UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**DOMÍNIOS TECTÔNICOS DO SUDESTE DO
PARANÁ E NORDESTE DE SANTA CATARINA:
GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL**

Oswaldo Siga Júnior

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Miguel Angelo Stipp Basei</u>	<u> </u>
Examinadores:	<u>Umberto Giuseppe Cordani</u>	<u> </u>
	<u>Mário da Costa Campos Neto</u>	<u> </u>
	<u>Reinhardt Adolfo Fuck</u>	<u> </u>
	<u>Alberto Pio Fiori</u>	<u> </u>

São Paulo
1995

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**DOMÍNIOS TECTÔNICOS DO SUDESTE DO
PARANÁ E NORDESTE DE SANTA CATARINA:
GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL**

Oswaldo Siga Júnior

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**São Paulo
1995**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007464

**DOMÍNIOS TECTÔNICOS DO SUDESTE DO PARANÁ E NORDESTE DE SANTA
CATARINA: GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL**

Resumo	1
Abstract.....	3
Agradecimentos	5
 Capítulo 1	
INTRODUÇÃO	7
1.1 - Definição de Propósitos e Área Investigada	7
1.2 - Métodos de Trabalho	10
1.2.1 - Estudos Geológicos Convencionais.....	10
1.2.2 - Estudos Geocronológicos	11
- Potássio-Argônio (K-Ar)	11
- Rubídio-Estrôncio (Rb-Sr).....	13
- Urânio-Chumbo (U-Pb)	14
- Samário-Neodímio (Sm-Nd).....	15
- Chumbo-Chumbo (Pb-Pb)	17
1.3 - Evolução dos Conhecimentos	18
 Capítulo 2	
COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA	29
 Capítulo 3	
DOMÍNIO LUÍS ALVES.....	36
3.1 - Rochas Gnáissico-Granulíticas Regionais	36
3.1.1 - Síntese Geológica	36
3.1.2 - Geocronologia	43

3.2 - Rochas Metabásicas e Metaultrabásicas das Regiões de Piên-Tijucas do Sul.....	61
3.2.1 - Síntese Geológica.....	61
3.2.2 - Geocronologia.....	69
 Capítulo 4	
✓ DOMÍNIO CURITIBA.....	75
4.1 - Rochas Gnáissico-Migmatíticas Regionais	73
4.1.1 - Síntese Geológica.....	76
4.1.2 - Geocronologia.....	82
 Capítulo 5	
DOMÍNIO PARANAGUÁ.....	101
5.1 - Rochas Graníticas Regionais	102
5.1.1 - Síntese Geológica	102
5.1.2 - Geocronologia	108
 Capítulo 6	
MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO DE REGIMES EXTENSIONAIS PÓS-OROGÊNICOS	120
6.1 - Granitóides Alcalinos-peralcalinos	120
6.1.1 - Aspectos Geológicos.....	121
6.1.2 - Geocronologia.....	131
6.2 - Bacias Vulcano-Sedimentares	139
6.2.1 - Aspectos Geológicos.....	139
6.2.2 - Geocronologia.....	143
 Capítulo 7	
CONSIDERAÇÕES FINAIS	149
7.1 - Síntese das Informações Geocronológicas.....	149
7.2 - Implicações Tectônicas.....	163

Capítulo 8

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	169
---------------------------------	-----

Apêndices:

1 - Dados geocronológicos	188
2 - Dados Geoquímicos	208

Pranchas Fotográficas:

1 - Domínio Luis Alves	59
2 - Rochas Básicas-Ultrabásicas de Piên	73
3 - Domínio Curitiba	97
4 - Granitóides da Suite Rio Piên.....	99
5 - Domínio Paranaguá.....	118
6 - Granitóides Alcalinos-Peralcalinos.....	<u>147</u>

Anexos:

- 1 - Esboço Geotectônico do Pré-Cambriano de parte dos Estados do Paraná e Santa Catarina.
- 2 - Mapa de Localização das Amostras Datadas.
- 3 - Dados Estruturais - Terrenos localizados entre os Cinturões Ribeira (norte) e Dom Feliciano (sul).

Índice das Figuras:

- Fig. 1.1	Localização e vias de acesso da área de estudos.....	9
- Fig. 2.1	Compartimentação Tectônica da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina	33
- Fig. 2.2	Perfil Curitiba-Areia Branca-Agudos do Sul-Piên-São Bento do Sul	34
- Fig. 2.3	Perfil Curitiba-Paranaguá (BR-277).....	35
- Fig. 3.1	Diagrama triangular QAP (Streckeisen, 1976) - Gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves (inclui dados de Silva e Dias, 1981; Moreira e Marimon, 1980 e Machiavelli, 1991).	40
- Fig. 3.2	Diagrama $R_1 - R_2$ (De La Roche <u>et al.</u> 1980) - Domínio Luís Alves.	42
- Fig. 3.3	Padrão de Terras Raras - Rochas Gnáissico-Granulíticas do Domínio Luís Alves.	43
- Fig. 3.4	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Rochas granulíticas dos arredores de Luís Alves (Hartmann <u>et al.</u> 1979 - modificado).	44
- Fig. 3.5	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Rochas gnáissico-granulíticas dos arredores de Pomerode.....	45
- Fig. 3.6	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Migmatitos dos arredores de Luís Alves (Basei, 1985 - modificado).....	46
- Fig. 3.7	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Rochas Gnáissico-Granulíticas da Região de Dona Francisca.	47
- Fig. 3.8	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Rochas Gnáissico-Granulíticas dos arredores de Blumenau (Basei, 1985).	48
- Fig. 3.9	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Rochas Gnáissico-Granulíticas dos arredores de Luís Alves.....	48
- Fig. 3.10	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Rochas Gnáissico-Granulíticas dos arredores de Jaraguá do Sul.	49
- Fig. 3.11	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Rochas Gnáissico-Granulíticas das proximidades de Piên (Girardi <u>et al.</u> 1974).	49
- Fig. 3.12	Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Gnaisses Granulíticos das proximidades de São Bento do Sul (Machiavelli 1991).	50
- Fig. 3.13	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Rochas Gnáissico-Granulíticas dos arredores de Serra Negra (Basei 1979).....	50

- Fig. 3.14 Diagrama Isocrônico utilizando a média das relações Sr^{87}/Sr^{86} e Rb^{87}/Sr^{86} de isócronas Transamazônicas.	51
- Fig. 3.15 Diagrama Isocrônico Pb-Pb - Rochas dos arredores de Luís Alves (Basei 1985).	52
- Fig. 3.16 Diagrama U-Pb - Rochas Gnáissico-Granulíticas de Luís Alves (Basei 1985).	53
- Fig. 3.17 Diagrama U-Pb - Migmatitos da Região de Luís Alves (Basei 1985).	53
- Fig. 3.18 Diagrama U-Pb em zircões - Gnaisses Granulíticos - Dona Francisca.	54
- Fig. 3.19 Diagrama U-Pb em zircões - Gnaisses Granulíticos - Dona Francisca.	55
- Fig. 3.20 Diagrama Isocrônico Sm-Nd em minerais. Rochas Granulíticas dos arredores de Barra Velha (Hartmann <i>et al.</i> 1994)	55
- Fig. 3.21 Histograma K-Ar - Domínio Luís Alves.	57
- Fig. 3.22 Rochas Básicas e Ultrabásicas de Campina dos Maías e Trigolândia (Streckeisen 1976).	62
- Fig. 3.23 Peridotitos, Piroxenitos e Gabronoritos de Piên - Elementos Maiores e Traços x MgO.	66
- Fig. 3.24 Padrão de distribuição de ETR - Metaperidotitos de Piên (normal. - Evensen <i>et al.</i> 1978)	67
- Fig. 3.25 Padrão de distribuição de ETR - Metapiroxenitos de Piên (normal. - Evensen <i>et al.</i> 1978)	67
- Fig. 3.26 Padrão de distribuição de ETR - Metagabronoritos de Piên (normal. - Evensen <i>et al.</i> 1978)	68
- Fig. 3.27 Diagrama Isocrônico Sm-Nd - Rochas Ultrabásicas de Campina dos Crispins.	70
- Fig. 3.28 Diagrama Isocrônico caracterizando a dispersão dos pontos analíticos em relação a reta construída de 2.000Ma - Rochas Básicas e Ultrabásicas de Campina dos Crispins.	71
- Fig. 4.1 Diagrama QAP mostrando a classificação dos Granitóides Deformados segundo a proposição de Streckeisen (1976) e petrogenética segundo Lameyre e Bowden (1982).	79
- Fig. 4.2 Diagrama $R_1 \times R_2$ (De La Roche <i>et al.</i> 1980) - Domínio Curitiba.	80
- Fig. 4.3 Padrão de Terras Raras - Domínio Curitiba.	80

- Fig. 4.4	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total para os Gnaisses Granulíticos localizados a norte de Curitiba.	84
- Fig. 4.5	Diagrama U-Pb em zircões - Gnaisses Granulíticos da Pedreira CESB - Norte Curitiba.	84
- Fig. 4.6	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Gnaisses Granulíticos da Região da Graciosa.	86
- Fig. 4.7	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total. Biotita Anfibólio Gnaisses bandados localizados a NE de Curitiba (BR-116).	86
- Fig. 4.8	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Migmatitos da Pedreira Atuba Curitiba.	87
- Fig. 4.9	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total e minerais - Migmatitos da Pedreira Atuba - Curitiba.	88
- Fig. 4.10	Diagrama U-Pb em zircões - Anfibólio Gnaisses dos arredores de Mandirituba.	89
- Fig. 4.11	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Anfibólio Gnaisses dos arredores de Mandirituba.	89
- Fig. 4.12	Diagrama Isocrônico Sm-Nd em minerais e rocha total. Anfibólio Gnaisses dos arredores de Mandirituba.	90
- Fig. 4.13	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Gnaisses Migmatíticos dos arredores de Quitandinha. (A) - Leucossomas, (B) - Mesossomas.	91
- Fig. 4.14	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em minerais de mobilizados de rochas Graníticos de rochas Gnáissico Migmatíticas dos arredores de Quitandinha.	92
- Fig. 4.15	Diagrama U-Pb em zircões - Granitóides localizados a norte de Piên (Machiavelli <u>et al.</u> 1993).	93
- Fig. 4.16	Diagrama U-Pb em zircões - Granitóides localizados a norte de Piên.	94
- Fig. 4.17	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granitóides da Região de Piên. (A) - Detalhe alinhamento inferior.	95
- Fig. 4.18	Histograma K-Ar - Rochas do Domínio Curitiba.	96
- Fig. 5.1A	Diagrama $R_1 \times R_2$ (De La Roche <u>et al.</u> 1980, Batchelor & Bowden 1985) - Granitóides tipo Morro Inglês (1 à 4) e Rio do Poço (5).	106
- Fig. 5.1B	Diagrama $Rb \times Y + Nb$ (Pearce <u>et al.</u> 1984) - Granitóides tipo Morro Inglês (1 a 4) e Rio de Poço (5).	107

