - Estimativa da profundidade de geração do magma das rochas gnáissicas do CCU em mais de 30 Km, a partir da razão Rb/Sr (Condie 1982).

Os diagramas discriminantes confeccionados para as rochas gnáissicas do CCU mostram que essas foram geradas durante um processo pré a sin-compressional (orogenético), cuja causa mais provável foi o desenvolvimento de um arco vulcânico (VAG) associado a uma margem continental.

11.2 - Rochas Graníticas

As rochas graníticas (*sensu stricto*) do CCU foram as caracterizadas anteriormente (Capítulo 7), e representam dois afloramentos petrograficamente distintos. O tratamento em conjunto dos dados geoquímicos desses afloramentos, permitiu determinar a existência de diferenças e similaridades entre as rochas graníticas desses afloramentos (tabela 11.1 - Anexo 3).

11.2.1 - Elementos Maiores e Traços

Os diagramas de variação englobando todas as rochas do CCU (figura 11.1) mostram que as rochas graníticas (ABP 45 e ABP 68) estão alinhadas ao *trend* de evolução das rochas gnáissicas e riolíticas. As rochas graníticas definem duas concentrações distintas, e ambas estão dentro do *trend*, o que permite concluir pela existência de alguma correlação de cogeneticidade entre as rochas dos dois afloramentos.

As diferentes composições químicas dos dois afloramentos detalhados, aliadas aos dados petrográficos também diferentes, permitem interpretar que os dois afloramentos de rochas graníticas constituem, provavelmente, dois corpos graníticos distintos.

No diagrama A F M (figura 11.12), onde estão plotados todos os granitos, não se evidencia *trend* particular de variação para cada corpo. O resultado mostra uma tendência de evolução para ambos os corpos, compatível com a de granitos de características cálcio-alcalinas.

Para a definição do tipo de rocha e do tipo de magmatismo foram utilizados os diagramas de Barker & Arth (1976) e Barker (1979) (figura 11.13). Os resultados definem essas rochas como granitos (*sensu stricto*) de composição cálcio-alcalina. A homogeneidade da composição das amostras não permite a identificação de um algum *trend* de evolução.

Figura 11.12 - Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) das rochas graníticas do CCU, indicando uma afinidade cálcio-alcalina. A superposição de pontos mascara a existência de sete análises.

Figura 11.13 - Diagramas Ab-An-Or e Na₂O-K₂O-CaO dos granitos do CCU mostrando o caráter cálcio-alcalino dos dois corpos amostrados.

Através do diagrama $\text{Na}_2\text{O} = f(\text{K}_2\text{O})$, pode-se observar que as rochas graníticas possuem a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ superior à unidade (figura 11.14). Valores similares são apresentados pelas rochas gnáissicas. Essa similaridade das razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ pode ser um indício de cogeneticidade ou de geração dessas rochas a partir de uma mesma fonte (protólito).

A fim de determinar a existência de cogeneticidade entre os dois corpos de granitos estudados do CCU, foram confeccionados diagramas entre dois elementos incompatíveis (figura 11.15). Os elementos utilizados foram aqueles que permitem a determinação dos fenômenos existentes durante a geração de rochas graníticas como assimilação e contaminação.

Figura 11.14 - Diagrama mostrando os dois corpos de rochas graníticas do CCU com uma razão K₂O/Na₂O maior que a unidade ((□) ABP 45 e (Δ) ABP 68).

Figura 11.15 - Diagramas entre dois elementos incompatíveis para verificação da evolução das razões entre as rochas graníticas dos dois corpos ((□) ABP 45 e (Δ) ABP 68). As setas mostram possíveis "trends" de contaminação.

O diagrama de $Zr=f(Nb)$ mostra a existência de dois agrupamentos distintos de rochas, definidos pelo afloramento ABP 45 ($Nb/Zr=±19,2$) e pelo afloramento ABP 68 ($Nb/Zr=±12,6$). O outro diagrama $Nb=f(Y)$, devido à dispersão do Y, não caracteriza a existência desses dois agrupamentos. A variação do Y no diagrama $Nb=f(Y)$ permite aventar a hipótese de que, durante a geração das rochas do corpo ABP 68, ocorreu um fenômeno de contaminação que modificou os teores de Y, mas não afetou, de forma importante, o Nb e Zr.

11.2.2 - Elementos Terras Raras (ETR)

O estudo do padrão de distribuição dos ETR para os dois corpos graníticos do CCU foi realizado com o objetivo de verificar a possibilidade de cogeneticidade entre esses dois corpos. Para a normalização, foram utilizados os valores de condrito proposto por Nakamura (1974).

Foram analisadas três amostras do afloramento ABP 45 devido à sua maior diversidade composicional, e apenas uma amostra do afloramento ABP 68.

Os padrões de distribuição dos ETR do afloramento ABP 45 apresentam-se semelhantes, com enriquecimento em ETRL e ausência de anomalias de Eu. Já a amostra ABP 68d possui um padrão de ETR que mostra também um enriquecimento em ETRL, mas uma leve anomalia negativa de Eu (figura 11.16).

Figura 11.16 - Padrões de distribuição dos ETR dos dois corpos graníticos estudados do CCU (ABP 45 e ABP 68). Valores normalizados segundo Nakamura (1974).

A comparação entre os padrões dos ETR de ambos os corpos reflete um enriquecimento em ETRL, ente 100 e 200 vezes o condrito, e valores similares de Elementos Terras Raras Pesadas (ETRP). Esse tipo de padrão para rochas graníticas é característico de rochas cálcio-alcalinas.

11.2.3 - Ambiente Tectônico

Para a compreensão do ambiente tectônico responsável pela geração dos corpos graníticos do CCU foram utilizados de forma integrada diferentes elementos químicos. Nesse estudo, não foi considerada a contaminação crustal, apesar de o corpo ABP 45 apresentar essa possibilidade, conforme comentado no item 11.2.1.

Inicialmente, foi utilizado o diagrama triangular Hf-Rb/10-Ta*x3 (Harris et al. 1985) (figura 11.17). O resultado mostra ambos os corpos como granitos de ambientes compressoriais, do tipo VAG (granitos de arcos vulcânicos).

Figura 11.17 - Diagrama mostrando as rochas graníticas dos dois corpos como originadas em um ambiente de arco vulcânico (VAG).

Na tentativa de melhor caracterizar o tipo de ambiente compressional, foram utilizados os diagramas $Rb=f(Y+Nb)$ e $Nb=f(Y)$ (Pearce et al. 1984) (figura 11.18). Esses diagramas caracterizam os dois corpos graníticos como de arcos vulcânicos (VAG) e, provavelmente, sin-colisionais (sin-ColG). É interessante ressaltar que granitos reconhecidamente pós-colisionais, existentes na literatura, posicionam-se, em alguns casos, no diagrama $Rb=f(Y+Nb)$ juntamente com granitos sin-colisionais.

Através da comparação dos padrões das rochas graníticas em um spiderdiagram (Pearce et al. 1984), não é possível distinguir essas rochas de granitos pós ou sin-colisionais, provenientes de uma margem continental ativa do tipo andina (figura 11.19).

Figura 11.18 - Diagramas de elementos traços (Pearce et al. 1984) caracterizando as rochas graníticas como formadas em um ambiente colisional ($\square$) ABP 45 e (Δ) ABP 68).

Figura 11.19 - "Spiderdiagrams" das rochas dos dois corpos graníticos do CCU. Os valores foram normalizados utilizando-se um granito de cadeia oceânica (Ocean Ridge Granite - ORG). Os valores de Ta* foram calculados a partir do Nb.

Para verificar se as rochas graníticas são sin ou pós-colisionais, confeccionou-se o diagrama $Rb/Zr=f(SiO_2)$ (Harris et al. 1985) (figura 11.20). O resultado caracteriza ambos os corpos

graníticos como pós-colisionais a um evento compressional (orogênico).

Figura 11.20 - caracterização das rochas graníticas do CCU como pós-colisionais ((□) ABP 45 e (Δ) ABP 68).

Do ponto de vista da fonte das rochas graníticas, os padrões apresentados por essas rochas, com enriquecimento em K₂O, Rb, Ba, Th e Ce, e empobrecimento em Hf, Zr, Sm, Y, e Yb, associados a uma anomalia negativa de Ta* e Nb, não permitem distinguir entre rochas originadas num manto enriquecido em elementos incompatíveis do tipo E-MORB, e rochas geradas em uma crosta do tipo continental.

Para determinar a profundidade de geração desses granitos confeccionou-se o diagrama $Rb=f(Sr)$ (Condie 1982) (figura 11.21). Como resultado, verifica-se que os granitos de ambos os corpos foram gerados em profundidades superiores a 30 Km, a partir de uma crosta com razão Rb/Sr entre 0,01 e 1.

Figura 11.21 - Diagrama $Rb=f(Sr)$ calculando a profundidade teórica em mais de 30 Km para a geração das rochas graníticas ((□) ABP 45 e (Δ) ABP 68).

Diferentes diagramas discriminantes permitem definir os granitos dos dois corpos estudados do CCU como rochas cálcio-alcalinas tardi a pós-tectônicas. Essa possibilidade é corroborada pelos dados petrográficos que mostram a inexistência de metamorfismos e foliações superimpostas sobre essas rochas.

A comparação das rochas graníticas com as gnáissicas permite verificar grande semelhança química, padrões dos ETR e *spiderdiagrams*. A principal diferença é a época de geração dessas rochas em relação a uma orogênese: as rochas gnáissicas são pré a sintectônicas e as graníticas são tardi a pós-tectônicas.

11.3 - Rocha Riolíticas

Como foi descrito no Capítulo 6, somente dois afloramentos de rochas riolíticas foram detalhados petrograficamente. Os mesmos foram analisados quimicamente para o estudo petrogenético dessas rochas. Todos os dados obtidos encontram-se na tabela 11.1 - Anexo 3.

A localização dos dois corpos riolíticos, no interior do Grupo Itaiacoca, não permite determinar a relação dessas rochas com as rochas graníticas dos dois complexos, Cunhaporanga e Três Córregos, embora geograficamente esses corpos estejam próximos do CCU.

Pela proximidade dos corpos riolíticos com as rochas graníticas do CCU, e a existência de poucas análises químicas nas rochas riolíticas, optou-se por efetuar um estudo geoquímico comparando-se essas rochas.

11.3.1 - Elementos Maiores e Elementos Traços

Os diagramas de variação comparando as rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas (figura 11.1) permitem observar que os riolitos são as rochas mais diferenciadas e estão, de certa forma, dentro do *trend* de evolução das rochas gnáissicas e graníticas. Apesar desse alinhamento, não é possível determinar uma relação genética entre os magmas geradores das rochas riolíticas e graníticas.

A pouca dispersão dos pontos e a sua proximidade do vértice dos álcalis impossibilitaram a confecção do diagrama A F M para as rochas riolíticas. Em contrapartida, o diagrama triangular Na₂O-K₂O-

CaO (Barker & Arth 1979), apesar de apresentar os pontos próximos ao início do trend de evolução, permite definir essas rochas como cálcio-alcálicas (figura 11.22).

Figura 11.22 - caracterização das rochas riolíticas como da série cálcio-alcálica, com alto grau de diferenciação.

Ainda, na tentativa de verificar a relação entre as rochas graníticas do CCU e os riolitos, confeccionaram-se diagramas discriminantes ($Nb=f(Y)$ e $Zr=f(Nb)$), utilizando-se os elementos traços considerados imóveis (figura 11.23).

Figura 11.23 - Diagramas mostrando as rochas riolíticas (*) com razões Nb/Y e Zr/Nb diferentes das apresentadas pelas rochas graníticas do CCU (□) ABP 45 e (Δ) ABP 68).

A diferença entre as razões dos elementos imóveis das rochas graníticas de ambos os corpos graníticos e aquelas das rochas riolíticas não permite interpretar essas rochas como cogenéticas ou

parte de um único processo magmático. A dispersão das razões apresentadas pelas rochas riolíticas pode ser indicativa da existência de fenômenos de contaminação crustal sobre as mesmas.

11.3.2 - Elementos Terras Raras (ETR)

O estudo dos ETR para as rochas riolíticas foi realizado através de três análises: duas referentes ao afloramento das proximidades da vila de Abapã (87/IV/1/85 e ABP 46a), e uma, ao afloramento da Mina da Calpar (ABP 55d).

Os padrões de distribuição dos ETR, mesmo apresentando heterogeneidades, caracterizam um enriquecimento em ETRL e uma leve anomalia negativa de Eu (figura 11.24).

Duas rochas riolíticas de um mesmo afloramento (87/IV/1/85 e ABP 46a) apresentam padrões de ETR diferentes. Essa diferença pode indicar uma mobilidade química nessas rochas durante fenômenos pós-magmáticos e/ou de contaminação crustal.

Figura 11.24 - Padrões de distribuição dos ETR para as rochas riolíticas. Valores normalizados segundo Nakamura (1974).

Os padrões de ETR das rochas riolíticas corroboram os dados obtidos por outros elementos que definem essas rochas como cálcio-alcalinas. A inexistência de anomalias negativas importantes de Eu indica que essas rochas não são de origem crustal.

A comparação entre os padrões de ETR das rochas riolíticas, gnáissicas e graníticas, com enriquecimento em ETRL e fraca ou ausente anomalia negativa de Eu, permite aventar a possibilidade de essas rochas terem sido originadas a partir de fonte com composição similar.

A possibilidade de cogeneticidade entre as rochas gnáissicas, graníticas do CCU, com as riolíticas, descaracterizada através dos elementos traços, pode ser aventada considerando-se os ETR. Essa aparente dubiedade de interpretação pode ser compreendida considerando-se uma possível contaminação, em nível de elementos traços, nas rochas riolíticas.

11.3.3 - Ambiente Tectônico

A caracterização do ambiente tectônico gerador das rochas riolíticas, considerando-se os problemas de contaminação crustal, foi feita através da integração de elementos maiores, traços e terras raras.

Inicialmente, confeccionou-se o diagrama triangular de Harris et al. (1986), que permitiu definir as rochas riolíticas como características de um ambiente de arco vulcânico (VAG) (figura 11.25). Essa possibilidade é compatível com os resultados que definem as rochas como cálcio-alcalinas.

Figura 11.25 - Diagrama Hf-Rb/10-Ta*x3 definindo os riolitos como rochas de arco vulcânico (VAG).

Para determinar a época de geração das rochas riolíticas em relação ao desenvolvimento de um evento orogenético, utilizaram-se

os diagramas de Pearce et al. (1984) (figura 11.26). O posicionamento dos pontos no diagrama $Nb=f(Y)$ define essas rochas como características de VAG ou sin-colisionais, enquanto o diagrama $Rb=f(Y+Nb)$ não permitiu discriminá-las entre essas duas possibilidades.

A localização dos pontos na parte superior do campo que define as rochas VAG, no diagrama $Rb=f(Y+Nb)$, pode estar caracterizando essas rochas como pós-colisionais, segundo Pearce et al. (1984).

Figura 11.26 - Diagramas de elementos traços determinando os riolitos como sin-colisionais, pós-colisionais ou VAG. Em qualquer dos casos, os riolitos (X) apresentam composições similares às dos granitos do CCU ((□) ABP 45 e (Δ) ABP 68).

Através do diagrama $R1=f(R2)$ (Batchelor & Bowden 1985) (figura 11.27) e dos diagramas da figura 11.26, observa-se a semelhança de composição das rochas riolíticas e o corpo granítico ABP 68. Essa semelhança pode ser indicativa de afinidade química entre essas rochas e os granitos do CCU, definidos como pós-colisionais.

O cálculo da profundidade teórica de geração das rochas riolíticas, utilizando-se o diagrama $Rb=f(Sr)$ de Condie (1982), determina uma profundidade próxima de 30Km (figura 11.28). Esse diagrama mostra uma profundidade para a geração das rochas riolíticas inferior à das rochas graníticas e, ao mesmo tempo, uma razão $Rb/Sr = 1$ superior à dos granitos do CCU.

Figura 11.27 - Diagrama (Batchelor & Bowden 1985) comparando as rochas riolíticas (X) aos granitos pós-colisionais do CCU ((□) ABP 45 e (Δ) ABP 68)). Observar a semelhança de composição com as rochas do afloramento ABP 68.

Figura 11.28 - Diagrama comparando a profundidade de geração e a composição das rochas riolíticas (X) e graníticas ((□) ABP 45 e (Δ) ABP 68)).

A existência de profundidades semelhantes de geração das rochas riolíticas, gnáissicas e graníticas corrobora a hipótese aventada, através dos ETR, de essas rochas terem sido originadas a partir de uma mesma fonte.

11.4 - Conclusões

Apesar da quantidade reduzida de análises químicas em cada tipo litológico, tanto no caso das rochas gnáissicas e graníticas como no

das rochas riolíticas, o estudo comparativo realizado permitiu importantes conclusões sobre as rochas formadoras do CCU. Sumarizando, pode-se ressaltar as seguintes:

- a) Os três tipos litológicos caracterizam rochas de composição cálcio-alcálica, formadas em um ambiente de arco vulcânico;
- b) As rochas gnáissicas apresentam características pré a sintectônicas, enquanto as rochas graníticas e riolíticas, tardi a pós;
- d) As características químicas apresentadas pelos três tipos litológicos permitem aventar a possibilidade de terem sido geradas a partir de fonte similar, em profundidades igual ou superior a 30 Km.

12 - COMPLEXO TRÊS CÓRREGOS

No presente capítulo, serão estudadas quimicamente as rochas gnáissicas e graníticas (*sensu stricto*) que constituem o Complexo Três Córregos - CTC.

Como comentado no capítulo anterior, as rochas riolíticas intrudidas na FIT serão comparadas também com as rochas desse Complexo, com o objetivo de verificar a existência de cogeneticidade.

O estudo das rochas graníticas e gnáissicas foi realizado em separado, a fim de melhor caracterizar essas rochas, tendo sido reunidas as interpretações para melhor compreender o CTC. Os resultados geoquímicos das rochas gnáissicas e graníticas estão nas tabelas 12.1 e 12.2 - Anexo 3.

Os resultados químicos dos elementos maiores de todas as rochas foram integrados através de diagramas de variação (figura 12.1). Essa integração visou à determinação da existência de *trends* de evolução entre as rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas, e à verificação da possibilidade de cogeneticidade ou de alguma afinidade química entre essas rochas.

Esses diagramas mostram a variação da composição das rochas gnáissicas e a maior diferenciação das rochas graníticas e riolíticas. Apesar de as rochas riolíticas se apresentarem na parte mais diferenciada de um *trend* de variação, não se pode concluir a existência de afinidade química dessas rochas com os granitos e gnaisses.

12.1 - Rochas Gnáissicas

As rochas gnáissicas estudadas do CTC referem-se aos dois afloramentos de gnaisses, Paina (amostras ABP 58) e Rio Morcego (amostras ELA 25 e ABP 51), descritos nos capítulos anteriores.

Os gnaisses dos dois afloramentos possuem características petrográficas que permitem defini-los como ortoderivados. As similaridades petrográficas e mineralógicas, associadas ao reduzido número de análises químicas por corpo, permitiram um estudo integrado dos resultados.

Figura 12.1 - Diagramas de variação comparando os gnaisses Paina (■) e Rio Morcego (▲) e granitos (□) do CTC com as rochas riolíticas (*).

12.1.1 - Elementos Maiores

Os dois afloramentos de gnaisses do CTC (Paina e Rio Morcego) apresentam, na maioria dos diagramas de variação, um alinhamento dos pontos, apontando para a afinidades geoquímicas entre eles.

Através do diagrama A F M, onde estão plotadas todas as rochas gnáissicas, observa-se uma superposição dos pontos de ambos os afloramentos no campo das rochas cálcio-alcálinas.

Figura 12.2 - Diagrama A F M, caracterizando as rochas gnáissicas do CTC como cálcio-alcálinas. Simbologia igual à da figura anterior. Tol - campo das rochas toleíticas e CA - campo das rochas cálcio-alcálinas.

A composição mineralógica teórica das rochas gnáissicas, através do cálculo da mesonorma, quando plotada nos diagramas de Barker (1979) e Barker e Arth (1976), permite caracterizar essas rochas como de composição trondhjemitica-granítica, baseando-se nas afinidades químicas das séries graníticas (figura 12.3).

Figura 12.3 - Diagrama "a" (Barker & Arth 1976) e "b" (Barker 1979) mostrando as rochas gnáissicas do CTC com um alinhamento característico de uma série trondhjemitica-granítica.

A fim de verificar a relação entre os álcalis dos dois afloramentos de rochas gnáissicas, confeccionou-se o diagrama $K_2O=f(Na_2O)$. Apesar de os gnaisses Rio Morcego apresentarem razões mais elevadas de K_2O/Na_2O , pode-se observar a existência de um *trend* envolvendo os dois afloramentos (figura 12.4).

Figura 12.4 - Diagrama $K_2O=f(Na_2O)$ mostrando as rochas gnáissicas do CTC com razão K_2O/Na_2O inferior à unidade ($K_2O/Na_2O < 1$). Gnaiss Paina (■) e Gnaiss Rio Morcego (▲).

Através dos elementos maiores, as rochas gnáissicas do CTC podem ser caracterizadas como pertencentes à série trondhjemítica-granítica, com uma razão K_2O/Na_2O inferior à unidade.

12.1.2 - Elementos Traços

O estudo das rochas gnáissicas através dos elementos traços objetivou a caracterização do ambiente tectônico responsável pela geração dessas rochas do CTC.

A verificação da cogeneticidade das rochas dos dois afloramentos foi realizada através do estudo do comportamento da razão entre dois elementos incompatíveis. Com esse objetivo, confeccionaram-se os diagramas $Zr=f(Nb)$, $Y=f(Nb)$ e $Zr=f(Y)$ que permitem verificar a razão entre dois elementos considerados imóveis, durante fenômenos de percolação de fluidos (figura 12.5).

Esses diagramas mostram, apesar da dispersão, a afinidade química entre os gnaisses Rio Morcego e Paina. O diagrama de $Zr=f(Y)$ é o que mostra melhor uma possível cogeneticidade, uma vez que a razão Zr/Y apresenta-se constante.

Os processos de fusão parcial, em geral, ocasionam uma variação da razão de dois elementos incompatíveis. Já o fenômeno de

cristalização fracionada não afeta de forma importante essa mesma razão.

Figura 12.5 - Diagramas mostrando que, apesar de dispersão, ambas as rochas gnáissicas possuem razões Zr/Nb , Y/Nb e Zr/Y próximas. Simbologia igual à da figura anterior.

Para melhor compreender os processos magmáticos geradores dos gnaisses dos dois afloramentos, foi confeccionado o diagrama de $Y/Zr=f(Y)$ (figura 12.6). Esse diagrama mostra que, enquanto os gnaisses Rio Morcego sofrem modificações da razão Y/Zr , essa mesma razão permanece constante nos gnaisses Paina.

A disposição dos pontos apresentada pelos gnaisses Paina indica, apesar da dispersão, que um fenômeno de cristalização fracionada foi importante para a formação dessas rochas. Os pontos dos gnaisses Rio Morcego permitem interpretar que a fusão parcial foi o fenômeno preponderante na geração dessas rochas.

O estudo dos dois afloramentos de rochas ortognáissicas, através dos elementos traços, permite verificar a existência de fenômenos diferentes responsáveis pela geração dessas rochas. As evidências de cogeneticidade apontam para o fato de essas rochas serem originárias de uma mesma fonte.

Figura 12.6 - Diagrama mostrando a variação da razão Y/Zr para os gnaisses do CTC: (■) Gnaiss Paina e (▲) Gnaiss Rio Morcego. (CF) cristalização fracionada e (FP) fusão parcial.

12.1.3 - Elementos Terras Raras

As rochas gnáissicas dos dois afloramentos são tratadas em conjunto no estudo dos padrões de distribuição dos ETR. Para a normalização, foram utilizados os valores segundo Nakamura (1974).

As rochas gnáissicas apresentam padrões de distribuição dos ETR similares entre os dois afloramentos: Rio Morcego (ELA 25a e ELA 25c) e Paina (ABP 58b e ABP 58e) (figura 12.7). A diferença principal, e esperada, é que os gnaisses Paina possuem uma maior diferenciação, como evidenciado na figura 12.1, envolvendo, conseqüentemente, os padrões mais homogêneos dos gnaisses do Rio Morcego.

De uma maneira geral, os padrões de distribuição de ETR não permitem caracterizar qualquer distinção entre as rochas gnáissicas dos dois afloramentos, o que é mais um indicativo de cogeneticidade entre essas rochas. Rochas granitóides com enriquecimento ETRL são geralmente interpretadas como cálcio-alcálinas. As fracas anomalias negativas de Eu podem estar evidenciando uma origem mantélica para essas rochas.

12.1.4 - Ambiente Tectônico

No estudo do ambiente tectônico responsável pela geração das rochas gnáissicas ortoderivadas de ambos os complexos, foram utilizados os diferentes elementos químicos de forma integrada.

Figura 12.7 - Padrões de distribuição de ETR das rochas gnáissicas do CTC. Valores normalizados segundo Nakamura (1974).

Para a compreensão dos resultados dos diferentes diagramas discriminantes, é importante verificar a influência da contaminação crustal. A comparação das rochas gnáissicas de ambos os afloramentos permite verificar a existência de *trends* que podem ser considerados normais para rochas não-contaminadas (figuras 12.1, 12.5 e 12.6).

Para a determinação do ambiente tectônico responsável pelo caráter trondhjemitico/granítico dos gnaisses do CTC, utilizaram-se os diagramas de $Nb=f(Y)$ e $Rb=f(Y+Nb)$ (Pearce et al. 1984). Os resultados mostram que os dois gnaisses estão próximos, e dentro do campo de granitos de arco vulcânico (VAG) e/ou sincolisional (figura 12.8a). Já o diagrama de $Rb=f(Y+Nb)$ permite caracterizar, especificamente, essas rochas como VAG (figura 12.8b).

Seguindo na utilização do trabalho de Pearce et al. (1984), foram realizados *spiderdiagrams*, utilizando-se como fator de normalização os valores hipotéticos de um granito de cadeia oceânica (ORG). Os resultados mostram a existência de similaridades de padrões para os diferentes gnaisses, impossibilitando qualquer separação (figura 12.9).

Por comparação com os padrões de diferentes granitos de ambientes tectônicos, pode-se descartar a hipótese de esses gnaisses serem do interior de placas (WPG), ou do tipo VAG de arco de ilha, embora os padrões dos *spiderdiagrams* não permitam separar os

gnaisse dos dois afloramentos entre sin-colisional, pós-colisional ou VAG de margem continental.

Figura 12.8 - Diagramas caracterizando os gnaisses dos dois afloramentos como do tipo VAG (granito de arco vulcânico): (■) Gnaiss Paina e (▲) gnaiss Rio Morcego.

Figura 12.9 - "Spiderdiagram" das rochas gnáissicas do CTC; Gnaiss Rio Morcego (ABP 25a e ABP 25c) e Gnaiss Paina (ABP 58b e ABP 58e).

A característica de VAG - granito de arco vulcânico (*lato sensu*) - é evidenciada para os gnaisses dos dois afloramentos no diagrama triangular que utiliza Rb, Hf e $Ta^*(Nb/16)$ de Harris et al.

(1985) (figura 12.10). Nesse diagrama, observa-se que alguns pontos estão dentro do campo dos OFG - granitóides de fundo oceânico, o que é coerente com a composição trondhjemitica-granítica dessas rochas.

Figura 12.10 - Diagrama utilizando Rb-Hf-Ta* e definindo a maioria dos gnaisses como de arco vulcânico (VAG); alguns estão no campo de rochas de fundo oceânico (OFG). O Ta* utilizado foi calculado a partir do teor analisado de Nb ($Ta^* = Nb/16$).

O diagrama discriminante de Batchelor & Bowden (1985) ($R1(4Si-11(Na+K))-2(Fe+Ti)=f(R2(6Ca+2Mg+Al))$) permite determinar a época de geração de granitos compressionais. As rochas dos dois afloramentos têm como característica comum uma tendência pré-colisional (figura 12.11).

Figura 12.11 - Diagrama das rochas gnáissicas do CTC mostrando uma tendência de serem pré-colisionais: Gnaiss Paina (■); Gnaiss Rio Morcego (▲).

A profundidade teórica de geração dos ortognaisses dos dois afloramentos foi estimada através do diagrama $Rb=f(Sr)$, de Condie (1982) (figura 12.12). Esse diagrama, que utiliza a razão Rb/Sr , definiu essas rochas como geradas a profundidades superiores a 30Km.

Figura 12.12 - Razão Rb/Sr permitindo estimar a profundidade de geração das rochas gnáissicas em mais de 30 Km: Gnaiss Paina (■); Gnaiss Rio Morcego (▲).

Os diagramas discriminantes confeccionados para os gnaisses do CTC mostram que essas rochas possuem protólitos, geração e evolução semelhantes, e que foram geradas durante um processo compressional em um ambiente de arco vulcânico (VAG).

12.2 - Rochas Graníticas

Neste item, foram estudadas as rochas graníticas (*sensu stricto*) pertencentes ao CTC. Devido à pequena quantidade de rochas analisadas quimicamente, aliada à homogeneidade petrográfica dos afloramentos estudados, fez-se necessária uma interpretação em conjunto dos resultados.

Conforme explicado no Capítulo 8, dois afloramentos foram amostrados detalhadamente (ABP 42 e ABP 43), priorizando-se as rochas com composições mineralógicas distintas (tabela 12.2 - Anexo 3).

12.2.1 - Elementos Maiores e Traços

Comparando-se as rochas graníticas com as gnáissicas e riolíticas, através dos diagramas de variação, conclui-se pela inserção das primeiras no trend de evolução das rochas gnáissicas (figura 12.1). Esses diagramas evidenciam, também, a homogeneidade composicional das rochas graníticas.

No diagrama A F M, os granitos mostram uma tendência de evolução compatível com a de rochas cálcio-alcálinas (figura 12.13).

Figura 12.13 - Diagrama A F M definindo uma afinidade cálcio-alcalina para as rochas graníticas do CTC.

Nos diagramas de Barker & Arth (1976) e Barker (1979), as amostras analisadas mostram uma composição de rochas graníticas (*sensu stricto*) do tipo cálcio-alcalina (figura 12.14). A dispersão dos pontos não permite a identificação de um trend de evolução.

Figura 12.14 - Diagramas definindo os granitos do CTC como cálcio-alcalinos.

O diagrama $Na_2O=f(K_2O)$ permite determinar uma razão K_2O/Na_2O próxima à unidade para esses granitos (figura 12.15). Essa similaridade pode ser indicativa da cogeneticidade dessas rochas.

A cogeneticidade entre os granitos do CTC foi verificada através da determinação do comportamento das razões de diferentes elementos (figura 11.16). Os elementos utilizados nessa determinação (Nb, Y, Zr) são os contaminantes principais, que normalmente estão presentes nos materiais crustais.

Figura 12.15 - Diagrama mostrando uma razão K2O/Na2O semelhante para as rochas graníticas.

Figura 12.16 - Diagramas mostrando o comportamento das razões Zr/Nb e Nb/Y das rochas graníticas do CTC. Apesar de uma dispersão incipiente dos pontos, pode-se admitir essas rochas como cogenéticas.

A disposição dos pontos nesses diagramas permite admitir essas rochas como cogenéticas, e a possibilidade de um processo similar à cristalização fracionada, como fenômeno preponderante na formação dessas rochas.

12.2.2 - Elementos Terras Raras (ETR)

O estudo dos ETR das rochas graníticas do CTC foi realizado através de quatro análises nos dois afloramentos estudados. Os valores foram normalizados segundo Nakamura (1974).

Os dois afloramentos mostram similaridades entre os padrões de distribuição de ETR, com enriquecimento em ETRL e sem anomalias de Eu (figura 12.17). Esses padrões permitem interpretar essas rochas graníticas como provenientes de uma crosta profunda ou de um manto provavelmente enriquecido do tipo E-MORB. Essas características são similares às de rochas graníticas cálcio-alcálinas.

Figura 12.17 - Padrões de distribuição dos ETR dos dois afloramentos de rochas graníticas estudados do CTC. Valores normalizados segundo Nakamura (1974).

12.2.3 - Ambiente Tectônico

Para o estudo do ambiente tectônico responsável pela geração dos granitos, foram utilizados, de forma integrada, os diferentes elementos químicos. Apesar de a dispersão dos pontos em certos diagramas indicar uma possível existência de contaminação em algumas amostras, não foi considerada essa possibilidade na construção dos diagramas discriminantes de ambiente tectônicos.

O diagrama triangular Hf-Rb/10-Ta*x3 (Harris et al. 1985) permite determinar o ambiente tectônico responsável pela geração de rochas granitóides. Nesse diagrama, as rochas graníticas podem ser definidas como características de ambientes compressoriais, especificamente de arco vulcânico (VAG) (figura 12.18).

Na tentativa de melhor caracterizar essas rochas graníticas, foram utilizados os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos

de Pearce et al. (1984). Os diagramas de $Rb=f(Y+Nb)$ e $Nb=f(Y)$ (figura 12.19) caracterizam essas rochas como de arco vulcânico (VAG), provavelmente sin-colisionais (sin-ColG). A posição dos pontos no diagrama $Rb=f(Y+Nb)$ é característica também de granitos pós-colisionais.

Figura 12.18 - Diagrama mostrando as rochas graníticas do CTC como de arco vulcânico (VAG).

Figura 12.19 - Diagramas de elementos traços caracterizando as rochas graníticas como formadas em um ambiente colisional.

Os diagramas de Pearce et al. (1984) não permitiram definir se os granitos do CTC são VAG, sin-colisionais ou pós-colisionais. A fim de verificar em qual dessas possibilidades se encontram essas rochas graníticas, confeccionou-se o diagrama $Rb/Zr=f(SiO_2)$ de

Harris et al. (1985), (figura 12.20). Segundo o resultado, essas rochas são pós-colisionais.

Figura 12.20 - Diagrama definindo os granitos do CTC como pós-colisionais.

Os padrões apresentados por esses granitos em um *spiderdiagram* (Pearce et al. 1984) não permitem a distinção entre granitos pós ou sin-colisionais, mas possibilitam interpretá-los como provenientes de uma margem continental ativa do tipo andina (figura 12.21).

Figura 12.21 - "Spiderdiagrams" (Pearce et al. 1984) das rochas graníticas do CTC. Os valores foram normalizados utilizando-se um granito de cadeia oceânica (ORG). Os valores de Ta* foram calculados a partir do Nb.

Os padrões dessas rochas, com enriquecimento em K2O, Rb, Ba, Th e Ce, e empobrecimento em Hf, Zr, Sm, Y, e Yb, associados à anomalia

negativa de Ta* e Nb, não permitem distinguir entre rochas originadas de um manto enriquecido em elementos incompatíveis do tipo E-MORB e rochas contaminadas por uma crosta do tipo continental.

Para determinar a profundidade de geração desses granitos, confeccionou-se o diagrama $Rb=f(Sr)$ (Condie 1982). Como resultado, verifica-se que essas rochas foram geradas em profundidades superiores a 30 Km, a partir de uma crosta com razão Rb/Sr entre 0,1 e 1 (figura 12.22).

Figura 12.22 - Diagrama $Rb=f(Sr)$ definindo uma profundidade de mais de 30 Km para a geração das rochas graníticas.

Os resultados obtidos definem as rochas graníticas do CTC como cálcio-alcálinas formadas em um ambiente compressional, com características de tardi a pós-colisionais. O padrão de distribuição em ETR, sem anomalia negativa de Eu, associado à profundidade de mais de 30 km para a formação dessas rochas, permite inferir que a sua fonte não possuía feldspato.

A comparação entre os resultados obtidos para as rochas gnáissicas e os das rochas graníticas do CTC permite verificar as semelhanças dos padrões de ETR e enriquecimento em elementos incompatíveis. A diferença importante está na época de geração dessas rochas, pois enquanto as rochas gnáissicas são pré a sintectônicas, as graníticas são tardi a pós-orogênicas.

Esses resultados permitem admitir que as rochas gnáissicas e as graníticas foram geradas a partir de uma fonte (protólito) com composição similar, mas em épocas diferentes, em relação a uma orogênese.

12.3 - Rochas Riolíticas

As rochas riolíticas descritas no interior da FIT, que se encontram intrudidas nos mármores da Formação Bairro dos Campos, foram comparadas com as rochas gnáissicas e graníticas do CCU. De forma análoga, essas rochas serão comparadas com os granitos do CTC. As características químicas das rochas riolíticas, descritas no Capítulo 11, não serão repetidas no presente capítulo, mas serão utilizadas nas discussões e interpretações.

Os diagramas de variação que englobam as rochas gnáissicas, graníticas do CTC e as riolíticas mostram que, apesar de essas últimas rochas estarem, *grosso modo*, dentro de um trend de evolução, não é possível definir a existência de cogeneticidade (ver figura 12.1).

As rochas riolíticas foram definidas como cálcio-alcalinas com características pós-colisionais. O padrão de distribuição de ETR, comparativamente às rochas graníticas do CTC, mostra similaridades, como o enriquecimento em ETRL, e diferenças, como uma fraca anomalia negativa de Eu.

A fim de verificar relações entre as rochas graníticas do CTC e as riolíticas, utilizaram-se os elementos traços através dos diagramas $Nb=f(Y)$ e $Zr=f(Nb)$ (figura 12.23). A diferença entre as razões desses elementos não permite interpretar essas rochas como cogenéticas, ou como fazendo parte de um único processo magmático, mesmo admitindo-se um processo de contaminação.