- Fig. 5.2	Diagrama de Multielementos - Granitóides tipo Morro Inglês e Rio do Poço (norm - Pearce <u>et al.</u> 1984).....	108
- Fig. 5.3	Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Granitóides Porfíricos dos arredores de Paranaguá - Tipo Morro Inglês.....	109
- Fig. 5.4	Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Granitóides Porfíricos das proximidades de Matinhos - Tipo Morro Inglês.....	110
- Fig. 5.5	Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Granitóides Porfíricos próximos a Guaratuba - Tipo Morro Inglês.....	110
- Fig. 5.6	Diagrama Isocrônico Rb-Sr para os Granitóides Porfíricos Tipo Morro Inglês.....	111
- Fig. 5.7	Diagrama U-Pb em zircões - Granitóides Porfíricos tipo Morro Inglês - Domínio Paranaguá.....	112
- Fig. 5.8A e B	Modelo da Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981) para os Granitóides Tipo Morro Inglês.....	113
- Fig. 5.9	Diagrama U-Pb em zircões - Granitóide Rio do Poço.....	115
- Fig. 5.10	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Granito Estrela.....	115
- Fig. 5.11	Diagrama U-Pb em zircões - Granito Estrela.....	116
- Fig. 5.12	Histograma K-Ar - Granitóides do Domínio Paranaguá.....	117
- Fig. 6.1	Diagrama QAP (Streckeisen 1976) - Maciços Graníticos da Porção SE do Paraná e NE de Santa Catarina.....	128
- Fig. 6.2	Diagrama $R_1 \times R_2$ para granitos da porção SE do Paraná e NE de Santa Catarina.....	129
- Fig. 6.3	Diagrama de Multielementos para os Maciços Graníticos da Porção SE do Paraná e NE de Santa Catarina (Pearce <u>et al.</u> 1984).....	130
- Fig. 6.4	Diagrama de Multielementos Rochas Graníticas do Maciço Agudos do Sul (Pearce <u>et al.</u> 1984).....	130
- Fig. 6.5	Diagrama U-Pb em zircões - Granito Agudos do Sul.....	132
- Fig. 6.6	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granito Agudos do Sul.....	132
- Fig. 6.7	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granito Agudos do Sul. (Girardi <u>et al.</u> 1974).....	133
- Fig. 6.8	Diagrama U-Pb em zircões - Granito Corupá.....	134
- Fig. 6.9	Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granito Corupá.....	134
- Fig. 6.10	Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Granito Graciosa.....	135

- Fig. 6.11 Diagrama U-Pb em zircões - Granito Graciosa.....	135
- Fig. 6.12 Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granito Anhangava.....	136
- Fig. 6.13 Diagrama U-Pb em zircões - Granito Morro Redondo.....	137
- Fig. 6.14 Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granito Morro Redondo.....	138
- Fig. 6.15 Histograma K-Ar - Maciços Graníticos da Porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná.....	139
- Fig. 6.16 Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Riólitos da Bacia de Guaratubinha.....	144
- Fig. 6.17A Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Riólitos da Bacia de Campo Alegre.....	144
- Fig. 6.17B Diagrama Isocrônico Rb-Sr - Riólitos da Bacia de Campo Alegre.....	145
- Fig. 6.18 Diagrama U-Pb em zircões - Riólitos das Bacias de Campo Alegre e Guaratubinha.....	145
- Fig. 7.1 - Padrão de Distribuição de idades Rb-Sr, U-Pb e K-Ar - Porção Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina.....	152
- Fig. 7.2 Histograma de Idades Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd para os terrenos localizados no setor SE do Paraná e NE de Santa Catarina.....	153
- Fig. 7.3 Histograma K-Ar para as rochas da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná.....	154
- Fig. 7.4 Diagrama de Evolução das Relações Sr^{87}/Sr^{86} - Rochas do Porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná.....	155
- Fig. 7.5 Diagrama de Evolução do ϵ_{Nd}	156
- Fig. 7.6 Perfil K-Ar - Trecho Curitiba-Paranaguá.....	161
- Fig. 7.7 Perfil K-Ar - Trecho Curitiba-São Bento do Sul.....	162
- Fig. 7.8 Correlação Geológica-Brasil x África.....	165
- Fig. 7.9 ϵ_{Nd} x tempo - Dados do Setor SE do Paraná e NE de Santa Catarina.....	168

RESUMO

O objetivo deste trabalho é discutir a evolução geotectônica de terrenos Pré-Cambrianos localizados na porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina.

As diferenças litológicas, petrográficas, estruturais, acopladas principalmente aos estudos geocronológicos, permitiram reconhecer neste setor a existência de três grandes domínios geotectônicos com evoluções próprias e distintas.

O primeiro domínio (Luís Alves), tem grande expressão na porção meridional estudada, afilando-se rumo nordeste, sentido Serra Negra, estendendo-se provavelmente até o Maciço de Itatins, já no estado de São Paulo. É balizado na porção noroeste pelos terrenos pertencentes ao Domínio Curitiba e no setor oriental pelo Domínio Paranaguá, contatos estes definidos por importantes zonas de cisalhamento. A sul, mostra-se recoberto pelos sedimentos do Grupo Itajaí, relacionados a evolução do Cinturão Dom Feliciano. O Domínio Luís Alves é representado, em grande parte, por rochas de alto grau metamórfico, tendo como litotipo principal gnaisses granulíticos formados no Arqueano (2.800-2.600Ma), e no Paleoproterozóico (2.200-1.900Ma). Grande parte desses terrenos encontrava-se relativamente frio no Neoproterozóico, temperaturas inferiores a 300°-250°C, representando possivelmente nessa época um segmento continental, posicionado entre os Crátons do Congo (África) e do Paraná (Brasil).

O segundo domínio (Curitiba) ocupa a porção setentrional estudada, sendo limitado no setor noroeste, através de zonas de cisalhamento, pelas seqüências metassedimentares dos Grupos Açungui e Setuva. Predominam neste domínio rochas gnáissico-migmatíticas do fácies anfibolito, ocorrendo em sua borda meridional granitóides cálcio-alcalinos (Suite Rio Piên). Caracteriza-se por mesossomas formados no Paleoproterozóico (2.200-1.800Ma), com leucossomas e porções graníticas do Neoproterozóico (640-560Ma), período esse em que as isothermas atingiram temperaturas superiores a 500°C. Esses terrenos (Domínio Curitiba) podem representar a borda do Domínio Luís Alves, intensamente deformada, migmatizada e granitizada no Neoproterozóico. Essa tectônica seria decorrência da movimentação relativa, que teria colocado os terrenos Luís Alves por debaixo do Cinturão Ribeira. O transporte relativo, envolvendo tanto as seqüências metassedimentares como a margem continental retrabalhada do microcontinente colidente teria sido de NW para

SE. Tal processo ter-se-ia iniciado ao redor de $700 \pm 50\text{Ma}$, período este em que o arco magmático Três Córregos seria gerado, na borda do Cráton do Paraná. O fechamento completo do oceano existente entre o Domínio Luís Alves e o Cráton do Paraná, e consequente colisão, teria ocorrido em épocas anteriores a 620-600Ma, período este associado ao resfriamento (idades K-Ar) do Domínio Curitiba. Os granitóides deformados (Suite Rio Piên) que balizam o contato entre os Domínio Curitiba e Luís Alves, poderiam ter sua colocação relacionada a zonas transcorrentes, que limitam essas rochas magmáticas.

O terceiro domínio (Paranaguá), ocupa grande parte do setor oriental estudado, sendo representado por uma variedade de granitóides heterogeneamente deformados (Morro Inglês, Canavieiras) e isótopos (Rio do Poço, Estrela), ocorrendo ainda como encaixantes, gnaisses, xistos, quartzitos e anfibólitos. A justaposição do Domínio Paranaguá deu-se tardiamente a colagem dos terrenos Luís Alves e Paraná. Os dados geocronológicos sugerem a formação desses granitóides principalmente no intervalo 620-570Ma. O padrão K-Ar (560-480Ma) indica ainda que o resfriamento deste segmento ou de parte dele, atingiu o Cambro-Ordoviciano evidenciando provavelmente processos relacionados à aglutinação dos Crátons Congo-Kalahari e os Crátons São Francisco-Paraná e, consequente, formação do Gondwana Ocidental.

Durante a justaposição do Domínio Paranaguá, registra-se no âmbito dos terrenos adjacentes, já relativamente estabilizados, expressivo magmatismo de natureza alcalina-peralcalina (600-570Ma), representado pelos maciços graníticos da Graciosa, Anhangava, Marumbi, Serra da Igreja, Agudos do Sul, Morro Redondo, Dona Francisca, Piraí, Corupá e Serra Alta. Neste mesmo período, ocorre intenso vulcanismo ácido-intermediário, relacionado a evolução das Bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá. Tais manifestações sugerem uma associação com regimes tectônicos distensivos produzidos pelos ajustes crustais decorrentes de uma procura de condições de maior estabilidade, após o espessamento provocado pelo tectonismo precedente.

Finalmente, expressivo vulcanismo básico, de idade Juro-Cretácea, distribui-se no âmbito desses terrenos, relacionado a processos tectônicos que culminaram com a formação do Atlântico Sul.

ABSTRACT

The aim of this study is a discussion of the geotectonical evolution of Precambrian terrains in the southeast of the Paraná and northeast of Santa Catarina. Three large domains with individual and distinct evolutionary histories are recognised by lithological, petrographic and structural differences, reinforced by geochronological data.

The Luiz Alves domain occurs mainly in the southern part of the study area, but narrows northwestwards in the direction of Serra Negra and probably continues up to Itatins massif in São Paulo State. Its contacts with the Curitiba Domain in the northwest and with the Costeiro Domain in the east are formed by expressive shear zones. In the south, the Luiz Alves Domain is covered by sediments of the Itajaí Group formed during development of the Domínio Feliciano Belt. The Luiz Alves Domain is mainly composed of high grade rocks, typically granulite gneisses formed during the Archaean (2,800 - 2,600Ma) and Paleoproterozoic (2,200 - 1,900Ma). A large part of this domain was relatively cool during the Neoproterozoic, with inferred temperatures lower than 250 - 300°C. At this time, the domain was a continental segment - the Luiz Alves microplate - between the Congo (Africa) and Paraná (Brazil) Craton.

The Curitiba domain occurs in the northern part of the study area. It is separated from the metasedimentary sequences of the Açungui and Setuva Groups, to the northwest, by shear zones. Amphibolite facies gneiss-migmatites predominate in this domain. Deformed calc-alkaline granitoids occur along its southern border. The mesosomes were formed in the Paleoproterozoic (2,200 - 1,800Ma), while leucosomes and granitic segregations were formed in the Neoproterozoic (640 - 560Ma). During this period, the isotherms reached temperatures higher than 500°C. These terranes are believed to have formed the border of the Luiz Alves microplate, which was strongly deformed and suffered migmatization and granite intrusion during the Neoproterozoic.

This tectonic situation resulted from the movement which thrust the Luís Alves terranes under the Ribeira belt. The transport, which involved both metasedimentary sequences and the continental margins of the colliding microcontinent, was from northwest to southwest. The process started at 700 ± 50 Ma at a time when the Três Corregos magmatic arc was formed at the margin of the Paraná craton. The total closure of the ocean which existed between the Luís Alves and Paraná terranes and

the subsequent continental collision occurred before 620-600Ma when late tectonic processes (uplift/cooling) were affecting the Curitiba domain. The deformed granitoids of the Rio Piên suite, which outline the contact between the Curitiba and Luis alves Domains, may have been intruded into the transcurrent zones which define their contacts.

The Costeiro Domain occupies a large part of the eastern part of the study area. It is formed by various heterogeneously deformed (Morro Inglês), Canavieiras) to isotropic (Rio Poço/Estrela) plutons, together with gneisses, schists, quartzites and amphibolites which form the host rocks. The Costeiro Domain arrive at its present position late during the *college* of the Luiz Alves and Paraná Domains. The geochronological data shows that the granitoids were formed during the interval 620 - 570Ma.

The K-Ar age pattern shows that this sector remained hot, with isotherms above 250-300°C, during a long time interval from the Cambrian to the Ordovician, and may provide evidence of uplift and agglutination of the Congo and Kalahari cratons to the São Francisco, Paraná and Amazonian cratons which resulted in the formation of West Gondwana.

During the arrival of the Costeiro Domain, The adjacent terrains were relatively stable. Abundant alkaline-peralkaline granite intrusion, represented by the Graciosa, Anhangava, Maruni, Serra da Igreja, Morro Redondo, Dona Francisca, Pirai and Corupá massifs, occurred within these terrains at 600 - 570Ma.

During this same period, acid-intermediate volcanism occurred during the evolution of the Campo Alegre, Guaratubinha nad Corupá basins. This manifestations are a consequence of crustal rearrangement eithin relatively stable segments under distensive regimes.

Finally, Jurassic-Cretaceous mafic volcanism occurred eithin these Domains, related to the tectonic processes which the opening of the Atlantic.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho tornou-se possível graças a colaboração de diversos colegas, aos quais o autor quer manifestar os mais sinceros agradecimentos.

Inicialmente, o autor deseja consignar ao seu orientador e amigo Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei sua profunda gratidão pela incansável participação em todas as etapas deste trabalho, pelas inúmeras sugestões e grande estímulo recebido. Os agradecimentos são igualmente extensivos aos amigos do CPGeo-USP, Prof. Dr. Koji Kawashita, Prof. Dr. Umberto G. Cordani, Prof. Dr. Wilson Teixeira, Prof. Dr. Colombo C. G. Tassinari, Kei Sato, Helen M. Sonoki, Ivone K. Sonoki, José Elmano Gouveia de Almeida, Liliâne Aparecida Petronilho, Artur Takashi Onoe, Décio Duarte Rosas, Margarida Martins, Walter M. Sproesser, João A. Monteiro Neto, Cláudio dos Santos, Cláudio Comerlatti, Jorge Gouveia de Almeida, Paulo A. dos Santos Filho e Valéria Cristina S. R. Santos, pela imensa colaboração e apoio recebido nas diferentes fases desta pesquisa.

Durante os trabalhos de campo contamos, em algumas oportunidades, com a participação dos geólogos José Manoel Reis Neto, Osama Mohamed Harara, Benjamim B. Brito Neves, Neivaldo A. Castro, Adilson Machiavelli, Paulo Santarém, Eleonora M. G. Vasconcellos, Elizete D. Salvador, Cláudia R. Passarelli, Jefferson de L. Picanço, Sérgio B. Citroni, João Paulo B. C. De Vasconcellos e Pedro F. T. Kaul. A todos esses colegas nossos agradecimentos pelo grande auxílio recebido.

Nas descrições petrográficas o autor recebeu inestimável ajuda dos colegas da Universidade Federal do Paraná, José Manoel Reis Neto, Neivaldo A. Castro, Raquel Mari Buba e Eleonora M. G. Vasconcellos. Pelos mesmos motivos, somos imensamente gratos aos colegas Ian McReath, Gergely A. J. Szabó, Valdecir A. Janasi, Maria Angela F. Candia, Sílvio R. F. Vlach, José M. De Azevedo e Francisco Rubens Alves. Nossa gratidão é extensiva aos Profs. Elimar Trein, Alberto Pio Fiori, Paulo César Soares e Omar Ferreira Lopes pela forma gentil e amigável que nos receberam sempre que passávamos na Universidade Federal do Paraná.

Durante o desenvolvimento deste trabalho, discussões e sugestões de alguns colegas, foram de fundamental importância. Entre esses colegas, aos quais expressamos nossos sinceros agradecimentos, destacamos os Professores Doutores Mário da Costa C. Neto, Wilson Teixeira, Ian McReath, Benjamim B. de Brito Neves e

Vitor A. Ramos. Do mesmo modo, o autor deseja agradecer ao incentivo, apoio e motivação recebida dos colegas Mário C. H. Figueiredo, Rômulo Machado, Ivo Karmann, Magda Bergmann, Coriolano M. Dias Neto, Antônio Romalino S. Fragoso César, Armando M. Coimbra, Cláudio Riccomini, George R. Sadowski, Marly Babinski, Adilson Carvalho, Roland R. Trompette, Marcos Egydio da Silva, José P. P. Pinese, Luis Rogério e Lucy G. Sant'Anna.

Somos gratos aos Professores Dr. W. R. Van Schmus (Universidade de Kansas) e Dr. Nuno Machado (Universidade de Quebec) que muito nos auxiliaram no desenvolvimento da metodologia U-Pb no CPGeo-USP.

No transcorrer desta tese contamos com grande ajuda dos geólogos Luis Emílio Trevizoli Jr. e Maria Manuela Galvão Monteiro, na execução de análises geocronológicas e Fernando Mancini no tratamento de dados estruturais, aos quais somos muito gratos.

O autor deseja expressar sinceros agradecimentos a Helen M. Sonoki e Ivone K. Sonoki pela incansável e prestimosa colaboração recebida nos trabalhos de digitação e elaboração dos diagramas isocrônicos. Do mesmo modo, somos imensamente gratos a Reynaldo Peña Castellon, Elizete D. Salvador, Cláudia R. Passarelli, pela colaboração recebida na confecção de inúmeras figuras, mapas e revisão bibliográfica.

As lâminas petrográficas foram confeccionadas pelo colega Cláudio Hopp e sua equipe técnica, a quem agradecemos.

Ao setor gráfico somos gratos ao Sr. Dalton Machado da Silva e sua equipe e no setor fotográfico ao Sr Jaime de Souza Marcos que muito nos auxiliaram na reprodução, encadernação e ilustração deste trabalho.

À FAPESP que, durante o transcorrer dos estudos, concedeu-nos recursos financeiros para o desenvolvimento das pesquisas de campo e análise químicas.

O autor agradece aos amigos José Carlos, Marcelo, Edgar, Jair e Adilson pelas visitas forçadas à inúmeros afloramentos durante as pescarias em Icapara, Iguape, Ariri e Superagui.

Por fim, o agradecimento profundo à minha esposa Lena e aos meus filhos Guilherme, Andréa de Cássia e Carolina e a minha mãe Nair, cujo carinho e compreensão constante possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - DEFINIÇÃO DE PROPÓSITOS E ÁREA INVESTIGADA

Este trabalho, iniciou-se em 1988, tendo como principal objetivo o estudo geocronológico do então denominado Maciço de Joinville (Hasui *et al.* 1975), reconhecido como uma entidade antiga (Arqueana e Paleoproterozóica), instalada entre os Cinturões Ribeira (à norte) e Dom Feliciano (ao sul).

Com o desenvolvimento da pesquisa, e o reconhecimento de diferentes segmentos tectônicos neste setor, a proposta inicial foi sendo modificada, gerando a necessidade de maior controle estrutural, geoquímico e petrográfico, além de análises geocronológicas envolvendo metodologias com diferentes valores interpretativos, numa tentativa de reconstituir os principais traços evolutivos desta região.

A região de interesse limita-se a norte com as seqüências metavulcanossedimentares dos Grupos Açungui e Setuva (Cinturão Ribeira), a sul com as rochas sedimentares do Grupo Itajaí (Cinturão Dom Feliciano), a oeste com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, atingindo a costa na porção oriental. Envolve predominantemente rochas gnáissico-granulíticas (Domínio Luís Alves), rochas gnáissico-migmatíticas (Domínio Curitiba) e rochas granito-gnáissicas (Domínio Paranaguá). Adicionalmente, ocorre no âmbito desses domínios importante magmatismo representado por inúmeros batólitos e "stocks" graníticos de natureza alcalina-peralcalina, bem como pelas seqüências vulcânicas ácidas a intermediárias associadas as bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá.