Figura 12.23 - Diagramas mostrando razões diferentes entre as rochas graníticas do CTC (■) e as rochas riolíticas (×). Invalidando a possibilidade de cogeneticidade entre essas rochas.

A comparação das rochas graníticas do CTC com os riolitos foi feita também com base nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico (Pearce et al. 1984). Os resultados mostram as rochas riolíticas e graníticas com composições similares, permitindo admitir a existência de alguma afinidade química (figura 12.24).

Figura 12.24 - Diagramas (Pearce et al. 1984) comparando as características químicas dos granitos do CTC (■) e os riolitos (X).

A utilização de diferentes diagramas geoquímicos, comparando-se as rochas graníticas do CTC e as riolíticas, permite verificar a existência de algumas similaridades químicas entre essas rochas e, ao mesmo tempo, de importantes diferenças, que não possibilitam interpretar as rochas riolíticas como cogenéticas às rochas graníticas estudadas do CTC.

12.4 - Conclusão

O estudo geoquímico das rochas gnáissicas e graníticas do CTC e das rochas riolíticas permitiu as seguintes conclusões sobre a geração e o ambiente tectônico dessas rochas:

- As rochas gnáissicas e graníticas são cálcio-alcalinas, formadas em um ambiente de arco vulcânico a uma profundidade superior a 30 Km;
- Os gnaisses apresentam uma composição trondhjemitica-granítica e características de serem pré a sin-tectônicos;

- c) As rochas graníticas possuem características de serem tardi a pós-tectônicas;
- d) As rochas gnáissicas e graníticas mostram evidências de serem geradas a partir de uma fonte com composição similar;
- e) As rochas riolíticas apresentam maior afinidade geoquímica com as rochas graníticas do CCU.

Quarta Parte

Geologia Isotópica e Geocronologia

A Quarta Parte deste trabalho visa à determinação da época de sedimentação das diferentes formações do Grupo Itaiacoca, através do estudo geocronológico das rochas magmáticas associadas. Procura também caracterizar as épocas de formação das rochas granitóides cálcio-alcalinas, constituintes dos dois complexos graníticos.

Embora a metodologia analítica utilizada nos dois laboratórios geocronológicos, GEOCRON/USP e Clermont-Ferrand seja apresentada no Anexo I, será descrita a seguir a metodologia utilizada para o cálculo das idades geocronológicas.

As metodologias utilizadas, K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd, U-Pb em zircão, apresentam respostas diferentes para um mesmo fenômeno geológico, devido ao fato de os vários isótopos estarem associados a elementos com afinidades geoquímicas distintas. A integração dessas metodologias possibilita a determinação das épocas dos diferentes eventos tectono-termais (orogêneses) e "conhecer" a história geológica e dos processos geradores de uma rocha magmática.

A comparação dos resultados isotópicos com os resultados geoquímicos e petrográficos permite determinar a composição da fonte a partir da qual o magmatismo se originou. O estudo isotópico de rochas vulcânicas modernas possibilitou a determinação da relação existente entre os isótopos de Sr, Pb e Nd e os diferentes ambientes tectônicos.

No estudo isotópico das rochas magmáticas da FIT, foram utilizados os isótopos de Sr, Pb e Nd na caracterização das idades e como indicadores dos processos geológicos, das fontes do magmatismo e das condições tectônicas existentes durante a geração dessas rochas.

Os diagramas isocrônicos, pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd, foram interpretados através da metodologia de Provost (1990), que, comparativamente à metodologia utilizada pela GEOCRON/USP, apresenta como a principal diferença o maior erro da idade.

Na metodologia de Provost (1990), o erro da idade é calculado com o desvio padrão de mais ou menos um sigma ($\pm 1\sigma$), o que representa um intervalo de confiança de 68%. A GEOCRON/USP utiliza, preferencialmente, os modelos de York 2 e Williamson (Kawashita et al 1990), que fornecem os erros das idades isocrônicas, utilizando um desvio padrão de mais ou menos dois sigma ($\pm 2\sigma$), que constitui um intervalo de confiança de 95%.

Os erros das idades dos modelos de York 2 e Williamson (Kawashita et al 1990) são subestimados. O cálculo do erro das idades com um intervalo de confiança menor (Provost 1990) permite verificar e avaliar a determinação de uma idade muito precisa quando os resultados analíticos são precisos, mas o alinhamento dos pontos não é bom.

Para melhor compreender os resultados utilizando-se os diferentes intervalos de confiança no cálculo do erro das idades, será mostrado um exemplo comparando-se as metodologias de cálculo de resultado isocrônico (quadro 1).

Metodologia	Kawashita et al. (1990)	Provost (1990)
Inclinação da reta	0,032	0,032
Erro	0,0012	0,0017
Interceptação da reta (Razão Inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	0,70707	0,7071
Erro	0,00107	0,0016
M S W D	2,127	2,13
Idade calculada (M.a.)	2.220	2.220
Erro (M.a.)	80	115

Quadro 1 - Comparação dos resultados isocrônicos entre duas metodologias de cálculo de idade.

Nesse quadro, observa-se que, apesar de a razão inicial, idade e M.S.W.D. serem as mesmas para as duas metodologias, o erro da idade calculada é superior a 30%, nesse exemplo, através da metodologia de Provost (1990).

O método Pb-Pb é baseado em determinação de diferentes razões isotópicas ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), e, dependendo da quantidade de chumbo na amostra, o erro experimental pode ser grande. Em um diagrama isocrônico Pb-Pb, as idades são determinadas através da inclinação da concórdia, e os erros dessas idades são geralmente altos, pois decorrem da correlação entre duas determinações analíticas que já possuíam um erro experimental.

Para este trabalho, tanto a determinação da idade quanto de seu erro em um diagrama isocrônico Pb-Pb foi realizada através do

programa ISOMOD.Pb, utilizado pela Universidade Blaise Pascal. Esse programa calcula o U.S.D (*Undimensional Standart Deviation*) que, relativamente ao M.S.W.D., apresenta a relação: $USD = \sqrt{MSWD}$. Os erros das idades isocrônicas foram calculados utilizando-se um desvio padrão de dois sigma ($\pm 2\sigma$), o que representa um intervalo de confiança de 95%.

13 - FORMAÇÃO ABAPÃ

Para a determinação da época de sedimentação da Formação Abapã e, conseqüentemente do Grupo Itaiacoca, realizou-se um estudo isotópico das rochas metavulcânicas que se encontram intercaladas às rochas metassedimentares.

A geoquímica isotópica das rochas metavulcânicas foi estudada para determinar a idade do vulcanismo e a influência dos fenômenos sin e pós-magmáticos sobre essas rochas. Como metodologia, foi utilizada a comparação dos resultados isotópicos com os resultados geoquímicos e petrográficos descritos nos capítulos anteriores.

As rochas metavulcânicas foram analisadas pelos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd, tanto em rocha total como em minerais. O estudo dos dois principais tipos de rochas metavulcânicas, as foliadas (MVF) e as não foliadas (MVN), foi realizado independentemente, sendo posteriormente integrado, objetivando a compreensão da Formação Abapã.

A percolação de fluidos é um dos fenômenos responsáveis pelo desequilíbrio químico e isotópico. As rochas metavulcânicas, como discutido no Capítulo 8, apresentam evidências de mobilidade química em nível de elementos maiores, embora a mobilidade dos elementos traços e terras raras não tenha sido muito importante.

No estudo isotópico das metavulcânicas, a dificuldade inicial foi a obtenção de amostras não alteradas, principalmente para as MVF, e a seleção de amostras com quantidades menores de varíolas, em ambos os tipos de metavulcânicas.

Com o objetivo de estudar detalhadamente essas rochas do ponto de vista isotópico, foram coletadas e analisadas amostras dos principais tipos de metavulcânicas definidas para a Formação Abapã. A metodologia de coleta permitiu a confecção de análises isotópicas de afloramentos que apresentam intercalações de MVF e MVN (pontos ABP 70 e ABP 71 e pontos ABP 65 e ABP 67), e a comparação dessas rochas com as amostradas em diversos afloramentos coletados na região de ocorrência da formação.

Os resultados radiométricos das metavulcânicas encontram-se nas tabelas 13.1 e 13.2 - Anexo 2.

13.1 - Método Pb-Pb

Pelo método Pb-Pb, foram realizadas quatorze análises em rocha total, sendo dez amostras de MVN e quatro amostras de MVF. Analisaram-se, também, duas amostras de feldspato potássico (microclínio) que se encontram no interior das vesículas das MVN (Tabela 13.1 - Anexo 2).

As similaridades químicas entre os dois tipos de rochas metavulcânicas (Capítulo 8) mostram que se trata de rochas cogenéticas, o que permitiu o tratamento conjunto dos resultados isotópicos dessas rochas.

O diagrama isocrônico Pb-Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$), reunindo todas as rochas metavulcânicas da Formação Abapã, possibilita traçar uma "reta" que define um resultado de 1.581 ± 100 M.a. (figura 13.1). Nesse diagrama com quatorze análises, observa-se que a maioria das MVF e MVN está reunida e que duas amostras (ABP 8c e ABP 13a) apresentam-se distanciadas.

Figura 13.1 - Diagrama Pb-Pb reunindo todas as metavulcânicas: MVF (■) e MVN (□).

As características petrográficas das duas rochas que se encontram distantes da maioria (ABP 8c e ABP 13a) permitem compreender o porquê dessa diferença de composição isotópica em relação à maioria das rochas metavulcânicas. Ambas as rochas possuem texturas e/ou composições mineralógicas diferentes do padrão apresentado pelas rochas MVN e MVF. A rocha ABP 13a é uma MVN sã constituída essencialmente (95%) por feldspato potássico (sanidina),

sem varíola ou vidro vulcânico e com uma textura fanerítica. A rocha ABP 8c é uma MVF com elevadas proporções de varíolas, constituída essencialmente por biotita e clorita, que definem uma xistosidade marcante. As características petrográficas diferentes, em relação à maioria dessas duas rochas explicam, as diferenças de composição isotópica.

O estudo das rochas metavulcânicas pelo método Pb-Pb pode ser realizado considerando-se duas possibilidades:

- a) As rochas ABP 8c e ABP 13a, como possuidoras de desequilíbrio isotópico, conseqüentemente não seriam consideradas nos cálculos de idade;
- b) O descarte da MVF 8c, por ser constituída essencialmente por minerais metamórficos, e a consideração da MVN 13a, por apresentar uma textura magmática reliquiar, com fraca evidência de metamorfismo superimposto.

No caso "a", considerando-se as rochas ABP 8c e ABP 13a como possuidoras de desequilíbrio isotópico, o diagrama isocrônico Pb-Pb reunindo todas as outras metavulcânicas define um resultado de 1.706 ± 319 M.a. com um μ de 8,16 (figura 13.2). É interessante ressaltar que, apesar do elevado erro da idade (± 319 M.a.), a isócrona apresenta um U.S.D. baixo (0,523), o que equivale a um M.S.W.D. de 0,2735.

Figura 13.2 - Diagrama isocrônico Pb-Pb reunindo as MVN ($\square$) e MVF ($\blacksquare$), com exceção das amostras ABP 8c e ABP 13a.

Um diagrama isocrônico Pb-Pb, considerando-se apenas as MVN, define um resultado de 1.188 M.a. A reunião das MVF, com exceção da

amostra 8c, em um diagrama isocrônico Pb-Pb define um resultado de 1.343 M.a.

Sintetizando, verifica-se que as MVN apresentam um resultado próximo a ± 1.188 M.a., e a maioria das MVF, um resultado em torno de ± 1.300 M.a.

A determinação da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial de rochas cogenéticas, através de um diagrama ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = f(^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$), permite, utilizando-se a evolução dessa razão no tempo geológico (Schonfeld 1974), determinar a idade do processo responsável pela modificação da razão U/Pb. Essa razão é consequência de processos magmáticos, mantélicos ou crustais, tais como fusão parcial e cristalização fracionada.

A determinação da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial das metavulcânicas, sem considerar as mostras ABP 8c e ABP 13a, define uma razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial de 0,103. Utilizando-se os cálculos de Schonfeld (1974), a razão inicial determinada caracteriza um resultado de 1.690 ± 100 M.a. Reunindo-se todas as rochas metavulcânicas, a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial encontrada define um resultado de 1.274 M.a. (figura 13.3).

Figura 13.3 - Diagrama determinando a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial das rochas metavulcânicas: MVF (■) e MVN (□) e feldspato potássico (Δ).

Na tentativa de determinar a época de formação dos feldspatos potássicos existentes nas variólas, realizaram-se duas análises em minerais de rochas MVN (42/II/86 e ABP 67f). Nos diagramas

isocrônicos Pb-Pb, pode-se observar que os dois pontos de feldspato potássico encontram-se alinhados aos pontos de rocha total, que definem os resultados em torno de 1.250 M.a. M.a. (figuras 13.3 e 13.4).

Figura 13.4 - Razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das MVN ($\square$), MVF ($\blacksquare$) e feldspatos potássicos (Δ), em relação às curvas de evolução das razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. "Cs" (Crosta Superior), "Or" (Crosta orogênica) e "M" (Manto) (Zartman & Doe 1981) e "S&K" (Stacey & Kramers 1975).

Os resultados Pb-Pb, em rocha total e minerais, apesar de apresentarem elevados erros, possibilitam definir "idades" que variam entre 1900 e 1200 M.a., e valores para o μ geralmente baixos, variando entre 8,12 e 8,18.

A fim de compreender os valores baixos de μ obtidos para as rochas metavulcânicas, confeccionou-se um diagrama mostrando a evolução das razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no tempo geológico, comparativamente a diferentes materiais terrestres (Stacey & Kramers 1975, Zartman & Doe 1981) (figura 13.4). O posicionamento dos pontos próximo à curva de evolução de Stacey & Kramers (1975) define, para essas rochas, uma evolução a partir de um reservatório com composição isotópica distinta de um manto empobrecido (DM) e compatível com a de um manto enriquecido em Pb. Um manto enriquecido em Pb como fonte das rochas metavulcânicas está coerente com os resultados geoquímicos, que

definem um manto do tipo subcontinental como fonte desse magmatismo (E-MORB).

A integração de duas metodologias distintas pelo método Pb-Pb, reunindo as rochas metavulcânicas, caracterizou dois importantes intervalos de idade: um mais antigo entre 2.100 M.a. e 1.700 M.a., e outro, mais jovem, de 1.250 ± 100 M.a., sendo que, em ambos os intervalos, os valores de μ são baixos, entre 8,12 e 8,18. Para esses intervalos de idade, pode-se aventar as seguintes hipóteses:

- a) O intervalo entre 2.100 M.a. e 1.700 M.a. como a época de formação das rochas metavulcânicas. Como consequência, o intervalo de 1.250 ± 100 M.a. pode estar caracterizando a idade de algum fenômeno que ocasionou a homogeneização isotópica parcial nessas rochas;
- b) O intervalo de 1.250 ± 100 M.a. como a idade de formação das rochas metavulcânicas. Nesse caso, o intervalo entre 2.100 M.a. e 1.700 M.a. pode ser interpretado como a idade da fonte dessas rochas e compreendido como herança isotópica.

Os resultados obtidos através do método Pb-Pb em rocha total são discutíveis, pois dependem da compreensão do fenômeno responsável pela geração/transformação das rochas, se este foi capaz de redistribuir ou não o urânio e/ou chumbo. As características químicas das rochas metavulcânicas, por serem lamproítos, com teores elevados de K₂O e elementos incompatíveis são consequência de fenômeno magmático. No caso específico dessas rochas, o fenômeno magmático (fusão parcial) foi de intensidade muito superior ao do metamorfismo (fácies xisto verde, zona da clorita/biotita). Portanto, o fenômeno magmático para o autor é o mais provável de ter sido o responsável pelas idades encontradas em torno de 1.250 ± 100 M.a.

13.2 - Método Rb-Sr

O estudo radiométrico das rochas metavulcânicas, utilizando-se o método Rb-Sr, foi realizado considerando-se os resultados geoquímicos. Devido às afinidades geoquímicas entre o K₂O e o Rb, e o CaO e o Sr, verificou-se a possível influência da mobilidade desses elementos sobre os resultados radiométricos.

A primeira observação importante através da geoquímica, para essas rochas metavulcânicas, foi a grande variação do teor de K_2O (de 7% para 14%), SiO_2 , TiO_2 e Zr , em relação ao teor de $H_2O+(PF)$, em ambos os tipos de metavulcânicas. A existência de variação de Rb e Sr , em relação ao teor de $H_2O+(PF)$ mostra, possivelmente, um desequilíbrio isotópico (figura 13.5).

Esses diagramas mostram que, associado a um aumento de $H_2O+(PF)$ nas MVF, ocorre um aumento do teor de Rb e uma diminuição do teor de Sr , modificando de forma importante a razão Rb/Sr . Já as MVN possuem menor quantidade de fluidos e apresentam também uma variação menor da razão Rb/Sr .

Figura 13.5 - Diagramas mostrando a variação do Rb , Sr e da razão Rb/Sr com o aumento do teor de $H_2O+(PF)$. As MVF (■) apresentam maior dispersão em relação às MVN (□). Conseqüentemente, podem apresentar maior desequilíbrio isotópico.

A fim de verificar se a mobilidade do Rb e do Sr ocasionou desequilíbrio isotópico nas rochas metavulcânicas, confeccionou-se

um diagrama isocrônico Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$), considerando-se em conjunto todos os resultados (figura 13.6). Esse diagrama permite verificar que, embora exista um certo alinhamento da maioria dos pontos, alguns, relacionados às MVF, apresentam uma grande dispersão (ABP 65b, 65f, 71b, 71c e 71d).

Figura 13.6 - Diagrama isocrônico Rb-Sr englobando todas as rochas MVF (■) e MVN (□), permitindo caracterizar as rochas que apresentam importantes disequilíbrios isotópicos (ABP 65b, 65f, 71b, 71c e 71d).

A comparação desse diagrama com o anterior (figura 13.5) permite verificar que as rochas mais ricas em H_2O^+ são também as que apresentam os maiores disequilíbrios, o que indica que a entrada de fluidos nas MVF foi um importante agente causador de disequilíbrio isotópico.

O diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas MVF, retirando os pontos com disequilíbrio isotópico, define um resultado de 1.086 ± 147 M.a., com uma razão inicial (RI) de 0.7089 (figura 13.7a).

Para as rochas MVN, o diagrama isocrônico Rb-Sr, que não considera as amostras do afloramento ABP 13, define um resultado de 1.382 ± 47 M.a. e uma RI de 0,71560 (figura 13.7b).

Os resultados isocrônicos para os dois tipos de rochas metavulcânicas não possuem significado geológico, pois, apesar do grande número de análises realizadas, apresentam elevados M.S.W.D., definindo os resultados como errócronas. A impossibilidade de compreender a intensidade do disequilíbrio isotópico, associado à

entrada de fluidos (H_2O+), torna difícil a interpretação dos resultados obtidos pelo método Rb-Sr, para essas rochas.

Figura 13.7 - Diagramas isocrônicos Rb-Sr dos dois tipos de rochas: (a) MVF e (b) MVN.

13.3 - Método Sm-Nd

Por esse método, foram realizadas sete análises em rocha total, sendo cinco amostras de MVN e duas de MVF (tabelas 13.1 e 13.2 - Anexo 2).

Com o objetivo de verificar se o aumento do teor de $H_2O+(PF)$ influenciou os teores de Sm e Nd e, conseqüentemente, as razões isotópicas, confeccionou-se o gráfico $Sm/Nd=f(H_2O+)$ para as rochas que possuíam análise química completa (figura 13.8).

Figura 13.8 - Variação da razão Sm/Nd em relação ao teor de H₂O⁺(PF), em ambos os tipos de rochas metavulcânicas; (MVF (■) e MVN (□)).

Os resultados mostram que a variação da razão Sm/Nd das MVN e MVF independem do teor de H₂O⁺(PF). O padrão similar de distribuição de ETR apresentado pelos dois tipos de rochas metavulcânicas, aliado a esse resultado, permite concluir que os fenômenos metamórficos responsáveis pelo aumento de H₂O⁺ nas rochas MVF não alteraram os teores de ETR.

Para o estudo dos resultados pelo método Sm-Nd, confeccionou-se uma tabela geral, na qual foi possível verificar as várias informações fornecidas por essa metodologia (tabela 13.3).

Amostra	ABP 67 B	ABP 67 D	ABP 70 C	ABP 70 E	ABP 13 A	ABP 71 B	78/II
	MVN	MVN	MVN	MVN	MVN	MVF	MVF
Sm (ppm)	11,36	17,87	17,07	15,93	15,85	17,83	17,45
Nd (ppm)	58,82	99,07	95,59	90,95	108,73	106,90	95,84
CI Nd	0,511279	0,511225	0,511216	0,511199	0,511106	0,511088	0,51114
147Sm/144Nd	0,1167	0,1090	0,1079	0,1059	0,0881	0,1008	0,1101
(143Nd/144Nd) t=1,1	0,510436	0,510438	0,510437	0,510435	0,510470	0,510360	0,510345
(143Nd/144Nd) t=1,8	0,509897	0,509934	0,509938	0,509945	0,510063	0,509894	0,509837
Σ chur = atual	-26,51	-27,56	-27,74	-28,07	-29,88	-30,24	-29,22
Σ chur = 1,1	-15,29	-15,26	-15,28	-15,32	-14,63	-16,78	-17,07
Σ chur = 1,8	-8,08	-7,35	-7,27	-7,12	-4,82	-8,13	-9,25
T (CHUR) M.a.	2.580	2.450	2.430	2.400	2.140	2.450	2.620
T (DM) M.a.	2.640	2.540	2.520	2.500	2.280	2.540	2.670

Tabela 13.3 - Resultados analíticos pelo método Sm-Nd de todas as rochas metavulcânicas.

Essa tabela mostra as rochas metavulcânicas com valores negativos de Epsilon Nd desde 1.800 M.a., possuindo, na atualidade, valores entre -26 e -30. As idades T(DM) permitem interpretar como sendo ± 2.500 M.a. a idade provável de formação do manto, a partir da diferenciação de um manto primordial, que posteriormente teria servido como fonte para esse magmatismo.

Os resultados isotópicos permitiram a confecção de um diagrama isocrônico Sm-Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$) em rocha total para as rochas metavulcânicas, apesar da pequena dispersão da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (figura 13.9). A interpretação desse diagrama, considerando-se apenas as MVN, define um resultado de 909 M.a. (RI = 0,510576) e, excluindo a amostra ABP 13a, um resultado de 1.110 M.a. (RI = 0,51043).

As duas amostras de MVF possuem um alinhamento que, aparentemente, é subparalelo às isócronas obtidas para as MVN (figura 13.9). O que pode estar indicando que, apesar de possuírem razões isotópicas diferentes, o resultado de ± 1.000 M.a. pode ser significativo também para as MVF.

Figura 13.9 - Diagrama isocrônico Sm-Nd em rocha total, englobando as rochas MVF (■) e MVN (□). Os resultados consideram somente as MVN.

Entre as duas idades isocrônicas obtidas para as rochas MVN, a idade de 1.110 M.a. é a que pode ter algum significado geológico, uma vez que a rocha ABP 13a, responsável pela idade de 909 M.a., possui problemas de homogeneização isotópica nos outros métodos radiométricos (Rb-Sr e Pb-Pb), e idades T(CHUR) e T(DM) mais baixas que a média (tabela 13.3).

A idade encontrada pelo método Sm-Nd para as rochas MVN deve ser interpretada comparando-se os resultados T(DM) e T(CHUR) com os

dados geoquímicos (Capítulo 8). Em nível de rocha total, os processos geológicos que permitem a separação química de dois ETR, com afinidades geoquímicas, são a cristalização fracionada e a fusão parcial. Desse modo, o resultado de 1.100 M.a. pode estar caracterizando a época em que fenômenos magmáticos (cristalização fracionada e/ou fusão parcial) geraram as rochas metavulcânicas da Formação Abapã.

A comparação com os resultados obtidos pelos outros métodos radiométricos mostra um intervalo de idade em torno de 1.100 e 1.250 M.a. (Mesoproterozóico), importante para a compreensão das rochas metavulcânicas. Apesar de esse intervalo ter ocasionado homogeneizações isotópicas, não é possível determinar se a causa foi um fenômeno sin e/ou pós-magmático.

Outro período importante para a compreensão das rochas metavulcânicas é o Paleoproterozóico, uma vez que os métodos Pb-Pb e Sm-Nd apresentam evidências da existência de fenômenos responsáveis por desequilíbrios e homogeneizações isotópicas nessa época.

13.4 - Geoquímica Isotópica

O estudo das rochas metavulcânicas lamproíticas através da geoquímica isotópica foi realizado integrando-se os diferentes isótopos, e objetivou a compreensão do protólito a partir do qual essas rochas se originaram e do ambiente tectônico da Formação Abapã.

Na comparação dos isótopos de Sr com os de Pb e Nd, utilizaram-se as amostras que apresentaram as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixas ($<0,7025$), de ambos os tipos de metavulcânicas, uma vez que o aumento de H_2O^+ (PF) causou o aumento no teor dessa razão (item 13.2).

O estudo dos isótopos de Pb mostra que a evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, nas rochas metavulcânicas, ocorreu em dois estágios, a partir de um protólito com composição similar à média terrestre (figura 13.4). Portanto, o método Pb-Pb define as metavulcânicas como rochas geradas a partir de um protólito, com composição de manto diferenciado ou crosta inferior.

A comparação das razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, das rochas metavulcânicas, com as razões do MORB, OIB e de diferentes rochas potássicas, mostra que as metavulcânicas possuem razões superiores ao OIB e distintas do MORB (figura 13.10). O campo

definido pelas rochas metavulcânicas se sobrepõe aos campos dos kimberlitos e leucititos, e está próximo dos lamproítos de Murcia-Almeria, Espanha.

Figura 13.10 - Comparação dos campos das rochas metavulcânicas com os campos do MORB, OIB e de diferentes rochas vulcânicas potássicas. Figura modificada a partir de Wilson (1989).

Para integração dos isótopos de Nd e Sr, através de um diagrama Epsilon Nd=f($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), é necessário determinar a idade de geração das rochas. Na tentativa de fazer essa integração para as rochas metavulcânicas, utilizaram-se os resultados obtidos pelos métodos Pb-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd, tendo sido admitidas duas idades: 1.800 M.a. e 1.100 M.a.. Como consequência, os isótopos de Sr e Nd apresentam as seguintes características:

- a) Para a idade de 1.800 M.a.: o cálculo do Epsilon Nd($\sum\text{Nd}$), nessa idade, está entre -9,3 e -7,1, sem considerar a amostra ABP 13a, enquanto as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ficam

abaixo do limite de 0.700, com exceção da amostra ABP 70e (0,708);

- b) Para a idade de 1.100 M.a.: o cálculo do Epsilon Nd, nessa idade, está entre -17,1 e -15,2, enquanto as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das MVN estão entre 0,7160 e 0,7224.

A reunião desses resultados permite a confecção do diagrama $\Sigma\text{Nd}=f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ que mostra as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para as duas idades possíveis dessas rochas (figura 13.11). Nesse diagrama, estão plotados para comparação os campos que caracterizam as mesmas razões de diferentes rochas potássicas existentes e melhor conhecidas.

Figura 13.11 - Gráfico comparando as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de diferentes vulcânicas potássicas em relação às metavulcânicas, considerando-se as duas idades prováveis para essas rochas.

As razões de Nd e Sr, apresentadas na figura 13.11, permitem verificar que, independentemente da idade mínima admitida, as metavulcânicas foram originadas de um protólito enriquecido em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e empobrecido em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Essas características corroboram as conclusões sobre o mesmo protólito, definidas pelos isótopos de Pb.

Em um diagrama de evolução do Epsilon Nd (ΣNd) no tempo geológico, observa-se a idade de ± 2.500 M.a. como a época de diferenciação de um manto primordial e a formação de um protólito com composição da média terrestre (CHUR) (figura 13.12).

Esse diagrama permite verificar que nas duas idades prováveis de geração das rochas metavulcânicas (± 1.800 e ± 1.100 M.a.), a fonte (protólito) possuía valor negativo de Epsilon Nd, o que aponta para o fato de essa fonte já possuir uma composição enriquecida em Sr e Nd.

A integração dos resultados isotópicos permite definir que no início do Paleoproterozóico (± 2.500 M.a.) ocorreu a formação de um protólito, com composição de crosta inferior, ou de um manto do tipo subcontinental, que, posteriormente, serviu de fonte para o magmatismo gerador das rochas metavulcânicas da Formação Abapã.

Figura 13.12 - Diagrama de evolução do Epsilon Nd (ΣNd) para as rochas metavulcânicas (1.800 ou 1.100 M.a.).

13.5 - Conclusões

Os resultados obtidos através dos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd, para as rochas metavulcânicas, permitem as seguintes interpretações sobre a Formação Abapã:

- a) O intervalo de 1.250 ± 100 M.a. como possível época de geração das rochas metavulcânicas e a sedimentação dos metarenito-feldspáticos;
- b) Uma idade mínima de 2.100 M.a. para a formação do protólito, que serviu de fonte para o magmatismo das rochas metavulcânicas;
- c) As rochas metavulcânicas foram originadas a partir de uma fonte enriquecida em Sr, Pb e Nd, com composição semelhante à das rochas ultrapotássicas e lamproíticas, corroborando os resultados geoquímicos.

14 - FORMAÇÃO BAIRRO DOS CAMPOS

O estudo da Formação Bairro dos Campos, através da geoquímica isotópica, foi realizado utilizando-se os mármores e as rochas metadoleríticas que se encontram intercaladas. Através da aplicação dos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd sobre essas rochas, procurou-se determinar a idade de sedimentação das rochas metacalcárias, a idade do magmatismo e os efeitos dos fenômenos magmáticos e metamórficos sobre essas rochas.

Para a compreensão dos resultados isotópicos obtidos nas rochas metadoleríticas, utilizaram-se os dados geoquímicos e petrográficos descritos nos capítulos anteriores.

O estudo isotópico dos mármores dolomíticos objetivou, além da determinação da idade, a caracterização das razões isotópicas existentes no "Mar Itaiacoca", quando ocorreu a sedimentação dessas rochas.

14.1 - Os Metadoleritos

Para o estudo isotópico das rochas metadoleríticas, foram amostrados e analisados todos os corpos mapeados na região de Itaiacoca-Abapã. Tal metodologia propiciou a confecção de diagramas isocrônicos, de afloramentos e de corpos isolados, e permitiu a comparação dos diversos corpos existentes. Os resultados analíticos encontram-se na tabela 14.1 - Anexo 2.

14.1.1 - Método Pb-Pb

Pelo método Pb-Pb, foram realizadas quinze análises para as rochas metadoleríticas, em rocha total (tabela 14.1 - Anexo 2). Utilizaram-se diferentes sistemáticas no tratamento dos dados Pb-Pb para caracterizar a idade dessas rochas, bem como obter informações sobre a fonte (protólito) do magmatismo e os processos sin e pós-magmáticos.

O diagrama isocrônico pelo método Pb-Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$), reunindo todas as amostras analisadas, define para os metadoleritos uma idade de $1\,083 \pm 252$ M.a., com um

$\mu = 8,069$ (figura 14.1). A confiabilidade desse resultado pode ser compreendida através do baixo USD (0,2504), que equivale a um M.S.W.D. de 0,0627.

Figura 14.1 - Diagrama Pb-Pb definindo para os metadoleritos a idade de $1.083 \pm 252 \text{ M.a.}$ O alinhamento dos pontos define um índice de colinearidade ponderada (USD) de 0.2504.

O baixo valor de μ (8,069) define uma razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ baixa para a fonte, a partir da qual os metadoleritos foram gerados. Esse valor de μ pode ser compreendido também através da disposição dos pontos em relação às curvas de evolução de Zartman & Doe (1981) e Stacey & Kramers (1975) (figura 14.2). A disposição abaixo da curva de evolução de Stacey & Kramers (1975) permite caracterizar os metadoleritos dentro do modelo de evolução de dois estágios, a partir de uma fonte com composição de um reservatório condrítico.

A possibilidade de as rochas metadoleríticas terem sido geradas a partir de uma fonte enriquecida em elementos incompatíveis, como foi verificado através dos dados geoquímicos, é corroborada através das razões dos isótopos de Pb.

Através da metodologia que utiliza o estudo da evolução dos isótopos de chumbo, urânio e tório no tempo geológico, é possível definir uma relação entre a razão isotópica e a idade (Schonfeld 1974). O gráfico $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = f(^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ determina uma razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial de 0,0751 para as rochas metadoleríticas, que corresponde à idade de 1.072 M.a. (figura 14.3).

As duas metodologias empregadas, utilizando-se o método Pb-Pb, definem para os metadoleritos uma idade de $\pm 1.080 \text{ M.a.}$ e um baixo valor de μ . Esse resultado pode ser interpretado como a idade de um fenômeno geológico, responsável pela redistribuição dos isótopos de Pb, em um novo ambiente geológico.

Figura 14.2 - Disposição dos pontos em relação às curvas de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para diferentes materiais: "Cs" (Crosta Superior), "Or" (Crosta Orogênica) e "M" (Manto) de Zartman & Doe (1981) e "S&K" de Stacey & Kramers (1975).

Figura 14.3 - Diagrama determinando a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial, e definindo uma idade de 1072 M.a. para os metadoleritos. Os pontos ELA 12a e ELA 15 (+) não foram utilizados no cálculo dessa razão. A amostra ELA 3b, que se encontra distante da maioria, quando retirada do cálculo, leva a uma idade de 1.076 M.a., com razão inicial de 0,0752.

Como foi possível verificar através da química de minerais e rochas, os metadoleritos não sofreram mobilidade química importante durante os fenômenos de metamorfismo. Essa conclusão permite interpretar a idade de ± 1.080 M.a. como, provavelmente, a de geração dessas rochas, que teriam sido originadas a partir de um manto enriquecido em elementos incompatíveis e chumbo.

14.1.2 - Método Rb-Sr

Para as rochas metadoleríticas, foram realizadas doze análises isotópicas, em rocha total, pelo método Rb-Sr (tabela 14.1 - Anexo 2). Os resultados permitiram a determinação da idade do magmatismo e da influência dos fenômenos de metamorfismo sobre o equilíbrio isotópico dessas rochas.

Inicialmente, todos os resultados foram reunidos em um diagrama isocrônico Rb-Sr, mas a grande dispersão dos pontos não possibilitou o traçado de uma isócrona (figura 14.4). As amostras de um mesmo corpo (ELA 2a, 2b, 2c, 3b e 3c) e de um mesmo afloramento (ABP 2) também apresentaram dispersão, mostrando que o fenômeno responsável pelo desequilíbrio isotópico ocasionou mobilidade em nível de afloramento.

Figura 14.4 - Diagrama isocrônico dos metadoleritos, no qual se observa dispersão dos pontos, em relação a uma reta traçada para as amostras de um mesmo corpo (■).

Para compreender o comportamento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos metadoleritos, considerando-se os resultados obtidos pelo método Pb-Pb e as informações geoquímicas (Capítulo 9), confeccionou-se o diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(1/^{86}\text{Sr})$ (figura 14.5). Nesse diagrama, a

razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi recalculada para a idade definida pelo método Pb-Pb ($\pm 1\,080$ M.a.). Como resultado, verifica-se que, nessa idade, a maioria dos metadoleritos possui uma razão isotópica entre 0,702 e 0,703, sendo que quatro estão fora desse intervalo (ELA 2a, 7, 12a e 14a).

Esse diagrama mostra a maioria dos pontos dentro do intervalo de 0,702 e 0,703, sendo que o alinhamento da maioria define uma reta com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ média de 0,7026. Os pontos acima e abaixo desse intervalo não permitem caracterizar a existência de um pólo contaminante durante a geração dessas rochas (Faure 1986).

Figura 14.5 - Diagrama mostrando que apesar da heterogeneidade das razões isotópicas, a maioria dos metadoleritos possuía há 1.080 M.a. razões isotópicas entre 0,702 e 0,703.

A disposição anômala das amostras ELA 2a, ELA 7, ELA 12a e ELA 14a, acima e abaixo do intervalo (figura 14.5), pode estar evidenciando a influência de fenômenos pós-magmáticos (metamorfismo e/ou alteração intempérica) sobre os metadoleritos. Esses tipos de fenômenos estão, geralmente, relacionados à percolação de fluidos, que pode ocasionar desequilíbrios isotópicos sem padrões definidos.

A atuação de um incipiente fenômeno de metamorfismo sobre os metadoleritos é comprovada pelos dados petrográficos, que mostram a existência de um metamorfismo na fácies xisto verde.

Considerando-se as amostras de metadoleritos que estão dentro do intervalo de 0,702 e 0,703 como as que menos sofreram desequilíbrio isotópico durante os fenômenos pós-magmáticos, confeccionou-se um diagrama isocrônico Rb-Sr (figura 14.6). Apesar da dispersão dos pontos (M.S.W.D. = 5,21), o diagrama define um

resultado de 1.036 ± 122 M.a. para essas rochas, com uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7032 (figura 14.6).

Figura 14.6 - Diagrama isocrônico Rb-Sr dos metadoleritos que apresentam menor desequilíbrio isotópico da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, caracterizado através da figura 14.5.

Os estudos petrográficos e geoquímicos dos metadoleritos mostraram que os fenômenos metamórficos posteriores não causaram modificações químicas e mineralógicas importantes. Considerando-se essa possibilidade, e o tipo de desequilíbrio isotópico (figura 14.5), pode-se admitir que esses fenômenos não foram suficientemente fortes para causar uma homogeneização isotópica completa nessas rochas.

O resultado de 1.036 ± 122 M.a. encontrado pelo método Rb-Sr, para os metadoleritos, está próximo da idade de ± 1.080 M.a., definida para essas rochas pelo método Pb-Pb. Essa semelhança de resultados pode indicar a validade do resultado e das interpretações utilizadas na compreensão dos resultados Rb-Sr.

Nesse caso, o resultado obtido pelo método Rb-Sr pode ser interpretado como próximo à idade de um fenômeno geológico responsável pela mobilidade dos isótopos de Pb e Sr. A geração de um magma e a sua *mise en place* são fenômenos de tal intensidade de mobilidade química que explica, melhor que um fraco metamorfismo, a mobilidade isotópica das rochas metadoleríticas.

14.1.3 - Método Sm-Nd

Para os metadoleritos, foram realizadas seis análises em rocha total (tabela 14.1 - Anexo 2) pelo método Sm-Nd, com o objetivo de

estudar a evolução e a idade de formação da fonte dessas rochas. A tabela 14.2 permite observar os diferentes parâmetros obtidos por essa metodologia.

Apesar da pequena variação das razões isotópicas, confeccionou-se um diagrama isocrônico Sm-Nd para as rochas metadoleríticas (figura 14.7), que define um resultado de 1797 ± 406 M.a. com uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial de 0,5104.

Amostra	ELA 2 C	ELA 7	ELA 10	ELA 12 a	ELA 20 B	ELA 23
Sm (ppm)	2,75	2,82	2,82	2,34	2,26	2,49
Nd (ppm)	10,20	10,34	10,54	8,86	8,44	9,27
CI Nd	0,512328	0,512343	0,512316	0,512279	0,512299	0,51231
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,1631	0,1649	0,1616	0,1594	0,1616	0,1622
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=0,65}$	0,511633	0,511640	0,511628	0,511600	0,511610	0,511619
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,08}$	0,511183	0,511185	0,511181	0,511160	0,511164	0,511171
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,8}$	0,510397	0,510390	0,510403	0,510391	0,510385	0,510390
Σ chur - atual	-6,05	-5,75	-6,28	-7,00	-6,61	-6,40
Σ chur = 0,65	-3,26	-3,12	-3,37	-3,91	-3,70	-3,53
Σ chur = 1,08	-1,44	-1,41	-1,48	-1,90	-1,81	-1,67
Σ chur = 1,8	1,73	1,59	1,84	1,62	1,50	1,59
T(CHUR) M.a.	1.400	1.410	1.400	1.460	1.470	1.450
T(DM) M.a.	2.030	2.050	2.010	2.030	2.050	2.040

Tabela 14.2 - Resultados analíticos pelo método Sm-Nd para os metadoleritos.

Figura 14.7 - Diagrama isocrônico Sm-Nd mostrando a pequena dispersão dos pontos. O Epsilon Nd (CHUR) calculado para essa idade é + 1,46.

A pequena variação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (entre 0,1616 e 0,165), no diagrama isocrônico Sm-Nd, dificulta a interpretação do resultado de 1.797 M.a. A comparação desse resultado com os obtidos para T(DM) e T(CHUR) permite admitir o intervalo entre 2.000 M.a. e 1.400 M.a.

como limite de um importante fenômeno responsável pela geração dos metadoleritos.

A comparação do resultado obtido pelo método Sm-Nd com os resultados dos outros métodos radiométricos permite interpretar os valores de 2.000 M.a. e 1.400 M.a. como de algum fenômeno responsável pela geração de um manto, que posteriormente (1.080 M.a.) teria servido de fonte para o magmatismo gerador das rochas metadoleríticas.

14.1.4 - Evolução Isotópica

Objetivando-se compreender o magmatismo e o material a partir do qual as rochas metadoleríticas foram geradas, integraram-se os diferentes resultados isotópicos obtidos.

O gráfico de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos metadoleritos, no tempo geológico, mostra a disposição dos resultados isocrônicos, comparativamente à evolução dessas razões em um manto empobrecido (BABI) e na média terrestre (BE) (figura 14.8).

Figura 14.8 - Gráfico da evolução das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no tempo geológico, onde se observa que os metadoleritos possuíam, há 1080 M.a., razões inferiores à média terrestre, mas superiores à de um manto empobrecido (BABI). A interceptação da reta de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos metadoleritos com a da evolução do manto empobrecido define uma idade próxima de 1900 M.a.

Esses resultados permitem concluir que os metadoleritos, quando se formaram, possuíam, há ± 1.080 M.A., uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

superior à de um manto empobrecido (BABI), mas inferior à média terrestre (BE). O resultado de 1900 M.a., caracterizado pela inteceptação da evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos metadoleritos com o BABI, pode estar caracterizando a idade da formação do manto (fonte) a partir da qual essas rochas foram geradas.

O gráfico da evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no tempo geológico (figura 14.2) mostra que na época de geração (± 1.080 M.a.), os metadoleritos possuíam composições isotópicas de Pb superiores à de um manto empobrecido, e ligeiramente inferiores à composição do reservatório condritico, definida por Stacey & Kramers (1975).

A integração dos resultados isotópicos de Nd e Sr permite a confecção do diagrama $\Sigma\text{Nd}=f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, na idade admitida como a de geração dos metadoleritos, 1.080 M.a (figura 14.9). Nesse diagrama, observa-se que os metadoleritos foram gerados de uma fonte enriquecida em ΣNd e empobrecida em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, em relação à média terrestre.

Figura 14.9 - Diagrama mostrando as razões de Sr e Nd dos metadoleritos em relação à média terrestre. A idade utilizada para a confecção desse diagrama foi de 1.080 M.a. A amostra ELA 12a apresenta desequilíbrio isotópico, pelos métodos Rb-Sr e Pb-Pb.

O diagrama da evolução do "Epsilon Nd" (ΣNd) no tempo geológico permite verificar que, na época de geração (1.080 M.a.), as rochas metadoleríticas possuíam um ΣNd negativo (-1,5), indicando que teriam sido geradas de um manto do tipo subcontinental. A idade de formação desse manto, a partir de um manto primordial (DM), foi em torno de ± 2.050 (figura 14.10).

A integração dos resultados isotópicos mostra as rochas metadoleríticas sendo geradas no final do Mesoproterozóico (± 1.080

M.a.), a partir de uma fonte (protólito) enriquecida em Pb e Nd e empobrecida em Sr, em relação à média terrestre.

Figura 14.10 - Diagrama de evolução do Epsilon (Nd) no tempo geológico, mostrando um valor negativo do Epsilon Nd (-1,5) na idade admitida para a geração dos metadoleritos. A interseção das linhas de evolução com o manto empobrecido (DM) define a idade de ± 2.050 M.a.

A comparação dos resultados isotópicos com os geoquímicos permite caracterizar a fonte dos metadoleritos como possuidora de uma composição mais diferenciada em relação a um manto normal (N-MORB) e em relação a um manto gerador das ilhas oceânicas (OIB). Um manto com tal composição pode ser interpretado como do tipo subcontinental. Esse manto subcontinental teria sido formado próximo ao limite do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, e, provavelmente, serviu como fonte para o magmatismo gerador dos metadoleritos, no final do Neoproterozóico Médio (± 1080 M.a.).

14.2 - Os Mármore

A composição isotópica na hidrosfera depende da interação existente entre as águas e a superfície terrestre. Os diferentes isótopos, de diferentes rochas, são homogeneizados durante os processos de lixiviação, transporte e dispersão em um mar ou em uma bacia continental fechada. Segundo Faure (1986), os calcários e os

evaporitos são as rochas que melhor preservam os registros das variações isotópicas nos oceanos e continentes desde o Proterozóico.

Para a determinação das razões isotópicas da água, a partir de calcários, deve-se considerar que essas razões são consequência de uma mistura entre a razão da água, propriamente dita, e do material terrígeno que se encontra em suspensão. Considerando-se a possibilidade de mistura, a metodologia que foi empregada é a análise isotópica dos carbonatos (calcita e dolomita). Nesse caso, pode-se analisar a composição isotópica de quando ocorreu o fechamento do sistema, relacionado à cristalização do carbonato.

A grande área de abrangência de mármore, metadolomitos e metacalcários na FIT, com metamorfismo incipiente, propiciou as condições para a realização de um estudo através dos isótopos de Sr e Pb, visando ao melhor conhecimento do "Mar Itaiacoca".

A amostragem, neste trabalho, foi realizada objetivando-se a coleta de mármore preferencialmente calcíticos, com quantidades variadas de matéria orgânica. Para isso, amostraram-se duas minas de extração de calcários (Mina da Calpar e Mina do Rei do Cal), que se localizam na porção NW da Formação Abapã, portanto, próximas ao Complexo Cunhaporanga.

14.2.1 - Método Pb-Pb

A datação de formações carbonáticas, através de diagrama isocrônico Pb-Pb, em rocha total (Moorbath et al. 1987) foi aplicada com sucesso para rochas arqueanas (Jahn et al. 1990), proterozóicas (Taylor & Kalsbeek 1990) e paleozóicas (Jahn 1988). De forma diferente do que se passa com as datações Pb-Pb em rochas vulcânicas, a precisão da idade encontrada é em geral boa, devido à grande variação das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das rochas calcárias.

Foram realizados estudos através do método Pb-Pb, de calcários de diferentes idades, para determinar a idade do fenômeno responsável pelo fechamento do sistema. Para a confecção de uma isócrona, é necessária a existência de rochas que possuíam, durante a sedimentação, diferentes razões U/Pb. As diferentes razões U/Pb são proporcionadas pela existência de calcários enriquecidos em matéria orgânica, que, por sua vez, é a fixadora de urânio.

Os resultados Pb-Pb, em rocha total, para os mármore da mina Rei do Cal (ABP 61), encontram-se na tabela 14.3 - Anexo 2.

O diagrama isocrônico Pb-Pb define um resultado de 1.123 ± 350 M.a., com um U.S.D. de 1,35, o que equivale a um M.S.W.D. de 1,82 (figura 14.11). Apesar da pouca quantidade de amostras analisadas, a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 24,5722 e 36,9760 e o baixo U.S.D permitem considerar essa idade como possuidora de significado geológico.

Figura 14.11 - Diagrama Pb-Pb para os mármore da Formação Bairro dos Campos.

Esse resultado pode ser considerado como a idade da diagênese ou de metamorfismo, uma vez que esses fenômenos ocasionam recristalização de carbonatos. Na interpretação desse resultado, deve-se considerar que o metamorfismo que atingiu esses mármore foi incipiente, permitindo a preservação de estruturas primárias, como foi descrito no Capítulo 4.

A comparação desse resultado com os encontrados para a geração das rochas metadoleríticas (± 1.080 M.a.) é coerente se essa idade for considerada a de sedimentação e diagênese das rochas calcárias. Nesse caso, as idades das duas rochas estariam marcando a época de sedimentação da Formação Bairro dos Campos. Outra possibilidade é a idade de 1.123 M.a. dos mármore ser a época de um metamorfismo que afetou essa formação.

14.2.1 - Método Rb-Sr

Pelo método Rb-Sr, foram analisadas duas rochas das minas estudadas (tabela 14.3 - Anexo 2). Os dados resultantes foram comparados com os resultados obtidos por Tassinari et al. (1990). Os valores encontrados para os mármore da Formação Bairro dos Campos

estão entre os definidos para os dois tipos de jazimentos de chumbo estudados pelos referidos autores (Perau e Panelas).

Apesar da pouca quantidade de análises efetuadas, o resultado mostra que são rochas com composição isotópica $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ elevada, em relação à razão admitida para calcários marinhos, de idade Proterozóica (Faure 1986). Comparativamente aos resultados encontrados por Tassinari et al. (1990), esses mármores apresentam composições isotópicas inferiores às das jazidas consideradas como tendo sofrido um metamorfismo e remobilização de Pb entre 1.300 e 1.100 M.a.

14.3 - Conclusões

O estudo da Formação Bairro dos Campos, através da geologia isotópica dos mármores e dos metadoleritos, permitiu as seguintes conclusões:

- a) Os fenômenos pós-magmáticos (metamorfismo e/ou alteração) tiveram pouca influência sobre o equilíbrio isotópico das rochas metadoleríticas e, possivelmente, dos mármores;
- b) A idade de geração dos metadoleritos como próxima de 1.080 M.a., e a dos mármores, como próxima de 1.123 M.a.;
- c) A existência de um manto, na região, do tipo subcontinental, que serviu como fonte para os processos de fusão e geração dos metadoleritos, no final do Mesoproterozóico;
- f) As idade encontradas como representando a época provável de sedimentação das rochas calcárias da Formação Bairro dos Campos, em uma plataforma continental do "Mar Itaiacoca".

15 - FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

A época de sedimentação das rochas metaclasto-químicas da Formação Água Clara foi estudada através das rochas orto-anfibolíticas, que se apresentam intercaladas.

O estudo isotópico das rochas anfibolíticas foi realizado considerando-se a possível cogeneticidade dessas rochas com os metadoleritos, da Formação Bairro dos Campos (Capítulo 10).

A pequena quantidade de análises isotópicas efetuadas, quatro no total, impossibilitou, na maioria dos métodos, um estudo independente dessas rochas. Os resultados isotópicos obtidos encontram-se na tabela 15.1 - Anexo 2.

A grande mobilidade química das rochas anfibolíticas, produto de metamorfismos superimpostos (Capítulo 10), ocasionou também desequilíbrios isotópicos importantes nessas rochas, dificultando a interpretação dos resultados.

15.1 - Método Rb-Sr

A mobilidade química dessas rochas afetou de forma importante os isótopos de Sr, pois os resultados obtidos não permitiram a confecção de uma isócrona, devido à dispersão dos pontos.

A comparação dos resultados isotópicos dos anfibolitos com os dos metadoleritos, em um diagrama isocrônico, mostrou, através da grande dispersão dos pontos, que as razões isotópicas de Sr entre essas rochas são distintas.

O desequilíbrio isotópico, associado à baixa razão Rb/Sr ($\ll 1$), impossibilitou o cálculo de idades modelo Rb-Sr para as rochas anfibolíticas (tabela 15.1). Portanto, através desse método, não foi possível determinar a idade dessas rochas.

15.2 - Método Pb-Pb

A mobilidade química afetou também os isótopos de Pb, ocasionando um desequilíbrio isotópico. Na tentativa de interpretar os resultados obtidos, confeccionou-se um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} =$

$f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, utilizando-se como referência o mesmo diagrama confeccionado para os metadoleritos (figura 15.1).

Nesse diagrama comparativo, é possível verificar a dispersão dos pontos dos anfibolitos, em relação ao alinhamento da isócrona de 1.083 M.a., encontrada para os metadoleritos.

Figura 15.1 - Diagrama isocrônico Pb-Pb mostrando as rochas anfibolíticas e comparativamente as rochas metadoleríticas.

Utilizando-se a metodologia que determina a idade de formação de rochas a partir da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Schonfeld 1974), confeccionou-se para essas rochas o gráfico $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = f(^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ (figura 15.2). Como resultado, foi encontrada uma razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial de 0.069, que define uma idade em torno de 910 M.a.

Figura 15.2 - Diagrama isotópico determinando a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial dos anfibolitos.

O desequilíbrio isotópico caracterizado no diagrama isocrônico (figura 15.1), associado à pequena quantidade de análises, não permite, a princípio, atribuir algum significado geológico ao resultado de 910 M.a.

Comparativamente, este está próximo ao encontrado para as rochas metadoleríticas, que apresentaram um resultado de 1.072 M.a. (figura 14.3), pela mesma metodologia.

Considerando-se as informações geoquímicas, que permitem interpretar as rochas anfibolíticas e as metadoleríticas como cogenéticas, o resultado de 910 M.a. para as rochas anfibolíticas pode ter significado geológico, comparativamente à idade de ± 1.080 M.a. considerada como de geração das rochas metadoleríticas (Capítulo 14).

15.3 - Método Sm-Nd

Pelo método Sm-Nd, duas análises em rocha total foram realizadas para os anfibolitos (ABP 52a e ABP 52e). A amostra ABP 52a apresentou teores de Sm (36 ppm) e Nd (306,08) elevados, e foi a determinada, através dos dados geoquímicos, como tendo sofrido importante desequilíbrio químico. A amostra ABP 52e foi a que apresentou a maior coerência dos resultados químicos e valores Sm e Nd compatíveis com os de rochas básicas (tabela 15.2).

	ABP 52 a	ABP 52 e
Sm (ppm)	67,83	2,39
Nd (ppm)	306,08	7,53
CI Nd	0,512017	0,512553
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,133962	0,191866
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=0,65}$	0,511446	0,511736
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,08}$	0,511076	0,511206
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,8}$	0,510431	0,510281
Σ chur (atual)	-12,11	-1,66
Σ chur (0,65)	-6,91	-1,26
Σ chur (1,08)	-3,53	-1,00
Σ chur (1,8)	2,39	-0,54
T(CHUR) M.a.	1.510	2.670
T(DM) M.a.	1.890	2.820

Tabela 15.2 - Resultados Sm-Nd para as rochas anfibolíticas. Valores utilizados do manto empobrecido $T(\text{DM})$ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513114$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,222$.

A tabela 15.2 mostra resultados distintos para as duas rochas anfibolíticas analisadas. Para a rocha ABP 52a, o elevado teor de Nd (306,05 ppm), associado ao desequilíbrio químico, torna difícil, a

princípio, a interpretação das idades modelo encontradas para essa rocha.

Considerando-se somente o resultado da amostra ABP 52e, verifica-se que, na idade admitida de geração das rochas metadoleríticas e, por analogia, das rochas anfibolíticas (1.080 M.a.), o valor do Epsilon Nd (ΣNd) é negativo (-1,0). Os metadoleritos possuem, nessa mesma idade, valores também negativos, entre -1,9 e -1,41 (tabela 14.2).

Apesar de os elementos terras raras das rochas anfibolíticas não apresentarem evidências de desequilíbrios químicos, ocasionados por eventos metamórficos, não é possível determinar a existência de desequilíbrios dos isótopos de Nd e/ou Sm.

15.4 - Evolução Isotópica

A evolução isotópica das rochas anfibolíticas da Formação Água Clara foi estudada através de comparação com as rochas metadoleríticas da Formação Bairro dos Campos. Utilizando-se o método Pb-Pb, comparou-se a relação existente entre a evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de diferentes materiais e a razão das rochas anfibolíticas e metadoleríticas (figura 15.3).

Figura 15.3 - Diagrama de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mostrando a posição dos pontos dos anfibolitos ($\square$) e metadoleritos ($\blacksquare$), em relação às diferentes curvas de evolução de Pb: "Cs" (Crosta Superior), "Or" (Crosta orogênica) e "M" (Manto) (Zartman & Doe 1981) e "S&K" (Stacey & Kramers 1975).

Nesse diagrama, observa-se que os pontos das rochas anfibolíticas estão próximos dos pontos das rochas metadoleríticas, e que ambas as rochas parecem ser provenientes de uma fonte enriquecida em Pb. Essa proximidade e disposição dos pontos pode estar indicando a existência de cogeneticidade entre essas duas litologias.

Na tentativa de determinar a composição da fonte a partir da qual ocorreu a geração das rochas anfibolíticas, confeccionou-se o diagrama Epsilon Nd=f(Tempo), no qual se observa que as linhas de evolução do Epsilon Nd estão se cruzando há ± 1.500 M.a. (figura 15.4). O cruzamento pode indicar a idade da rocha fonte (protólito), a partir da qual teriam sido originadas as duas rochas anfibolíticas, com razões $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diferentes.

Figura 15.4 - Diagrama de evolução do "Epsilon Nd" (ΣNd) dos anfibolitos, e a sua comparação com as rochas metadoleríticas. Simbologia igual à da figura 15.1.

Apesar da disparidade dos resultados analíticos obtidos para os anfibolitos, observa-se, na figura 15.4, que as linhas de evolução do Epsilon Nd para essas rochas estão próximas das linhas de evolução dos metadoleritos. O gráfico de evolução do Epsilon Nd mostra também que, na idade admitida para os metadoleritos e extrapolada para as rochas anfibolíticas (± 1.080 M.a.), ocorre um intervalo de Epsilon Nd que envolve as duas rochas.

As semelhanças de composição isotópica e de evolução do Epsilon Nd para as rochas anfibolíticas e metadoleríticas permitem, através dos isótopos de Pb e Nd, interpretar essas rochas como geradas há ± 1.080 M.a., de uma fonte com composição similar, com uma idade T(CHUR) de ± 1.500 M.a..

A hipótese de que a fonte de geração das rochas anfibolíticas possuía uma composição enriquecida (CHUR) está compatível com os resultados geoquímicos, que mostram essa fonte como enriquecida em elementos incompatíveis e em elementos terras raras leves (Capítulo 10).

15.5 - Conclusão

A caracterização da Formação Água Clara através do estudo isotópico das rochas anfibolíticas permitiu as seguintes conclusões, apesar da pequena quantidade de análises isotópicas efetuadas nessas rochas:

- a) A mobilidade química apresentada pelas rochas anfibolíticas atuou mais intensamente nos isótopos de Sr, comparativamente aos de Pb e Nd;
- b) Considerando-se os isótopos de Pb e Nd, pode-se admitir a existência de cogeneticidade entre as rochas anfibolíticas e metadoleríticas;
- c) A interpretação de essas rochas terem uma idade de geração próxima à encontrada para os metadoleritos (1.080 M.a.);
- d) As rochas anfibolíticas foram geradas de uma fonte (protólito) com características químicas e isotópicas de um manto do tipo subcontinental (E-MORB);
- e) As semelhanças de algumas razões isotópicas (Pb e Nd), associadas a semelhanças químicas, corroboram a hipótese de penecontemporaneidade entre as formações Água Clara e Bairro dos Campos.

16 – COMPLEXO CUNHAPORANGA

O Complexo Cunhaporanga - CCU - será estudado neste capítulo através das rochas gnáissicas e graníticas (*sensu stricto*), do ponto de vista de geocronologia e da geologia isotópica.

As rochas riolíticas que se encontram associadas aos mármore da Formação Bairro dos Campos, por apresentarem maior proximidade e afinidades geoquímicas com as rochas do CCU, serão também estudadas neste capítulo.

Com o objetivo de determinar a relação temporal entre o CCU e os metassedimentos do Grupo Itaiacoca, realizou-se um estudo isotópico de detalhe das rochas gnáissicas e graníticas, através dos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd.

A caracterização de diferenças geoquímicas entre as rochas graníticas e gnáissicas e a razoável quantidade de análises radiométricas permitiram a realização deste estudo de forma independente para cada um dos tipos litológicos.

16.1 – Rochas Gnáissicas

Assim como no estudo geoquímico, os gnaisses estudados do CCU são as rochas do afloramento denominado Pirai do Sul (ABP 63). Nesse afloramento, foram realizadas seis análises Rb-Sr: cinco análises Pb-Pb e uma, Sm-Nd, todas em rocha total. Esses dados encontram-se na tabela 16.1 - Anexo 2.

16.1.1 – Método Rb-Sr

Através do método Rb-Sr, a heterogeneidade composicional dos gnaisses do afloramento Pirai do Sul possibilitou a realização de um diagrama isocrônico com um razoável espalhamento dos pontos. O resultado define uma idade de 746 ± 45 M.a., com uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,70698 (figura 16.1).

O elevado valor do M.S.W.D., de 11.79, define o alinhamento dos pontos como uma errócrona (Kawashita et al 1990). Na tentativa de compreender esse elevado valor, observou-se que a dispersão

apresentada pelas duas amostras que possuem as menores razões isotópicas, ABP 63a e ABP 63b, é a principal causadora desse valor.

Figura 16.1 - Diagrama isocrônico Rb-Sr dos gnaisses do CCU.

A fim de determinar se esse alinhamento dos pontos não é casuístico, pois nesse caso a idade seria destituída de significado geológico, confeccionou-se o diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})=f(\text{Rb}/\text{Sr})$, para uma idade de 750 M.a. (figura 16.2). Esse tipo de diagrama permite verificar a homogeneidade ou não da composição isotópica, e, em caso negativo, determinar se a heterogeneidade foi produto de algum processo sin ou pós-magmático (Faure 1986, Kawashita et al. 1990).

Figura 16.2 - Diagrama mostrando que há 750 M.a. os Gnaisses Pirai do Sul possuíam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,706 e 0,708.

A dispersão dos pontos mostrada nesse diagrama, entre 0,706 e 0,708, permite verificar que o resultado encontrado não foi produto de mistura de magmas ou de agentes contaminantes, mas provavelmente causado por um fenômeno pós-magmático. Como consequência, apesar do elevado valor do M.S.W.D., é possível admitir que a idade encontrada de 746 M.a. possui algum significado geológico.

Utilizando-se os resultados petrográficos que mostram a preservação de texturas e minerais magmáticos e um metamorfismo da fácies xisto verde, nessas rochas gnáissicas, pode-se inferir que o metamorfismo foi o responsável pela dispersão dos pontos, e inferir que o resultado de 746 M.a. está próximo da idade de geração das rochas gnáissicas do CCU.

16.1.2 - Método Pb-Pb

Pelo método Pb-Pb em rocha total, foram realizadas cinco análises para os gnaisses Pirai do Sul. Os resultados apresentaram uma grande dispersão, o que impossibilitou o traçado de uma isócrona Pb-Pb e a conseqüente determinação de idade.

Para compreender a relação da composição isotópica de Pb dessas rochas com a evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no tempo geológico para diferentes materiais crustais (Zartman & Doe 1981, Stacey & Kramers 1975), confeccionou-se o diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ (figura 16.3).

Figura 16.3 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ mostrando a relação dos pontos dos Gnaisses Pirai do Sul com as curvas de evolução de diferentes tipos de crostas: "Cs" (Crosta Superior), "Or" (Crosta orogênica) e "M" (Manto) (Zartman & Doe 1981) e "S&K" (Stacey & Kramers 1975).

Esse diagrama mostra que os pontos do Gnaiss Pirai do Sul localizam-se ao final da curva de evolução de Stacey & Kramers

(1975). Essa posição indica que essas rochas evoluíram a partir de uma crosta já diferenciada, e que essa evolução ocorreu em, no mínimo, dois estágios.

Na tentativa de se obter um resultado pelo método Pb-Pb, foi confeccionado o diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = f(^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, a fim de determinar a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inicial. A dispersão dos pontos não possibilitou qualquer resultado (Faure 1986).

A composição isotópica de Pb desses gnaisses, próxima ao final das curvas de evolução, pode ser comparada ao resultado de 746 M.a. obtido pelo método Rb-Sr, indicando uma idade do final do Paleoproterozóico para essas rochas.

16.1.3 - Método Sm-Nd

Pelo método Sm-Nd foram realizadas duas análises para os Gnaisses Pirai do Sul do Complexo CCU. Na tabela 16.2 estão calculados vários parâmetros, através dos quais pode-se verificar as características dessas rochas.

Amostras	ABP 63 A	ABP 63 D
Gnaisses	Pirai do Sul	
Sm (ppm)	11,89	8,47
Nd (ppm)	54,39	44,95
CI Nd	0,512033	0,511779
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,132135	0,1138762
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=0,65}$	0,511470	0,511294
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=0,75}$	0,511383	0,511219
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,8}$	0,510468	0,510431
$\Sigma \text{ chur} - \text{atual}$	-11,80	-16,76
$\Sigma \text{ chur} = 0,65$	-6,45	-9,89
$\Sigma \text{ chur} = 0,75$	-5,62	-8,83
$\Sigma \text{ chur} = 1,8$	3,13	2,39
T(CHUR) M.a.	1.430	1.580
T(DM) M.a.	1.830	1.880

Tabela 16.2 - Cálculo de "Epsilon Nd" (ΣNd) e idade modelo (CHUR e DM) para as rochas gnáissicas do CCU.

Os Gnaisses Pirai do Sul apresentam idades T(DM) e T(CHUR), mais antigas que as admitidas como de intrusão dessas rochas (± 746 M.a.), sugerindo que são provenientes de uma fonte possuidora de uma

longa vida geológica. A composição dessa fonte, no Paleoproterozóico, pode ser compreendida através do valor negativo do Epsilon Nd (ΣNd), que é indicativo de se tratar de uma crosta ou um manto do tipo subcontinental.

16.2 - Rochas Graníticas

As rochas graníticas (*sensu stricto*) do CCU foram detalhadas através dos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd, com o objetivo de determinar a época de sua geração. Para a comparação dos dados isotópicos das rochas graníticas e gnáissicas desse Complexo, os resultados foram interpretados em conjunto.

Em concordância com os capítulos anteriores, referentes aos corpos graníticos do CCU, a amostragem realizada na confecção desse trabalho não pode ser considerada representativa de todo o Complexo. Os dois afloramentos estudados (ABP 45 e ABP 68), pelas diferenças petrográficas e geoquímicas apresentadas, foram considerados como pertencentes a dois corpos graníticos distintos. Os resultados isotópicos encontram-se na tabela 16.3 - Anexo 2.

16.2.1 - Método Rb-Sr

Pelo método Rb-Sr, foram realizadas cinco análises em cada corpo granítico em estudo. Considerando-se os resultados geoquímicos, que mostram a existência de diferenças geoquímicas entre os dois afloramentos, confeccionaram-se os gráficos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{SiO}_2)$ e $\text{Sr} = f(\text{SiO}_2)$, objetivando verificar se essas diferenças existem em nível de isótopos de Sr (figura 16.4).

Figura 16.4 - Diagramas mostrando a existência de diferenças isotópicas e químicas entre os dois corpos graníticos do CCU.

Com o mesmo objetivo, foi confeccionado o diagrama isocrônico Rb-Sr, reunindo os dois afloramentos (figura 16.5). O resultado põe em evidência a existência de importantes diferenças isotópicas entre os dois corpos.

Figura 16.5 - Diagrama Rb-Sr mostrando as diferenças isotópicas entre os dois corpos graníticos: ABP 45 e ABP 68.

Esses resultados mostram que as diferenças químicas e petrográficas existentes entre os dois corpos ocorrem também do ponto de vista de isótopos de Sr, impossibilitando traçar uma isócrona unindo esses dois corpos. Em razão desse fato, optou-se pelo tratamento independente dos resultados.

O diagrama isocrônico do afloramento ABP 68 define um resultado de 617 ± 406 M.a., associado a uma razão inicial de 0,7164 e a um M.S.W.D. de 0,51 (figura 16.6).

Figura 16.6 - Diagrama Rb-Sr do afloramento ABP 68 mostrando a pequena variação da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

Para a compreensão do significado do resultado de 617 M.a., confeccionou-se o diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{0,6 \text{ G.a.}} = f(\text{Rb}/\text{Sr})$ (figura 16.7). O diagrama mostra que, para a idade de 600 M.a., esse corpo possuía uma relativa homogeneidade isotópica, sendo que a amostra ABP 68b é a que apresentou a maior dispersão.

Figura 16.7 - Diagrama mostrando a relação isotópica entre as amostras cogenéticas do afloramento ABP 68, há 600 M.a.

A relação entre o baixo valor de M.S.W.D. (0,51), que define o diagrama como uma isócrona, e o elevado erro da idade (± 406 M.a.), é consequência da pequena variação da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (entre 1,6 e 1,7). Essa pequena variação faz com que, apesar da homogeneidade isotópica, a reta obtida não seja bem definida estatisticamente. As características permitem concluir que 617 M.a. é um dado provavelmente com significado geológico, embora essa idade deva ser considerada como uma idade mínima para as rochas graníticas.

Estudo similar foi realizado para o corpo representado pelo afloramento ABP 45. A isócrona obtida define um valor de 349 M.a., que é discrepante do encontrado para o outro corpo (ABP 68). Para tentar compreender esse resultado, confeccionou-se o diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = f(\text{Rb}/\text{Sr})$, recalculando as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, por analogia com o afloramento ABP 68, para a idade de 600 M.a. (figura 16.8).

O desequilíbrio isotópico existente nas rochas do afloramento ABP 45 explica a impossibilidade de se obterem bons resultados isocrônicos e a inexistência de significado geológico do resultado encontrado.

Ainda na tentativa de determinação das idades dos dois corpos estudados do CCU, calculou-se a idade modelo a partir de uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,710. Esse valor foi escolhido por estar

próximo à razão inicial determinada para as rochas ortognáissicas desse Complexo.

Figura 16.8 - Diagrama mostrando a inexistência de homogeneização isotópica no corpo ABP 45, há 600 M.a.

Os resultados mostram o afloramento ABP 45 com uma variação de idade modelo entre 727 e 919 M.a., enquanto para o afloramento ABP 68, uma variação menor, entre 848 e 875 M.a. A maior variação do resultado encontrado para o afloramento ABP 45 evidencia, mais uma vez, o desequilíbrio isotópico desse corpo.

Como conclusão, pôde-se verificar a impossibilidade da datação do corpo granítico ABP 45, através do método Rb-Sr, e admitir que o corpo ABP 68 possui, provavelmente, uma idade mínima de 617 M.a. Esse método também evidenciou, corroborando os dados químicos, que os dois corpos estudados possuem também características isotópicas distintas.

16.2.2 - Método Pb-Pb

Pelo método Pb-Pb, foram realizadas seis análises em rocha total, sendo três em cada corpo de granito (tabela 16.3 - Anexo 2).

A pequena dispersão e a heterogeneidade dos isótopos de Sr foram observadas também para os isótopos de Pb, em ambos os corpos, inviabilizando a confecção de um diagrama isotópico.

Mesmo sem a possibilidade de determinação da idade dos granitos do CCU através do método Pb-Pb, confeccionou-se o diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ para comparar a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dessas rochas graníticas com a das curvas de evolução dessa razão de crostas e mantos conhecidos (Stacey & Kramers 1975), Zartman & Doe 1981) (figura 16.9).

Figura 16.9 - Diagrama de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos granitos do CCU, com diferentes materiais crustais: "Cs" (Crosta Superior), "Or" (Crosta orogênica) e "M" (Manto) (Zartman & Doe 1981) e "S&K" (Stacey & Kramers 1975).

O posicionamento dos pontos próximos à curva de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, para uma crosta de composição condritica ou orogênica, definida por Stacey & Kramers (1975), permite interpretar essas rochas como originárias de uma fonte (protólito) com características diferentes de um manto normal (N-MORB).

Nesse diagrama de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, os pontos dos corpos graníticos estão muito próximos dos pontos das rochas gnáissicas do CCU.

16.2.3 - Método Sm-Nd

Para os dois corpos em estudo, foram realizadas duas análises em rocha total pelo método Sm-Nd. Os resultados com os respectivos erros analíticos encontram-se na tabela 16.3 - Anexo 2. Por não ser possível a confecção de diagrama isocrônico, devido à pequena quantidade de dados, confeccionou-se a tabela 16.4, a qual permite a obtenção de interessantes resultados.

Os dois afloramentos apresentam idades ($T(\text{CHUR})$ e $T(\text{DM})$) com diferenças de aproximadamente 1.000 M.a., enquanto o valor do "Epsilon Nd", para a idade estimada dessas rochas (600 M.a), apresenta valores muito próximos (-13,25 e -13,27).

Os valores semelhantes de Epsilon Nd na idade mínima encontrada para um dos corpos são negativos (± 600 M.a.), permitindo interpretar a geração dos dois corpos graníticos a partir de um material crustal com composição similar.

Amostra	ABP 45 D	ABP 68 D
Sm (ppm)	7,32	5,92
Nd (ppm)	47,57	24,29
CI Nd	0,511552	0,511765
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,0930453	0,1474236
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=0,6}$	0,511186	0,511185
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,1}$	0,510880	0,510701
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,8}$	0,510450	0,510019
Epsilon chur = atual	-21,18	-17,03
Epsilon chur = 0,6	-13,25	-13,27
Epsilon chur = 1,1	-6,60	-10,12
Epsilon chur = 1,8	2,77	-5,67
T(CHUR) M.a.	1.590	2.690
T(DM) M.a.	1.840	2.740

Tabela 16.4 - Resultados obtidos pelo método Sm-Nd, para os dois corpos graníticos estudados do CCU.

16.3 - Evolução Isotópica

A evolução isotópica das rochas gnáissicas e graníticas do CCU foi estudada em conjunto, utilizando-se, de forma integrada e comparativa, os isótopos de Sr, Pb e Nd.

Através do diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = f(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, foi possível comparar o posicionamento dos pontos das rochas gnáissicas e graníticas (figura 16.10). Do ponto de vista da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, essas rochas possuem composições muito semelhantes. Por estarem praticamente sobre a curva de uma crosta de composição condritica ou orogênica (Stancey & Kramers 1975), pode-se admitir que essas rochas se originaram de um material já diferenciado.

Para verificar a origem das rochas gnáissicas e graníticas, utilizou-se o diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, recalculando a idade das rochas graníticas para 650 M.a., por ser uma idade intermediária entre essas rochas (figura 16.11).

Figura 16.10 - Diagrama mostrando através da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ as semelhanças isotópicas entre as rochas graníticas (Δ) e gnáissicas ($\blacktriangle$) do CCU.