É preocupação maior desse trabalho caracterizar geocronologicamente os diferentes domínios tectônicos em termos de idade e de evolução crustal e promover a integração dos resultados radiométricos com os dados de campo, numa escala de reconhecimento, tendo em vista que a região estudada ocupa uma área superior a 16.000km².

O esboço geotectônico apresentado (anexo-1) retrata principalmente os trabalhos realizados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná nas escalas 1:50.000 e 1:70.000 (1965-1970), os Projetos Leste do Paraná com seis folhas

1:100.000 e três folhas 1:50.000 (DNPM-CPRM 1977), o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina 1:500.000 (DNPM 1986), o Mapa Geológico do Estado do Paraná 1:650.000 (DNPM-MINEROPAR 1989), e o Mapa Geológico da Serra da Prata 1:250.000 (Lopes 1987a e b).

Destacam-se no setor estudado (Fig. 1.1) as cidades de Curitiba, São José dos Pinhais, Paranaguá, Guaratuba, Antonina, Piraquara e Morretes (no Paraná) e Blumenau, Joinville, São Bento do Sul e Jaguará do Sul (em Santa Catarina).

Os acessos mais importantes são as rodovias BR-116, BR-101 e BR-376. Adicionalmente, há importantes estradas de ligação, tais como a da Graciosa (410), Curitiba-Paranaguá (277), Paranaguá-Garuva (412), São Bento do Sul-Joinville (280), São Bento do Sul-São Francisco do Sul (301) e Guaramirim-Blumenau (474).

A rede de drenagem da região tem nos rios Itajaí-Açu, Capivari, Itapocu, Negro, Iguaçu, Cubatão, Palmital, São João, Sai-Guaçu, Cachoeira e Cedros os seus mais expressivos representantes (Fig. 1.1).

A Serra do Mar é o divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios que fluem para o litoral e aqueles que, apesar de possuírem suas origens nas proximidades do litoral, fluem para o interior como tributários dos rios Paraná e Uruguai.

Podem ser caracterizadas quatro unidades geomorfológicas principais, representadas pelas Serranias Costeiras, Planícies Costeiras, Planalto Cristalino Atlântico e Planalto Sedimentar (Almeida 1952, Maack 1961).

A Serrania Costeira está relacionada principalmente a Serra do Mar, alcançando altitudes superiores a 1.000 metros, atingindo 1.524 metros no pico Marumbi, os vales possuem perfis em V, com grande abertura e vertentes côncavas, tendendo ao entalhamento.

Nas Planícies Costeiras, o relevo é parcialmente ondulado e as altitudes alcançam poucos metros acima do nível do mar. Os vales apresentam formas de V, bem abertos, com vertentes suaves a levemente inclinadas.

O Planalto Cristalino Atlântico, também conhecido no Paraná como Primeiro Planalto ou Planalto de Curitiba, é formado pelo reverso da Serra do Mar e suas escarpas. A norte-nordeste tem continuidade com o Planalto Cristalino Atlântico de São Paulo.

Fig. 1.1 - Localização e principais Vias de Acesso da Área de Estudo.

Em Santa Catarina, o Planalto Cristalino restringe-se a uma pequena área localizada no extremo nordeste do estado, desaparecendo sob as rochas do Planalto Sedimentar. Trata-se de uma superfície relativamente plana, localizada entre as altitudes de 800 a 900 metros, com desníveis variáveis entre 40 e 60 metros.

O Planalto Sedimentar é representado pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná, onde predomina uma forma de relevo com feições tabulares. Estão elevados sobre o embasamento cristalino em paredões esculpidos, com desníveis que atingem 200 metros.

1.2 - MÉTODOS DE TRABALHO

Serão discutidas aqui as metodologias utilizadas pelo autor para a confecção deste trabalho. Tal discussão será desenvolvida em duas partes, abrangendo inicialmente os estudos geológicos convencionais e, a seguir, os métodos geocronológicos, que constituíram a base do presente trabalho.

1.2.1 - Estudos Geológicos Convencionais

As sucessivas etapas pelas quais passou esta pesquisa podem ser assim resumidas:

- Análise bibliográfica, com a finalidade de selecionar publicações de interesse a região estudada.
- Viagem de campo, visando o reconhecimento das principais unidades geológicas pré-cambrianas do Paraná e Santa Catarina. Foram utilizados nesta etapa os mapas geológicos disponíveis e, como base topográfica as folhas plani-altimétricas do IBGE, COMEC e Min. do Exército nas escalas 1:50.000, 1:100.000 e 1:250.000.
- Análise de imagens de radar, na escala 1:250.000.
- Trabalhos de campo e confecção de perfis geológicos tendo por objetivos a caracterização das diferentes unidades e efetuar coleta de amostras para análises petrográficas, geoquímicas e principalmente geocronológicas. Os trabalhos de campo envolveram o estudo de cerca de 1.000 afloramentos.

- Trabalhos laboratoriais, em que foram realizadas a observação de lâminas delgadas ao microscópio, com a finalidade de promover a seleção e a preparação de amostras principalmente para as determinações radiométricas.

- Confecção de um esboço geológico-geotectônico do setor nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná, na escala 1:500.000.

1.2.2 - Estudos Geocronológicos

Atualmente, a região estudada conta com cerca de 650 determinações geocronológicas, envolvendo os métodos K-Ar, Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd e Pb-Pb. A maioria dessas análises foi realizada nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - CPGeo-USP. Dispõe-se também, de análises realizadas através de cooperação científica com laboratórios de Kansas (EUA), Milton Keynes (UK), Clermont Ferrant (FR) e Montpellier (FR), especificadas no Apêndice-1.

As interpretações geocronológicas obedeceram às particularidades específicas inerentes a cada metodologia, conforme comentário a seguir.

Potássio-Argônio (K-Ar)

O setor sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina conta atualmente com cerca de 200 determinações radiométricas através do método K-Ar, realizadas principalmente em anfibólios e biotitas. Tais minerais mostram-se favoráveis as datações K-Ar por apresentarem temperaturas críticas de difusão/retenção de gás argônio relativamente precisas, permitindo delimitar com nitidez diferentes províncias geocronológicas.

O argônio, na qualidade de gás nobre, encontra-se preso mecanicamente ao retículo cristalino dos minerais, tornando-se susceptível a migrações por simples excitação térmica. A temperatura crítica para a retenção de argônio parece representar, na verdade, um intervalo muito restrito (de alguns poucos graus) em que se passa de uma situação de perda completa (acima da temperatura crítica), para uma situação de retenção completa (abaixo da temperatura crítica). Os limites críticos

variam, de mineral para mineral, sendo por exemplo da ordem de 450°-500°C para os anfibólios e da ordem de 250°-300°C para as micas (Faure 1986, Haner 1991).

O padrão de idades aparentes K-Ar indica tão somente épocas relacionadas ao resfriamento regional, idades consideradas mínimas, e que podem ser muito mais jovens que os episódios reais de cristalização magmática ou recristalização metamórfica que deram origem às paragêneses minerais observadas.

Em áreas policíclicas, por outro lado, pode ocorrer uma degaseificação incompleta de argônio, sendo os resultados obtidos nestes casos superiores aos de resfriamento regional e, sem significado geológico.

A aplicação do método K-Ar em rochas Pré-Cambrianas do sudeste Paranaense e nordeste Catarinense permitiu não só a caracterização do padrão de resfriamento dos domínios estudados, como também traçar inferências sobre a tectônica que atuou na justaposição desses terrenos. A confecção de perfis térmicos permitiu uma análise detalhada dos processos termais que atuaram nos limites tectônicos envolvendo os diferentes terrenos.

Para obtenção dos resultados K-Ar foram observados basicamente os procedimentos técnicos discutidos por Amaral *et al.* (1966) com inúmeras modificações introduzidas, desde então, pelo corpo técnico do CPGeo.

As análises de K, em duplicata, foram realizadas por ataque químico convencional e sua quantificação foi obtida por fotometria de chama em aparelho Micronal, modelo B-262. O argônio foi extraído em unidades de ultra alto vácuo, sob pressões inferiores a 10^{-7} mmHg e purificado em fornos de cobre e titânio.

A reprodutibilidade analítica do método é da ordem de 2 a 3%, com base na utilização de padrões laboratoriais variados. Para o cálculo das idades, realizado em microcomputador, utilizou-se as constantes recomendadas por Steiger & Jäeger (1978), listadas a seguir:

$$\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{\alpha} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$(Ar^{40}/Ar^{36})_{atm} = 295,5$$

$$K^{40} = 0,01167\% K_{total}$$

Rubídio-Estrôncio (Rb-Sr)

A grande maioria das análises aqui apresentadas e discutidas referem-se ao método Rb-Sr, interpretadas através de diagramas isocrônicos, envolvendo sistemas minerais e rocha total. No caso dos minerais é fundamental que eles tenham sido gerados no mesmo processo petrogenético, sendo a interpretação da idade isocrônica obtida similar a observada através do método K-Ar (Faure 1986).

As idades isocrônicas em rocha total, relativas a conjuntos cogenéticos indicam, por outro lado, episódios formadores de rochas, em sentido extenso, por meio de quaisquer processos petrogenéticos que conduzam ao aparecimento de associações minerais bem definidas, provenientes de cristalização magmática ou de recristalização metamórfica. Na grande maioria dos casos são datáveis pelo método Rb-Sr processos petrogenéticos diversificados que levam a formação de rochas do tipo granítica ou assemelhada, processos estes referidos como granitização, anatexia, palingênese, metassomatismo, migmatização e metamorfismo de fácies anfibolito (Faure 1986, Cordani 1980).

A relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ isocrônica pode ser utilizada como traçador petrogenético, em que, de modo grosseiro, as rochas com $\text{r.i.} > 0,705$ indicam fontes crustais e aquelas com $\text{r.i.} < 0,705$ sugerem origem do manto superior ou crosta inferior. Os parâmetros citados necessitam de suportes adicionais, obtidos através de outras metodologias (Pb, Nd), uma vez que devem ser levados em conta a possibilidade de heterogeneidade do manto, bem como de mistura de materiais oriundos de diferentes fontes.

Nos modelos de cálculo de idades isocrônicas Rb-Sr, cabe mencionar que os métodos de regressão incluem fatores de peso alicerçados em desvios e erros analíticos em relação à reta, com base num nível de confiança estabelecido (e.g. Williamson 1968, Brooks *et al.* 1972). Adicionalmente, uma análise comparativa dos principais modelos de cálculo aplicados a exemplos brasileiros foi apresentada por Kawashita *et al.* (1990), com comentários a respeito de seleção de amostras e aspectos geológicos, que influenciam no sistema Rb-Sr.

O espectrômetro de massa utilizado foi o VG-354 termoiônico com 5 coletores (taças de Faraday) e com um detector Daly. Neste equipamento podem ser colocadas

até 16 amostras que são analisadas de forma automática ou semi-automática. O detector Daly tem uma sensibilidade 100 vezes maior que a taça de Faraday.

Os valores $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ foram normalizados em função da relação $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$, sendo as constantes utilizadas aquelas recomendadas por Steiger & Jäger (1978):

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

$$(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_{\text{N}} = 2,59265$$

Urânio-Chumbo (U-Pb)

Trata-se de uma ferramenta que tem permitido a resolução de problemas geológicos complexos devido, principalmente, a excepcional resistência do retículo cristalino dos zircões com relação a modificações posteriores à sua formação. A "memória" dos zircões, retendo idades de eventos iniciais, mesmo que apenas em seu núcleo, favorece sua aplicação ao estudo da evolução de terrenos policíclicos. Além disso, a resistência aos processos intempéricos permite a análise de zircões oriundos de rochas sedimentares. É também um método muito utilizado na datação de deformações polifásicas onde, associados aos dobramentos tem-se mobilizados neossomáticos com zircões, esfenos ou monazitas neoformados.

A metodologia utilizada observou os procedimentos técnicos descritos em Krogh (1973, 1982a e b) e Corfu & Stott (1986). Estas técnicas implicam num cuidadoso procedimento experimental, de modo a concentrar frações de zircões com diferentes susceptibilidades magnéticas, para posterior seleção em lupa. Os zircões analisados neste trabalho foram, após seleção, submetidos a um processo de abrasão mecânica (5-6hs) através de um sistema que envolve ar comprimido e pirita, visando a eliminação de suas porções mais externas. Estas, normalmente, sofrem perdas significativas de chumbo, que são responsáveis pela discordância entre as idades U^{238} , U^{235} e $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$. Quando os cristais de zircão apresentam núcleo e sobrecrecimento, o procedimento de abrasão pode ser controlado opticamente, de modo a serem analisados somente suas porções mais internas, que permitem muitas vezes, a caracterização de terrenos metamórficos complexamente deformados e de história policíclica.

Aos trabalhos de Ahrens (1955) e posteriormente de Wetherill (1956) deve-se o conceito de curva Concórdia, que representa o lugar geométrico dos pontos com idades concordantes, obtidas pelos dois cronômetros U^{238}/Pb^{206} e U^{235}/Pb^{207} e, por conseguinte, também do par Pb^{207}/Pb^{206} .

Desde que um ponto analítico não esteja situado sobre a curva Concórdia as três idades deixam de ser iguais. Os resultados fornecidos pelos cronômetros, separadamente, são diferentes, tendo-se então uma discordância. A reta que contém os diferentes pontos discordantes recebe o nome de Discórdia.

A intersecção superior da reta Discórdia com a curva Concórdia caracteriza a época de cristalização dos zircões. Para a intersecção inferior existem interpretações que a relacionam com uma perda episódica ou então, a uma perda contínua. Por outro lado, a idade definida pela intersecção superior será mais confiável quanto mais concordantes foram os pontos analíticos.

A instalação da metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo se concretizou durante o desenvolvimento deste trabalho, sendo os dados aqui obtidos pioneiros no CPGeo-USP. As características e rotina analítica do laboratório U-Pb, encontram-se sintetizadas em Basei *et al.* (1994).

O espectrômetro de massa utilizado foi o VG-354, sendo os resultados obtidos, calculados utilizando-se o "software" ISOPLOT (Ludwig 1990), disponível em micros compatíveis PC.

As constantes utilizadas nos cálculos das idades foram as seguintes (Steiger & Jäger 1978):

$$\lambda_{U^{238}} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{U^{235}} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$U^{238}/U^{235} = 137,88$$

Samário-Neodímio (Sm-Nd)

O desenvolvimento do método Sm-Nd em materiais terrestres iniciou-se na década de 1970, a partir de estudos de meteoritos e rochas lunares (Lugmair *et al.* 1975; Nakamura *et al.* 1976). Com a melhor compreensão do comportamento dos isótopos de Sm e Nd nos processos geológicos e de suas características geoquímicas

no manto superior e na crosta continental, a sistemática Sm-Nd tem se mostrado uma importante ferramenta para os estudos de evolução crustal.

O Sm e o Nd são dois elementos do grupo das Terras Raras (ETR) ou Lantanídeos, com raios iônicos bastante próximos (0,96 e 1,0Å), e com mesma valência, o que os tornam praticamente elementos isoquímicos, ao contrário do sistema Rb-Sr, onde os elementos possuem ciclos geoquímicos opostos. Este fato resulta em razões Sm-Nd pouco diferenciadas, variando de 0,1 a 0,37 entre os diversos minerais e rochas. Como os ETR têm uma forte densidade de carga (3+) e um número atômico elevado (57 a 71), não se difundem facilmente no estado sólido, resultando em pouca mobilidade desses elementos, em escala de rocha total. Por outro lado, a nível mineral, ocorre uma redistribuição do Sm e Nd entre as fases minerais neo-formadas, durante os processos de recristalização metamórfica (Faure 1986, De Paolo 1988).

O Sm e o Nd são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes. Ocorrem principalmente nos clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos, que constituem os principais minerais a serem analisados por este método. Em alguns minerais acessórios de rochas graníticas, como por exemplo, as allanitas, monazitas, xenotímio, columbita-tantalita, fluorita, schelita, ocorre enriquecimento dos ETR. Quando o sistema rocha total é enriquecido nesses minerais acessórios pode ocorrer o fracionamento de Sm e de Nd, modificando substancialmente a razão original Sm-Nd (Pimentel & Chamley 1991).

O significado geológico das idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total é similar ao observado através de isócronas Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões. A vantagem na aplicação do método Sm-Nd se deve a pouca mobilidade desses elementos em escala de rocha total. O sistema Sm-Nd dificilmente é perturbado por eventos geológicos superpostos (De Paolo 1988). Acrescente-se que as razões Sm-Nd são normalmente mais elevadas em rochas ultramáficas, permitindo a aplicação do método isocrônico, que dificilmente seria conseguido por outra metodologia mais tradicional. Entretanto para tais rochas, as concentrações de Sm e de Nd são muito baixas, na maioria dos casos, inferiores a 4 ppm.

O fato da razão Sm-Nd modificar-se significativamente somente durante a diferenciação manto-crosta permite calcular idades denominadas modelo, interpretadas como da época em que os precursores crustais (protólitos) se

diferenciaram do manto superior. Os modelos de evolução isotópica de Nd para o manto superior, envolvem principalmente a evolução dos condritos (CHUR - Reservatório Condritico) e manto empobrecido (DM - Depleted Mantle). Este último modelo admite processos envolvendo fracionamento, resultando em manto residual, enriquecido na relação Sm-Nd e empobrecido em elementos litófilos de íons grandes. A existência de mistura de magmas na formação de rochas podem levar a obtenção de idades Sm-Nd híbridas e sem significado geológico (Arndt & Goldstein 1987)

A comparação da razão Nd^{143}/Nd^{144} da amostra, e do reservatório condritico (CHUR), para a época de formação da rocha ou mesmo para o período atual, possibilita a utilização dos isótopos de Nd como indicadores petrogenéticos. Tal parâmetro, denominado ϵ_{Nd} , indica fonte mantélica, quando maior ou igual a zero e, contribuição crustal, quando negativo.

Informações relacionadas a implantação dessa metodologia no CPGeo-USP, envolvendo a utilização dos isótopos de Nd, bem como procedimentos químicos e espectrométricos (VG-354) encontram-se publicadas em Sato *et al.* (1994).

As constantes utilizadas no cálculo das idades foram as seguintes (Michard *et al.* 1985):

$$\lambda_{147} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$$

$$(Nd^{143}/Nd^{144})_0 \text{ CHUR} = 0,512638 - DM = 0,513114$$

$$(Sm^{147}/Nd^{144})_0 \text{ CHUR} = 0,1967 - DM = 0,222$$

Chumbo-Chumbo (Pb-Pb)

O emprego do método Pb-Pb, isocrônico (em rocha total) e em feldspatos é ainda pouco representativo na região estudada. As poucas datações existentes foram obtidas através de cooperações científicas com laboratórios do exterior (Montpellier, Oxford, Kansas).

De modo geral, o padrão Pb207/Pb206 isocrônico, em rocha total, obtido em conjuntos cogenéticos mostra valor interpretativo semelhante ao método Rb-Sr (Rosholt *et al.* 1973, Moorbath & Taylor 1981, Moorbath *et al.* 1981. A relação (U238/Pb204), denominada de μ_1 , constitui um importante parâmetro petrogenético, indicando fontes mantélicas (entre 7,5 e 8,1), de crosta inferior (<7,5) e superior (>8,1).

Estudos relatados em rochas carbonáticas (Moorbath *et al* 1987, Jahn 1990, Reis Neto 1994), e em BIFs (Barton 1983) têm ampliado significativamente o potencial interpretativo deste método em termos de definição de idades de sedimentação.

Esta metodologia pode ainda ser aplicada a feldspatos de granitóides, possibilitando através de modelos da Plumbotectônica (Zartman e Doe 1981) traçar inferências sobre a origem dos materiais (manto, crosta superior, crosta inferior e orogênico). Neste último caso, o modelo considera orogênese como uma transferência de material, envolvendo os três grandes reservatórios, durante a qual Pb, U e Th são extraídos de cada reservatório, ingressando no sistema orogênico, resultando em mistura química e isotópica.

Em termos de estudos isotópicos de Pb aplicados às mineralizações merece ressaltar as pesquisas realizadas em galenas do Vale do Ribeira (idades modelo), que indicaram origens distintas para os depósitos Perau e Panelas (Tassinari *et al.* 1990).