Figura 16.11 - Diagrama de distribuição das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas graníticas (Δ) e gnáissicas ($\blacktriangle$), em relação à média terrestre.

O posicionamento dos pontos mostra que tanto as rochas gnáissicas como as graníticas são provenientes de uma fonte enriquecida em Nd e Sr, o que é comum em uma crosta ou num manto do tipo subcontinental. O alinhamento dos pontos segundo uma hipérbole sugere que as rochas gnáissicas e graníticas são originárias de um mesmo protólito (fonte), em épocas distintas.

O estudo da evolução do "Epsilon Nd" no tempo geológico permite determinar também que as rochas gnáissicas e o corpo granítico ABP 45 podem ter sido originados de uma mesma fonte (figura 16.12).

Figura 16.12 - Diagrama de evolução de Epsilon Nd no tempo geológico, para as rochas gnáissicas e graníticas do Complexo Cunhaporanga: (a) Corpo ABP 68 e (b) Corpo ABP 45.

As rochas graníticas mostram evoluções distintas para os dois corpos em estudo. O cruzamento das duas linhas de evolução do Nd, há ± 650 M.a., na idade possível dessas rochas, indica que, apesar de não serem cogenéticas, as rochas possuíam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ similares, permitindo inferir que se originaram de uma mesma fonte.

Esse diagrama permite aventar uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Epsilon Nd) inicial das rochas gnáissicas e graníticas há 650 M.a., a partir da qual essas rochas evoluíram.

O estudo isotópico das rochas graníticas e gnáissicas do CCU corrobora os resultados geoquímicos, quando mostra a possibilidade de essas rochas terem sido geradas em épocas (orogêneses) diferentes dentro da evolução de um ciclo tectônico, mas a partir de uma mesma fonte (protólito).

A composição dessa fonte pode ser interpretada, tanto do ponto de vista geoquímico como do isotópico, como sendo enriquecida em elementos incompatíveis e nos isótopos de Sr, Pb e Nd. Essa composição é característica de uma crosta, ou de um manto do tipo subcontinental (E-MORB).

16.4 - Rochas Riolíticas

O estudo isotópico das rochas riolíticas foi realizado considerando-se os resultados petrográficos e geoquímicos apresentados nos capítulos anteriores.

A pequena quantidade de análises isotópicas efetuadas para essas rochas impossibilitou o tratamento independente dos resultados pelos métodos Pb-Pb e Sm-Nd (tabela 16.5 - Anexo 2). Conseqüentemente, os resultados foram comparados com os encontrados para as rochas do CCU.

16.4.1 - Método Rb-Sr

Foram realizadas cinco análises em rocha total pelo método Rb-Sr, sendo quatro no afloramento próximo à localidade de Abapã (ABP-46a, ABP-46e, ABP-46h e 87/IV/85) e uma no afloramento da Mina da Calpar (ABP-55d). Os resultados, em um diagrama isocrônico Rb-Sr, definiram uma idade de 520 ± 36 M.a., com razão inicial de 0,7225 e um M.S.W.D. de 56,42 (figura 16.13).

Figura 16.13 - Diagrama isocrônico para as rochas riolíticas, utilizando amostras dos dois afloramentos. O resultado define uma errócrona.

Devido ao valor elevado do M.S.W.D. (56,42), definindo uma errócrona, realizou-se, através do diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})=f(\text{Rb}/\text{Sr})$, um estudo para verificar se, na idade obtida pela isócrona, essas amostras possuíam homogeneidade isotópica (figura 16.14).

O diagrama mostra a inexistência de homogeneidade isotópica nas rochas riolíticas há 550 M.a. e permite verificar que, apesar da existência de uma reta inclinada, a maioria dos pontos apresenta um

bom alinhamento, com exceção da amostra 87/IV/85. Conseqüentemente, o valor de 520 M.a. deve ser interpretado apenas como uma idade mínima para essas rochas.

Figura 16.14 - Diagrama permitindo a verificação de inexistência de homogeneidade isotópica da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ há 550 M.a., para as rochas riolíticas.

Após a visualização do desequilíbrio isotópico da amostra 87/IV/85, no diagrama anterior, confeccionou-se um diagrama isocrônico com os demais pontos (figura 16.15). O resultado define uma idade de 626 ± 14 M.a., com uma razão inicial de 0,7083. O baixo valor do M.S.W.D. (0,28) permite interpretá-lo como sendo a idade de geração das rochas riolíticas.

Figura 16.15 - Diagrama Rb-Sr utilizando as amostras de riolitos que não apresentam desequilíbrio isotópico.

O resultado desse diagrama possibilita interpretar a idade de 626 ± 14 M.a. como a idade provável de geração das rochas riolíticas associadas à FIT.

16.4.2 - Método Pb-Pb

A pequena quantidade de análises efetuadas pelo método Pb-Pb (tabela 16.5 - Anexo 2) não permite a determinação de idade a partir de diagramas isocrônicos de Pb.

Para a comparação com os resultados das rochas graníticas e gnáissicas do CCU, confeccionou-se um diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ (figura 16.16). A disposição dos pontos próxima ao final da curva de evolução condritica e orogênica (Stacey & Kramers 1975) mostra uma similaridade, do ponto de vista de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, das rochas riolíticas com as demais rochas desse Complexo.

Figura 16.16 - Diagrama comparativo da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das rochas riolíticas (■), graníticas (Δ) e gnáissicas (▲) do CCU: "Cs" (Crosta Superior), "Or" (Crosta orogênica) e "M" (Manto) (Zartman & Doe 1981) e "S&K" (Stacey & Kramers 1975).

16.4.3 - Método Sm-Nd

Pelo método Sm-Nd, foi realizada apenas uma análise para as rochas riolíticas. A amostra analisada, 87/IV/85, foi a que apresentou o maior desequilíbrio isotópico pelo método Rb-Sr. Os resultados e o cálculo dos diversos parâmetros encontram-se na tabela 16.6.

Amostra	87/IV/85
Sm (ppm)	2,33
Nd (ppm)	11,35
CI Nd	0,511746
147Sm/144Nd	0,1241
(143Nd/144Nd) _{t=0,5}	0,511340
(143Nd/144Nd) _{t=0,65}	0,511217
(143Nd/144Nd) _{t=1,8}	0,510277
Epsilon chur = atual	-17,40
Epsilon chur = 0,5	-12,78
Epsilon chur = 0,65	-11,38
Epsilon chur = 1,8	-0,63
T(CHUR) M.a.	1.870
T(DM) M.a.	2.120

Tabela 16.6 - Cálculo dos diversos parâmetros para as rochas riolíticas, a partir do resultado Sm-Nd.

Os resultados caracterizam essas rochas como originadas a partir de uma fonte com composição continental que possuía, há 650 M.a., um "Epsilon Nd" negativo (-11,38). As idades de 1.870 M.a. e 2.120 M.a., respectivamente T(CHUR) e T(DM), caracterizam também uma origem a partir de uma fonte antiga retrabalhada.

16.4.4 - Evolução Isotópica

Após o tratamento individualizado dos diferentes isótopos, confeccionaram-se diagramas integrando esses isótopos para se compreender os processos responsáveis pela geração dessas rochas. Os resultados mostram o posicionamento dos riolitos nas proximidades dos gnaisses e granitos do CCU. O diagrama de evolução de Pb permite a comparação direta entre essas rochas.

Para o estudo da evolução dos isótopos de Sr no tempo geológico, foi realizado, inicialmente, o diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(\text{tempo})$. Através desse diagrama, pode-se aventar, observando-se o posicionamento da razão inicial, a possibilidade de os riolitos serem provenientes dos gnaisses do CCU, ou serem da mesma fonte, mas com idade diferente (figura 16.17).

Figura 16.17 - Diagrama mostrando a possibilidade de as rochas riolíticas serem provenientes das porções mais diferenciadas dos gnaisses do CCU.

Para a comparação das rochas riolíticas com as rochas do CCU, confeccionou-se também o diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (figura 16.18). O resultado mostra que os riolitos estão no alinhamento da hipérbole definida para as rochas graníticas e gnáissicas, o que determina essas rochas como provenientes, provavelmente, de uma mesma fonte.

Figura 16.18 - Diagrama de distribuição das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, recalculadas para a idade de 650 M.a. Rochas graníticas (Δ) e gnáissicas ($\blacktriangle$) do CCU e ($\blacksquare$) riolitos.

O estudo da evolução do "Epsilon Nd" no tempo geológico permite determinar que, próximo à época de geração (± 650 M.a.), os riolitos possuíam composição $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similar à dos gnaisses e granitos do CCU (figura 16.19). Com base nesse diagrama, pode-se inferir que, possivelmente, as rochas riolíticas foram geradas a partir da mesma fonte (protólito) das rochas do CCU.

Figura 16.19 - Diagrama mostrando a evolução do "Epsilon Nd" no tempo geológico para os riolitos (X) e as rochas do CCU.

O conjunto de diagramas apresentados aponta para o fato de que as rochas riolíticas foram geradas há ± 626 M.a., a partir de material com longa vida geológica. As semelhanças isotópicas com as rochas graníticas e gnáissicas do CCU permitem admiti-las como rochas originadas de uma mesma fonte (protólito), mas formadas por fenômenos de fusões distintos, em épocas também diferentes.

16.5 - Conclusões

O estudo das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas do Complexo Cunhaporanga - CCU -, através dos isótopos de Sr, Pb e Nd, permite as seguintes conclusões:

- As rochas gnáissicas possuem uma idade provável de geração de 746 M.a.;

- b) O corpo granítico ABP-68 permite admitir uma idade mínima de 617 M.a., para as rochas graníticas (*sensu stricto*);
- c) As rochas riolíticas, fracamente metamorfizadas, parecem parte, do ponto de vista isotópico, do CCU, e intrudiram os mármorees da Formação Bairro dos Campos há 626 M.a.;
- d) As rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas são provenientes de uma mesma fonte, com composição de uma crosta ou manto do tipo subcontinental.

17 - COMPLEXO TRÊS CÓRREGOS

Neste capítulo, as rochas gnáissicas e graníticas (*sensu stricto*) que constituem o Complexo Três Córregos - CTC - serão estudadas através dos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd.

A observação de diferenças geoquímicas e a razoável quantidade de análises radiométricas permitiram a realização do estudo isotópico, de forma independente, para cada uma das rochas desse Complexo.

17.1 - Rochas Gnáissicas

Na caracterização isotópica das rochas gnáissicas, foram estudados os afloramentos detalhados petrograficamente e geoquimicamente nos capítulos anteriores (7 e 12).

As rochas gnáissicas do CTC constituem os afloramentos denominados Paina (ABP 58) e Rio Morcego (ELA 25). Para os gnaisses Paina, foram realizadas quatro análises Rb-Sr, seis análises Pb-Pb e uma análise Sm-Nd, e para os Gnaisses Rio Morcego, duas análises Rb-Sr, quatro análises Pb-Pb e uma análise Sm-Nd, todas em rocha total. Esses dados encontram-se na tabela 17.1 - Anexo 2.

17.1.1 - Método Rb-Sr

Para evitar a construção de isócronas com resultados de afloramentos diferentes, inicialmente tentou-se confeccionar diagramas isocrônicos Rb-Sr independentes.

Os gnaisses do Rio Morcego apresentaram um pequeno espalhamento dos pontos ($0,118 < {}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr} < 0,202$), e uma grande dispersão dos mesmos, impossibilitando a confecção de um diagrama isocrônico para essas rochas.

Os quatros pontos existentes nos gnaisses Paina permitiram a confecção de um diagrama isocrônico Rb-Sr definindo uma idade de 658 ± 49 M.a., com uma razão inicial 0,7098 (figura 17.1).

Através dos resultados petrográficos e geoquímicos, que caracterizaram esses dois gnaisses como sendo, provavelmente, cogenéticos e produtos de processos magmáticos similares, plotaram-

se, comparativamente, os pontos do Gnaiss Rio Morcego no diagrama isocrônico do Gnaiss Paina.

Figura 17.1 - Diagrama Rb-Sr dos gnaisses Paina (■) com os pontos dos gnaisses Rio Morcego (□). A idade obtida foi calculada utilizando-se os pontos dos gnaisses Paina.

A descrição de minerais magmáticos reliquiais junto às evidências geoquímicas permitiu caracterizar a idade de 658 M.a. como a de geração dessas rochas. Souza (1990) determinou a idade de 651 M.a. para rochas graníticas foliadas do Maciço Córrego Butiá, interpretadas como pertencentes ao Complexo Apiaí-Mirim. Portanto, esses resultados caracterizam a idade de geração de ortognaisses pertencentes ao CTC, e não a idade de uma unidade de embasamento da FIT.

A dispersão dos pontos do Gnaiss Rio Morcego, em relação à isócrona traçada para o Gnaiss Paina, permite que se trabalhe com a hipótese de que o Gnaiss Rio Morcego sofreu algum fenômeno que ocasionou um desequilíbrio isotópico. Pelas similaridades químicas, pode-se admitir que a idade encontrada para o Gnaiss Paina seja também a idade do Gnaiss Rio Morcego.

17.1.2 - Método Pb-Pb

Pelo método Pb-Pb, foram realizadas seis análises para o Gnaiss Paina e quatro para o Gnaiss Rio Morcego.

Para os gnaisses do CTC, tentou-se inicialmente a confecção de diagramas isocrônicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ independentes para os dois afloramentos. Devido à grande dispersão dos pontos apresentada pelo Gnaiss Rio Morcego, só foi possível trabalhar com o Gnaiss Paina.

O diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=f(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ para o Gnaiss Paina define um resultado de 778 M.a., com um USD de 0,3613 (M.S.W.D. = 0,1305) (figura 17.2a). O elevado erro desse resultado (± 226 M.a.) se deve ao pequeno espalhamento dos pontos ($16,70 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 17,92$). O baixo valor do U.S.D. permite considerar esses resultados como possuidores de significado geológico.

Para a verificação da validade do resultado de 778 M.a., confeccionou-se o diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=f(^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, a fim de determinar a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ quando da formação dessas rochas. O resultado encontrado (0,0643) define, através de Schonfeld (1974), a idade de 753 M.a., próxima à encontrada pela metodologia convencional (figura 17.2b).

Figura 17.2 - Diagramas isocrônicos para os gnaisses do CTC: Rio Morcego (□) e Paina (■). O diagrama 17.2a é o $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$, enquanto o diagrama 17.2b determina a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ da época de formação dessas rochas. As idades obtidas estão considerando somente os resultados do Gnaiss Paina.

O resultado encontrado através das duas metodologias do método Pb-Pb, em torno de 770 M.a., interpretado em conjunto com o resultado encontrado pelo método Rb-Sr, de 658 M.a., permite caracterizar a época de geração das rochas gnáissicas. A precisão da idade obtida pelo método Rb-Sr, associada ao resultado do método Pb-Pb, indica a idade de 658 M.a. como uma idade mínima para a geração das rochas gnáissicas do CTC.

Na continuidade do estudo das rochas gnáissicas através do método Pb-Pb, comparou-se a posição dos pontos dos dois gnaisses em relação às curvas de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, em um diagrama

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ (figura 17.3). Observa-se que os pontos do Gnaiss Rio Morcego estão próximos à curva de evolução de Stacey & Kramers (1975), enquanto os pontos de Gnaiss Paina se aproximam da curva de evolução mantélica.

Figura 17.3 - Diagrama de evolução das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os gnaisses do CTC: Gnaiss Paina (■) e Gnaiss Rio Morcego (□): "Cs" (Crosta Superior), "Or" (Crosta orogênica) e "M" (Manto) (Zartman & Doe 1981) e "S&K" (Stacey & Kramers 1975).

O posicionamento dos pontos no diagrama de evolução de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, considerando-se mais fortemente o Gnaiss Paina, por apresentar menos desequilíbrio isotópico, permite inferir que essas rochas sofreram uma evolução em dois estágios, a partir de uma fonte com composição condritica ou continental, possuidora de uma longa vida geológica (Stacey & Kramers 1975).

17.1.3 - Método Sm-Nd

As rochas gnáissicas dos dois afloramentos foram estudadas pelo método Sm-Nd, em rocha total. Os poucos dados existentes, apenas dois, impossibilitaram a confecção de diagramas isocrônicos.

Os resultados fornecidos pela tabela 17.2 mostram os gnaisses dos dois afloramentos com características isotópicas muito semelhantes. As idades $T(\text{DM})$ elevadas apontam que esses gnaisses são provenientes de crostas antigas que foram retrabalhadas.

	ELA 25 A	ABP 58 B
Gnaisse	R Morcego	Paina
Sm (ppm)	6,83	13,50
Nd (ppm)	45,64	85,26
CI Nd	0,511337	0,511291
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,090516	0,0957288
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=0,65}$	0,510951	0,510883
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=0,75}$	0,510892	0,510820
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,8}$	0,510265	0,510157
$\sum \text{Nd} = \text{atual}$	-25,38	-26,28
$\sum \text{Nd} = 0,65$	-16,58	-17,91
$\sum \text{Nd} = 0,75$	-15,22	-16,62
$\sum \text{Nd} = 1,8$	-0,85	-2,97
T(CHUR) M.a.	1.860	2.030
T(DM) M.a.	2.050	2.190

Tabela 17.2 - Cálculos de "Epsilon Nd" ($\sum \text{Nd}$) e idades modelo para as rochas gnáissicas do CTC.

17.2 - Rochas Graníticas

Como foi explicado detalhadamente nos capítulos anteriores referentes ao CTC, a amostragem é representativa somente da região denominada Três Córregos, situada no Estado do Paraná.

As amostras analisadas para o estudo radiométrico são as mesmas estudadas geoquimicamente, com exceção do afloramento ABP 44, que foi estudado somente pelo método Pb-Pb. Os resultados encontram-se na tabela 17.3 - Anexo 2.

17.2.1 - Método Rb-Sr

Como se observa na tabela 17.3 - Anexo 2, sete análises em rocha total foram realizadas pelo método Rb-Sr: três no afloramento ABP 42 e quatro no ABP 43.

O estudo integrado dos resultados dos dois afloramentos foi possível porque os resultados geoquímicos e petrográficos mostraram a existência de similaridades entre as rochas desses afloramentos.

Como consequência do tratamento em conjunto dos resultados, foi confeccionado o diagrama isocrônico Rb-Sr, que define para esse corpo granítico a idade de 509 ± 31 M.a. (figura 17.4).

Figura 17.4 - Diagrama isocrônico Rb-Sr, abrangendo os dois afloramentos de granitos estudados do CTC; ABP 42 (■) e ABP 43 (□).

O valor baixo do M.S.W.D. (0,35) corrobora os resultados geoquímicos que levaram a considerar os dois afloramentos como cogenéticos. Mesmo assim, observa-se no diagrama isocrônico que os pontos dos dois afloramentos não se "misturam", permitindo o traçado de pseudo-isócronas distintas. A fim de verificar se o alinhamento dos pontos não é casuístico, confeccionou-se o diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{0,5\text{G.a.}} = f(\text{Rb}/\text{Sr})$, para avaliar a existência de homogeneidade isotópica entre os dois afloramentos, na idade de 500 M.a. (figura 17.5).

Figura 17.5 - Diagrama mostrando a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ há 500 M.a. A dispersão dos pontos indica a existência de heterogeneidade isotópica. Simbologia igual à da figura anterior.

A heterogeneidade isotópica das rochas graníticas há 500 M.a. de ambos os afloramentos pode ser observada nesse diagrama. A constatação dessa heterogeneidade indica que o resultado isocrônico encontrado (509 M.a.) deve ser considerado como a idade mínima de formação dessas rochas.

17.2.2 - Método Pb-Pb

Nove análises Pb-Pb em rocha total foram realizadas para as rochas graníticas do CTC (tabela 17.3 - Anexo 2). Em virtude de os dois afloramentos detalhados (ABP 42 e ABP 43) apresentarem constituições isotópicas similares, foi analisado, também, o afloramento ABP 44. Este está próximo aos anteriores e possui características petrográficas semelhantes, o que permite interpretar que se trata do mesmo corpo granítico.

Apesar do grande número de análises realizadas, não foi possível obter uma idade para essas rochas pelo método Pb-Pb, uma vez que o diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ define uma isócrona aproximadamente horizontal, com uma margem grande de erro, o que é consequência da pouca inclinação da reta, agravada pela dispersão dos pontos.

Mesmo sem poder determinar a idade de formação das rochas graníticas através do método Pb-Pb, confeccionou-se o diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ a fim de verificar a disposição dos pontos em relação às curvas de evolução de alguns materiais terrestres (Stacey & Kramers 1975 e Zartman & Doe 1981) (figura 17.6).

Figura 17.6 - Diagrama de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para diferentes materiais e a relação com os granitos analisados do CTC. "Cs" (Crosta Superior), "Or" (Crosta orogênica) e "M" (Manto) (Zartman & Doe 1981) e "S&K" (Stacey & Kramers 1975).

O posicionamento dos pontos permite determinar a evolução dessas rochas em dois estágios, a partir de uma fonte (protólito) de composição condritica ou continental, que possuía longa vida geológica (Stacey & Kramers 1975).

17.2.3 - Método Sm-Nd

Para o estudo dos granitos do CTC pelo método Sm-Nd, foram realizadas duas análises em rocha total. Esses poucos dados impossibilitam a realização de diagramas isocrônicos, mas permitem a determinação de interessantes resultados que podem ser verificados na tabela 17.4.

	ABP 42 A	ABP 43 B
Sm (ppm)	5,92	4,56
Nd (ppm)	40,96	29,82
CI Nd	0,511246	0,511265
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,087321942	0,092405019
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=0,5}$	0,510960	0,510962
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,1}$	0,510616	0,510598
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=1,8}$	0,510212	0,510171
$\Sigma \text{ Nd} = \text{atual}$	-27,15	-26,78
$\Sigma \text{ Nd} = 0,5$	-20,19	-20,14
$\Sigma \text{ Nd} = 1,1$	-11,78	-12,13
$\Sigma \text{ Nd} = 1,8$	-1,90	-2,70
T(CHUR) M.a.	1.930	2.000
T(DM) M.a.	2.110	2.170

Tabela 17.4 - Resultados obtidos pelo método Sm-Nd para os granitos do CTC.

As idades T(CHUR) e T(DM) são similares, entre 1.930 e 2.170 M.a. para os dois afloramentos analisados. O valor de "Epsilon Nd" (-20), para uma idade de 500 M.a., indica que essas rochas foram geradas a partir de material crustal, ou de material mantélico com grande contribuição crustal (manto subcontinental).

Como conclusão, pode-se admitir a formação, há ± 2.000 M.a., de uma crosta ou manto, que posteriormente (± 510 M.a.) sofreu um processo de refusão responsável pela geração dos corpos graníticos constituintes do Complexo Três Córregos.

17.3 - Evolução Isotópica

Para a compreensão da evolução isotópica das rochas gnáissicas e graníticas pertencentes ao CTC, utilizaram-se diagramas integrando os diferentes métodos isotópicos.

O estudo realizado pelo método Pb-Pb, através do diagrama de evolução da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, mostra a disposição das rochas gnáissicas e graníticas com razões semelhantes de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figura 17.7). Esse diagrama caracteriza essas rochas como geradas a partir de uma crosta já diferenciada, possuidora de uma longa vida geológica.

Figura 17.7 - Diagrama mostrando as rochas gnáissicas (■) e graníticas (□) do CTC, com composição isotópica de Pb dentro de um mesmo "trend" de evolução.

A integração dos isótopos de Nd e Sr em um gráfico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, recalculado para a idade de 600 M.a. (figura 17.8), mostra que essas rochas, quando se formaram, já possuíam razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compatíveis com as de material crustal.

O estudo da evolução do "Epsilon Nd" (ϵNd) no tempo geológico (figura 17.9) permite apontar uma crosta continental como origem das rochas gnáissicas e graníticas pertencentes ao CTC, pois possuía na época de geração dessas rochas (± 600 M.a.) um valor negativo de Epsilon Nd (-18).

Figura 17.8 - Diagrama de distribuição das razões "Epsilon Nd" (ΣNd) e $^{87}Sr/^{86}Sr$ em relação à média terrestre, para as rochas gnáissicas (■) e graníticas (□).

Figura 17.9 - Diagrama de evolução de Epsilon Nd no tempo geológico. As rochas gnáissicas e graníticas encontram-se superpostas neste diagrama.

A composição isotópica do Sr e Nd para as rochas gnáissicas e graníticas do CTC permite determinar essas rochas como provenientes de uma mesma fonte (protólito).

O diagramas isotópicos integrados corroboram as conclusões obtidas através da geoquímica, ao mostrarem a importância da contribuição crustal na formação das rochas graníticas pertencentes ao CTC.

17.4 - Conclusões

O estudo isotópico do Complexo Três Córregos, através das rochas gnáissicas e graníticas, permitiu as seguintes conclusões:

- a) As rochas gnáissicas definidas como pertencentes ao Complexo Apiaí-Mirim possuem uma idade de 658 M.a., inviabilizando a hipótese de esse Complexo ter servido de embasamento para a sedimentação do Grupo Itaiacoca;
- b) As rochas graníticas possuem um idade mínima de geração de 509 M.a.;
- c) As rochas gnáissicas e as graníticas fazem parte do CTC, e são provenientes de uma mesma fonte (protólito);
- d) A fonte dessas rochas foi gerada de um manto primordial há 2.000 M.a., e, por apresentar um enriquecimento isotópico de Sr, Pb e Nd, pode ser caracterizada como crustal, ou um manto subcontinental.

Quinta Parte

Ensaio da Reconstituição

Geodinâmica

Nesta parte do trabalho, realizou-se uma síntese da geologia da Faixa Itaiacoca (FIT), integrando os dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos apresentados anteriormente.

A FIT é compreendida como um cinturão formado a partir de uma longa sucessão de períodos orogênicos, advindos de fenômenos de deriva e convergência de placas tectônicas, existentes no Proterozóico.

Entre os conceitos utilizados na reconstituição da evolução da FIT, o termo Ciclo Tectônico engloba diferentes estágios orogênicos, geralmente intercalados por estágios não orogênicos (tafrogênicos) (Sengor 1990).

A colisão entre dois blocos tectônicos é o processo responsável pelos estágios orogênicos e o conseqüente fechamento de um oceano. Essas colisões podem se dar entre arcos magmáticos ou entre arcos magmáticos e margens continentais, ambas correspondentes a períodos compressionais, de convergência de placas. Esses estágios podem ser reconhecidos pelas rochas vulcânicas e plutônicas associadas, e através dos episódios metamórfico-deformacionais resultantes.

Os estágios distensionais, ou tafrogênicos, estão associados a uma tectônica de fraturamento, magmatismo e à implantação de seqüências deposicionais. O reconhecimento dos produtos gerados nesse estágio é dificultado pelo subsequente estágio orogênico que mascara, em muitos casos, as rochas e estruturas existentes.

A relação entre a proveniência dos vários tipos de rochas magmáticas modernas com os diferentes ambientes tectônicos mostra a existência de rochas básicas geradas a partir de diferentes tipos de manto (N-MORB, E-MORB, OIB, etc.). As rochas básicas originadas a partir de N-MORB são empobrecidas em elementos incompatíveis, enquanto as provenientes de E-MORB ou OIB são enriquecidas nesses mesmos elementos (Wilson 1989, Hughes 1982). Os basaltos continentais (CFB) ou de zonas de *rifts* continentais, por serem geralmente enriquecidos em elementos incompatíveis (LILE), são considerados como originários de uma fonte (manto) enriquecida nesses elementos. Essas fontes são denominadas de mantos ou subcontinentais, por se situarem sob um continente.

Utilização de Diagramas Discriminantes

A determinação do ambiente tectônico das rochas magmáticas da FIT, através dos elementos maiores, traços e terras raras,

utilizando-se como metodologia a comparação com os diversos diagramas discriminantes existentes na literatura, mostrou a dificuldade e mesmo a inviabilidade da aplicação de vários diagramas para as rochas estudadas.

Essa dificuldade na utilização dos diagramas químicos discriminantes para as rochas da FIT pode ser estendida também para outras rochas magmáticas do sudeste brasileiro. Diversas rochas, independentemente da idade, também não podem ser caracterizadas utilizando-se metodologia semelhante, como é o caso dos basaltos da Bacia do Paraná e dos toleitos da margem continental brasileira (Mizusaki et al. 1992).

O princípio utilizado por muitos autores (Pearce 1983, Meschede 1986, Condie 1989) na construção de diagramas que discriminam os diferentes tipos de vulcanismo, associados aos ambientes tectônicos modernos, está baseado na existência de um manto empobrecido (DM), responsável pela geração de basalto com características de MORB normal (N-MORB). As rochas vulcânicas originárias desse manto, durante o desenvolvimento de um evento orogenético, seriam mais ou menos contaminadas pelas crostas sobrepostas.

O que ocorre no caso da FIT, para ambas as fontes de magmatismo determinadas, é que essas possuíam, nas principais épocas do magmatismo (± 1.100 M.a. e ± 650 M.a.), composições semelhantes às de um manto enriquecido (E-MORB). Esses mantos eram enriquecidos em elementos incompatíveis, em terras raras leves e nas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Mantos com essas características são descritos como do tipo subcontinental, e estes não possuem composições químicas e isotópicas padrão, uma vez que dependem da "vida mantélica". Cada manto subcontinental é produto de processos e fenômenos que, ocasionando uma "contaminação" de um manto normal (N-MORB), modificam as suas composições químicas e isotópicas.

Rochas originadas de um manto subcontinental, quando plotadas em diagramas discriminantes que não consideram essa origem, geralmente apresentam resultados não conclusivos, pois não se conhecendo a composição original desse manto, não se sabe quais os elementos com composições anômalas em relação a um manto normal (N-MORB).

Neste trabalho, o estudo dos metadoleritos é um exemplo da dificuldade da utilização de diagramas discriminantes em rochas geradas de um manto subcontinental com composição inicial

desconhecida. Como foi descrito (Capítulo 9), dependendo dos elementos químicos utilizados, os metadoleritos apresentam-se como rochas cálcio-alcálinas de margem continental, como basaltos de fundo oceânico ou como rochas transicionais.

A multiplicidade de ambientes tectônicos determinados pelos diagramas discriminantes para as rochas da FIT não pode ser utilizada para a invalidação dessa metodologia no estudo de ambientes tectônicos, uma vez que ela já está consagrada em outros continentes e mesmo em certas regiões brasileiras, como é o caso de Goiás (Pimentel & Fuck 1987a, 1987b). O que se deve fazer é definir diagramas discriminantes para cada continente, após conhecer geoquimicamente e isotopicamente o respectivo manto subcontinental.

As variações das razões isotópicas em um manto subcontinental, em relação a um manto oceânico, devem ser compreendidas e determinadas, uma vez que influenciam também nas interpretações dos resultados radiométricos e nas idades modelo. Isso deve ser feito, pois essas idades partem da premissa de fusão de um manto do tipo primordial empobrecido (DM ou BABI), ou de um reservatório condrítico (CHUR).

18 - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DA FIT E DOS COMPLEXOS ADJACENTES

A análise das formações do Grupo Itaiacoca e dos complexos graníticos adjacentes, através da integração dos dados isotópicos e geoquímicos com a geologia, permite interpretar a possibilidade da existência de dois blocos continentais no Proterozóico, que se encontram, na atualidade, justapostos.

A determinação dos dois complexos graníticos como raízes de arcos magmáticos, com características químicas e isotópicas distintas, associada aos dados gravimétricos que mostram a existência de uma importante anomalia negativa a NW do Complexo Três Córregos (Hallinan et al. 1993), permite interpretar a FIT como o limite entre dois blocos continentais que sofreram uma colagem no final do Proterozóico. Do ponto de vista estrutural, a anomalia gravimétrica referida está relacionada à Falha de Itapirapuã, que aparece cortando a FIT a SSE em toda a sua extensão (figura 1.1 - Anexo 5).

O estudo isotópico realizado em unidades estratigráficas, até então consideradas como o embasamento sobre o qual teria ocorrido a sedimentação da "Bacia Itaiacoca" (Complexo Apiaí-Mirim e a Formação Água Clara), mostrou que essas unidades litológicas fazem parte ou são posteriores à sedimentação da referida bacia.

Na impossibilidade do estudo de rochas que serviram de embasamento para o Grupo Itaiacoca, foram utilizados os dados geoquímicos e isotópicos obtidos nas diversas rochas magmáticas, com objetivo de determinar o tipo de crosta sobre a qual ocorreram a implantação e o desenvolvimento da "Bacia Itaiacoca", e para compreender melhor o posterior ciclo tectônico desenvolvido em continuidade à sedimentação: o Ciclo Brasileiro.

18.1 - Caracterização dos Blocos Continentais

A colagem de blocos continentais, no final do Neoproterozóico, resultou na atual configuração da FIT e na existência de rochas com diferentes idades, ocorrendo próximas e mesmo intercaladas.

A fim de permitir uma compreensão global dos dados obtidos neste trabalho, serão transcritos para cada unidade litológica os significados dos resultados radiométricos e as características geoquímicas do magmatismo associado:

- a) Formação Abapã: As rochas metavulcânicas existentes nessa formação foram definidas como lamproítos. Os lamproítos são gerados, normalmente, em ambientes extensionais, associados a paleozonas de subducção. A idade provável de ± 1.250 M.a. para a geração dessas rochas pode estar definindo uma época de abertura de uma bacia (rift) e da subsequente sedimentação;
- b) Formação Bairro dos Campos: Os metadoleritos intercalados aos mármores (*sills*) possuem características de toleítos de ambiente distensional. Nesse caso, a idade de ± 1.080 M.a. seria uma idade próxima à de sedimentação das rochas calcárias;
- c) Formação Água Clara: As semelhanças isotópicas e geoquímicas entre os anfibolitos e os metadoleritos, da Formação Bairro dos Campos, associadas aos ambientes de sedimentação, corroboram a interpretação de penecontemporaneidade entre essas duas formações;
- d) Complexo Cunhaporanga: As rochas gnáissicas sintectônicas foram definidas como de uma série cálcio-alcalina, rica em potássio. Apesar de a idade de 746 M.a. obtida para esses gnaisses ser de difícil interpretação, a idade de 626 M.a. obtida para os riolitos tardi-orogênicos desse complexo permite interpretar o evento tectônico responsável pela formação das rochas gnáissicas (sin-tectônicas) como anterior;
- e) Complexo Três Córregos: As rochas gnáissicas sin-tectônicas também são rochas cálcio-alcalinhas, mas enriquecidas em sódio (série trodhjemítica). A idade de 658 M.a. obtida para essas rochas define um dos períodos de orogênese e geração de rochas ácidas nesse complexo.

As características petrográficas, geoquímicas e isotópicas do magmatismo do Grupo Itaiacoca permitem interpretar uma idade Mesoproterozóica para a implantação e sedimentação desse grupo. Essas mesmas características definem também uma idade Neoproterozóica para a formação de dois arcos magmáticos distintos,

representados pelos dois complexos graníticos: Cunhaporanga e Três Córregos.

Para a compreensão dos processos tectônicos existentes no Neoproterozóico, responsáveis pelo desenvolvimento do Ciclo Brasileiro na FIT, fez-se um estudo do magmatismo ácido, através da integração dos resultados obtidos.

A primeira distinção importante entre as rochas granitóides dos dois complexos foi proporcionada pela geoquímica, através de diagramas de afinidades das séries graníticas (figura 18.1). Esses diagramas caracterizam os gnaisses do CCU como cálcio-alcálinos (série tonalito-granito) e os gnaisses do CTC como trondhjemíticos (série trondhjemito-granito).

A caracterização dos gnaisses do CTC como pertencentes à série trondhjemítica define para essas rochas uma composição sódica, enquanto os gnaisses do CCU são enriquecidos em potássio. Os trends de evolução definidos são indicativos importantes da distinção química entre esses complexos.

As diferenças entre os dois complexos são também marcantes considerando-se a geologia isotópica, uma vez que, integrando-se os resultados isotópicos de Pb e de Sr e Nd, é possível diferenciar as rochas desses complexos.

Figura 18.1 - Diagramas (Barker & Arth 1976, Barker 1979) mostrando as características químicas distintas das rochas gnáissicas dos dois complexos graníticos: (□) CCU e (■) CTC.

A comparação das rochas gnáissicas com as rochas graníticas e riolíticas foi prejudicada, do ponto de vista geoquímico, devido ao elevado grau de diferenciação dessas últimas rochas, mas foi

possível ser verificada através da integração dos diferentes isótopos.

As diferenças isotópicas entre os dois complexos graníticos são as seguintes:

- a) Pelo Método Pb-Pb: O diagrama de evolução das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostra que as rochas do CCU possuem razões isotópicas distintas das rochas do CTC (figura 18.2);

Figura 18.2 - Posição das rochas graníticas ($\square$ e Δ) e gnáissicas ($\blacksquare$ e $\blacktriangle$) dos dois complexos, em relação a curvas de evolução de diferentes materiais: "Cs" (Crosta Superior), "Or" (Crosta orogênica) e "M" (Manto) (Zartman e Doe 1981) e "S&K" (Reservatório Condritico) (Stacey e Kramers 1975).

- b) Pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd: O diagrama $\Sigma\text{Nd} = f(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, recalculado para uma idade de 650 M.a (figura 18.3), mostra a composição diferente para as rochas dos dois complexos, indicando, provavelmente, a formação a partir de material (fonte) de composição distinta.