As constantes utilizadas nos cálculos das idades foram as seguintes (Steiger & Jäger 1978):

$$\lambda_{U^{238}} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{U^{235}} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{U^{232}} = 4,9475 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$a_0 = (Pb^{206}/Pb^{204})_T = 9,307$$

$$b_0 = (Pb^{207}/Pb^{204})_T = 10,294$$

1.3 - EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

Os trabalhos pioneiros relativos ao setor nordeste catarinense e sudeste paranaense enfocam, de modo geral, um domínio gnáissico de alto grau metamórfico, de idade arqueana, considerado mais antigo que o domínio dos epimetamorfitos do Grupo Açungui, tidos como do Algonquiano. Dentre essas contribuições destacam-se as de Branner (1919), Erichsen (1925), Oliveira (1925, 1927), Carvalho (1936), Carvalho & Pinto (1938), Barbosa (1940), Oliveira & Leonardos (1943), Fraya (1944), Lanari (1944), Noe & Wahle (1945), Abreu (1945), Maack (1947, 1953, 1961).

Em termos cartográficos salienta-se o trabalho de Maack (1953) que reúne as informações geológicas, até então disponíveis, no mapa do Estado do Paraná

(1:750.000). Posteriormente Takeda (1958) apresenta o esboço geológico de Santa Catarina na escala 1:2.000.000.

Informações mais detalhadas foram obtidas, na década de 60, através do programa de levantamento geológico efetuado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, responsável pelo acervo cartográfico de grande parte do estado, nas escalas, 1:50.000, 1:70.000 e 1:75.000. Dentre os trabalhos publicados, frutos desse mapeamento, destacam-se para a área estudada os de Bigarella (1965), Muratori (1966), Lopes (1966), Fuck (1966), Fuck *et al.* (1967a, b e c), Cordani & Girardi (1967), Marini (1967) e Trein (1967).

Na uniformização adotada para a legenda dos mapas produzidos pela Comissão da Carta, foi adotada a denominação de migmatitos proposta por Jung & Roques (1952), que implicou no agrupamentos das rochas metamórficas regionais em dois conjuntos principais: migmatitos heterogêneos e migmatitos homogêneos. A primeira denominação caracterizou as rochas bandadas, que alternavam faixas de anfibolitos, biotita-xistos e quartzitos com bandas de composição granítica (destacam-se nas cartas os epibolitos), e a segunda foi aplicada principalmente a gnaisses grosseiros de aspecto granitóide (destacando-se nos mapas os embrechitos).

Os estudos geocronológicos concentram-se nesta época, nos ultramafitos da região de Itajubá (SC), onde foram obtidas as primeiras idades arqueanas K-Ar do sudeste brasileiro (Bartorelli *et al.* 1968).

Nos arredores de Piên, são reconhecidas seqüências de serpentinitos, peridotitos, talco-xistos e noritos, que recebem então, a designação de Complexo Básico-Ultrabásico de Piên (Trein *et al.* 1969a).

Na década de 70 merece destaque o programa de mapeamento e integração geológica realizado pela CPRM, envolvendo os projetos Leste de Santa Catarina (1:250.000) e Leste do Paraná (1:50.000 e 1:100.000). Em Santa Catarina, Schulz Jr. *et al.* (1969) cartografaram na escala 1:250.000 a quadrícula Rio do Sul, designando o embasamento desta região de Grupo Taboleiro, correlacionado pouco depois por Albuquerque *et al.* (1971) à rochas do fácies granulito que ocorrem a norte do Grupo Itajaí nas quadrículas Blumenau e Joinville.

No Paraná, foram cartografadas na escala 1:50.000 as folhas Barra do Rio Pitangui, Ponta Grossa e Palmeira e, na escala 1:100.000, as folhas Piraí do Sul, Campo Largo, Cêrro Azul, Curitiba, Apiaí e Guaraqueçaba, sendo utilizada para as

rochas granito-gnássicas regionais, similarmente à Carta Geológica, a nomenclatura de migmatitos. O estudo da região leste Paranaense prossegue com Girardi (1971) que caracteriza origem ortometamórfica para os anfibolitos da região de Morretes-Antonina, baseado em dados mineralógicos, petrográficos e químicos.

Minioli (1972) descreve a geologia da faixa litorânea Piçarras-Barra Velha (SC), datando pelo método K-Ar, principalmente, rochas ultramáficas dessa região. Foram então identificadas idades aparentes de 3,4; 2,8; 2,0 e 0,65 Ba. Os resultados geocronológicos foram comentados por Cordani (1974), que propõe a existência de uma área cratônica na região de Barra Velha.

Os estudos geológicos da região de Piên têm continuidade com os trabalhos de Girardi (1974, 1976); Girardi et al. (1974) e Girardi & Ulbrich (1978) que abordam aspectos petrográficos, químicos e geocronológicos das seqüências máficas-ultramáficas dessa área. Tais rochas foram interpretadas como comagmáticas, submetidas a metamorfismo de fácies granulito no Evento Transamazônico e de fácies anfibolito e xisto verde no Ciclo Brasileiro.

A identificação de idades transamazônicas em Piên e Morretes e as numerosas exposições do embasamento rumo nordeste levaram Cordani (1974) a concluir que a região cujo eixo estaria disposto segundo Piên, Morretes, Serra Negra, Jacupiranga, estendendo-se para Norte, provavelmente até o Maciço de Itatins, já em São Paulo, ter-se-ia portado como um alto tectônico durante o final do pré-cambriano.

Em termos geotectônicos, Hasui et al. (1975) propõem uma compartimentação para o domínio Costeiro brasileiro, enquadrando os terrenos, ora em estudo no Maciço Mediano de Joinville, que Carneiro (1974) denominara de Maciço Barra Velha-Morretes.

Estudos relativos as rochas granulíticas que ocorrem nos arredores de Luís Alves foram realizados por Hartmann (1976), Hartmann et al. (1979a), envolvendo aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Os dados obtidos pelos autores citados indicaram para a formação dessas rochas granulíticas idade de 2.700Ma. Propõem a designação de Complexo Granulítico de Santa Catarina ao conjunto de rochas metamórficas dos fácies granulito e anfibolito que ocorrem no segmento setentrional do Escudo Catarinense. Admitem ainda, correlação de tal complexo com o Cinturão Granulítico Atlântico. As rochas cataclásticas da região de

Luís Alves, foram por Hartmann et al. (1979b) caracterizadas como parcialmente afetadas pelo ciclo Brasileiro, em condições do fácies xisto-verde.

Hartmann & Nardi (1980) mencionam a existência, na região de Luís Alves, de ultramafitos que se apresentam como enclaves com formas e tamanhos variados nas seqüências gnáissico-granulíticas, recomendando para tais rochas a designação de brechas ultramafito-granulito.

As rochas ultramáficas que ocorrem na região de Barra Velha (SC) foram abordadas por Soares et al. (1978) principalmente sob o aspecto petroquímico, indicando uma natureza ortometamórfica em condições do fácies granulito.

Uma origem ortometamórfica foi também sugerida para as rochas gnáissico-granulíticas de Santa Catarina através de estudos petrográficos e petroquímicos realizados por Moreira & Marimon (1980).

Uma visão geral dos maciços graníticos do sul do Brasil, com ênfase à aspectos petrográficos foi apresentada por Wernick & Penalva (1978), granitóides esses que foram incluídos por Kaul (1985) na suite Serra do Mar. O caráter polidiapírico do Granito Agudos do Sul, na região homônima foi proposta por Fiori (1978), que evidencia a presença de cinco fácies distintas para esse maciço.

Teixeira (1979 e 1982) apresenta, com base em novos dados radiométricos, uma compartimentação geocronológica no âmbito das Folhas ao Milionésimo Assunción, Curitiba e Iguape. Reconhece uma província antiga, pré-brasileira, representada pelos gnaisses granulíticos do setor NE de Santa Catarina, bem como porções gnáissicas afetadas pela orogênese brasileira.

O desenvolvimento do Projeto Geoquímica na área de Guaratubinha - Piên, executado pela CPRM (Daitx & Carvalho 1980), foi de grande importância para o conhecimento geológico da região estudada, em especial das bacias vulcanossedimentares de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá. Neste projeto, foram cartografadas, na escala 1:100.000 as folhas Jaraguá do Sul, São José dos Pinhais e Paranaguá, as duas últimas de modo parcial.

A porção compreendida entre os Lineamentos de Blumenau e Corupá foi denominada por Kaul (1979) de "Área Cratônica ou Cráton Luís Alves", correlacionável ao Cráton do Congo. Caracteriza entre o Lineamento Corupá e a Faixa de Dobramentos Apiaí, um "embasamento retrabalhado e rejuvenescido" que correlaciona ao substrato da Bacia Cuanza (oeste de Angola).

O limite NE do Cráton de Luís Alves foi estendido por Kaul (1980) até a falha de Itariri, já no sul de São Paulo, englobando toda porção costeira, que admite como de consolidação pré-brasiliana. Os terrenos localizados a norte do lineamento de Corupá, prolongado paralelamente a costa até a falha de Itariri, foram interpretados como relacionados ao embasamento retrabalhado e rejuvenescido.

A denominação Cráton Rio de La Plata, proposta por Almeida et al. (1973) para terrenos antigos expostos na Argentina e no Uruguai, foi estendida ao Escudo Sul Riograndense e ao setor nordeste de Santa Catarina por Fragoso César (1980), Fragoso César & Soliani Jr. (1984) e Soliani Jr. et al. (1984).

Kaul & Teixeira (1982) apresentam uma síntese dos conhecimentos geológico-geocronológicos do setor nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná, limitando o Cráton Luís Alves pelos lineamentos de Corupá e de Garuva. Os terrenos localizados a sul de Curitiba e na porção costeira são referidos como pertencentes ao embasamento retrabalhado e rejuvenescido, incluídos por Kaul et al. (1984) no Complexo Paraíba do Sul.

Silva & Dias (1981a) cartografaram em escala 1:50.000 quatro folhas da porção centro-norte de Santa Catarina (Barra Velha, Itajaí, Gaspar e Blumenau). Nesse trabalho que contém estudos detalhados de petrografia e petrogênese, o Complexo Granulítico de Santa Catarina foi admitido como pertencente a uma área cratônica arqueana, sendo composto por 10 unidades litoestratigráficas (gnaisses-granulíticos leucocráticos, milonitos granulíticos, blastomilonitos de derivação granulítica, ultramafitos, gnaisses calcossilicáticos, gnaisses kinzigíticos, anortositos, quartzitos, formações ferríferas e gnaisses cataclásticos). Caracterizaram adicionalmente uma importante zona de cisalhamento (Lineamento Garuva), separando os terrenos migmatíticos (a norte) do Cinturão Granulítico (a sul).

Em Santa Catarina, Silva (1984a) propõe denominar de "Cinturão Móvel de Joinville" toda extensão dos terrenos de alto grau metamórfico, isolando porções que denominou de Protocrátons de São Francisco e de Piên (setor setentrional). Posteriormente no texto explicativo relativo ao mapa geológico de Santa Catarina, na escala 1:500.000, Silva (1987) caracteriza o Cráton de Garuva-São Francisco do Sul e o Cinturão Móvel Granulítico, de provável idade Transamazônica. Nesta publicação, Basei & Teixeira (1987) realizam uma integração e reavaliação dos dados geocronológicos de Santa Catarina, destacando a norte, os terrenos Transamazônicos

e pré-Transamazônicos do Complexo Granulítico, e a sul o Cinturão Dom Feliciano, desenvolvido no Proterozóico Superior.

Basei (1985) sugere uma compartimentação interna dos terrenos localizados no setor nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná, em duas unidades maiores, denominadas Maciço Marginal de Curitiba e Cráton Rio de La Plata. Apresenta, adicionalmente, para a porção cratônica novos dados isotópicos, utilizando-se dos métodos U-Pb (zircões), Pb-Pb, Rb-Sr e K-Ar, sugerindo um magmatismo precursor anterior a 2.600Ma, um metamorfismo regional de fácies granulito a 2.400 ± 200 Ma, com soerguimento e consequente resfriamento a 1.800Ma. Admite reativações localizadas durante o Ciclo Brasileiro (800-600Ma).

Os principais lineamentos e compartimentos tectônicos do Pré-Cambriano paranaense envolvendo as seqüências metavulcanossedimentares dos Grupos Açungui e Setuva foram enfocados por Góis et al. (1985); Fassbinder et al. (1985), e Fiori (1985).

Em termos geotectônicos, Kaul (1985) sugere um esquema evolutivo da crosta continental, no sul-sudeste do Brasil, durante o Proterozóico Superior-Eopaleozóico, através do desenvolvimento de um fundo oceânico (Sistema Dobrado Apiaí) com subducção do tipo B, seguida de colisão continental.

Soares (1987 e 1988) apresenta um quadro evolutivo, de parte das bacias Setuva e Açungui, envolvendo colisão arco-continente, no Proterozóico Médio e continente-arco-continente, no Proterozóico Superior, sugerindo transporte tectônico respectivamente para sudeste e sudoeste.

No âmbito da faixa de dobramentos Apiaí, Campanha et al. (1987) e posteriormente Campanha (1992) sugerem um modelo evolutivo envolvendo subducção de placa oceânica de SE para NW e posterior colisão continental. Neste esquema, o Maciço Catas Altas representaria parte do arco magmático.

Ramos (1988) apresenta um quadro evolutivo para o Proterozóico e Paleozóico Superior da América do Sul, sugerindo subducção e colisão continental entre o Cráton Rio de La Plata e os terrenos Pelotas.

Issler & Freire (1985) mostram as diversidades graníticas brasileiras da região sul-brasileira, associando as atividades ígneas orogênicas aos regimes de tectônica de placas e anorogênicas a processos de rifteamento.

Merecem destaque os trabalhos de mapeamento geológico executados pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (Curso de Graduação: 1987-1988) nos arredores de Piên. Os mapas obtidos, na escala 1:25.000, identificaram os granitóides deformados que ocorrem nesse setor, permitindo uma separação faciológica dos mesmos.

Utilizando-se de isótopos de Nd e Pb, Mantovani *et al.* (1987), identificam para os terrenos granulíticos de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul idades entre 3,3 e 2,6Ba. Tal intervalo de idade foi interpretado como relativo ao período principal de acreção de material diferenciado do manto à crosta.

Para a Serra da Prata, localizada na porção oriental do Paraná, a SW de Paranaguá, Lopes (1987a, b, c) realiza estudos petrogenéticos, apresentando um mapa geológico na escala 1:250.000 onde identifica os granitóides porfiróides Morro Inglês, os leuco-granitos Rio do Poço e Rio Canavieiras, os granitos cataclásticos porfiróides Cubatãozinho, os granitos porfiróides melanocráticos Estrela e os metassedimentos Rio das Cobras. Sugere uma evolução arqueana para a região.

Hartmann (1988) caracteriza através de cálculos geobarométricos nos granada piroxênio-plagioclásio-quartzo-granulitos de Santa Maria Chico (RGS), pressões da ordem de 9Kb e temperaturas próximas de 800°C para a formação dessas rochas. Temperaturas similares obteve para os granulitos de Santa Catarina, admitindo pressões de 7Kb.

Com base em dados gravimétricos, Mantovani *et al.* (1989) apresentam um modelamento abrangendo o Cinturão Dom Feliciano, o Cráton Luís Alves, em Santa Catarina, e o Maciço de Curitiba, no Paraná. O padrão obtido permitiu a delimitação de três unidades crustais distintas, indicando forte anomalia positiva entre as regiões de Agudos do Sul e Jaraguá do Sul, atribuída ao soerguimento de segmentos de crosta inferior durante os processos de justaposição dessas unidades.

Biondi *et al.* (1989) publicam o Mapa Geológico do Estado do Paraná (1:650.000) reunindo e reinterpretando as informações até então disponíveis. Neste mapa, a região em estudo é, sob o ponto de vista geotectônico, enquadrada no Bloco Costeiro.

Chiodi Filho *et al.* (1989) sugerem através de estudos de elementos Terras Raras, que os maciços graníticos Morro Redondo, Serra da Igreja, Anhangava, Marumbi, Graciosa, Mandira e Guaraú, tiveram suas origens ligadas a fusão de crosta

continental, caracterizando esses corpos como de natureza pós-colisionais. O granito tipo Três Córregos foi interpretado como pré-colisional e de derivação mantélica.

Com base em dados geológico-estruturais e geocronológicos Siga Jr et al. (1990a) identificam no setor NE de Santa Catarina e SE de Paraná, três domínios geotectônicos distintos: Meridional (representado principalmente por ortogranulitos quartzo-feldspáticos); Setentrional (representado por rochas granito-gnáissicas e migmatíticas) e Costeiro (representado, principalmente, por granitóides porfiríticos).

Siga Jr. et al. (1990b) caracterizam através de um perfil térmico K-Ar, envolvendo os domínios Setentrional e Meridional do Maciço de Joinville e o Cinturão Dom Feliciano, diferenças marcantes entre os limites desses compartimentos geotectônicos. Sugerem um contato frontal a frio para o limite sul e uma justaposição com contato quente para o limite norte.

Para os granitóides porfiríticos que ocorrem no setor oriental paranaense e nordeste catarinense, denominados de Batolito Paranaguá, foram obtidas idades Rb-Sr e U-Pb do intervalo 614-540Ma, Basei et al. (1990a). Esse magmatismo foi interpretado como gerado em regime tectônico compressivo, decorrente de processos colisionais do final do Proterozóico Superior, que atuaram em toda a borda sul e nordeste do Maciço de Joinville. Sugerem a correlação desse domínio com parte dos terrenos pertencentes aos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano.

Basei et al. (1990b e c), denominam os terrenos granito-gnáissicos e migmatíticos, da porção setentrional do Maciço de Joinville de Nappe Rio Iguaçu. Interpretam esses terrenos como representantes da infra-estrutura do Cinturão Ribeira (Setuva e Açungui) que teriam sido lançados sobre os terrenos mais antigos, granulíticos, pertencentes ao Cráton Luís Alves. Caracterizam para esses terrenos vergência para sul e sugerem a possibilidade dos corpos básico-ultrabásicos que ocorrem nos arredores de Piên representarem restos de material oceânico obductado. O limite sul do Maciço de Joinville com o Cinturão Dom Feliciano é representado nesse trabalho pelas Nappes Brusque e Florianópolis com vergências para NW.

Através de dados geológico-estruturais, geoquímicos e geocronológicos, Machiavelli et al. (1991) propõem que os granitóides deformados que ocorrem nos arredores de Piên, representem um arco vulcânico maduro, formado no Proterozóico Superior. Machiavelli (1991) apresenta um mapa geológico, na escala 1:100.000, bem como novos dados geoquímicos, geocronológicos e estruturais, envolvendo os

granitóides deformados, as rochas básicas e ultrabásicas, os gnaisses granulíticos e parte do corpo granítico de Agudos do Sul.

Figueiredo et al. (1991) propõem através de dados geoquímicos dos granulitos localizados nos arredores de Barra Velha uma evolução cogenética para os termos básicos e ácido-intermediários. Sugerem ambiente de arco insular para a formação desses terrenos.

Sob o ponto de vista geotectônico, Fragoso César (1991) correlaciona o domínio gnáissico-migmatítico localizado a norte de Piên com parte dos Blocos São Gabriel e Taquarembó no Rio Grande do Sul, incluindo esses terrenos no Cinturão Ribeira. Admite evolução similar entre os Cinturões Dom Feliciano em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul.

Basei et al. (1992) sugerem, para o setor NE de Santa Catarina e SE do Paraná, o abandono do termo Maciço de Joinville, propondo a existência de três compartimentos geotectônicos distintos, representados pelas microplacas Curitiba e Luís Alves e pelo Cinturão Granitóide Costeiro. Neste trabalho os terrenos granulíticos representantes da Microplaca Luís Alves estendem-se para nordeste, envolvendo o Maciço Serra Negra. Admitem uma evolução para essas três unidades geotectônicas envolvendo processos de subducção seguidos de colisão, durante o Proterozóico Superior, com sentido predominantemente de acreção de E para W.

Na região de Tijucas do Sul-Vossoroca (NE de Piên), Ribas (1993) identifica corpos de metaperidotitos, metapiroxênitos, serpentinitos e talco-xistos, similares aos que ocorrem nos arredores de Piên, apresentando um mapa geológico deste setor, na escala 1:50.000. Os estudos petrográficos sugerem para essas rochas um generalizado retrometamorfismo do fácies anfíbolito, e os dados geoquímicos indicam dois "trends" distintos para as seqüências básicas e ultrabásicas.