A caracterização dos dois complexos graníticos como diferentes, geoquímica e isotopicamente, permite sugerir que se trata de rochas provenientes de fontes diferentes, com evoluções distintas no tempo

geológico. As idades modelo Sm-Nd ($T(DM)$) caracterizam as rochas do CTC como provenientes de uma fonte (protólito) com idade entre 2.200 e 2.100 M.a., enquanto a fonte (protólito) das rochas do CCU apresenta uma idade provável entre 1.800 e 1.700 M.a.

Figura 18.3 - Diagrama mostrando as diferenças isotópicas dos dois complexos graníticos. A idade para o cálculo é de 650 M.a., com exceção dos metadoleritos (1.080 M.a.).

A partir da verificação de diferenças geoquímicas e isotópicas entre os dois complexos graníticos, fez-se a comparação das razões isotópicas desses complexos com as outras rochas magmáticas estudadas da FIT.

As rochas metavulcânicas da Formação Abapã possuem como principal característica o enriquecimento em elementos incompatíveis (LILE) e em terras raras leves. A determinação dessas rochas como lamproitos sugere que sejam provenientes de um manto do tipo subcontinental.

A integração dos resultados isotópicos das metavulcânicas da Formação Abapã sugere que essas rochas foram formadas a partir de uma fonte enriquecida em elementos incompatíveis, com uma idade de diferenciação de um manto primordial de ± 2.500 M.a.

Os metadoleritos da Formação Bairro dos Campos são caracterizados geologicamente como *sills* intrudidos em calcários de uma plataforma carbonática e, através da química dos piroxênios e da litogeoquímica, como basaltos toleíticos subalcalinos.

Apesar das características de basaltos toleíticos, os metadoleritos apresentam enriquecimento em certos elementos incompatíveis (Zr, Th, Hf e Nb) e em terras raras leves. Os dados geológicos, petrológicos, geoquímicos e isotópicos são indicativos de que essas rochas foram geradas em uma margem continental do tipo passiva, há ± 1.080 M.a, provenientes de um manto subcontinental (E-MORB), formado há ± 2.000 M.a.

Com os resultados geoquímicos e isotópicos das rochas magmáticas da FIT, confeccionaram-se diagramas isotópicos reunindo os dados obtidos neste trabalho, com o objetivo de se compreender as relações existentes entre essas rochas.

O diagrama $\Sigma Nd = f(^{87}Sr/^{86}Sr)$ mostra a variação das razões de Nd e Sr no tempo geológico e caracteriza as rochas magmáticas da FIT como originárias de fontes enriquecidas em $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$, com exceção dos metadoleritos (figura 18.3). Essa composição isotópica indica que o manto provedor do magmatismo na FIT possuía composição de um manto do tipo OIB, ou um manto do tipo subcontinental.

Figura 18.4 - Variação do ΣNd "versus" a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial para todas as rochas da FIT, comparativamente com o campo do OIB.

Através do diagrama $\Sigma Nd = f(^{87}Sr/^{86}Sr)$, é possível verificar também que as rochas do CTC são originárias de uma fonte mais diferenciada, por apresentarem valores menores de ΣNd , comparativamente aos das rochas do CCU (figura 18.4). A evolução das composições isotópicas, nesse diagrama, mostra também a

possibilidade da derivação dos granitóides do CCU das rochas metadoleríticas ou de um manto do tipo OIB.

Através de um diagrama de evolução dos isótopos de Pb, determinam-se as seguintes relações entre as rochas magmáticas da FIT (figura 18.5):

- O campo das rochas metavulcânicas se sobrepõe ao campo das rochas do CCU;
- Os metadoleritos e anfibolitos formam um único campo intermediário aos campos dos dois complexos graníticos.

Figura 18.5 - Diagrama $207\text{Pb}/204\text{Pb} = f(206\text{Pb}/204\text{Pb})$ mostrando a relação dos metadoleritos e metavulcânicas com os campos dos dois complexos graníticos.

O gráfico da evolução do Epsilon Nd (ΣNd), no tempo geológico, define a existência de duas fontes (protólitos), denominadas informalmente de "A" e "B", a partir das quais todas as rochas da FIT evoluíram (figura 18.6). A fonte "A" apresenta uma evolução do ΣNd que origina os metadoleritos, anfibolitos e as rochas graníticas do CCU, enquanto a fonte "B" apresenta uma evolução que, além de originar as rochas gnáissicas do CTC, pode ter sido também a fonte das rochas metavulcânicas.

As características apresentadas pelas rochas metavulcânicas da Formação Abapã, nos diferentes diagramas isotópicos, não definem se essas são rochas provenientes da fonte "B", portanto associadas ao CTC, como parece evidente através dos isótopos de Nd, ou se são rochas provenientes da fonte "A" e contaminadas por uma crosta ainda desconhecida, como parece estar indicado pelos isótopos de Pb e Sr.

Os dados geoquímicos e isotópicos mostram a existência de duas fontes de idades distintas, a partir das quais todas as rochas magmáticas da FIT podem ter sido originadas. Ambas apresentam como características químicas comuns, como elevados teores em elementos incompatíveis e em terras raras leves.

Figura 18.6 - Diagrama da evolução do ΣNd das rochas magmáticas da FIT mostrando a existência de duas fontes distintas partir das quais essas rochas se originaram.

A reunião dos dados sugere que as rochas magmáticas da FIT foram geradas a partir de dois mantos subcontinentais distintos. Esses mantos, pelas idades $T(DM)$, teriam se formado em épocas diferentes, como consequência de processos orogenéticos associados à subducção e acreção continental no Paleoproterozóico ou Mesoproterozóico.

A caracterização das rochas dos dois complexos graníticos cálcio-alcálinos como arcos magmáticos provenientes, provavelmente,

de dois mantos subcontinentais distintos, associada à importante anomalia gravimétrica, permite interpretar que a FIT marca, na atualidade, o limite entre dois blocos continentais. Esses blocos foram formados em diferentes épocas, e possuíam uma história geológica distinta, até o Neoproterozóico, quando, por um processo de colisão continental (Ciclo Brasileiro), sofreram uma colagem.

19 - MODELO GEODINÂMICO PARA A EVOLUÇÃO DA FIT

Qualquer proposição de um modelo geodinâmico para a FIT deve considerar, simultaneamente, os dados obtidos e os existentes nas outras seqüências supra, meso e infracrustais do Precambriano do sudeste da Plataforma Sul-Americana.

A quantidade de dados geoquímicos e isotópicos obtida neste trabalho, em uma área restrita, supera a existente nas outras regiões do Precambriano do Estado Paraná. Como consequência, ao ponderar esses dados, o modelo geodinâmico apresentado pode aumentar o grau de importância da FIT, em detrimento de outras regiões ainda pouco conhecidas.

A configuração atual da FIT decorre da atuação do Ciclo Brasileiro, que proporcionou a colagem de dois blocos continentais. Esses blocos possuíam, então, diferentes histórias geológicas, que puderam ser compreendidas através do estudo isotópico e geoquímico dos respectivos mantos subcontinentais.

Como foi descrito no capítulo anterior, as características geoquímicas e isotópicas das rochas dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos permitem admitir a hipótese de esses complexos serem originários de dois mantos subcontinentais distintos, que constituíam diferentes placas continentais. Essas placas sofreram uma colisão do tipo continente-continente durante o Paleoproterozóico (Ciclo Brasileiro), passando então a constituir uma única placa. A FIT é a região que, ao ficar "presa" entre os dois arcos magmáticos, marca, na atualidade, o limite entre as duas massas continentais existentes no Mesoproterozóico.

19.1 - O Paleoproterozóico

O Paleoproterozóico para a FIT é a época em que, através da diferenciação de um manto primordial, ocorreu a formação de mantos do tipo subcontinental, que serviu, posteriormente, como fonte para as rochas magmáticas:

A formação de um manto do tipo subcontinental está associada a um ciclo tectônico através de processos colisionais com subducção,

que ocasionam "contaminação" e conseqüente enriquecimento em elementos incompatíveis, em um manto inicialmente do tipo normal (N-MORB). Em conjunto, com esses processos, formam-se rochas metassedimentares e metavulcânicas, que possibilitam caracterizar o ciclo tectônico espacial e temporalmente.

As informações utilizadas neste trabalho sobre o período foram obtidas através do método Sm-Nd. Os resultados das idades modelo (T(DM)) permitem considerar a existência de dois mantos subcontinentais. Esses dois mantos estão associados aos dois blocos continentais, denominados de Bloco Paraná (W-NW) e Bloco Curitiba (E-SE), responsáveis pela geração dos complexos graníticos, no final do Neoproterozóico.

O Bloco Paraná, em relação ao bloco Curitiba, possui como características isotópicas razões elevadas dos isótopos de Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) e valores do ΣNd mais baixos. Na região em estudo, as rochas consideradas como provenientes desse bloco definem uma idade de diferenciação de um manto primordial em torno de 1.800 - 1.700 M.a.

O Bloco Curitiba parece ser a principal fonte de geração para as rochas granitóides do CTC. As características isotópicas definem razões baixas dos isótopos de Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) e elevadas de Nd. A idade de diferenciação de um manto primordial, obtida através do método Sm-Nd, é de 2.200 - 2.100 M.a.

As idades diversas de diferenciação de um manto primordial para os dois blocos, associadas às diferenças geoquímicas das rochas que geraram (figura 18.1), permitem admitir duas possibilidades para a existência desses blocos no Paleoproterozóico;

- a) eram, nessa época, dois blocos continentais (placas) com vidas geológicas peculiares, que sofreram eventos continentais diferentes e conseqüentemente possuíam mantos subcontinentais distintos;
- b) constituíam um único bloco continental que sofreu um evento de acreção continental, talvez durante o Ciclo Transamazônico (± 2.000 M.a), originando um manto subcontinental heterogêneo.

19.2 - O Mesoproterozóico

O Mesoproterozóico, para a região em estudo, é a época em que, após a formação dos mantos continentais, ocorreu uma diminuição de

intensidade dos eventos tectônicos compressoriais, entre 2.000 e 1.800 M.a., e teve início o desenvolvimento da sedimentação do Grupo Itaiacoca e, talvez, do Grupo Açungui.

A idade do início do desenvolvimento da "Bacia Itaiacoca" não pôde ser determinada, mas a idade apresentada pelos metadoleritos, da Formação Bairro dos Campos, marca uma importante época de magmatismo do tipo toleítico (± 1.080 M.a.), associado a uma das fases de abertura dessa bacia.

A caracterização das metavulcânicas como lamproítos permite se ter idéia do ambiente geotectônico existente no Mesoproterozóico, que possibilitou a implantação da "Bacia Itaiacoca", uma vez que rochas lamproíticas são produtos de magmatismo pós-orogênico, comuns em ambientes distensionais que se encontram próximos a paleozonas de subducção (Zona de Benioff fóssil).

Ressalta-se que a relação existente entre as rochas metavulcânicas e as metareno-feldspáticas (Formação Abapã), interpretadas como uma seqüência de interior de placas, corrobora a proposta de Souza (1990), que define a sedimentação das rochas areno-feldspáticas como tendo (...)preenchido grandes calhas de um sistema tipo "grabens/horsts", com manifestações subvulcânicas(...). Portanto, essa formação pode ser definida como de um ambiente distensional, associado à abertura de uma bacia do interior ou da margem de uma placa continental.

No caso de a "Bacia Itaiacoca" ter sido originada a partir de um sistema de *grabens/horsts*, que posteriormente evoluiu para um ambiente de margem continental do tipo passiva, a possibilidade (b), anteriormente referida, da existência no Paleoproterozóico de um único bloco continental, que posteriormente sofreu uma fragmentação, passa a ser mais plausível.

A "Bacia Itaiacoca" se implantou entre um continente a NW e um mar aberto a SE (Souza 1990). As diferentes formações do Grupo Itaiacoca são típicas de uma plataforma carbonática sobre uma crosta do tipo continental, talvez adelgada. O limite SE dessa bacia não pode ser reconhecido na região estudada, por isso, neste trabalho, não é possível fazer uma correlação entre as rochas do Grupo Itaiacoca com as do Grupo Açungui.

Na implantação da "Bacia Itaiacoca", é preciso considerar o resultado de 1.250 ± 100 M.a., por ser um intervalo provável de geração das rochas metavulcânicas da Formação Abapã. É importante

ressaltar que as rochas mais antigas lamproíticas conhecidas são do Mesoproterozóico, porque, antes dessa época, alguns autores sugerem a inexistência de mantos passíveis de servirem de fonte para esse tipo de magmatismo (Mitchell & Bergman 1991).

A reunião dos dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos das rochas do Grupo Itaiacoca permite aventar as seguintes hipóteses para a "Bacia Itaiacoca":

- a) início da abertura dessa bacia no Mesoproterozóico, através do desenvolvimento de falhas profundas que originaram os *rifts*. Nesse caso, a Formação Abapã seria a basal do Grupo Itaiacoca, como definido por Souza (1990);
- b) o intervalo de idade entre 1.200 M.a. e 1.000 M.a., como o período em que essa bacia atingiu certo grau de desenvolvimento, que possibilitou a fusão parcial de porções diferentes da litosfera, permitindo a geração dos metadoleritos.

A porção sudeste da Plataforma Sul-Americana é interpretada por diferentes autores como palco do Ciclo Tectônico Uruaçuano (Pontes 1982, Soares 1987, Souza 1990, Campos Neto 1991). As informações geológicas, geoquímicas e isotópica das rochas magmáticas estudadas do Grupo Itaiacoca e dos granitóides associados não apresentaram evidências de geração de rochas magmáticas de ambientes compressionais, no intervalo de idade admitido para esse ciclo.

Os resultados radiométricos na FIT, com idades compatíveis às do Ciclo Uruaçuano, caracterizam rochas típicas de ambientes distensionais, como é o caso dos metadoleritos. Mesmo os resultados isotópicos, como as idades modelo Sm-Nd, que permitem conhecer a época de formação de um manto subcontinental, formado em consequência de processos de subducção, não estão indicando qualquer idade que permita caracterizar esse ciclo.

A falta de evidências do Ciclo Uruaçuano sobre as rochas da FIT indica que esse ciclo, provavelmente, não ocorreu nessa faixa. Como consequência, pode-se admitir que a "Bacia Itaiacoca", nessa época, ou estava distante das regiões orogênicas ou estava se desenvolvendo sobre uma região estável que servia de ante-país (cráton) para as faixas uruaçuanas.

19.3 - Neoproterozóico e Eopaleozóico

No Neoproterozóico, provavelmente, completou-se o processo distensional da Bacia Itaiacoca e teve início o processo compressional, que ocasionou o fechamento de um oceano, envolvendo as rochas do Grupo Itaiacoca. Esse fechamento culminou com o choque entre dois blocos continentais e o desenvolvimento do Ciclo Tectônico Brasileiro.

Como consequência desse processo de amalgamação de duas placas continentais, no Ciclo Brasileiro, ocorreu a geração das rochas dos complexos granitóides. O estudo das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas desses complexos permite aventar a existência de três períodos orogênicos durante esse ciclo, responsáveis pela geração de rochas ácidas cálcio-alcalinas.

Dois períodos orogênicos estão associados à geração do magmatismo ácido sin-tectônico, representado pelas rochas gnáissicas dos complexos graníticos, que podem ser resultantes de processos colisionais associados a subducções.

O terceiro período orogênico está relacionado ao magmatismo ácido tardi a pós-tectônico, responsável pela geração dos corpos graníticos (*sensu stricto*) do CTC. Essa orogênese pode ser produto de processos transpressivos tardios, decorrentes de reajustes entre as duas placas continentais, proporcionados pelas orogêneses anteriores (Fiori 1985c, Soares 1987).

Através dos resultados geoquímicos e isotópicos, propõe-se um modelo geodinâmico para explicar, tectonicamente, a atual configuração geográfica da FIT. Nessa configuração, os complexos granitóides Três Córregos e Cunhaporanga representam as raízes de dois arcos magmáticos gerados na borda de dois blocos continentais. Esses complexos foram justapostos durante o Ciclo Brasileiro, sendo a FIT uma região que marca o limite atual entre os dois blocos existentes no Neoproterozóico.

A evolução da colagem dos dois blocos continentais (Paraná e Curitiba), bem como o período de geração dos dois arcos magmáticos podem ser compreendidos através da figura 19.1. Os períodos orogênicos foram denominados de Cunhaporanga e Três Córregos, em virtude de serem as rochas desses complexos suas principais representantes. O terceiro período, não denominado, é caracterizado pela intrusão de diferentes corpos graníticos, que se apresentam

cortando tanto as seqüências supracrustais do Grupo Açungui, como as rochas gnáissicas do CTC.

19.3.1 - Orogênese Cunhaporanga

Culminando a fase compressional, ocorreu o fechamento da "Bacia Itaiacoca", através de uma importante orogênese, resultante de um processo de subducção que gerou os ortognaisses do CCU. Apesar de os resultados isotópicos obtidos para os Gnaisses Piraí do Sul (± 746 M.a.) não permitirem definir com precisão a idade dessa orogênese, pode-se inferir um intervalo entre 800 e 700 M.a.

A Orogênese Cunhaporanga está possivelmente associada à primeira fase deformacional que afetou as rochas da Formação Água Clara do Grupo Itaiacoca e, talvez, as do Grupos Açungui. Essa fase deformacional atingiu preferencialmente as unidades mais internas e profundas, e ocasionou um metamorfismo que alcançou, em algumas seqüências lito-estratigráficas, a fácies anfibolito (Pontes 1982, Reis Neto & Soares 1987).

O volume do magmatismo ácido acrescido durante essa orogênese é representado pelas rochas gnáissicas. Essas rochas podem ter sido originadas a partir de um fenômeno de subducção, associado a uma colisão entre dois blocos continentais. Durante essa colisão, o manto subcontinental existente sob o Bloco Paraná, com idade de geração de 1.800-1.700 M.a., serviu como fonte para esse magmatismo.

A caracterização espacial das diferentes placas entre 800 e 700M.a. e o início da implantação do arco magmático Cunhaporanga podem ser visualizados na primeira parte (A) da figura 19.1. Na parte (A), observam-se os ortognaisses do CCU como representantes de um arco magmático, a partir do choque de dois blocos continentais. Na época, parte das seqüências do Grupo Itaiacoca e das do Grupo Açungui assumem a posição de *fore arc*. Bacias típicas de *back arc* e de *fore arc* provavelmente se desenvolveram no Neoproterozóico, mas não foram reconhecidas na FIT.

19.3.2 - Orogênese Três Córregos

Após a fase compressional responsável pela Orogênese Cunhaporanga e, possivelmente, uma fase distensional (trafrogenese), ocorreu um outro evento compressional (orogênese) que gerou as rochas gnáissicas cálcio-alcalinas pertencentes ao CTC. Os

resultados isotópicos, definindo a idade de 658 M.a. para os gnaisses Paina e Rio Morcego, permitem interpretar o intervalo entre 700 e 600 M.a. como um período orogenético.

Essa orogênese foi denominada de Três Córregos, por serem as rochas granitóides do complexo homônimo suas principais representantes. Devido à intensidade dos esforços, a orogênese foi abrangente em termos regionais, atingindo indiscriminadamente todas as seqüências de rochas dos grupos Itaiacoca e Açungui. Em alguns casos, foi responsável por um retrometamorfismo nas seqüências que sofreram o evento tectono-termal associado à Orogênese Cunhaporanga e, na maioria dos casos, por um metamorfismo que atingiu a fácies xisto verde nas zonas da clorita ou biotita.

A Orogênese Três Córregos foi a principal responsável pelo fechamento da Bacia Itaiacoca e Açungui, ocasionando, conseqüentemente, encurtamento crustal. Esse encurtamento pode ter sido o responsável por uma fase importante de deformação dos grupos Itaiacoca e Açungui, que é interpretada como a responsável pelos grandes cavalgamentos, que atingiram indiscriminadamente as seqüências supracrustais (Fiori 1985b, Fiori 1987a, Fiori 1990, Fiori et al. 1987b, Soares 1987).

O volume do magmatismo ácido acrescido durante essa orogênese pode ser compreendido pela ocorrência das rochas gnáissicas e migmatíticas, definidas como pertencentes ao então Complexo Apiaí-Mirim (Chiodi Fº 1984, Hasui et al. 1984a, Theodorovicz & Câmara 1988). Em geral, a geração de grandes quantidades de magma ácido está associada a um fenômeno de subducção, ligado à colisão de dois continentes.

Através do estudo geoquímico e isotópico, pôde-se determinar que as rochas do gnáissicas do CTC foram geradas a partir de um manto subcontinental, com idade de diferenciação de um manto primordial de ± 2.200 M.a.

O desenvolvimento da Orogênese Três Córregos, com a implantação do Arco Magmático Três Córregos, influenciou a placa que se encontrava a NW da FIT (Bloco Paraná). Como conseqüência, ocorreu, nessa placa, um novo estágio de magmatismo, que foi, possivelmente, responsável pelo atual configuração do Complexo Cunhaporanga. Esse magmatismo, com idade mínima em torno de 620 M.a., é representado pelos corpos granitóides e pelos stocks riolíticos, intrudidos tanto no interior do complexo, como nas rochas do Grupo Itaiacoca.

800-700 M.a

A - 1ª Orogênese - Cunhaporanga

Colisão do Bloco Curitiba com o Bloco Paraná. Por ter uma composição trondhjemitica, o Bloco Curitiba subducta sob o Bloco Paraná.

Com a subducção, ocorre a geração do arco magmático Cunhaporanga e a geração dos gnaisses sin-tectônicos na borda SSE do Bloco Paraná

700-600 M.a

B - 2ª Orogênese - Três Córregos

Com a continuidade dos esforços compressoriais ocorre um rompimento do Bloco Curitiba. Desenvolve-se uma nova região de subducção e como consequência a geração dos gnaisses sin-tectônicos do Arco Magmático Três Córregos.

Os esforços residuais sobre o Arco Magmático Cunhapor. tiveram como consequência a geração das rochas graníticas e riolíticas.

600-500 M.a

C - 3ª Orogênese

A última fase compressional resultou no fechamento das bacias Itaiacoca e Açungui e o desenvolvimento das grandes falhas transcorrentes: Lancinha e Itapirapuã. Essas transcorrências ocasionaram o deslocamento de blocos crustais.

Essa orogênese ocasionou a geração dos granitos e riolitos tardi-orogênicos do CTC, e foi a responsável pela justaposição dos dois arcos magmáticos.

Figura 19.1 - Principais eventos de subducções e colisões envolvendo a FIT no Neoproterozóico.

A situação geográfica do CTC e CCU, associada aos dados gravimétricos e estruturais, permite definir a Falha de Itapirapuã como o limite entre placas continentais. A disposição dos diferentes blocos continentais e dos arcos magmáticos Três Córregos e Cunhaporanga, no período compreendido entre 700 e 600 M.a., pode ser visualizada através da segunda parte (B), do modelo de evolução apresentado na figura 19.1.

Esse modelo caracteriza os ortognaisses do Complexo Três Córregos como representantes de um arco magmático implantado há 650 M.a., a partir da placa que se encontra a SE da FIT (Placa Curitiba). Grande parte das seqüências do Grupo Itaiacoca está condicionada entre os dois arcos magmáticos (Cunhaporanga e Três Córregos), enquanto as seqüências do Grupo Açungui assumem, nessa época, uma posição de *back arc* em relação ao arco magmático Três Córregos.

Terceiro Período Orogenético

Após a fase compressional responsável pela Orogênese Três Córregos ocorreu, provavelmente, outra fase distensional, e um terceiro processo compressional (orogênese). Esse processo compressional foi responsável pela geração de inúmeros corpos de rochas graníticas (*sensu stricto*) e riolíticas cálcio-alcalinas, que se alojaram nas rochas gnáissicas do Arco magmático Três Córregos.

Rochas graníticas dessa orogênese apresentam-se cortando e intrudindo indiscriminadamente tanto as rochas gnáissicas como as seqüências supracrustais à SE (Ex. Granito Piedade, Granito Morro Grande). O CTC com proporções batolíticas é consequência, portanto, da justaposição de rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas que possuem diferentes idades de geração.

A idade dessa terceira orogênese não pode ser determinada nesse trabalho. Os resultados isotópicos das rochas graníticas (*sensu stricto*) do CTC permitiram definir uma idade mínima de geração dessas rochas de 508 M.a. Por analogia e informações existentes pelo método K-Ar, pode-se admitir um intervalo de idade entre 600 e 500 M.a. como o mais provável para a atuação da orogênese.

Essa orogênese está associada a processos transpressivos continentais que tiveram como consequência o desenvolvimento de grandes falhas transcorrentes regionais (Lancinha, Ribeira e

Itapirapuã) e a geração dos corpos graníticos do tipo Cerne e Morro Grande (Soares 1987). Do ponto de vista estrutural, essa terceira orogênese pode estar relacionada à terceira fase deformacional, que afetou as rochas supracrustais dos grupos Itaiacoca e Açungui.

As rochas graníticas do CTC, geradas nessa terceira orogênese, tiveram como fonte o mesmo manto subcontinental das rochas gnáissicas, com idade de ± 2.200 M.a.

A situação geográfica das rochas do CTC, a SE da FIT, e a inexistência de idades entre 600 e 500 M.a. no CCU são indicações de que a terceira orogênese foi mais atuante no bloco que se encontra a SE da FIT (Placa Curitiba).

O modelo geodinâmico apresentado neste trabalho para a FIT, e como consequência para as rochas do Grupo Açungui, com fechamento de oceanos e colisões de continentes e arcos magmáticos, são eventos tectônicos menores dentro do processo de formação do Supercontinente Gondwana, no final do Proterozóico.

Referências Bibliográficas

Referências Bibliográficas

- ALLEGRE, C.J.; DUPRE, B.; RICHARD, P.; ROUSSEU, D.; BROOKS, C. 1981. Subcontinental versus suboceanic mantle, II. Nd-Sr-Pb isotopic comparison of continental tholeiites with mid-ocean ridge tholeiites, and the structure of the continental lithosphere. *Earth and Planet. Sci. Letters.*, 57:25-34.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1944. *Collenia Itapevensis* sp.n.- um fóssil Pré-Cambriano do Estado de São Paulo. *Bol. da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Univ.*, 12:47-57.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-cambriano brasileiro. *An. Acad. Brasil. Ciênc.* 28(4):XLIV-XLV.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1957. Novas ocorrências de fósseis no pré-cambriano Brasileiro. *An. Acad. Brasil. Ciênc.* 29(1):63-72.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. ; NEVES, B.B. de B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc. USP*, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y; NEVES, B.B. de B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Atas... Campina Grande, SBG/NNE.p.363-391.
- ALMEIDA, M.A.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. 1986. A formação Água Clara na região de Araçáiba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG., v.2, p.905-918.
- AUBOUIN, J. 1965. *Geosynclines. Developments in Geotectonics* 1. Amsterdam, Elsevier Publishing Company. 355p.
- BARKER, F. 1979. *Trondhjemitic, dacites and related rocks*. Amsterdam. Elsevier Publishing Company.
- BARKER, F.; ARTH, J.G. 1976. Generation of Trondhjemitic-Tonalitic liquids and Archean bimodal Trondhjemitic-basalt suites. *Geology* 4:596-600.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O. ; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR e SC). Submetido a *Rev. Bras. Geoc.*, SBG (no prelo).
- BATCHELOR, R.A.; BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-65.

- BATOLLA Jr., F.; SILVA, A.T.S.F. da; ALGARTE, J.P. 1981. O Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná. In: SIMP.REG.GEOL., 3, Curitiba, 1981. Atas... Curitiba, SBG., v.1, p.94-108.
- BERNASCONI, A. 1983. Geological comparison of Precambrian and Early Paleozoic terrains between the South-West coast of Africa and the South-East coast. of South America. *Precambrian Res.*, 23:9-31.
- BERNASCONI, A. 1987. The major Precambrian terranes of Eastern South America: A study of their regional and chronological evolution. *Precambrian Res.*, 37:107-124.
- BESWICK, A.E.; SOUCIE, G. 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Res.*, 6:235-248.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1956. Estudos preliminares na série Açungui V - Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiçu (Estado do Paraná). *Dusenía*, 8(6):317-323.
- BIONDI, J.C. 1989. (Coordenador). *Mapa Geológico do Estado do Paraná*, (Escala 1:650.000). Minerais do Paraná S/A- MINEROPAR. Convênio DNPM/Sec. Ciência e Tecnol. e Des. Econ. do Estado do Paraná, Curitiba.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian. Res.*, 53:23-40.
- BROWN, G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity evolution, and relation to volcanic arcs. In; R. S. Thorpe (editor). *Andesites*. John Wiley & Sons, p.438-461.
- BROWN, G.C.; WILSON. 1986. The Petrology and geochemistry of the Barby formation, Sinclair sequence. *Comun. Geol. Surv. SW Africa-Namibia*, 2:93-108.
- CABANIS, B; LECOLLE, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.309, Série II, p.2023-2029.
- CAMPANHA, G.A.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMP.SUL BRAS.GEOL., Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG., v.2 p.725-742.
- CAMPOS NETO, M da C. 1991. *A porção ocidental da faixa Alto Rio Grande-Ensaio de Evolução Tectônica*. Tese de doutoramento, Inst. de Geoc. da Univers. de São Paulo. São Paulo, 210p.

- CHIODI FILHO, C. 1984. Contribuição à Geologia das regiões sul paulista e leste paranaense - Grupos Açungui e Setuva. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG., v.5 p.2394-2403.
- CONDIE, K.C. 1982. *Plate Tectonics & Crustal Evolution*. 2ed., Pergamon Press. 310 p
- CONDIE, K.C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. R. Gorbatshev (Editor). *Proterozoic Geochemistry. Lithos*, 23:1-18.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHUST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London. George Allen & Unwin Ltd. 450 p.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM. 1977a. Projeto Leste do Paraná. Relatório final de geologia - Folha Campo Largo (SG-22-X-C-III). São Paulo, DNPM/BADEP/ JGUFFP/CPRM.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM. 1977b. Projeto Leste do Paraná. Relatório final de geologia - Folha Pirai do Sul (SG. 22-X-A-VI). São Paulo, Convênio DNPM/CPRM.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM. 1983. Projeto Capão Bonito . Relatório Final . PRO-MINÉRIO/CPRM .
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM. 1986. Projeto Engenheiro Maia - Ribeirão Branco. Relatório Final, PRO-MINÉRIO:CPRM. São Paulo, v.1 e v.3.
- CORDANI, U.G; BRITO NEVES, B.B; FUCK, R.A; PORTO, R; THOMAZ FILHO, A; CUNHA, F.M.D. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciências Técnica Petróleo*, seção Exploração de Petróleo, Petrobrás, 15:1-70.
- CORDANI, U.G; TEIXEIRA, W; TASSINARI, C.C.G; KAWASHITA, K; SATO; K. 1998. The growth of the Brazilian shield. *Episodes*, 11:163-167.
- DEBON, F.; FORT, P.; SABATÉ, P. 1988. Uma classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações, método e aplicações. *Rev. Brasil. Geoc.*, 18(2):122-133.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1977. *An introduction to the rock forming minerals*. London. Longman. 528p.
- DePAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planet. Sic. Letters.*, 53:189-202.

- DEUTSCH, S; LEDENT, D; PASTEELS, P. 1965. *Datation par le méthodes Rb/Sr et Pb/U au Laboratoire de Géocronologie du Service de Geologie et de Geochimie Nucleaires. Universite Libre de Bruxelles.*
- DICKINSON, W.R.; VALLONI, R. 1980. Plate settings and provenance of sands in modern ocean margin-type sandstone. *Geology*, 3:487.
- DICKINSON, W.R.; BEARD, G.R.; ERJAVEC, J.R.; FERGUSON, R.C; INMAN, K.F.; KNEPP, R.A.; LINDBERG, F.A.; RYBERG, P.T. 1983. Provenance of north American Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *GSA Bull*, 94(2):222-235.
- DOTT, R.L. 1964. Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification. *J. Sediment. Petrol.*, 34:625-632.
- DUPRET, L.; CABANIS, B.; LE GALL, J.; DORE, F. 1985. Les tholéiites d'Arc Brivériennes de Montsurvent (Manche) leur place dans l'évolution orogénique Cadomienne du nord de l'Armorique. *Hercynica*, 1:39-46.
- DUTRA, C.V. 1984. Método para determinação de traços e sub-traços de Terras Raras em rochas por espectrometria de plasma (ICP) - Aplicação em petrogênese. In: CONGR.BRAS.GEOL., 33, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, 1984. SBG., v.10 p.4792-4805.
- EBERT, H. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do Grupo Setuva no Estado do Paraná com sugestões à tectônica geral do geosinclinal Açungui. In: CONGR.BRAS.GEOL., 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG., v.1 p.131-146.
- FAIRCHILD, T.R. 1977. Conophyton and other columnar stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group near Itapeva, São Paulo, Brazil. In: SIMP.REG.GEOL., 1, São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, SBG. p.179-198.
- FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2 ed. New York. John Wiley & Sons. 589 p.
- FIORI, A.P. 1985a. Avaliação preliminar do deslocamento dúctil das Falhas da Lancinha e de Morro Agudo no Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc. Curitiba*, 36:15-30.
- FIORI, A.P. 1985b. (Coordenador) Estudos geológicos integrados do Pré-Cambriano Paranaense. Convênio UFPR/MINEROPAR, texto final, Curitiba. 192 p., 4 mapas.

- FIORI, A.P. 1985c. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação dúctil de alguns granitos paranaenses. *Bol. Paran. Geoc. Curitiba*, 36:31-40.
- FIORI, A.P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. Tese de Livre-docência, Inst. de Geoc. da Univ. de São Paulo. São Paulo. 246p.
- FIORI, A.P.; CAMARGO, E.C.; MONASTIER, M.S.; LIMA, R.E.; FUMAGALLI, C.E.; SALAMUNI, E.; FASSBINDER, E.; GOIS, J.R. de. 1984. Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações associadas ao Pré-Cambriano paranaense. UFPR-MINEROPAR, Curitiba. 261 p.
- FIORI, A.P. 1987a. (Coordenador) Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Açungui e da Formação Itaiacoca no Estado do Paraná. Convênio UFPR/MINEROPAR, texto final, Curitiba. 191 p., 5 mapas.
- FIORI, A.P.; FUMAGALLI, C.E.; GOIS, J.R. de; SALAMUNI, E. 1987b. As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco-Bocaiúva do Sul. In: SIMP.SUL BRAS.GEOL., 3, Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG., v.1 p.281-301.
- FIORI, A.P.; SALAMUNI, E.; FASSBINDER, E. 1987c. Geologia da região de Bateias-Bocaiúva do Sul. In: SIMP.SUL BRAS.GEOL., 3, Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG., v.2 p.773-787.
- FLOYD, P.A.; WINCHESTER, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planet. Sci. Letters.*, 27:211-218.
- FOLEY, S.F.; VENTURELLI, B.; GREEN, D.H.; TOSCANI, L. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci.Rev.*, 24:81-134.
- FOLEY, S.F.; WHELLER, G.E. 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanates. *Chemical Geology*, 85:1-18.
- FRITZSON JR., O.; PIEKARZ, G.F.; FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva(PR). In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG., v.3 p.987-1001.
- FUCK, R.A. 1967a. Geologia das folhas de Jaquaricatu e Socavão. Inst. de Geoc. da Univ. Federal do Paraná. (Inédito).
- FUCK, R.A. 1967b. Geologia da Folha de Abapã. Inst. de Geoc. da Univ. Federal do Paraná., 25:1-33.

- FUCK, R.A. 1991 Aprovada nova escala do tempo geológico para o Pré-Cambriano. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(2):182-183.
- FUCK, R.A.; TREIN, E.; MARINI, O.J. 1967 Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, 23/25: 5-41.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E.; MURATORI, A. 1971. Geologia do Leste Paranaense. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1 p.121-130.
- GOKHALE, N.W.; GOTHE, N.N. 1978. Chemical distinction of amphibolites. *J. Geol. Soc. India*, 19:376-379.
- HALLINAN, S.E.; SHUKOWSKY, W.; MANTOVANI, M.S.M. 1993 Estruturação do embasamento Pré-cambriaco da região sul do Brasil e Uruguai: Novos modelos resultantes de densificação gravimétrica. Primer Simp. Inter. del Neoproterozoico-Cambriaco de la Cuenca del Plata. *Resumenes Extensos, Tomo II*. La Paloma - Minas. Uruguai.
- 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). 1986. *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, 19:67-81.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5(4):257-266.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICH, C.A. 1980. Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 52:61-76.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984a. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG., v.7 p.3297-3306.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984b. O Granito Três Córregos revisado e o Maciço Catas Altas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG., v.7 p.3023-3031.
- HASUI, Y.; EBERT, H.D.; QUADE, H. 1984c. Aspectos geológicos da mega antiforma da Serra do Cadeado, PR. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG., v.7 p.2380-2393.
- HUGHES, J.C. 1982. *Igneous Petrology. Developments in Petrology*. Elsevier. 551p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLOGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. 1985. Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG-22-X-B-I-4). e Araçáiba (SG-22-X-B-II-3), Estado de São Paulo e Paraná. São Paulo, IPT (Relatório 22150).

- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLOGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT.
1986 Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo, IPT/SICCT/PRO-MINÉRIO. 54p.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian J. Earth Science*, 8:523-548.
- JAHN, B.M. 1988. Pb-Pb dating of young marbles from Taiwan. *Nature*, 332: 429-431.
- JAHN, B.M.; BERTRAND-SARFATI, J.; MORIN, N.; MACÉ, J. 1990 Direct dating of stromatolitic carbonates from Schmidtsdrif formation (Transvaal dolomite), South Africa with implication on the age of Vendersdorf supergroup. *Geology*, 18:1211-1214.
- JAKES, P.; GILL, J. 1970. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth and Planet., Sci. Let.*, 9:17-28.
- JOHANSEN, A. 1939. *A descriptive petrography of the igneous rocks*. 1-4 v. 2 ed. Ed. Univ. Chicago Press.
- KAWASHITA, K. 1972. *O Método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas*. São Paulo. Tese de Doutorado. IG-USP. 111p.
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I.K.; SATO, K.; SONOKI, H.M. 1990. Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errócronas e pseudoisócronas. *Bol.IG-USP, Sér. Cient.*, 21:53-72.
- LEAKE, B.E. 1964. The chemical distinction between Ortho and Para-amphibolites. *J. Petrology*, 5(2):238-254.
- LEAKE, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 16:501-520.
- LE BAS, M.J. 1971. Peralkaline volcanism, crustal swelling and rifting. *Nature*, 230:85-87.
- LE BAS, M.J. 1987. Alkaline magmatism with or without rifting. *Tectonophysics*, 143(1-3):75-84.
- LE ROEX A.P.; DICK, H.J.B.; ERLANK,; REID, A.M.; FREY, F.A.; HART, S.R. 1983. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. *J Petrol.*, 21:267-318.
- LE ROEX A.P.; DICK, H.J.B.; FISHER, R.L. 1989. Petrology and geochemistry of MORB from 25 °E to 46 °E along the southwest Indian Ridge. Evidence for contrasting styles of mantle enrichment. *J. Petrol.* 30(4):947-986.

- LETERRIER, J.; MAURY, R.C.; THONON, P.; GIRARD, D.; MARCHAL, M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planet. Sci. Letters.*, 59:139-154.
- LIMA, R.E.; REIS NETO, J.M.; MONASTIER, M.S. 1993. Geologia e depósito de talco da faixa Itaiacoca. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 5, Curitiba. *Guia de Excursão*. Curitiba, SBG.
- MACHIAVELLI, A. 1991. *Os granitóides deformados da Região de Piên (PR): Um provável arco magmático do Proterozóico Superior*. Dissertação de Mestrado. Inst. Geoc. Universidade de São Paulo. São Paulo.
- MARINI, O.J. 1970. *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul (PR)*. Tese de doutorado - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro. Rio Claro, 190 p.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, 23/25:43-104.
- MESCHEDE, M. 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56:207-218.
- MEYER, G.; GLADNEY, E.S.; GRUFFAT, I.J.; RAIMBAULT, L. 1988. Analyse des standards de L'U.S.G.S.: GXR-1 a GXR-6 par activation neutronique et fluorescence X. *Geostandards News*, 12(1):53-56.
- MINERAIS DO PARANA S/A - MINEROPAR. 1986. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Escala 1:1 400 000. Curitiba.
- MITCHELL, A.H.G.; GARSON, M.S. 1981. *Mineral deposits and global tectonic settings*. Academic Press, New York.
- MITCHELL, R.H.; BERGMAN, S.C. 1991. *Petrology of Lamproites*. Plenum Press, New York. 447p.
- MIZUSAKI, A.M.P.; PETRINI, R.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; DIAS, J.; DE MIN, A.; PICCIRILLO, E.M. 1992. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). *Contrib Mineral Petrol.*, 111:143-160.
- MOORBATH, S.; TAYLOR, P.N.; ORPEN, J.I.; TRELAR, P.; WILSON, J.F. 1987. First direct radiometric dating of archean stromatolitic limestone. *Nature*, 326:865-867.
- MURATORI, A.; TREIN, E.; HAUSEN, J.P.; BERTOLDO, A.; RIVEREAU, J.C. 1970. Geologia do extremo norte do 1º planalto e parte do 2º planalto paranaense. In: CONGR. BRAS. GEOL., 24, Brasília, 1970. *Resumo das Comunicações. Boletim Especial 1*, SBG. p.201-205.

- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **38**:757-773.
- NISBET, E.G.; PEARCE, J.A. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral Petrol.*, **63**:149-160.
- OLIVEIRA, E.P. 1925. Mapa geológico do Estado do Paraná, Rio de Janeiro. Serv. Geol. Mineral do Brasil, escala 1:1 000 000.
- OLIVEIRA, A.P. 1927. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná. Serv. geol. Mineral do Brasil, Monografia VI, Rio de Janeiro, 28p.
- OLIVEIRA, A. da S.; FERNANDES, C.A.C.; ISSLER, R.S.; ABREU, A.S.; MONTALVAO, R.M.G. de; TEIXEIRA, W. 1975. Geologia. In: PROJETO RADAM. Folha NA.21 Tumucumaque e parte da Folha NA.21; Geologia, geomorfologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM. (Levantamento de Recursos Naturais 9).
- PEARCE, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (Editors). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantiwich: Shiva Publishing Limited, 272p.
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace element analyses. *Earth Plan. Sci. Letters.*, **19**:290-300.
- PEARCE, J.A. & GALE, G.H. 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous rocks host rocks. In: *Volcanic Processes in Ore Genesis*. Geol. Soc of London Special Publication n. 7 p.14-24.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRCKE, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **36**:121-132.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination of granitic rocks. *Journal Petrol.*, **25**(4):956-983.
- PELOGGIA, A.U.G.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1991. Utilização de diagrama Ferro-Titânio na distinção química entre orto e para-anfibolitos. *Bol. IG-USP, Série Científica*, **22**:51-60.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G; OJEDA & OJEDA, H.A.; FULFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura

- Estratigráfica. Guia de nomenclatura estratigráfica. (CENE/SBG) *Rev.Bras.Geoc.*, 16:370-415.
- PIEKARZ, G.F. 1981. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à Sequência Mineralizada do Perau (PR). In: SIMP. REG. GEOL.,3, São Paulo, 1981. *Anais...*São Paulo, SBG, v.1.p.148-154.
- PIEKARZ, G.F. 1984. Geologia e Resultados Preliminares da Pesquisa no Núcleo Betara da Formação Perau (PR). In:CONGR. BRAS.GEOL.,33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG.,v.7 p.3682-3696.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. 1987a. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e mataplutônicas da região de Arenópolis (GO). *Rev.Bras.Geoc.*, 17:2-14.
- PIMENTEL, M.M; FUCK, R.A. 1987b. Late Proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:415-425.
- PINTO COELHO, C.V. 1986. O Granito Serra do Carambeí - PR e as anomalias uraníferas associadas. Dissert. Mestrado. Depto. Geoc - UnB. 308 p.
- PLYUSNINA, L. P. 1982. Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase- Hornblende Bearing Assemblages. *Contrib. Mineral Petrol.*, 80:140-146.
- PLYUSNINA, L.P.; IVANOV, I.P. 1981. Thermodynamic regime of greenstone methamorphism of basic volcanic rocks after experimental data. *Can. J. Earth Sci.*, 18:1303-1309.
- PONTES, J.B. 1980. Investigação geológica preliminar na região de Itaiacoca-PR. Minerais do Paraná S/A-MINEROPAR. Curitiba, 1980. (Inédito).
- PONTES, J.B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). In:CONGR.BRAS.GEOL.,32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, v.3 p.1002-1016.
- POPP, J.H.; ANGULO, R.; BIGARELLA, J.J. 1979. Geologia. In; Região Metropolitana de Curitiba, Recursos Minerais-Ouro Fino. Sec.do Estado de Planejamento /ADEA/UFPR. Curitiba, p.22-26.
- PORADA, H. 1979 The Damara - Ribeira orogen of the Pan-African-Brazilian Cycle in Namíbia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57:237-265.
- PORADA, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Earstern Brazil. *Prec. Research*, 44:103-136.

- PROVOST, A. 1990. An improved diagram for isochron data. *Chemical. Geol.*, 80: 85-99.
- REIS NETO, J.M. 1983. *Evolução geotectônica da Bacia do Alto Tocantins, Goiás*. Dissert. Mest. IG-USP. 98p.
- REIS NETO, J.M.; SOARES, P.C. 1987. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro-estuturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: SIMP.SUL BRAS.GEOL.,3, Curitiba. Anais. Curitiba, SBG., v.1 p.147-165.
- REIS NETO, J.M. 1987. Geologia da Formação Itaiacoca. In: FIORI, A.P. *Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Açungui e da Formação Itaiacoca no Estado do Paraná*. Convênio UFPR/MINEROPAR, texto final, Curitiba. 191 p., 5 mapas.
- REIS NETO, J.M.; POIDEVIN, J.L.; VIALETTI, Y.1991. Basic sills of the Itaiacoca Belt in Southeast Brazil, possible continental tholeiites. International Symposium on Mafic Dykes. I Cong. Geol. Países de Língua Portuguesa. São Paulo. Ext. Abstract p.160-164. SBGq.
- REIS NETO, J.M.; CORDANI, U.G. 1993. Características geoquímicas e isotópicas dos complexos Três Córregos e Cunhaporanga: Implicações Tectônicas. Primer Simp. Inter. del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata. *Resumenes Extensos, Tomo II*. La Paloma - Minas. Uruguai.
- SCHOLL, W.U.; ANDRADE E SILVA, A.C.G.; MONASTIER, M.S. 1982. A Formação Setuva do Pré-cambriano no Estado do Paraná, uma revisão crítica. In: CONGR.BRAS.GEOL., 31, Camboriú, 1982. Anais... SBG, v.5 p.3003-3012.
- SCHONFELD, E. 1974. Tables for determining lead, uranium; and thorium isotope ages. Washington D.C. National Aeronautic and Space Administration. Report Nº. NASA TM X-58145. 35p.
- SENGOR, A.M.C. 1990. Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 Years: A Tethyan Perspective. *Earth. Sc. Rev.*, 27:1-201.
- SILVA, A.T.S.F. 1981. Contribuição à geologia da Sequência Turvo-Cajati entre o rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. II. Estrutura, metamorfismo e evolução tectônica. In: SIMP. REG. GEOL.,3. São Paulo. Atas... São Paulo, SBG, v.1 p.121-132.
- SOARES, P.C. 1987. Sequências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMP.SUL BRAS.GEOL.,3, 1987. Anais... Curitiba, SBG., v.2 p.743-771.

- SOARES, P.C.; STEVANATTO, R.; CAMARGO, C.R. 1987. Geologia do noroeste da Faixa Itaiacoca Paraná. In: SIMP. SUL BRAS. GEOL., 3. Curitiba. SBG, Atas ...v.1 p.245-262.
- SOUZA, A. 1990. Mapa geológico na escala 1:50 000 e esboço da evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro-Verde-SP/PR. Dissertação de Mestrado. Inst. de Geoc. da Univers. de São Paulo. São Paulo, 200p.
- STACEY, J. S.; KRAMERS, D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planet. Sci. Letters*. 26:207-221.
- STEIGER, R. H.; JAGER, E. 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. *Earth e Planet. Sci. Let.*, 36:359-362.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.; DAITX, E.C.; SATO, K. 1990. Aplicação dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG, v.3 p.1254-1266.
- TAYLOR, P.N.; KALSBECK, F. 1990. Dating of metamorphism of Precambrian marble: example from Proterozoic mobile belts in Greenland. *Chem. Geol.*, (86):21-28.
- THEODOROVICZ, A.; CAMARA, M.M. 1988. Ambiência tectônica da Faixa Itaiacoca-Itapeva na região sudeste do Estado de São Paulo. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Anais... Belém, 1988, SBG, v.6 p.2713-2726.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; DICKIN, A.P.; HENDRY, G.L. 1983. Continental flood basalts... arachnides rule OK ? In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*. 158-185. Nantiwich: Shiva.
- TORQUATO, J.R.F. 1974. Geologia do sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de Doutorado. São Paulo. IG-USP. 243 p.
- TREIN, E. 1966. Geologia da Folha de Itaiacoca. *Boletim da Univ. Federal do Paraná*. (Inédito).
- TREIN, E.; REIS NETO, J.M.; BIONDI, J.C.; MONASTIER, M.S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: Identificação de uma seqüência metavulcano-sedimentar em Abapã (PR). In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, Anais... São Paulo, SBG., v.1 p.169-185.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. London. Unwin Hyman. 466 p.

- WINCHESTER, J.A.; FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325-343.
- WINKLER, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5ed. Springer-Verlag. 348 p.
- WOOD, D.A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle, Genetic significance for a Mid-Ocean Ridge Basalts from geochemical evidence. *Geology* 7:499-503.
- WOOD, D.A.; JORON, J.L.; TREUIL, M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45:326-36.
- ZARTMAN, R. E; DOE, B. R. 1981. Plumbotectonics: the model. *Tectonophysics*, 75:135-162.
- ZARTMAN, R.C.; HAINES, S.M.1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs-A case for bi-directional transport. *Geochim et Cosmochimica. Acta*, 52:1327-1339.
- ZINDLER, A.; HART, S. 1986. Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Letters*, 14:493-571.

Sexta Parte

Anexos

Anexo I

Metodologia Analítica

Este anexo tem como objetivo descrever os procedimentos físicos e químicos utilizados para a obtenção dos resultados químicos e isotópicos apresentados neste trabalho.

Os resultados químicos referidos são correspondentes às inúmeras análises de elementos maiores, traços e terras raras, realizadas para as diferentes rochas ígneas existentes na FIT. Esses resultados encontram-se referidos nos diversos capítulos e nas tabelas dos anexos seguintes.

Foram realizadas análises químicas de minerais de rochas através de microsonda eletrônica. A metodologia e os erros analíticos serão também discutidos nesta parte.

As análises isotópicas foram realizadas pelos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd, em dois laboratórios diferentes. A metodologia de cada laboratório será caracterizada, a fim de permitir a comparação entre os resultados dos laboratórios com os existentes na bibliografia. Os resultados isotópicos existentes na bibliografia, e utilizados neste trabalho, foram recalculados segundo as novas constantes de desintegração em uso (Steiger & Jager 1977).

1 - Geoquímica de rocha total

As análises químicas para os elementos maiores, traços e terras raras utilizadas neste trabalho foram realizadas, no Brasil, nos laboratórios da GEOLAB-GEOSOL, e, na França, em três laboratórios diferentes: Clermont Ferrand, Saint-Etienne e Nancy.

Todas as amostras analisadas foram preparadas separando-se as partes mais alteradas através do corte e seleção manual. Essa separação se estendeu à separação eventual de vesículas, filões de quartzo e epidoto, quando necessário. Para as análises feitas na França, após a separação, a moagem foi realizada em um moinho com bilhas de tungstênio.

Nas análises químicas efetuadas no laboratórios da GEOSOL-GEOLAB, o Si, Al, Fe total, Mg, Ca, Ti, P, Ba, Nb, Zr, e Y são dosados por fluorescência de raios X. Os elementos Na, K e Mn foram analisados por espectrometria de absorção atômica; CO₂ por via úmida; FeO, por volumetria; H₂O, pelo método Penfield; e F e S, pela técnica de eletrodo de íon específico.

Para os elementos traços analisados, os limites de detecção (erro analítico) são os seguintes:

elemento	Ba	Zr	Y	Nb
limite (ppm)	20	10	10	20

Para a análise dos elementos terras raras no laboratório da GEOSOL-GEOLAB, foi utilizado o método de espectrometria de plasma (ICP) (Dutra 1984). Os limites de detecção (erros analíticos) são:

Elemento	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
limite(ppm)	0,5	1,0	0,5	0,1	0,05	0,2	0,1	0,05	0,05	0,05	0,03

As análises de elementos maiores realizadas na França foram dosadas nos laboratórios do CNRS, da Universidade Blaise Pascal, em Clermont-Ferrand.

Na determinação dos óxidos, dois aparelhos são sucessivamente utilizados para as análises e verificação dos resultados obtidos:

- a) Espectrômetro de emissão e absorção atômica Perkins Elmer 503;
- b) I.C.P. (*Induced Coupled Plasma*) espectrômetro de emissão.

O Fe é dosado sob a forma de Fe_2O_3 . Os limites de detecção (erros analíticos) para os diferentes elementos são os seguintes:

Oxidos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	H ₂ O
limite (%)	2	5	5	5	5	5	5	5	5	5

As análises de elementos traços foram realizadas na Escola de Minas de Saint-Etienne. Os elementos foram analisados por fluorescência de raios X, a partir de pastilhas constituídas de uma mistura de 10 gramas de pó de rocha e 3 gramas de moviol, tudo prensado a cerca de 30 toneladas. A precisão dos resultados obtidos, para cada série de amostras, é baseada na comparação com padrões internacionais, simultaneamente utilizados.

Os limites de detecção (erros analíticos) para os elementos analisados podem ser observados na tabela a seguir:

Elemento	Ni	Ga	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Hf	W	Pb	Th	U	Sn	Cs	La	Ce
lim(ppm)	2	2	3,5	2	1,5	1,5	1,5	1,5	3	3	3	3	3	3	5	7,5	8

As análises de elementos terras raras foram efetuadas nos laboratórios do CRPG em Nancy, França. A metodologia analítica utilizou, simultaneamente, a Ativação Neutrônica (INAA) e a fluorescência de raios X. A metodologia analítica encontra-se descrita por Meyer et al. (1988). Os limites de detecção (erros analíticos) variam entre 0,5 e 2%, para os teores superiores a 10%, e entre 2 e 10%, para aqueles compreendidos entre 3 e 10 ppm.

2 - Geoquímica de minerais

A análise química de minerais foi realizada na Universidade Blaise Pascal em Clermont-Ferrand. Os elementos maiores e alguns traços foram analisados utilizando-se uma microsonda eletrônica, modelo Cameca Camebax.

Os erros analíticos são inferiores a 2% para a maioria dos elementos maiores.

3- Geoquímica isotópica

As análises isotópicas utilizadas neste trabalho foram realizadas nos laboratórios de Geocronologia da Universidade de São Paulo, para o método Rb-Sr, e na Universidade Blaise Pascal em Clermont Ferrand, França, para os métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd.

Todas as amostras analisadas foram preparadas separando-se as partes mais alteradas através do corte e da seleção manual. Essa separação se estendeu também à separação eventual de vesículas, filões de quartzo e epidoto, quando necessário.

A partir de amostras coletadas, pesando entre 1 e 10 Kg, foram retiradas as partes que apresentaram alteração superficial, com uma serra diamantada. Os pedaços restantes foram triturados em um britador de mandíbula, previamente descontaminado. Visando obter uma pequena quantidade representativa, a amostra foi quarteada e o material julgado suspeito (traços da serra, superfícies de alteração), retirado da parte escolhida.

Da porção escolhida e selecionada, os pedaços de amostra foram reduzidos a pó em um moinho a tungstênio. Sobre esse pó realizaram-se as análises isotópicas.

a) Metodologia analítica utilizada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo - GEOCRON/USP

As análises isotópicas pelo método Rb-Sr foram realizadas no laboratório de Geocronologia da Universidade de São Paulo. As amostras foram analisadas por fluorescência de raios X, segundo as técnicas descritas por Kawashita (1972). Quanto ao tratamento químico, foi utilizado o procedimento descrito por Deutsch et al. (1965), parcialmente modificado.

As análises espectrométricas foram efetuadas em um aparelho da marca Varian MAT, tipo TH 5, de fonte sólida, cujas características encontram-se descritas por Torquato (1974), posteriormente modificadas com acoplamento de um microcomputador HP 9825B.

Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizados para uma relação $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ de 0,1194; as demais constantes utilizadas nos cálculos são as recomendadas por Steiger & Jaeger (1977).

b) Metodologia analítica utilizada no laboratório de Geocronologia da Universidade Blaise Pascal em Clermont-Ferrand

Com o objetivo de permitir a comparação entre os resultados dos dois laboratórios, será descrita a metodologia analítica utilizada pelo Laboratório de Geocronologia da Universidade Blaise Pascal em Clermont Ferrand, França, durante os anos de 1989 e 1990.

Dentre os métodos trabalhados, o Pb-Pb foi o que exigiu maiores precauções, para evitar qualquer forma de contaminação, visto que o Pb é um elemento comum na vida moderna (atmosfera, combustíveis, tintas etc.), aumentando muito o risco de contaminação durante as análises.

O laboratório onde foram realizadas as análises isotópicas, independentemente da metodologia, é dividido em três salas, sendo que todas possuem um sistema de sobrepressão (pressão positiva) que impede a entrada de poeira (agente contaminante) no seu interior. O ar é renovado seis vezes por hora e é purificado por intermédio de filtros absolutos. O trabalho é efetuado em capelas com fluxo de ar laminar, e os vapores de ácidos são extraídos por aspiração.

3.1 - Método Rb-Sr

A partir da rocha finamente moída (< 100 mesh), inicia-se o ataque químico pesando 250 mg, em um recipiente com tampa de teflon (marca Savilex).

a) Ataque Químico

- 0,3 de HCl e 3 ml de HF concentrado;
- fechar e aquecer por uma noite (80 °C);
- evaporação lenta a 70 °C;
- acrescentar e evaporar 200 µl de HClO₄;
- acrescentar 5 ml de HCl 6N;
- fechar e aquecer durante uma noite até a obtenção de uma solução límpida;
- evaporar e colocar 2 ml de HCl 2,5 N;
- centrifugar e passar na coluna;

b) Passagem na coluna de troca iônica

- coluna com resina AG 50X8 200-400 mesh e 3 ml de H₂O;
- separação em HCl.

A dosagem de Rb e Sr foi efetuada por fluorescência de raios X, nos laboratórios de Saint-Etienne. No caso em que foi necessário obter os teores de Rb e Sr, utilizou-se o método de *spike* misto, enriquecido nos isótopos menos abundantes; o ⁸⁴Sr para o estrôncio e ⁸⁷Rb para o rubídio. O *spike* foi colocado antes do ataque inicial da amostra, no momento de pesar, uma vez que o peso do *spike* tem de ser conhecido para permitir o cálculo do teor.

As análises isotópicas foram efetuadas em um espectrômetro de massa inteiramente automático da marca ISOMASS 54E VG, com duplo coletor. A aquisição e o tratamento dos dados foram obtidos através de um microcomputador HP 9845B, que controla também o funcionamento do espectrômetro.

Para a análise isotópica de Sr, foram registrados no mínimo seis blocos com dez razões isotópicas, com uma precisão inferior(erro) a 0,02% para a razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

O fracionamento da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr foi normalizada para uma relação ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr de 0.1194; as demais constantes utilizadas nos cálculos das idades são aquelas recomendadas por Steiger e Jaeger (1977).

3.2 - Método Sm-Nd

Todas as análises foram realizadas no laboratório da Universidade Blaise Pascal em Clermont Ferrand, onde também se

efetuaram a preparação das amostras, a análise química e a espectrometria.

As análises pelo método Sm-Nd em rocha total foram realizadas por diluição isotópica, tanto para o Sm como para o Nd, com o objetivo de melhorar a precisão dos resultados.

A metodologia inicial, utilizada para a separação do Nd, é a mesma usada para a separação do Sr. Após a coluna de troca iônica com HCl para obter o Sr, utiliza-se o HNO₃ para obter os elementos terras raras. Esse produto é passado em uma segunda coluna de troca iônica (resina AG1X8 200-400 mesh), para a separação do Nd e Sm.

As análises espectrométricas foram efetuadas em um espectrômetro de massa inteiramente automático da marca ISOMASS 54E VG, com duplo coletor. A aquisição e o tratamento dos dados foram obtidos através de um microcomputador HP 9845B, que controla também o funcionamento do espectrômetro.

Os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizados pelo padrão "La Lolla", que apresenta um valor médio $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, entre 1985 e 1987, de $0,511849 \pm 2$.

Para a análise isotópica de Nd, foi efetuado o registro de dez blocos com 10 razões isotópicas cada bloco. No final do trabalho, a precisão (erro analítico) para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi inferior a 0,001%.

3.3 - Método Pb-Pb

Assim como as outras análises radiométricas, as análises pelo método Pb-Pb, rocha total e mineral foram realizadas (preparação, química e espectrometria) no laboratório da Universidade Blaise Pascal em Clermont-Ferrand.

A metodologia utilizada por este laboratório, a partir de 500mg, é a seguinte:

a) Ataque químico

- 0,5 ml de HNO₃ concentrado e 3 ml HF concentrado;
- aquecer durante 5 dias a uma temperatura de 80°C;
- evaporar lentamente (70 °C);
- acrescentar 2 ml de HCl 6 N;
- aquecer até a obtenção de uma solução límpida;
- evaporar e acrescentar de 2 ml d'HCl 2,5 N;

- evaporar lentamente (70 °C), até a obtenção de uma pasta viscosa;
- centrifugar.

b) Passagem nas colunas de troca iônica;

1ª Coluna com resina AG 1-x8, 200-400 mesh;

- recuperar o Pb;
- evaporar.

2ª Coluna com resina AG 1-x8, 200-400 mesh;

- recuperar o Pb;
- evaporar.

c) Espectrometria

As análises espectrométricas foram efetuadas em um espectrômetro de massa Cameca 206 S, sobre um filamento de Rh, previamente degaseificado. Para uma análise isotópica de Pb, foram efetuados os registros de seis blocos com 10 razões isotópicas cada bloco, com uma precisão (erro analítico) inferior a 0,02%.

Os valores isotópicos de Pb obtidos foram corrigidos através de comparações com os valores obtidos para um padrão internacional (NBS 981), em cada série de amostras analisadas. O padrão internacional apresentou um fracionamento dentro da média existente no laboratório entre 1987 e 1990, que define os seguintes valores de correção, para os diferentes isótopos de Pb:

- a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1,0007$;
- b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1,0015$;
- c) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1,0030$;
- d) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1,0080$.

Anexo II

Análises Isotópicas

	ABP 67 a	ABP 67 b	ABP 67 c	ABP 67 d	ABP 67 e	ABP 06 a	ABP 06	ABP 70 a	ABP 70 b	ABP 70 c
Rb (ppm)			93,20	90,40	65,30	63,90	45,30	30,10	28,40	39,20
Sr (ppm)			83,40	107,20	91,10	65,20	62,10	152,50	128,80	134,10
→ 87Sr/86Sr			0,765428	0,761048	0,757164	0,767199	0,766040	0,729509	0,730664	0,729704
erro			0,000015	0,000013	0,000011	0,000010	0,000060	0,000008	0,000011	0,000011
→ 87Rb/86Sr			3,252	2,453	2,084	2,852	2,852	0,572	0,639	0,848
erro			0,0650	0,0491	0,0417	0,0570	0,0570	0,0114	0,0128	0,0170
Referência			C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	USP	C Fd	C Fd	C Fd
Material	R Total	R Total	R Total	R Total		R Total		R Total	R Total	R Total
→ 206Pb/204Pb	18,1431	18,3153	18,0320	18,0017		18,6569		18,3921	18,2292	18,1800
erro	0,006173	0,003553	0,014091	0,022238		0,006055		0,002272	0,014576	0,004054
→ 207Pb/204Pb	15,6083	15,6319	15,5659	15,5804		15,6723		15,6307	15,6406	15,6172
erro	0,005000	0,004292	0,012881	0,017872		0,006305		0,002688	0,011583	0,002581
→ 208Pb/204Pb	37,9827	38,0602	38,0783	38,1014		37,3546		37,9471	38,0011	37,8765
erro	0,014366	0,015206	0,031562	0,044140		0,014487		0,005728	0,032663	0,005634
→ 207Pb/206Pb	0,866119	0,859501	0,869306	0,871847		0,845878		0,855948	0,864419	0,865362
erro	0,000069	0,000146	0,000129	0,000101		0,000127		0,000019	0,000076	0,000185
→ 208Pb/206Pb	2,086942	2,072264	2,106177	2,112900		1,998535		2,058215	2,080318	2,078780
erro	0,000211	0,000637	0,000147	0,000177		0,005924		0,000154	0,000186	0,000582
Referência	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd		C Fd		C Fd	C Fd	C Fd
Sm (ppm)		11,36		17,87						17,07
Nd (ppm)		58,82		99,07						95,59
→ 143Nd/144Nd		0,511279		0,511225						0,511216
erro		0,00001		0,000012						0,000015
→ 147Sm/144Nd		0,116738		0,109045						0,1079
erro		0,000233		0,000218						0,000216
Referência		C Fd		C Fd						C Fd

Tabela 13.1 - Análises isotópicas das metavulcânicas não foliadas da Formação Abapã.
Análises realizadas em Clermont-Ferrand (C Fd) e Geocron/USP.

	ABP 70 d	ABP 70 e	33/II/86	ABP 13 a	42/II/86	ABP 67f
Rb (ppm)	36,00	48,20	51,90	85,10		
Sr (ppm)	113,60	66,60	87,90	59,50		
87Sr/86Sr	0,733720	0,752367	0,756960	0,784512		
erro	0,000014	0,000011	0,000060	0,000010		
87Rb/86Sr	0,919	2,103	1,717	5,190		
erro	0,0184	0,0421	0,0343	0,1038		
Referência	C Fd	C Fd	USP	C Fd		

Material	R Total	R Total	R Total	R Total	FK	FK
206Pb/204Pb		18,0817		20,3794	17,3078	17,0418
erro		0,005008		0,009242	0,009162	0,009875
207Pb/204Pb		15,6187		15,7976	15,5326	15,4744
erro		0,004070		0,006561	0,008146	0,008744
208Pb/204Pb		37,7910		38,7032	38,3997	37,5209
erro		0,014045		0,017330	0,024093	0,023634
207Pb/206Pb		0,869894		0,773218	0,903991	0,916229
erro		0,000034		0,000197	0,000052	0,000055
208Pb/206Pb		2,084861		1,875887	2,213412	2,197267
erro		0,000103		0,000826	0,000198	0,000151
Referência		C Fd		C Fd	C Fd	C Fd

Sm (ppm)	15,93	15,85
Nd (ppm)	90,95	108,73
143Nd/144Nd	0,511199	0,511106
erro	0,00001	0,000011
147Sm/144Nd	0,1059	0,088097
erro	0,000212	0,000176
Referência	C Fd	C Fd

Tabela 13.1 - Contin. - Análises isotópicas das metavulcânicas não foliadas da Formação Abapã. Análises realizadas em Clermont-Ferrand (C Fd) e Geocron/USP.

	ABP 65 b	ABP 65 f	ABP 71 b	ABP 71 c	ABP 71 d	75/II/86	78/II/86	ABP 05	ABP 07	ABP 8c	ABP 09
Rb	283,00	256,70	209,20	341,90	120,40	71,40	33,40	91,00	14,50		82,70
Sr	49,90	20,40	66,10	47,80	44,50	194,80	156,80	86,00	339,70		64,70
87Sr/86Sr	0,795461	0,895699	0,770560	0,783598	0,781479	0,724710	0,714670	0,761530	0,712570		0,774150
erro	0,000012	0,000011	0,000013	0,000009	0,000013	0,000005	0,000006	0,00010	0,00017		0,00008
87Rb/86Sr	16,5495	37,0764	9,2132	20,8483	7,8845	1,0630	0,6170	3,0790	0,1230		3,7240
erro	0,3310	0,7415	0,1843	0,4170	0,1577	0,0298	0,0030	0,0862	0,0070		0,1043
Referência	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	USP	USP	USP	USP		USP
206Pb/204Pb			18,5862				17,4875	17,6641		16,0668	
erro			0,019829				0,018193	0,008254		0,009959	
207Pb/204Pb			15,6403				15,5512	15,5508		15,3346	
erro			0,017451				0,020349	0,007249		0,013901	
208Pb/204Pb			39,8462				38,7589	38,2530		36,3991	
erro			0,050144				0,056813	0,021467		0,039165	
207Pb/206Pb			0,847577				0,895474	0,887196		0,963468	
erro			0,000065				0,000420	0,887196		0,000073	
208Pb/206Pb			2,13936				2,21063	2,16241		2,26112	
erro			0,000164				0,001604	0,000069		0,000130	
Referência			C Fd				C Fd	C Fd		C Fd	
Sm (ppm)			17,83				17,45				
Nd (ppm)			106,9				95,84				
143Nd/144Nd			0,511097				0,51114				
erro			0,000014				0,000011				
147Sm/144Nd			0,100835				0,110062				
erro			0,000202				0,000220				
Referência			C Fd				C Fd				

Tabela 13.2 - Análises isotópicas das metavulcânicas foliadas da Formação Abapã. Análises realizadas em Clermont-Ferrand (C Fd) e Geocron/USP, em rocha total.

	ELA 2 a	ELA 2 b	ELA 2 c	ELA 3 b	ELA 3 d	ELA 3 e	ELA 5	ELA7	ELA 10	ELA 12 a
Rb	29,50	18,00	19,80	21,10	25,60		16,20	48,40	36,00	20,60
Sr	292,20	332,20	342,60	301,90	272,80		304,60	295,80	334,80	308,80
87Sr/86Sr	0,705600	0,705350	0,704860	0,705570	0,706880		0,704330	0,707480	0,705550	0,707577
erro	0,00006	0,00005	0,00005	0,00005	0,00001		0,00005	0,00005	0,00005	0,00001
87Rb/86Sr	0,292	0,157	0,167	0,203	0,271		0,154	0,473	0,225	0,19301
erro	0,0010	0,0010	0,0020	0,0010	0,0054		0,0010	0,0020	0,0010	0,0039
Referência	USP	USP	USP	USP	Cfd		USP	USP	USP	Cfd
206Pb/204Pb			17,6332	18,8839	17,8880	17,8001	17,3450	17,9916	17,8096	18,0441
erro			0,006082	0,012811	0,027700	0,007963	0,008608	0,006960	0,004297	0,010321
207Pb/204Pb			15,5310	15,6018	15,6871	15,5002	15,4846	15,5428	15,5228	15,6656
erro			0,006260	0,011436	0,027381	0,007068	0,008107	0,007200	0,003701	0,011431
208Pb/204Pb			37,6252	39,6804	38,1532	37,9023	34,4623	38,1753	38,0057	38,4567
erro			0,017895	0,037381	0,067126	0,023183	0,023024	0,017576	0,010620	0,030110
207Pb/206Pb			0,880168	0,825562	0,876420	0,870286	0,891973	0,863259	0,870887	0,867923
erro			0,000114	0,000078	0,001630	0,000066	0,000062	0,000084	0,000036	0,000604
208Pb/206Pb			2,13428	2,09579	2,136956	2,12493	2,15552	2,11708	2,12965	2,12709
erro			0,000340	0,000310	0,000520	0,004650	0,000224	0,002300	0,000105	0,001518
Referência			C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd
Sm (ppm)			2,75					2,82	2,82	2,34
Nd (ppm)			10,2					3,8	10,54	8,86
143Nd/144Nd			0,512328					0,512343	0,512316	0,512279
erro			0,000011					0,000012	0,000012	0,000010
147Sm/144Nd			0,163051					0,164945	0,161590	0,159405
erro			0,000326					0,000330	0,000323	0,000319
Referência			C Fd					C Fd	C Fd	C Fd

Tabela 14.1 - Análises isotópicas das rochas metadoleríticas da Formação Bairro dos Campos.
Análises em rocha total realizadas em Clermont-Ferrand (C Fd) e Geocron/USP.

	ELA 13	ELA 14 a	ELA 15	ELA 20 a	ELA 20 b	ELA 21 a	ELA 21 c	ELA 23
Rb		17,70		28,60				25,10
Sr		307,90		411,50				306,80
87Sr/86Sr		0,706727		0,705760				0,706713
erro		0,00002		0,00007				0,00002
87Rb/86Sr		0,16631		0,201				0,23668
erro		0,0033		0,001				0,0047
Referência		CFd		USP				CFd
206Pb/204Pb	17,4635	17,7409	18,0491		17,6357	17,8565	17,9352	17,8205
erro	0,012222	0,003936	0,007358		0,033978	0,013031	0,013893	0,026372
207Pb/204Pb	15,4907	15,5204	15,6194		15,4955	15,5280	15,5266	15,5208
erro	0,011083	0,003316	0,008121		0,031778	0,011614	0,010328	0,016649
208Pb/204Pb	37,5620	37,7925	38,2474		37,7717	38,0655	37,9940	37,7484
erro	0,021372	0,009809	0,023669		0,095018	0,029629	0,025029	0,047528
207Pb/206Pb	0,886468	0,874242	0,864539		0,877686	0,869131	0,864795	0,870220
erro	0,000071	0,000067	0,000141		0,000238	0,000128	0,000042	0,000131
208Pb/206Pb	2,14617	2,13205	2,11360		2,13591	2,12691	2,11416	2,11534
erro	0,000108	0,000177	0,000449		0,001356	0,000350	0,000103	0,000527
Referência	C Fd	C Fd	C Fd		C Fd	C Fd	C Fd	C Fd
Sm (ppm)					2,26			2,49
Nd (ppm)					8,44			9,27
143Nd/144Nd					0,512299			0,51231
erro					0,000014			0,000012
147Sm/144Nd					0,161629			0,162167
erro					0,000323			0,000324
Referência					C Fd			C Fd

Tabela 14.1 -Contín- Análises isotópicas das rochas metadoleríticas da Formação Bairro dos Campos. Análises em rocha total realizadas em Clermont-Ferrand (C Fd) e Geocron/USP.

	ABP 53a	ABP 61a	ABP 61c	ABP 61d	ABP 61f	ABP 61g	ABP 61h
Mina	Calpar	Rei do Cal	Rei do Cal	Rei do Cal	Rei do Cal	Rei do Cal	Rei do Cal
Material	calcita	calcita	calcita	calcita	calcita	calcita	calcita
87Sr/86Sr	0,708549	0,709486					
erro	0,000320	0,000110					
Referência	C Fd	C Fd					
206Pb/204Pb		36,9760	26,8171	29,1047	24,5722	27,7766	28,2868
erro		0,007395	0,005363	0,005821	0,004914	0,005555	0,005657
207Pb/204Pb		17,2448	16,7779	16,5936	16,0244	16,4206	16,4858
erro		0,004311	0,004194	0,004148	0,004006	0,004105	0,004121
208Pb/204Pb		37,9445	39,1654	38,5094	36,8237	39,1555	37,4904
erro		0,008348	0,008616	0,008472	0,008101	0,008614	0,008248
207Pb/206Pb		0,46436	0,620625	0,569844	0,652931	0,591517	0,583636
erro		0,000093	0,000124	0,000114	0,000131	0,000118	0,000117
208Pb/206Pb		1,029321	1,433458	1,322857	1,501908	1,412924	1,318878
erro		0,000206	0,000287	0,000265	0,000300	0,000283	0,000264
Referência	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd

Tabela 14.3 - Análises isotópicas dos mármorees da Formação Bairro dos Campos.
Análise nas calcitas realizadas em Clermont-Ferrand

	ABP 52a	ABP 52b	ABP 52d	ABP 52e
Rb	36,00	5,31	12,53	3,48
Sr	290,90	155,01	219,91	118,94
87Sr/86Sr	0,723056	0,724146	0,723214	0,724673
erro	0,000014	0,000146	0,000075	0,000144
87Rb/86Sr	0,359	0,099	0,165	0,085
erro	0,0072	0,0020	0,0033	0,0017
Análise		DI	DI	DI
Referência	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd
206Pb/204Pb	17,1915	17,0599	17,2736	17,5473
erro	0,015538	0,014371	0,021980	0,012945
207Pb/204Pb	15,4431	15,5537	15,5027	15,5429
erro	0,014659	0,012804	0,020196	0,012416
208Pb/204Pb	37,1539	37,7604	37,8445	38,4933
erro	0,038800	0,030343	0,058475	0,034155
207Pb/206Pb	0,906408	0,916553	0,904721	0,892093
erro	0,000215	0,000421	0,000116	0,000060
208Pb/206Pb	2,16000	2,20587	2,18875	2,18834
erro	0,000652	0,001166	0,000463	0,000135
Referência	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd
Sm (ppm)	67,83			2,39
Nd (ppm)	306,08			7,53
143Nd/144Nd	0,512017			0,512553
erro	0,000016			0,000011
147Sm/144Nd	0,133962			0,191866
erro	0,000268			0,000384
Referência	C Fd			C Fd

Tabela 15.1 - Análises isotópicas em rocha total dos anfibolitos da Formação Água Clara.
Análises realizadas por Diluição Isotópica (DI) em Clermont-Ferrand.

	ABP 63 a	ABP 63 b	ABP 63 d	ABP 63 e	ABP 63 f	ABP 63 g
Rb	118,60	99,50	151,10	199,00	193,00	173,10
Sr	667,60	546,40	410,50	368,60	306,00	360,40
87Sr/86Sr	0,712004	0,713087	0,718386	0,723163	0,725609	0,722419
erro	0,000011	0,000012	0,000009	0,000011	0,000010	0,000010
87Rb/86Sr	0,5142	0,5271	1,0661	1,5644	1,8290	1,3916
erro	0,0103	0,0105	0,0213	0,0313	0,0366	0,0278
Referência	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd
206Pb/204Pb	18,8007	18,6057	18,4484		18,5327	18,4337
erro	0,013029	0,004294	0,003955		0,006504	0,006848
207Pb/204Pb	15,5978	15,5924	15,6011		15,6429	15,6331
erro	0,117600	0,004745	0,003763		0,005414	0,007586
208Pb/204Pb	39,3990	39,6779	39,1743		38,9721	39,0972
erro	0,032270	0,015167	0,011426		0,014335	0,019259
207Pb/206Pb	0,835481	0,844208	0,851655		0,850096	0,853945
erro	0,000079	0,000091	0,000077		0,000067	0,000067
208Pb/206Pb	2,090537	2,128030	2,118239		2,097655	2,114679
erro	0,000182	0,000461	0,000446		0,000392	0,000360
Referência	C Fd	C Fd	C Fd		C Fd	C Fd
Sm (ppm)	11,89		8,47			
Nd (ppm)	54,39		44,95			
143Nd/144Nd	0,512033		0,511779			
erro	0,000016		0,000011			
147Sm/144Nd	0,132135		0,113876			
erro	0,000264		0,000228			
Referência	C Fd		C Fd			

Tabela 16.1 - Tabela isotópica das rochas gnáissicas do Complexo Cunhaporanga.
Análises em rocha total realizadas em Clermont-Ferrand.

	ABP 45 A	ABP 45 B	ABP 45 C	ABP 45 D	ABP 45 E	ABP 68 a	ABP 68 b	ABP 68 d	ABP 68 e	ABP 68 h
Rb (ppm)	125,80	131,70	124,40	115,10	110,20	237,90	220,90	231,30	233,50	232,50
Sr (ppm)	709,30	802,20	808,70	859,90	903,90	415,80	378,30	407,60	412,00	420,40
87Sr/86Sr	0,715473	0,714934	0,714900	0,714896	0,714635	0,730566	0,730507	0,730578	0,730419	0,730054
erro	0,000015	0,000012	0,000011	0,000017	0,000009	0,000014	0,000012	0,000011	0,000013	0,000009
87Rb/86Sr	0,5135	0,4753	0,4454	0,3875	0,3530	1,6591	1,6932	1,6455	1,6434	1,6036
erro	0,0103	0,0095	0,0089	0,0078	0,0071	0,0332	0,0339	0,0329	0,0329	0,0321
Referência	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd
206Pb/204Pb	18,2302		18,0006		17,9711	17,6775		17,6594		17,7041
erro	0,003607		0,003691		0,007350	0,002932		0,005377		0,003207
207Pb/204Pb	15,5896		15,5902		15,5882	15,5786		15,5896		15,5945
erro	0,003238		0,003657		0,007615	0,003266		0,007818		0,003548
208Pb/204Pb	38,4743		38,2618		38,2128	37,8314		37,8243		37,7984
erro	0,004968		0,013374		0,019551	0,007346		0,022175		0,010032
207Pb/206Pb	0,861101		0,872346		0,873471	0,887610		0,889372		0,887125
erro	0,000054		0,000105		0,000107	0,000179		0,000384		0,000092
208Pb/206Pb	2,105630		2,123805		2,120390	2,135450		2,137783		2,129159
erro	0,000283		0,001064		0,000276	0,000364		0,001021		0,000415
Referência	C Fd		C Fd		C Fd	C Fd		C Fd		C Fd
Sm (ppm)				7,32				5,92		
Nd (ppm)				47,57				24,29		
143Nd/144Nd				0,511552				0,511765		
erro				0,000011				0,000012		
147Sm/144Nd				0,093045				0,147424		
erro				0,000186				0,000295		
Referência				C Fd				C Fd		

Tabela 16.3 - Análises isotópicas das rochas graníticas do Complexo Cunhaporanga.
Análises em rocha total realizadas em Clermont-Ferrand.

	ABP 46 a	ABP 46 e	ABP 46 h	ABP 55 d	87/IV/85
Rb	249,80	270,30	261,50	145,90	125,50
Sr	76,90	72,90	89,00	67,30	81,30
87Sr/86Sr	0,793320	0,804799	0,784271	0,764615	0,758610
erro	0,000011	0,000008	0,000011	0,000008	0,000060
87Rb/86Sr	9,4771	10,8296	8,5646	6,3072	4,4940
erro	0,190	0,217	0,171	0,126	0,090
Referência	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	USP
206Pb/204Pb		18,5827			17,9897
erro		0,009778			0,007877
207Pb/204Pb		15,6172			15,5879
erro		0,005802			0,006799
208Pb/204Pb		37,9989			38,3993
erro		0,015159			0,018363
207Pb/206Pb		0,846160			0,872927
erro		0,000047			0,000064
208Pb/206Pb		2,039309			2,129573
erro		0,000140			0,000097
Referência		C Fd			C Fd
Sm (ppm)					2,33
Nd (ppm)					11,35
143Nd/144Nd					0,511746
erro					0,000013
147Sm/144Nd					0,124076
erro					0,000248
Referência					C Fd

Tabela 16.5 - Análises isotópicas das rochas riolíticas do Complexo Cunhaporanga.
Análises em rocha total realizadas em Clermont Ferrand (C Fd) e Geocron/USP (USP).

Gnaisses Paina						Gnaisses Rio Morcego				
ABP 58 a ABP 58 b ABP 58 c ABP 58 d ABP 58 e ABP 58 f						ELA 25 a ELA 25 b ELA 25 c ELA 25 d ABP 51 C				
Rb	27,80		53,40	64,90	71,30	43,20	54,50		64,90	62,40
Sr	1101,10		921,50	846,30	667,60	1055,20	980,80		930,10	974,00
87Sr/86Sr	0,710461		0,711348	0,712029	0,712623	0,711502	0,711392		0,711514	0,71099
erro	0,000012		0,000014	0,000013	0,000012	0,000009	0,000015		0,000010	0,000014
87Rb/86Sr	0,0731		0,1677	0,2220	0,3091	0,1185	0,16103		0,2020	0,18565
erro	0,0015		0,0034	0,0044	0,0062	0,0024	0,0032		0,0040	0,0037
Referência	C Fd		C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd		C Fd	C Fd
206Pb/204Pb	17,4109	17,9138	17,5980	16,9133	16,7772	16,9800	16,7311	16,7927	16,7512	16,6127
erro	0,004088	0,002614	0,001678	0,000941	0,004336	0,002815	0,003620	0,005064	0,009687	0,001565
207Pb/204Pb	15,4376	15,4399	15,4234	15,3828	15,3634	15,3922	15,4112	15,4244	15,4611	15,3984
erro	0,003863	0,002597	0,001547	0,001347	0,004805	0,002646	0,003560	0,003607	0,003679	0,001922
208Pb/204Pb	38,0712	39,0298	38,2222	37,5231	37,6107	37,8450	37,3822	37,5789	37,5863	37,3822
erro	0,013170	0,006686	0,004195	0,004020	0,009222	0,005908	0,009614	0,010559	0,020037	0,005301
207Pb/206Pb	0,885995	0,861064	0,875692	0,908792	0,915033	0,905733	0,927724	0,924998	0,929548	0,933530
erro	0,000069	0,000020	0,000000	0,000053	0,000106	0,000026	0,000041	0,000025	0,000082	0,000079
208Pb/206Pb	2,182700	2,173114	2,166560	2,213351	2,235575	2,223825	2,229480	2,233208	2,239366	2,244730
erro	0,000209	0,000101	0,217000	0,000183	0,000607	0,000089	0,000144	0,000116	0,000399	0,000271
Referência	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd
Sm (ppm)	13,50						6,83			
Nd (ppm)	85,26						45,64			
143Nd/144Nd	0,511291						0,511337			
erro	0,000011						0,000012			
147Sm/144Nd	0,095729						0,090516			
erro	0,000191						0,000181			
Referência	C Fd						C Fd			

Tabela 17.1 - Análises isotópicas das rochas gnáissicas do Complexo Três Córregos.
Análises em rocha total realizadas em Clermont Ferrand (C Fd) e Geocron/USP (USP).

	ABP 42 A	ABP 42 B	ABP 42 C	ABP 42 D	ABP 42 E	ABP 43 a	ABP 43 b	ABP 43 c	ABP 43 d	ABP 43 e	ABP 44 a	ABP 44 e
Rb (ppm)	142,80	137,30	141,30			168,40	168,40	153,80		163,60		
Sr (ppm)	823,60	812,80	872,60			723,70	868,00	765,00		755,90		
87Sr/86Sr	0,716549	0,716387	0,716200			0,717679	0,716724	0,717103		0,717431		
erro	0,000016	0,000010	0,000013			0,000011	0,000010	0,000013		0,000012		
87Rb/86Sr	0,5021	0,4892	0,4689			0,6739	0,6738	0,5822		0,6268		
erro	0,0100	0,0098	0,0094			0,0135	0,0135	0,0116		0,0125		
Referência	C Fd	C Fd	C Fd			C Fd	C Fd	C Fd		C Fd		
206Pb/204Pb	16,6317		16,5394	16,5528	16,6945	17,2017			16,8721	16,9037	16,3578	16,9028
erro	0,000835		0,000953	0,001947	0,008912	0,003128			0,005386	0,000840	0,002829	0,001474
207Pb/204Pb	15,4194		15,4214	15,4132	15,6600	15,4476			15,4183	15,4391	15,4183	15,415
erro	0,001330		0,000889	0,002174	0,011549	0,004973			0,007225	0,000854	0,005344	0,002273
208Pb/204Pb	37,2273		37,1804	37,1437	37,5752	36,9568			37,3441	37,4141	37,02404	37,3911
erro	0,003773		0,003815	0,006157	0,024709	0,011292			0,011003	0,003661	0,014583	0,007216
207Pb/206Pb	0,941229		0,939160	0,937890	0,944782	0,904515			0,919976	0,920704	0,949170	0,930032
erro	0,000046		0,000031	0,000014	0,000206	0,000151			0,000229	0,000022	0,000176	0,000040
208Pb/206Pb	2,233430		2,242677	2,238995	2,246444	2,143574			2,207916	2,208294	2,257734	2,234266
erro	0,000184		0,000324	0,000059	0,000572	0,000630			0,000225	0,001510	0,000793	0,006250
Referência	C Fd		C Fd	C Fd	C Fd	C Fd			C Fd	C Fd	C Fd	C Fd
Sm (ppm)	5,92					4,56						
Nd (ppm)	40,96					29,82						
143Nd/144Nd	0,511215					0,511265						
erro	0,000013					0,000009						
147Sm/144Nd	0,087322					0,092451						
erro	0,000175					0,000185						
Referência	C Fd					C Fd						

Tabela 17.3 - Análises isotópicas das rochas graníticas do Complexo Três Córregos.

Análises em rocha total realizadas em Clermont-Ferrand (C Fd) e Geocron/USP (USP).

Anexo III

Análises Químicas

	33/II/86	ABP67a	ABP67as	ABP67b	ABP67bs	ABP67d	ABP67ds	ABP70b	ABP70bs	ABP70e	ABP70es	73/IV/86	ABP13a
%ox/ppm													
SiO2	50,60	51,88	50,62	50,48	50,52	48,10	46,42	57,83	54,90	55,16	54,47	58,10	58,70
AL2O3	15,00	15,26	14,16	14,22	14,20	15,12	15,08	13,81	14,06	12,66	13,50	15,50	16,14
Fe2O3t	15,10	16,44	16,35	15,72	15,66	16,78	17,06	13,89	13,42	13,36	14,72	6,00	6,50
FeO	0,36											1,45	
CaO	1,30	1,10	1,09	1,30	1,24	1,24	1,18	1,13	1,24	0,92	1,10	1,20	1,24
MgO	0,10	0,14	0,05	0,00	0,06	0,96	0,84	0,48	0,39	0,66	0,82	0,11	0,40
Na2O	0,21	0,18	0,20	0,26	0,26	0,24	0,22	2,84	3,25	0,12	0,22	0,20	0,20
K2O	13,60	13,64	14,22	13,86	13,08	11,22	11,94	6,88	7,27	10,86	10,82	13,60	14,18
MnO	0,03	0,06	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,10	0,07	0,13	0,13	0,01	0,01
TiO2	1,90	1,90	1,98	2,20	2,02	2,62	2,66	2,16	2,20	1,93	1,99	2,30	2,26
P2O5	1,00											0,71	
CO2	0,20											0,35	
F	0,07											0,06	
H2O+	0,33	0,27	0,29	0,07	0,21	1,05	0,99	1,23	1,25	0,93	1,00	0,35	0,80
H2O-	0,22	0,06	0,05	0,07		0,03	0,03	0,53	0,49	0,19	0,20	0,38	0,14
TOTAL	100,02	100,93	99,06	98,20	97,27	97,37	96,44	100,88	98,54	96,92	98,97	100,32	100,57
Sc		7	12	14	16	36	28	15	19	18	15		26
Co		18	45	26	36	64	32	25	34	32	19		58
Cu		19,8	16,4	13,4	12,5	12,6	14,6						
Ba	1343	1668,8	1155,8	1125,7	1131,9	2619,3	2567,3	1635	1790,8	2625,2	2633,9	761	1175,6
Ni		10,5	5,6	3,3	5,9	26,7	21,9	26,4	28,9	34,9	37,7		13
Rb		71,8	64,9	69,4	70,4	90,4	91,1	28,4	31,2	48,2	49,8		85,1
Sr		97,6	73,8	75,4	71,4	107,2	104	128,8	139,3	66,6	69,9		59,5
Zr	460	379,5	417,7	421	425,5	539,7	560,4	429,9	464,1	428,6	428,8	500	519,9
Y	70	52,6	55,4	57,5	59,2	64,8	64,3	54,8	59,1	52	52,3	46	46,8
Zn		11,5	6,1	6,2	6,7	31,3	29,8	27,3	23,1	56,8	55,8		20,1
Cs		6,6	7,1	12,7	8,1	14,8	11	<5,0	<5,0	<5,0	<5,0		<5,0
Th		7,1	6,4	10,8	7,9	5,4	9	3,5	7,3	5,2	5,8		6,8
Nb	64	21,2	25,2	25	24,5	31,1	32,1	23,9	26,1	24,6	24,1	58	30,6
Pb		29,9	26	25,8	28,3	34,1	29,7	16,4	16,7	18,5	20,7		9,9
Hf		8,4	10,8	10	9,1	10,2	11,1	7,9	6,9	<3,0	<3,0		8,7
W		183,2	460,7	305,4	329,7	245,4	195,2	287,4	327	260,3	271		188,3
Ga		9	8,6	9	9,1	16,7	15,6	9,7	10,9	9,7	9,7		12,8
U		6,2	8,1	7,8	9	4,7	5,4	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0		<3,0

Tabela 8.1 - Resultados químicos das rochas metavulcânicas não foliadas da Formação Abapã.

	33/II/86	ABP67a	ABP67as	ABP67b	ABP67bs	ABP67d	ABP67ds	ABP70b	ABP70bs	ABP70e	ABP70es	73/IV/86	ABP13a
ppm													
La	69,3	48,2	61,4	60,65	48,8	102,8	98,5	94,23	69,1	67,9	68,6	132,3	128,69
Ce	145	156,5	132,4	128,18	125,8	233,5	234,6	177,78	145,7	147,2	141,2	259	253,32
Nd	71,7			59,76				84,25				111,1	107,16
Sm	14,6			12,5				16,58				19,6	19,37
Eu	3,5			2,71				3,33				4,3	4,29
Gd	13			10,83				15,06				12,6	13,88
Dy	10,1			10,04				9,66				6,5	8,95
Ho	1,8											1,1	
Er	4,9			6,18				5,43				2,8	4,68
Yb	3,7			5,06				3,96				2,1	3,69
Lu	0,45			0,63				0,52				0,27	0,44

Refer	Geolab	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	Geolab	C Fd
Na+K/AlMol	1,00	0,99	1,11	1,09	1,03	0,83	0,88	0,88	0,94	0,94	0,89	0,97	0,97
(K/Na)Mol	42,60	49,84	46,76	35,06	33,09	30,75	35,70	1,59	1,47	59,52	32,35	44,73	46,63
(K/Al)Mol	0,98	0,97	1,09	1,05	1,00	0,80	0,86	0,54	0,56	0,93	0,87	0,95	0,95

Tabela 8.1 - Continuação - Resultados químicos das rochas metavulcânicas não foliadas. As referências indicam o laboratório de análise: Geolab (GEOLAB/GEOLAB) e C Fd (Elem. Maiores - Clermont Ferrand, Elem. Traços - Saint-Etienne - e ETR - Nancy).

	11I185	89I185	78I186	54bIV86	75I186	ABP71b	ABP71bs	ABP71d	ABP71ds	ABP65b	ABP65bs	ABP65g	ABP65gs	ABP5	ABP8c	ABP 9
%Óxidos																
SiO2	53,80	61,80	49,30	52,90	51,50	48,99	49,30	49,05	49,80	43,67	43,79	44,18	43,93	49,48	51,53	60,57
AL2O3	14,30	13,00	14,80	16,50	14,80	14,98	15,09	14,55	14,69	18,35	18,60	17,98	18,03	14,62	13,29	11,17
Fe2O3	10,20	3,80	6,90	10,20	7,20	12,34	12,24	13,70	13,52	13,58	13,66	14,25	14,32	14,30	13,90	12,05
FeO	2,26	4,37	6,10	1,60	5,98											
CaO	2,00	1,50	3,20	0,20	2,20	0,86	0,76	0,38	0,40	0,07	0,08	0,07	0,14	1,34	2,77	1,26
MgO	5,00	5,10	7,10	5,00	5,80	6,56	6,58	4,44	4,33	6,29	6,36	6,31	6,29	3,56	5,67	3,50
Na2O	0,78	0,14	2,20	0,05	0,72	0,02	0,04	0,08	0,05	0,02	0,09	0,03	0,04	0,10	1,18	0,10
K2O	4,30	6,20	1,30	7,30	4,10	7,83	7,89	8,28	8,11	8,04	8,17	7,72	7,83	7,42	4,15	6,83
MnO	0,24	0,09	0,13	0,08	0,17	0,12	0,12	0,08	0,07	0,10	0,09	0,09	0,09	0,04	0,15	0,07
TiO2	2,20	1,60	2,30	2,50	2,50	2,16	2,14	2,26	2,16	2,64	2,67	2,54	2,54	2,18	2,39	1,55
P2O5	1,00	0,93	1,20	0,16	1,40											
CO2	0,35	0,20	0,60	0,35	0,50											
F	0,07	0,12	0,14	0,14	0,15											
H2O+	3,28	1,04	4,58	2,71	2,66	3,96	3,98	3,33	3,64	5,01	4,88	4,71	4,61	3,34	3,82	2,02
H2O-	1,28	0,35	0,57	0,57	0,20	0,24	0,28	0,40	0,34	0,78	0,71	0,60	0,67	0,72	0,18	0,10
TOTAL	101,06	100,24	100,42	100,26	99,88	98,06	98,42	96,55	97,11	98,55	99,10	98,48	98,49	97,47	99,03	99,22
ppm																
Sc						23	21	25	24	31	31	31	29	36	27	17
Co						27	22	40	42	46	46	37	38	64	31	22
Ba	1702	1612	607,1	3045	2328	4000,1	4073,7	2651,6	2694,1	5631,3	5207,3	6038,8	5996,7	3041,5	2485,3	1732,1
Ni			73			55,7	51,4	59,3	59,3	69,2	67,7	70,4	68,4	46,2	52,6	38,6
Rb			21,8			208,2	208,9	120,4	119,1	283	276,9	259,9	257,4	88,9	78,7	94,6
Sr			148,8			66,1	66,4	44,5	43,6	49,9	45,3	59,6	58,3	90	261,3	70,7
Zr	520	430	361,1	470	520	492,9	494,6	478,5	472,3	622,3	608,5	600,6	598,9	436,9	413,2	329,9
Y	48	44	64,5	64	54	70,2	70,6	57,8	57,7	100,8	94,5	103,2	103,5	58	57,9	43,9
Zn			133,4			145,5	146,1	147,2	145,8	130,9	125,3	131,1	133,7	82,7	170	63,3
Cs			<5,0			81,3	93	93,4	90,6	93,9	94,6	96,3	86,9	43,3	32,6	<5,0
Th			<3,0			4,8	3,3	<3,0	4	4,6	6,1	5,4	3,9	3,4	3,5	4,6
Nb	46	54	19,1	42	48	26,9	27,2	25,7	26,3	30,3	29,6	29,4	28,8	24,9	20,9	18,4
Pb			7,7			7,3	7,2	14,5	13,2	10,5	11,5	10	6,7	14,4	25,6	20,3
Hf			5,9			7,4	8,2	5,3	7,7	11,7	9,2	8,2	8,8	7,4	3,9	3,6
W			84,8			47,3	75	163	123,1	44,6	54,7	34,2	78,8	112,3	89,2	175,1
Ga			18,4			23,5	22,7	28,4	26,7	26,7	27,9	26	25,1	18,1	19,5	23,1
U			<3,0			<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0

Tabela 8.2 - Resultados químicos das rochas metavulcânicas foliadas da Formação Abapã.

	11I85	89II85	78II86	54bIV86	75II86	ABP71b	ABP71bs	ABP71d	ABP71ds	ABP65b	ABP65bs	ABP65g	ABP65gs	ABP5	ABP8c	ABP 9
ppm																
La		60,3	87,6			104,66	106,9	105,1	95,7	258,15	215,4	236,2	237,2	116,81	111,93	53
Ce		115,4	167,6			196,72	190,6	189,5	179,6	461,55	393,6	419,7	423,3	220,89	219,77	103,5
Pr																
Nd		58,7	91,9			87,18				214,5				99,5	103,72	
Sm		10,7	17			15,94				36,04				19,08	19,39	
Eu		2,5	4,3			3,57				7,93				4,11	3,87	
Gd		8,2	13,6			12,32				25,69				14,92	14,86	
Tb																
Dy		5,2	10,1			9,01				16,67				10,57	10,48	
Ho		0,83	1,87													
Er		2	5			5,1				8,78				5,65	5,72	
Tm																
Yb		1,3	3,1			3,65				6,34				4,38	4,39	
Lu		0,17	0,4			0,45				0,77				0,54	0,58	

Refer	Geolab	Geolab	Geolab	Geolab	Geolab	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd
Na+K/AlM	0,42	0,53	0,34	0,48	0,38	0,57	0,57	0,62	0,60	0,48	0,48	0,47	0,47	0,86	0,48	0,68
(K/Na)Mo	3,63	29,13	0,39	96,03	3,75	257,50	129,74	68,07	106,68	264,40	59,71	169,25	128,75	30,75	2,31	44,92
(K/Al)Mo	0,33	0,52	0,10	0,48	0,30	0,57	0,57	0,62	0,60	0,47	0,48	0,46	0,47	0,83	0,34	0,66

Tabela 8.2 - Continuação - Resultados químicos das rochas metavulcânicas foliadas. As referências indicam o laboratório de análise: Geolab (GEOLAB/GEOLAB) e C Fd (Elem. Maiores - Clermont-Ferrand, Elem. Traços - Saint-Etienne - e ETR - Nancy).

	ELA 2c	ELA 3b	ELA 3d	ELA 3d	ELA 4	ELA 5	ELA 7	ELA 10	ELA 12a	ELA 14	ELA 15	ELA 20b	ELA 21c	ELA 23
ppm														
La	10,3	22,3	14,9		7,5	7,5	10	7,9	9,8	11,8	7,5	6,19	12,7	7,5
Ce	28	65,2	30,7		25	18,9	25,2	16,1	26,2	27	26,8	22,56	27,5	22,3
Nd			20					11,6				8,84		
Sm			5,2					2,9				2,78		
Eu			1,6					0,99				1,02		
Gd			5,2					3,1				2,67		
Tb														
Dy			4,9					2,9				2,65		
Ho			1					0,57						
Er			2,9					1,7				1,4		
Tm														
Yb			2,6					1,3				1,26		
Lu			0,35					0,18				0,17		
Refer	C Fd	C Fd	C Fd	Geosol	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	C Fd	

Tabela 9.1 - continuação - Resultados químicos das rochas metadoleríticas da Formação Bairro dos Campos. As referências indicam o laboratório de análise: Geolab (GEOSOL/GEOLAB) e CFc (Elem. Maiores - Clermont-Ferrand, Elem. Traços - Saint-Etienne - e ETR - Nancy).

	ELA 2c	ELA 3b	ELA 3d	ELA 3d	ELA 4	ELA 5	ELA 7	ELA 10	ELA 12a	ELA 14	ELA 15	ELA 20b	ELA 21c	ELA 23
%Óxidos														
SiO ₂	50,04	53,46	47,40	48,80	51,30	48,31	48,55	49,30	49,34	49,10	51,20	48,62	49,91	49,20
Al ₂ O ₃	15,88	12,50	12,35	12,67	16,00	16,41	16,69	16,70	15,67	16,20	14,70	16,64	13,59	14,10
Fe ₂ O ₃	8,68	17,08	18,53	4,20	12,60	9,97	10,40	10,42	9,94	10,91	10,75	9,47	11,84	11,68
FeO				13,10										
CaO	11,66	6,84	8,90	8,60	8,80	11,88	10,62	10,60	10,56	10,70	11,80	11,79	10,13	9,80
MgO	8,11	2,08	4,07	3,70	4,00	7,80	8,29	6,60	8,72	7,00	6,00	6,92	7,33	9,30
Na ₂ O	2,63	3,88	2,79	2,80	3,30	2,35	2,34	2,70	2,79	2,50	2,60	2,67	3,31	1,80
K ₂ O	0,62	0,62	0,91	0,76	1,10	0,66	1,16	0,75	0,70	0,59	0,44	0,73	0,45	0,53
MnO	0,15	0,13	0,26	0,29	0,21	0,16	0,16	0,19	0,16	0,17	0,19	0,17	0,20	0,22
TiO ₂	0,84	2,56	2,99	3,50	1,30	0,78	1,06	1,20	0,77	1,10	0,96	0,77	1,07	1,00
P ₂ O ₅				0,17										
H ₂ O ⁺	1,88	1,12	0,90	1,06	1,32	2,28	2,00	1,69	2,40	1,61	1,59	2,20	1,49	2,44
H ₂ O ⁻	0,15	0,07		0,09	0,14	0,00	0,17	0,18	0,11	0,28	0,23	0,23	0,11	0,30
TOTAL	100,64	100,34	99,10	99,74	100,07	100,60	101,44	100,33	101,16	100,16	100,46	100,21	99,43	100,37
ppm														
Cu	54,6	75,5	239,2		187,4	121,3	79,3	77,9	58,8	77,4	87,3	75,4	91	73,6
Ba	256,6	320,2	275,3		308,6	243,6	341,1	238,2	250,5	174,6	237,2	165,3	170,5	323
Ni	95,5	4,3	15,7		28	128,8	159,2	126	125,1	129,1	54	102,3	51,8	141,8
Rb	14,7	16,2	25,6		33,2	13,5	33,2	19,9	20,6	17,7	13,8	21,6	22,7	25,1
Sr	322,8	294	272,8		352,6	281,5	279,4	313	308,8	307,9	277,2	277,5	269,1	306,8
Zr	56	193,2	106,7		67,8	47,1	67,7	69,2	53,7	61,2	64,4	55,4	63,2	58,7
Y	18,9	52	27,8		18,3	18,8	18,5	18,2	17,9	17	21,4	14,9	18,6	15,4
Zn	52,7	100,1	133,1		73,6	64,3	69,5	79,9	61,6	61,2	61	67,1	76,5	66,5
Cs	9,2	15,8	3,8		6,4	8,1	12,1	5,5	5	11,5	7,6	7,3	15,1	5,4
Th	<3,0	4	<3,0		<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	3,7	4,1	4,5	3,6
Nb	5,9	11,6	8,6		7,3	6,6	6,6	7,1	6,4	7	6	6	6,7	6,5
Pb	9	10,3	11,5		8,7	5,5	4,2	9	10,3	6	9,7	11,2	10,1	5,8
Hf	7,5	5,3	3		5,1	5,7	3	3	6	3,4	5,4	3,4	3,8	5,2
W	105,5	137,5	215,2		157,5	121,7	166	138,9	173,4	129,7	189,4	141,1	225,7	175,5
Ga	17,7	28,6	22,2		20,7	15,7	16,9	17,6	16,7	16,4	17,2	18,4	17,3	16,6
Sn	<3,0	<3,0	<3,0		<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0
U	<3,0	<3,0	3,7		<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	4,6	<3,0	<3,0	3,4	<3,0	<3,0

Tabela 9.1 - Resultados químicos das rochas metadoleríticas da Formação Bairro dos Campos.

	ELA 2c	ELA 3b	ELA3d	ELA 4	ELA 5	ELA 7	ELA 10	ELA 12a	ELA 14	ELA 15	ELA 20b	ELA 21c	ELA 23
QZO	0,00	8,43	1,25	1,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,19	0,00	0,00	0,71
ORT	3,66	3,66	5,38	6,50	3,90	6,85	4,43	4,14	3,49	2,60	4,31	2,66	3,13
AB	22,25	32,83	23,61	27,92	19,89	19,80	22,85	23,61	21,15	22,00	22,59	28,01	15,23
AN	29,69	14,86	18,49	25,60	32,28	31,61	31,23	28,17	31,24	27,14	31,26	20,89	28,83
MAGN	3,39	5,89	6,51	4,06	3,31	3,71	3,91	3,29	3,77	3,57	3,29	3,73	3,62
ILM	1,60	4,86	5,68	2,47	1,48	2,01	2,28	1,46	2,09	1,82	1,46	2,03	1,90
DI(WO)	11,75	7,96	10,72	7,54	11,13	8,80	8,92	10,11	9,12	13,11	11,37	12,26	8,26
DI(EN)	7,94	2,23	4,35	3,38	6,95	5,65	5,46	6,50	5,47	7,40	7,02	7,10	5,14
DI(FS)	2,92	6,11	6,45	4,12	3,52	2,57	2,95	2,94	3,17	5,12	3,69	4,59	2,63
EN	7,02	2,95	5,79	6,58	3,58	4,23	7,98	4,19	9,79	7,54	1,79	5,04	18,03
FS	2,58	8,06	8,58	8,01	1,81	1,92	4,32	1,89	5,66	5,27	0,94	3,26	9,23
FO	3,68	0,00	0,00	0,00	6,24	7,55	2,10	7,73	1,52	0,00	5,91	4,29	0,00
FA	1,49	0,00	0,00	0,00	3,48	3,78	1,25	3,85	0,97	0,00	3,42	3,05	0,00
DI	25,92	44,92	30,23	35,88	23,79	26,66	27,28	27,75	24,64	26,79	26,91	30,67	19,08
ALC	3,25	4,50	3,70	4,40	3,01	3,50	3,45	3,49	3,09	3,04	3,40	3,76	2,33
FeOT	7,81	15,37	16,67	11,34	8,97	9,36	9,38	8,94	9,82	9,67	8,52	10,65	10,51
Na/Na+K	0,81	0,86	0,75	0,75	0,78	0,67	0,78	0,80	0,81	0,86	0,79	0,88	0,77
*Na2O	17,64	34,22	22,14	25,00	15,78	16,57	19,22	19,86	18,13	17,52	17,58	23,83	14,84
*K2O	4,16	5,47	7,22	8,33	4,43	8,22	5,34	4,98	4,28	2,96	4,81	3,24	4,37
*CaO	78,20	60,32	70,63	66,67	79,79	75,21	75,44	75,16	77,59	79,51	77,62	72,93	80,79
A	16,95	20,50	15,14	22,29	15,22	16,55	17,76	16,50	15,52	16,25	18,05	17,29	10,52
F	40,74	70,02	68,21	57,44	45,35	44,25	48,46	42,28	49,31	51,69	45,23	49,00	47,47
M	42,30	9,48	16,65	20,27	39,43	39,20	33,98	41,22	35,16	32,06	36,73	33,71	42,01

Tabela 9.2 - Norma C.I.P.W. das rochas metadoleríticas da Formação Bairro dos Campos.

	ABP52a	ABP52b	ABP52c	ABP52d	ABP52e
%Óxidos					
SiO ₂	52,69	53,56	51,60	51,84	49,56
Al ₂ O ₃	17,03	10,52	15,11	14,92	14,76
Fe ₂ O ₃	6,59	6,61	12,07	11,31	12,00
CaO	10,91	11,06	8,32	8,59	8,18
MgO	5,90	10,56	6,99	6,96	10,12
Na ₂ O	4,30	1,39	4,61	4,38	4,26
K ₂ O	0,92	3,29	0,28	0,42	0,14
MnO	0,15	0,79	0,18	0,18	0,18
TiO ₂	0,78	0,47	0,88	0,91	0,82
P ₂ O ₅					
H ₂ O ⁺	1,37	0,98	0,65	0,90	0,56
H ₂ O ⁻	0,14	0,17	0,14	0,00	0,00
TOTAL	100,78	99,40	100,83	100,41	100,58
ppm					
Sc		13			55
Co		34			67
Cu	<2,0	<2,0	28,6	58,6	122,6
Ba	158,1	695,8	87,6	119,4	95
Ni	41,1	24,1	62,9	57,8	102,5
Rb	36	116,8	7,3	15,4	6,5
Sr	290,9	337,4	154,1	214,1	117,7
Zr	45,3	208,2	47,1	52,5	50,7
Y	301,2	40	65,7	55,8	23,5
Zn	43,2	90,2	51	54,6	63,4
Cs	10,2	13,6	11	<5,0	11,1
Th	3,6	9,7	<3,0	4,1	<3,0
Nb	<1,5	33,9	3,7	4,4	6
Pb	10,5	9,1	7,3	7,8	8,7
Hf	<3,0	6,4	7,6	3,7	6
W	110,8	134,5	117,4	169,9	70,1
Ga	13,6	17,2	15,9	15,1	17,4
Sn	4,6	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0
U	<3,0	3,8	<3,0	3,9	3,8

	ABP52a	ABP52b	ABP52c	ABP52d	ABP52e
ppm					
La	386,50	40,67	44,90	26,10	4,86
Ce	22,30	91,35	23,20	19,10	15,14
Pr					
Nd		35,56			7,45
Sm		7,62			2,67
Eu		1,36			0,95
Gd		6,92			3,12
Tb					
Dy		6,54			3,51
Ho					
Er		3,49			2,07
Tm					
Yb		3,11			1,86
Lu		0,47			0,25

Tabela 10.1 - Análise químicas das rochas anfíbolíticas da Formação Água Clara.

Análise de Elem. Maiores - Clermont Ferrand, Elem. Traços - Saint-Etienne e ETR - Nancy).

Gnaisses Pirai do Sul								Granitos do afloramento ABP 45					
	ABP 63a	ABP 63b	ABP 63c	ABP 63d	ABP 63e	ABP 63f	ABP 63g	ABP 45a	ABP 45b	ABP 45c	ABP 45d	ABP 45e	ABP 45f
SiO ₂	52,53	61,84		65,24		70,00		64,98		64,75		64,67	64,70
Al ₂ O ₃	15,45	15,38		15,03		14,07		14,38		15,00		14,70	14,67
Fe ₂ O ₃	10,15	5,77		4,58		2,42		4,80		4,23		3,96	3,95
CaO	6,56	4,52		3,06		1,71		3,20		3,16		3,36	3,44
MgO	4,67	2,70		1,66		0,75		1,75		1,98		1,93	1,93
Na ₂ O	2,68	3,05		3,52		2,91		3,69		4,37		3,75	3,83
K ₂ O	3,32	3,03		3,77		5,91		4,32		4,69		4,40	4,30
MnO	0,16	0,08		0,07		0,04		0,07		0,05		0,05	0,05
TiO ₂	1,59	0,93		0,68		0,33		0,82		0,82		0,85	0,77
P ₂ O ₅													
H ₂ O ⁺	1,75	1,97		1,35		0,78		0,90		1,22		1,28	1,22
H ₂ O ⁻	0,21	0,23		0,13		0,10		0,10		0,30		0,16	0,30
TOTAL	99,07	99,50		99,09		99,02		99,01		100,57		99,11	99,16
Sc	32	17		10		7		9		10		11	8
Co	58	59		51		38		39		50		61	42
Cu	5,5	21	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ba	913,5	748,7	675,2	718,7	783,4	644,9	698,8	1191,6	1368,7	1282,5	1233,4	1338,2	1233,4
Ni	14,8	2,2	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	5,8	17	13,1	11,6	9,5	13,4
Rb	118,6	99,5	158,4	151,1	199	193	173,1	125,8	131,7	124,4	115,1	110,2	116,9
Sr	667,6	546,4	321,1	410,5	368,6	306	360,4	709,3	802,2	808,7	859,9	903,9	843,6
Zr	155,4	175,7	164,2	193,9	183,3	143,3	166,1	215,9	207,4	209,2	220,5	205,8	209
Y	47,1	19,2	15,7	22,8	24,2	15,7	27,3	22,2	18	15,5	14,6	14,6	15,1
Zn	103	68,3	29,6	62,1	50,6	29,9	26,6	75,1	59,3	58,7	72,7	64,2	63,8
Cs	17,1	7,3	9,3	14,5	16,7	9,3	10,8	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Th	8,2	10,1	20,2	13,9	20,9	17,4	18,2	17,4	13,5	10,9	16,4	13,9	12,9
Nb	12,6	12	11,9	18,3	15,2	13,3	14,4	12,7	10,3	11,4	10,8	11,1	10,7
Pb	11,8	8,6	25,1	14,4	24	20,4	18,3	28,9	26,3	25,6	25,7	27	27,8
Hf	6,9	7	8,2	7,9	7,7	9,4	7,9	5,5	8,4	9	9,2	7,9	8,1
W	225,5	613,4	714,4	599,8	868,6	415,6	482	343,1	442,7	468,8	699,3	675,4	558,9
Ga	21,7	18,7	17,1	22,1	18,3	17,8	19,5	20,2	21,7	21,3	21,8	22,3	21,2
Sn	<3,0	3,5	<3,0	3,3	4	<3,0	<3,0	3,5	<3	<3	3,1	3,1	<3
U	8,2	<3,0	4,8	4,7	6,5	4,7	6,1	4,5	<3	4,6	3,1	3,1	3,5

Tabela 11.1 - Análises químicas das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas do CCU.

Gnaisses Piraí do Sul								Granitos do afloramento ABP 45					
	ABP 63a	ABP 63b	ABP 63c	ABP 63d	ABP 63e	ABP 63f	ABP 63g	ABP 45a	ABP 45b	ABP 45c	ABP 45d	ABP 45e	ABP 45f
La	47,7	60,8	66,6	77,8	76,8	43,1	72,7	62,79	68,3	58,86	78	56,24	71,8
Ce	92,78	91,2	91,4	118,1	111,8	88,54	107,2	117,58	104,7	113,58	119,5	110,18	112,3
Pr													
Nd	50,72					32,64		44,79		44,3		42,33	
Sm	11,72					6,07		8,19		7,61		7,24	
Eu	3,3					1,21		1,96		1,88		1,82	
Gd	10,94					4,35		5,9		5,19		4,89	
Tb													
Dy	7,95					2,7		3,68		2,57		2,45	
Ho													
Er	3,63					1,26		1,82		1,25		1,18	
Tm													
Yb	2,79					1,08		1,53		0,96		0,93	
Lu	0,39					0,18		0,21		0,15		0,12	

Tabela 11.1 -Cont- Análises químicas das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas do CCU.
 Análise de Elem. Maiores - Clermont Ferrand, Elem. Traços - Saint Etienne e ETR - Nancy).

Granitos do afloramento ABP 68									Riolitos				
ABP 68a	ABP 68b	ABP 68c	ABP 68d	ABP 68e	ABP 68f	ABP 68g	ABP 68h		87/1/85	ABP 46a	ABP 46e	ABP 46g	ABP 55d
SiO2	70,73		72,09		71,27				74,60	73,84	73,15	75,16	74,80
AL2O3	14,80		15,12		14,70				13,90	13,80	14,12	13,87	14,70
Fe2O3	1,21		1,18		1,20				1,29	0,91	0,89	0,93	0,65
CaO	1,38		1,33		1,32				0,12	0,67	1,01	0,59	0,80
MgO	0,35		0,38		0,34				0,30	0,20	0,22	0,25	0,16
Na2O	4,41		4,43		4,23				2,60	4,25	4,15	4,25	4,55
K2O	5,64		5,45		5,38				6,20	5,33	6,11	5,05	4,35
MnO	0,02		0,02		0,02				0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
TiO2	0,22		0,22		0,22				0,14	0,09	0,09	0,09	0,06
P2O5													
H2O+	0,26		0,26		0,38				0,41	0,57	0,98	0,39	0,98
H2O-	0,04		0,08		0,03				0,25	0,00	0,00	0,00	0,20
TOTAL	99,06		100,56		99,09				99,82	99,67	100,74	100,59	101,27
Sc	3		6		2				1	0	0	1	
Co	32		57		36				40	32	34	19	
Cu	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	157,3	75,2	763,5	<2,0	
Ba	734,1	634,4	697,2	721,6	721,8	719,7	630	713,8	173,9	112,4	136,5	128,2	91,3
Ni	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2,0	2,2	<2,0	<2,0	<2,0
Rb	237,9	220,9	227,3	231,3	233,5	232,2	216,1	232,5	143,3	249,8	270,3	240,1	145,9
Sr	415,8	378,3	403,6	407,6	412	408,3	378,4	420,4	82,7	76,9	73,2	94,3	67,3
Zr	138,7	118,4	122,2	130,2	123,9	120,8	124,7	97,4	80,5	75,7	73,8	78,6	69,8
Y	26,9	9,2	23	26,4	23,2	21,1	6,2	3,9	10	5,4	4	8,5	11,9
Zn	43,8	41,4	41,8	43,6	42,7	41	43,2	33	21	19,3	16,6	19,7	11,2
Cs	<5	5,8	<5	<5	6,3	<5	<5	5,4	<5,0	<5,0	8,2	8,6	<5,0
Th	11,2	8,8	10,9	11,4	9,6	10	9,9	7,6	15,4	22,5	18,9	21	9,6
Nb	9,7	10,6	9,6	10,1	9,1	9,8	10,5	8,1	20,9	12,8	13	13,2	17,5
Pb	48,5	47,8	48,5	48,3	50,1	48,4	51,2	46,9	36,9	56,3	28,3	30,3	11,9
Hf	9,5	8,5	9,2	8,2	7,8	7,1	8,1	8,4	4,3	10	9,1	6,3	8,9
W	429,4	552	497,6	520,5	472,8	459,7	464	444,5	618,7	677,3	601,5	624,7	318,5
Ga	27,3	25,4	25,2	25,3	25,3	25,8	25,8	24,2	21,4	26,2	27,4	26,4	22,2
Sn	<3	3,5	<3	3,4	3,6	4,3	4,4	3,3	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0
U	<3	4	4,3	4,5	4,5	4,3	3,6	<3	3,2	14,3	13	9,8	5,5

Tabela 11.1 - Cont - Análises químicas das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas do CC

Granitos do afloramento ABP 68									Riolitos				
	ABP 68a	ABP 68b	ABP 68c	ABP 68d	ABP 68e	ABP 68f	ABP 68g	ABP 68h	87/1/85	ABP 46a	ABP 46e	ABP 46g	ABP 55d
La	52,1	50,9	48,5	28,4	50,1	43,9	43,9	41,6	12,1	13,12	30,6	50,6	4,91
Ce	55,3	49,5	53,8	51,15	50,3	48,9	49,3	41,6	23,6	21,59	38,4	43,3	13,45
Pr													
Nd				22,4					11	7,19			6,16
Sm				5,78					2,2	1,33			1,99
Eu				1,12					0,51	0,26			0,5
Gd				5,19					1,8	1,12			1,94
Tb													
Dy				3,73					1,2	0,53			1,7
Ho									0,17				
Er				1,79					0,46	0,51			1,04
Tm													
Yb				1,33					0,7	0,35			0,81
Lu				0,15					0,1	0,04			0,08

Tabela 11.1 -Cont- Análises químicas das rochas gnáissicas, graníticas e riolíticas do CCU. Análise de Elem. Maiores - Clermont Ferrand, Elem. Traços - Saint-Etienne - e ETR Nancy).

Gnaisses Rio Morcego

Gnaisses Paina

	ABP 58a	ABP 58b	ABP 58c	ABP 58d	ABP 58e	ABP 58f	ELA 25a	ELA 25b	ELA 25c	ELA 25d	ABP 51c
% Óxidos											
SiO ₂	61,28	59,75		68,52		68,87	65,51	64,63	63,59		63,51
Al ₂ O ₃	18,33	18,16		15,13		15,14	15,87	15,73	15,79		15,79
Fe ₂ O ₃	4,25	5,30		3,24		2,77	4,03	3,96	3,74		4,37
CaO	4,17	5,02		3,01		2,32	2,79	3,01	3,31		3,33
MgO	1,94	2,21		1,44		1,01	1,70	1,71	1,79		1,83
Na ₂ O	6,03	6,19		4,72		5,03	5,30	4,87	4,46		4,52
K ₂ O	2,11	1,19		2,60		3,05	1,94	3,16	4,36		3,49
MnO	0,06	0,08		0,05		0,05	0,07	0,08	0,09		0,07
TiO ₂	0,73	0,93		0,48		0,40	0,61	0,59	0,65		0,67
P ₂ O ₅											
H ₂ O+	1,25	1,27		0,95		1,08	1,45	1,14	1,10		1,49
H ₂ O-	0,12	0,16		0,21		1,17	1,19	0,23	0,20		0,05
TOTAL	100,27	100,26		100,35		100,89	100,46	99,11	99,08		99,12
ppm											
Sc	6	14		7		5	8	7	6		8
Co	37	45		61		47	31	39	42		42
Cu	40,9	54,9	63,9	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	8,3	7,1	4,8	4
Ba	974,1	424,5	486,7	1091,8	854,3	961,9	847,5	1130,4	1771,3	1460,2	1158,2
Ni	10,1	15,1	7,2	3	2,6	<2,0	9,7	10,5	10,1	13,2	11,4
Rb	41,1	27,8	31	53,4	64,9	71,3	43,2	54,5	67,9	64,9	62,4
Sr	1241,1	1101,1	990	921,5	846,3	667,6	1055,2	980,8	987,5	930,1	974
Zr	255	376,8	246	177,3	168,5	162,3	206,1	214,8	225,3	224,1	223,7
Y	18,2	27,5	19,1	13,9	12,2	11,8	13,8	13,2	15,2	14,6	16,2
Zn	73,4	89,9	60,2	56,9	56,7	48,9	73,1	73,3	70,4	74,7	79,1
Cs	5,9	8,9	8,9	<5,0	<5,0	<5,0	6,1	12,3	<5,0	<5,0	<5,0
Th	15,4	26,1	17	11,8	11,9	15	9,6	12,2	12,5	11,7	11,3
Nb	11,9	18,9	13,4	11,4	11	10	11,5	14,3	10,7	12,2	11
Pb	22	21	19,3	22,2	21,9	17,8	24,4	23,6	27,6	31,8	38,3
Hf	11,1	8,9	8,1	8	8,3	6,6	6,4	10,7	7,8	8,7	7,9
W	352,2	342,7	514,4	788,3	642,1	627,8	498,9	368,7	585,2	510,1	449,2
Ga	25	28	23	20,4	20,5	20,5	21,4	22	19,5	21,7	22
Sn	3,1	3,7	3,8	3,2	3,5	<3,0	3,3	<3,0	5,1	<3,0	<3,0

Tabela 12.1 - Análises químicas das rochas gnáissicas e graníticas do CTC.

Gnaisses Rio Morcego
Gnaisses Paina

	ABP 58a	ABP 58b	ABP 58c	ABP 58d	ABP 58e	ABP 58f	ELA 25a	ELA 25b	ELA 25c	ELA 25d	ABP 51c
ppm											
La	94,3	113,64	86,9	62	44,17	56,3	63,26	87,3	61,62	83,5	83,7
Ce	150,3	212,05	122,7	82,6	83,75	72,4	117,5	124,3	115,7	130,6	130,2
Pr											
Nd		80,69			32,28		42,91		42,24		
Sm		13,9			5,55		7,25		7,13		
Eu		3,05			1,32		1,27		1,58		
Gd		9,51			3,79		4,78		4,67		
Tb											
Dy		5,18			2,2		2,57		2,38		
Ho											
Er		2,3			1,03		1,15		1,14		
Tm											
Yb		1,92			0,87		0,87		0,87		
Lu		0,33			0,14		0,12		0,1		

Tabela 12.1 - Cont - Análises químicas das rochas gnáissicas e graníticas do CTC.
 Análise de Elem. Maiores - Clermont Ferrand, Elem. Traços - Saint-Etienne
 e ETR - Nancy).

Granito Três Córregos

	ABP 42a	ABP 42b	ABP 42c	ABP 42d	ABP 42e	ABP 43a	ABP 43b	ABP 43c	ABP 43d	ABP 43e
% Óxidos										
SiO ₂	67,88		69,67		69,72	67,09	69,36		69,80	
Al ₂ O ₃	14,27		14,23		14,47	13,99	15,55		14,59	
Fe ₂ O ₃	4,00		2,44		2,50	3,86	1,66		2,16	
CaO	1,88		1,79		1,88	2,74	1,52		1,69	
MgO	1,01		0,92		0,96	2,14	0,55		0,82	
Na ₂ O	4,35		4,27		4,39	3,54	4,26		4,42	
K ₂ O	5,20		5,09		5,15	5,69	6,19		5,13	
MnO	0,03		0,03		0,03	0,06	0,02		0,03	
TiO ₂	0,47		0,41		0,45	0,56	0,30		0,38	
P ₂ O ₅										
H ₂ O+	0,60		0,57		0,58	0,68	0,99		0,97	
H ₂ O-	0,04		0,00		0,06	0,02	0,20		0,19	
TOTAL	99,73		99,42		100,19	100,37	100,60		100,18	
ppm										
Sc	6		5		7	9	7		3	
Co	36		29		44	52	70		49	
Cu	<2	<2	<2	<2	<2	13,4	<2	<2	<2	<2
Ba	1596,8	1591,4	1555,3	1568,2	1564,7	1464,2	1797,6	1438,4	1415,8	1517,8
Ni	7,5	7,4	5,8	5,6	6,4	30	3,1	8,5	4,2	7,4
Rb	141,1	142,8	137,3	141,3	140,2	168,4	160,9	153,8	153,6	163,6
Sr	830,5	823,6	812,8	872,6	843	723,7	868	765	754,5	755,9
Zr	205,6	194,8	188,9	190,5	191,8	198,5	137,9	189,5	175,7	186,6
Y	8,1	9,3	8,2	7,2	8,8	12,1	7,4	8,9	8,1	7,8
Zn	51,3	47,3	44,9	47,2	48,2	80,4	29,8	44,9	40,2	43,7
Cs	5	5	5,2	5	5	5	5	5	5	5
Th	20	18,5	13,5	17,1	18,1	13,3	10,9	24,5	25,5	22,3
Nb	10,2	10,4	9,8	9,2	9,1	12,2	8,3	9,4	9,5	9
Pb	36,2	41	39,1	38,1	39,5	44,3	34,9	34,7	36	35,4
Hf	7,4	11,9	7,8	9,2	9,6	9,7	9,2	10,8	6,5	7,2
W	372,6	335,8	327,8	384,1	379,1	584,3	750,7	680,5	709,7	524
Ga	22,1	22,9	21,4	22,4	22	21,6	22	22,3	21,6	22,1
Sn	4,1	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3,2

Tabela 12.2 - Cont - Análises químicas das rochas gnáissicas e graníticas do CTC.

Granito Três Córregos

	ABP 42a	ABP 42b	ABP 42c	ABP 42d	ABP 42e	ABP 43a	ABP 43b	ABP 43c	ABP 43d	ABP 43e
ppm										
La	61,76	77,9	76	56,83	70,5	55,1	47,2	74,4	51,51	72,3
Ce	117,36	108,1	108,8	109,04	103,8	111,29	68,5	103,8	96,57	104,1
Pr										
Nd	41,8			38,5		40,48			35,04	
Sm	6,78			6,22		7,02			5,39	
Eu	1,51			1,44		1,62			1,26	
Gd	3,83			3,62		4,56			3,44	
Tb										
Dy	1,74			1,56		2,29			1,42	
Ho										
Er	0,72			0,71		1,05			0,64	
Tm										
Yb	0,51			0,48		0,77			0,43	
Lu	0,11			0,07		0,15			0,05	

Tabela 12.2 - Cont - Análises químicas das rochas gnáissicas e graníticas do CTC.
Análise de Elem. Maiores - Clermont Ferrand, Elem. Traços - Saint-Etienne
e ETR - Nancy).

Anexo IV

Análises Químicas de Minerais

Amostra 42/II

	6	8	9	10	21	22	23	25	27	32	34	36	39
	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	B	B	A
SiO ₂	66,63	67,96	67,44	68,60	66,82	68,01	67,50	63,85	66,40	67,94	64,78	64,10	68,03
Al ₂ O ₃	19,45	19,05	19,36	19,67	19,30	19,25	19,52	18,32	18,24	20,42	17,99	18,68	19,26
Fe ₂ O ₃ T	0,12	0,17	0,27	0,24	0,54	0,14	0,17	0,76	1,38	0,37	0,13	0,83	0,37
CaO	0,13	0,12	0,11	0,09	0,18	0,05	0,14	1,07	0,04	0,20	0,00	0,00	0,16
MgO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	9,64	11,28	11,60	8,34	10,98	11,22	11,22	1,81	7,25	11,51	0,24	0,31	9,62
K ₂ O	2,08	0,12	0,18	4,64	0,53	0,20	0,16	14,08	6,83	0,28	16,07	16,00	2,74
MnO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
TiO ₂	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,05	0,01	0,06	0,26	0,00	0,00	0,05	0,07
TOTAL	98,10	98,73	98,96	101,61	98,42	99,06	98,72	99,95	100,40	100,73	99,21	99,97	100,26
AB	87,00	98,71	98,52	72,91	96,10	98,61	98,41	15,52	61,61	97,49	2,26	2,86	83,58
AN	0,66	0,58	0,50	0,41	0,87	0,22	0,66	5,06	0,21	0,96	0,00	0,00	0,76
OR	12,33	0,71	0,98	26,67	3,03	1,17	0,93	79,42	38,18	1,55	97,74	97,13	15,66

Amostra ABP 70e

Amostra ABP 71d

	5	7	24	25	26	27	30	40	41	42	43	44	46	48
	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
SiO ₂	63,30	63,75	64,44	62,95	63,77	63,80	63,45	63,41	64,24	63,72	64,32	64,10	63,83	64,82
Al ₂ O ₃	17,66	17,88	18,19	18,01	18,05	18,06	17,92	18,27	17,95	17,71	18,27	18,04	18,08	17,87
Fe ₂ O ₃ T	0,23	0,24	0,20	0,22	0,12	0,44	0,13	0,17	0,03	0,57	0,09	0,25	0,17	0,15
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,07	0,01	0,04	0,01
Na ₂ O	0,05	0,11	1,39	0,08	0,08	0,13	0,10	0,14	0,68	0,14	1,64	0,12	0,10	0,11
K ₂ O	16,44	16,63	15,25	16,88	16,76	17,04	16,71	16,67	15,57	16,48	14,84	16,78	16,70	16,88
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,08	0,05	0,00	0,00	0,03
TiO ₂	0,00	0,04	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,68	98,65	99,53	98,17	98,83	99,48	98,36	98,72	98,48	98,70	99,33	99,32	98,95	99,87
AB	0,49	0,99	12,17	0,75	0,68	1,11	0,94	1,27	6,25	1,29	14,38	1,05	0,91	1,02
OR	99,51	99,01	87,83	99,25	99,32	98,89	99,06	98,71	93,75	98,71	85,62	98,95	98,96	98,98
AN	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00

Tabela 3.1 - Análises químicas dos feldspatos das rochas MVN (42/II e ABP 70e) e MVF (ABP 71d): feldspatos subidiomórficos e xenomórficos da matriz (A); feldspatos das amígdalas (B).

Amostras ELA 07 e ELA 21c

Análises	59	62	69	110	111	112	113	114
	A	A	A	B	B	B	B	B
SiO ₂	54,00	52,39	55,42	68,13	67,31	66,64	67,03	65,99
Al ₂ O ₃	28,14	28,83	28,00	20,46	20,64	20,49	20,63	20,34
Fe ₂ O ₃ T	0,71	0,77	0,62	0,11	0,08	0,04	0,06	0,00
CaO	11,26	12,02	10,39	0,67	1,35	1,20	1,24	0,10
MgO	0,03	0,13	0,07	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	4,75	4,41	5,44	10,83	10,70	10,79	10,94	10,91
K ₂ O	0,27	0,22	0,28	0,05	0,13	0,10	0,12	0,05
MnO	0,06	0,00	1,18	0,00	0,03	0,04	0,25	0,00
TiO ₂	0,05	0,13	0,05	0,00	0,05	0,01	0,01	0,10
Total	99,27	98,90	101,45	100,32	100,31	99,31	100,28	97,49
AB	42,57	39,35	47,86	0,96	0,93	0,94	0,93	0,99
AN	55,81	59,33	50,51	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
OR	1,62	1,32	1,63	0,03	0,06	0,06	0,06	0,00

Tabela 4.2 - Análises dos plagioclásios dos metadoleritos: (A) hipidiomórficos e (B) anédricos.

Amostras ELA 07 e ELA 21c

Análise	96	97	99	107	109	45	46	51	54	57	61	70	71	74
SiO ₂	51,75	50,41	51,99	51,57	52,41	51,93	52,19	51,92	51,74	51,07	52,00	52,44	51,79	52,80
Al ₂ O ₃	3,01	3,04	2,06	1,94	1,95	1,91	2,06	2,13	2,24	2,29	2,21	2,58	2,88	2,56
Fe ₂ O ₃ t	10,61	10,15	11,36	9,91	9,07	9,68	10,08	7,95	9,15	11,47	9,37	5,90	5,88	6,31
CaO	20,13	19,18	21,44	20,83	21,12	18,61	18,19	19,34	19,04	17,60	18,84	20,69	20,64	20,94
MgO	14,52	14,49	13,15	13,67	14,73	15,21	15,60	15,89	15,57	15,16	15,93	16,22	16,43	16,44
Na ₂ O	0,25	1,34	0,32	0,26	0,29	0,29	0,27	0,25	0,23	0,34	0,33	0,28	0,20	0,22
K ₂ O	0,05	0,23	0,02	0,01	0,04	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
MnO	0,21	1,16	0,35	0,37	0,27	0,32	0,36	0,34	0,20	0,37	0,20	0,11	0,18	0,13
TiO ₂	0,56	0,59	0,57	0,62	0,57	0,88	0,79	0,64	0,64	1,14	0,72	0,41	0,44	0,37
Total	101,09	100,59	101,26	99,18	100,45	98,83	99,58	98,48	98,82	99,44	99,60	98,64	98,45	99,77
EN	41,42	41,85	37,44	39,73	41,91	44,48	45,17	46,13	45,12	44,00	45,72	47,06	47,36	46,82
FS	17,32	18,35	18,70	16,76	14,92	16,40	16,96	16,50	15,21	19,28	15,41	9,78	9,82	10,30
WO	41,26	39,80	43,87	43,51	43,18	39,12	37,87	40,36	39,67	36,72	38,87	43,16	42,79	42,88

Tabela 4.3 - Análises químicas dos piroxênios dos metadoleritos.

ELA 3d					ELA 7										ELA 21c			
Análise	79	82	85	86	48	50	52	53	56	58	60	66	67	100	101	104	105	
SiO2	45,45	44,35	46,59	45,52	50,03	52,19	53,42	53,65	55,45	51,55	54,27	53,17	52,18	52,74	52,09	48,47	50,17	
Al2O3	6,06	7,03	6,27	5,88	5,35	3,95	2,60	2,37	0,86	3,86	1,99	2,92	4,01	2,15	2,71	5,33	4,30	
Fe2O3t	24,61	24,13	21,49	25,13	21,43	15,75	11,43	10,96	12,14	12,13	12,03	12,91	11,56	15,30	17,74	19,64	16,68	
CaO	10,01	10,25	10,51	10,20	6,71	10,62	12,35	12,60	12,00	12,58	12,08	12,18	12,41	12,98	11,21	11,08	10,95	
MgO	7,22	6,59	7,91	6,44	11,89	14,12	15,59	16,13	16,75	14,89	15,47	15,16	15,28	13,86	13,62	10,01	12,62	
Na2O	1,81	1,66	0,85	1,07	0,97	0,65	0,29	0,30	0,10	0,49	0,39	0,33	0,00	0,19	0,34	1,12	1,08	
K2O	0,75	0,92	0,58	0,58	0,07	0,24	0,02	0,05	0,00	0,07	0,08	0,06	0,15	0,06	0,17	0,55	0,35	
MnO	0,29	0,36	0,34	0,22	0,61	0,00	0,11	0,16	1,48	0,24	0,17	0,20	0,14	0,19	0,37	0,31	0,27	
TiO2	1,41	1,29	1,41	1,20	0,17	0,42	0,01	0,02	0,00	0,54	0,07	0,11	0,32	0,44	0,56	1,04	0,91	
H2O	1,93	1,91	1,94	1,91	2,01	2,06	2,06	2,07	2,11	2,05	2,07	2,07	2,06	2,05	2,06	1,99	2,02	
TOTAL	99,54	98,49	97,89	98,15	99,24	100,00	97,88	98,31	100,89	98,40	98,62	99,11	98,11	99,97	100,96	99,74	99,51	
SI	7,05	6,96	7,20	7,15	7,47	7,58	7,78	7,78	7,88	7,54	7,86	7,71	7,60	7,69	7,59	7,29	7,43	
AL 4+	0,95	1,04	0,80	0,85	0,53	0,42	0,22	0,22	0,12	0,46	0,14	0,29	0,40	0,31	0,41	0,71	0,57	
Al 6+	0,16	0,26	0,34	0,24	0,41	0,26	0,23	0,18	0,03	0,20	0,20	0,21	0,29	0,06	0,06	0,23	0,18	
TI	0,16	0,15	0,16	0,14	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,01	0,03	0,05	0,06	0,12	0,10	
Fe 3+	1,01	0,98	0,39	0,65	0,37	0,26	0,07	0,12	0,11	0,28	0,04	0,15	0,04	0,20	0,31	0,57	0,51	
Mg	1,67	1,54	1,82	1,51	2,64	3,06	3,39	3,48	3,55	3,24	3,34	3,28	3,32	3,01	2,96	2,24	2,79	
Fe2+ c	2,00	2,07	2,29	2,46	1,56	1,39	1,32	1,98	1,79	1,94	1,42	1,35	1,28	1,64	1,61	1,84	1,43	
Fe2+b	0,08	0,02	0,06	0,13	0,71	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,24	0,01	0,08	
MN	0,04	0,05	0,04	0,03	0,08	0,00	0,01	0,02	0,18	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,04	0,03	
CA	1,66	1,72	1,74	1,72	1,07	1,65	1,93	1,96	0,82	1,97	1,87	1,89	1,94	1,98	1,80	1,76	1,74	
Na 4	0,22	0,21	0,16	0,13	0,14	0,10	0,06	0,04	0,00	0,04	0,10	0,04	0,00	0,00	0,00	0,17	0,15	
Na A	0,33	0,30	0,10	0,20	0,14	0,08	0,02	0,04	0,03	0,10	0,01	0,05	0,00	0,05	0,10	0,16	0,16	
K	0,15	0,18	0,11	0,12	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,10	0,07	

Tabela 4.4 - Análises químicas dos anfibólitos dos metadoleritos da Formação Bairro dos Campos.
Análises realizadas em Clermont-Ferrand.

Amostra ABP 52d

Análise	56	57	58	59	60	62	63	64	65	66	83	84	85
SiO ₂	44,18	45,63	45,72	46,90	46,64	46,32	46,09	47,19	46,01	46,75	43,30	45,19	45,09
Al ₂ O ₃	11,82	10,61	10,08	9,54	10,00	10,34	10,67	8,73	9,54	8,94	12,57	10,51	10,72
FeO	17,37	16,24	15,86	15,46	15,89	16,04	16,23	15,41	16,30	16,13	16,16	15,88	17,13
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,64	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	11,56	11,46	11,59	11,32	11,25	11,26	11,60	11,77	11,40	11,26	11,25	11,45	11,23
MgO	11,06	11,62	11,59	12,37	11,86	11,74	11,41	11,97	11,79	12,42	10,31	11,42	10,83
Na ₂ O	2,18	2,16	2,02	1,59	1,68	1,80	1,68	1,63	1,84	1,76	2,17	2,12	1,38
K ₂ O	0,24	0,28	0,22	0,21	0,22	0,29	0,33	0,17	0,25	0,20	0,26	0,19	0,24
MnO	0,20	0,24	0,29	0,23	0,34	0,29	0,23	0,37	0,26	0,34	0,20	0,20	0,00
TiO ₂	0,75	0,69	0,63	0,62	0,68	1,06	0,44	0,56	0,72	0,51	0,63	0,75	0,76
CrO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,11	0,16	0,06	0,11	0,00	0,02
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,64	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00
H ₂ O	2,03	2,04	2,03	2,04	2,05	2,06	2,04	2,03	2,03	2,04	2,00	2,02	2,01
TOTAL	101,39	100,97	100,03	100,30	100,76	102,49	100,72	99,94	100,50	100,41	98,96	99,75	99,41
SI	6,50	6,70	6,76	6,87	6,83	6,73	6,76	6,95	6,79	6,88	6,50	6,71	6,72
Al 4+	1,50	1,30	1,24	1,13	1,17	1,27	1,24	1,05	1,21	1,12	1,50	1,29	1,28
Al 6+	0,56	0,53	0,52	0,52	0,55	0,51	0,61	0,47	0,45	0,43	0,72	0,54	0,60
TI	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,12	0,05	0,06	0,08	0,06	0,07	0,08	0,09
Fe 3+	1,40	1,23	1,16	0,92	0,95	1,04	1,01	0,91	1,11	1,08	1,26	1,19	0,90
MG	2,43	2,54	2,56	2,70	2,59	2,54	2,50	2,63	2,59	2,72	2,31	2,53	2,41
Fe 2+ c	0,54	0,62	0,70	0,79	0,84	0,80	0,84	0,93	0,77	0,71	0,64	0,65	1,01
Fe 2+ b	0,06	0,02	-0,01	0,09	0,06	0,01	0,04	-0,03	0,03	0,08	0,00	0,00	0,14
MN	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,02	0,03	0,00
CA	1,82	1,80	1,84	1,78	1,76	1,75	1,82	1,86	1,80	1,78	1,81	1,82	1,79
total B	1,91	1,85	1,86	1,90	1,87	1,80	1,89	1,87	1,86	1,90	1,83	1,85	1,93
Na 4	0,09	0,15	0,14	0,10	0,13	0,20	0,11	0,13	0,14	0,10	0,17	0,15	0,07
Na A	0,53	0,46	0,44	0,35	0,35	0,31	0,37	0,33	0,39	0,40	0,47	0,46	0,33
K	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05

Tabela 5.1 - Análises química dos anfibólios dos anfibólitos da Formação Agua Clara.
Análises realizadas em Clermont-Ferrand.

Anexo V

Mapa Geológico

Figura 1.1

T
R 375
JM.f

INSTITUTO
BIBLIOTECA
T-1574
U. S. P.

MODIFICADO: MINEROPAR (1983)
FIORI et al. (1987)

RELAÇÕES GERAIS ENTRE AS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

- Qhi • Sedimentos arenó-silício-argilosos de deposição fluvial. Colúvio e elúvios nas bordas dos vales encaixados em rochas granitídes.
- JK • JKm: Diques de microdiorita e quartzo microdiorito.
JKmp: Diques de diorito pórfiro.
- D • GRUPO CAMPOS GERAIS
Dpg: Formação Ponta Grossa: Folhelhos, siltitos com lentes de arenitos finos.
Df: Formação Furnas: Arenitos com estratificação cruzada, com lentes de folhelhos silício-argilosos e argilitos.
- Oc • GRUPO CASTRO
Ocas: Siltito sericítico, argilitos e arcósis com conglomerados locais.
Ocac: Conglomerados, aglomerados e brechas vulcânicas.
Ocat: Tufos cineríticos, líticos e lapílicos com intercalações de riolito fluvial.
- CTC • COMPLEXO TRÊS CORREGOS
PSfr: Granitos.
PSgn: Gnaisses.
- CCU • COMPLEXO CUNHAPORANGA
PSfr: Granitos.
PSgn: Gnaisses.
- PSc • FORMAÇÃO CAMARINHA: Siltitos intercalados por conglomerados.
- PMa • GRUPO AÇUNGUI
PMa: Sequência Antinha: Metassiltito rítmico e metarritimito associada a níveis de conglomerados e metarenitos.
PMa: Formação Votuverava: Metassiltito, micaxistos, metarritimitos, sericita-quartzo xistos e cálcio xistos.
- PMi • GRUPO ITAIOCOCA
PMiB: Formação Bairro dos Campos: Metacalcários, metadolomitos, mármores com sills de metadoleritos (Mb).
PMiA: Formação Água Clara: Metamargos, cálcio-silicíficos, mármores, biotitas xistos, quartzo-muscovita xistos, com intercalações de sills de microdioritos (Bm) e metagesso de material quartzo-feldspático.
PMiS: Formação Serra dos Macacos: Metaquartzo-arenitos, quartzitos e metassiltitos.
PMiG: Formação Abapó: Metarenito-feldspáticos, metarcósis, metarenitos, metavulcânicas xistosas e maciças e subordinadamente metaconglomerados.

GEOLOGIA

- Falha definida.
Falha inferida.
Falha de empurrão ou cavalgamento. Dentes no bloco que subiu.
Contato geológico definido.
Contato geológico aproximado.
Dobra sinclinal com flanco invertido.
Dobra sinclinal mostrando caimento do eixo.
Dobra antinclinal mostrando caimento do eixo.
Direção e mergulho das camadas.
Direção e mergulho das camadas.
Foliação, xistossidade e acamamento verticalizados.

PLANIMETRIA

- Cidade.
- Localidade.
- Estrada asfaltada.
- Estrada de terra (tráfego permanente).
- Rio ou arroio.

Área detalhada através de mapeamento geológico na escala 1/25.000. Neste trabalho é denominada de ITAÍCOCA-ABAPÁ-SOCAVÃO

LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ANALISADAS

- ◊ • Riolitos.
- • Granitos.
- ◆ • Gnaisses.
- ▼ • Metavulcânicas.
- ▲ • Metadoleritos.
- ⊕ • Mármore.
- • Anfíbolitos.

Figura 1.1
MAPA GEOLÓGICO DA FAIXA ITAIACOCA E ADJACÊNCIAS
• 1993 •

Municípios	Castro/Porã-Grossa	Estado	PARANÁ
PARTE INTEGRANTE DA TESE DE DOUTORAMENTO		Escola	1/250.000
José Manoel dos Reis Neto		Desenho