Campos Neto e Figueiredo (1994) caracterizam dois ciclos orogênicos para o sudeste brasileiro, a Orogênese "Brasiliana I", cuja evolução ocorreu durante o Neoproterozóico atingindo há cerca de 600Ma o estágio pós-orogênico, e a Orogênese Rio Doce, desenvolvida entre 590-480Ma.

Siga Jr. et al. (1994a) apresentam uma compartimentação geotectônica do setor NE de Santa Catarina e SE do Paraná com base, principalmente, em novos dados geocronológicos. Neste trabalho, o Domínio Meridional representa um segmento continental antigo, preservado da tectônica Neoproterozóica, que afeta o Domínio

Setentrional, interpretado como relacionado a borda do Cráton de Luís Alves, intensamente migmatizada nesse período. A justaposição do Domínio Paranaguá ter-se-ia dado tardiamente à evolução dos demais setores.

Dados estruturais relativos as rochas básicas e ultrabásicas dos arredores de Piên bem como dos gnaisses granulíticos próximos a zona de cisalhamento foram apresentados por Harara *et al.* (1994). Neste trabalho os autores mostram que a foliação principal relacionada a essas rochas são paralelas com as estruturas dos granitóides deformados, sugerindo o envolvimento tectônico da margem noroeste da "Microplaca Luís Alves" durante o Neoproterozóico.

Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos relacionados aos maciços graníticos da Serra do Mar, no leste do Paraná, foram apresentados por Kaul & Cordani (1994). Relacionam a maior parte desses maciços a manifestações plutônicas de caráter pós orogênico, onde os magmas envolvidos teriam se consolidados em condições predominantemente subsolvus.

O intervalo de idades 595-550Ma é caracterizado através do estudo radiométrico Rb-Sr e U-Pb para a colocação dos maciços graníticos de natureza alcalina-peralcalina da porção nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná por Siga Jr. *et al.* (1994b).

Machiavelli *et al.* (1994), com base em características estruturais, geoquímicas e geocronológicas sugerem para a formação dos granitóides deformados de Piên (Suíte Granítica Rio Piên) ambiente de arco vulcânico maturo, segundo definição de Brown (1982).

Estudos envolvendo as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas pertencentes a Formação Guaratubinha foram apresentados por Castro *et al.* (1994). Mostram através de evidências texturais e estruturais que a região sofreu um intenso vulcanismo aéreo e possivelmente subaquoso. Sugerem cogeneticidade entre os termos riolíticos e andesíticos.

A abordagem realizada revela a existência de inúmeras propostas de modelamento geológico, envolvendo parcial ou totalmente a região estudada, exemplificadas pelas diversas denominações de cunho geotectônico (Maciço Barra Velha-Morretes, Alto Tectônico Piên-Morretes, Maciço Mediano de Joinville, Complexo Granulítico de Santa Catarina, Cráton Rio de La Plata, Cráton Luís Alves, Cinturão Móvel de Joinville, Maciço Marginal de Curitiba, Cráton Garuva-São Francisco do Sul e

Cinturão Móvel Granulítico, Microplacas Curitiba, Luís Alves e Cinturão Granitóide Costeiro).

Neste trabalho, a evolução desses terrenos, localizados entre os Cinturões Ribeira (norte) e Dom Feliciano (sul) é enfocada através da interação de entidades tectônicas distintas, envolvendo subducções seguidas de colisões continentais, com sentido predominante de acreção de leste para oeste. Tais compartimentos tectônicos encontram-se representados pelos Domínios Luís Alves, Curitiba e Paranaguá.

CAPÍTULO 2

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

No anexo-1 é apresentado um esboço geotectônico da porção nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná, localizada entre os Cinturões Ribeira (N) e Dom Feliciano (S), onde destacam-se três unidades tectônicas maiores: Domínio Luís Alves, Domínio Curitiba e Domínio Paranaguá. Ocorrem ainda, no âmbito desses domínios, expressiva granitogênese de natureza alcalina-peralcalina, bem como importante vulcanismo ácido a intermediário relacionado às bacias distensionais pós-orogênicas. O esboço geotectônico (Fig. 2.1) apresenta uma visão geral destes terrenos, que ocupam uma área superior a 16.000km².

O Domínio Luís Alves limita-se na porção setentrional com os gnaisses migmatíticos do Domínio Curitiba, na porção oriental em parte atinge a costa brasileira e em parte é balizado pelo Domínio Paranaguá e, na porção meridional, faz contato com o Cinturão Dom Feliciano. Os estudos realizados permitiram caracterizar a continuidade deste segmento para nordeste, rumo a Serra Negra, onde ocorre como uma estreita faixa, entre os Domínios Curitiba e Paranaguá.

Litologicamente, o Domínio Luís Alves é representado por ortognaisses granulíticos, bandados a maciços, de composição tonalito-granodiorítica, com frequentes variações a granulitos básicos. Ocorrem adicionalmente, ultramafitos, quartzitos, gnaisses kinzigíticos, formações ferríferas e migmatitos. O padrão geocronológico indica a presença de terrenos formados no Arqueano e no Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico).

Nos Domínios Curitiba e Paranaguá observam-se indicadores cinemáticos, sugestivos de um transporte de baixo ângulo em direção ao Domínio Luís Alves. Zonas de cisalhamento, com importante componente lateral ocorrem, notadamente próximo aos limites setentrional e oriental do Domínio Luís Alves. No setor meridional os metassedimentos anquimetamórficos do Grupo Itajaí se distribuem em parte sobre os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves.

O Domínio Curitiba limita-se no setor noroeste com as seqüências metassedimentares e metavulcanossedimentares dos Grupos Açungui e Setuva, que apresentam indicações de transporte de NW para SE (Fiori 1992), sugerindo a

colocação dos terrenos pertencentes ao Cinturão Ribeira sobre as rochas gnáissico-migmatíticas. Importantes zonas de cisalhamento com caráter transcorrente ocorrem próximo ao limite desses terrenos. Predominam neste domínio gnaisses bandados e migmatitos (mesossoma de biotita anfibólio gnaisses e leucossoma de composição tonalito-granodiorítica), gnaisses graníticos bandados, além de leucogranitos, anfibolitos e xistos magnesianos. Na borda meridional deste domínio ocorrem granitóides deformados cálcio-alcálicos potássicos, de composição predominantemente monzogranítica (Suite Rio Piên).

Geocronologicamente, este domínio caracteriza-se por paleossomas formados no Paleoproterozóico e neossomas e porções graníticas no Neoproterozóico.

Num perfil, de norte para sul (Curitiba - Piên - Fig. 2.2) observa-se grosseiramente a presença de dois pacotes de gnaisses bandados (gnaisse migmatíticos e gnaisses graníticos), que passam na borda meridional, através de zonas de cisalhamento, aos granitóides cálcio-alcálicos potássicos (Lineamento Mandirituba - Piraquara) e destes às rochas básicas e ultrabásicas de Piên e aos gnaisses granulíticos, já no Domínio Luís Alves (Lineamento Piên - Tijucas do Sul). Do ponto de vista estrutural, verifica-se um comportamento coerente para os terrenos Curitiba (Fig. 2.2), com uma orientação predominantemente nordeste para a foliação S_n (principal) dos gnaisses bandados, dos granitóides deformados e que incluem, nos terrenos Luís Alves, os ultramafitos de Campina dos Crispins (Piên). Observa-se um padrão de dobras cilíndricas da foliação S_n , admitindo uma direção axial NE-SW. Nos gnaisses bandados é um dobramento D_3 enquanto nos granitóides é uma fase D_2 . Os esteogramas da figura 2.2. indicam para os eixos construídos e lineações de estiramento orientações de $N30^\circ$ a $60^\circ E$, com caimentos fracos a médios (05° a 40°).

A orientação do bandamento no domínio dos gnaisses granulíticos é francamente noroeste, diferente do padrão nordeste dos demais conjuntos. Esse bandamento, uma superfície S_2 gerada em condições de alto grau, apresenta-se dobrado com atitude do plano axial, predominantemente NW-SE e eixos com orientação $S30^\circ - 50^\circ E/40^\circ$ a 60° e $N20^\circ - 60^\circ W/40^\circ$ a 80° .

O Domínio Paranaguá ocupa grande parte da porção oriental estudada, sendo representado por granitóides heterogeneamente deformados bem como por granitóides isótopos, gerados no Neoproterozóico (Morro Inglês, Canavieiras, Rio do Poço e Estrela). Como restos de rochas encaixantes ocorrem xistos aluminosos, como

os descritos na Serra do Prata por Lima & Lopes (1985), biotita gnaisses, mica xistos, quartzitos e anfibolitos. Faixas miloníticas espessas são frequentes em meio aos granitóides Morro Inglês e Canavieiras. Os limites destes terrenos com o Domínio Luís Alves são representados por expressivas zonas de cisalhamento (Lineamento do Rio Palmital, Alexandra e Serra Negra).

As descrições efetuadas ao longo do perfil Curitiba - Piên são igualmente válidas para a metade oeste da secção Curitiba - Paranaguá (Fig. 2.3), onde são observadas na mesma seqüência as unidades de gnaisses bandados migmatíticos, de granitóides deformados e de gnaisses granulíticos, descritos anteriormente.

A porção leste desse segundo perfil é caracterizada pelas diferentes gerações de granitóides do Domínio Paranaguá. A principal foliação observada nesses granitóides é uma superfície S_1 , heterogênea, ocorrendo porções que se mostram praticamente isotrópicas, porções bastante deformadas, e áreas onde é difícil a distinção entre feições associadas a fluxo magmático e superfícies geradas tectonicamente. A orientação principal neste domínio é nordeste e corresponde no âmbito dos gnaisses e xistos a uma segunda fase de deformação. Verifica-se na maioria das unidades, o dobramento cilíndrico da foliação S_n , admitindo uma direção axial predominantemente NE-SW (Fig. 2.3).

As diferenças, litológicas, estruturais e, principalmente geocronológicas, permitiram caracterizar evoluções próprias e distintas para cada um dos domínios ora discutidos. Tratam-se de segmentos que apresentam individualmente uma coerência quanto ao padrão metamórfico, estrutural e geocronológico, representando portanto, distintos domínios tectônicos.

Os dados gravimétricos disponíveis indicam para o Domínio Luís Alves, compreendendo seu prolongamento rumo ao Maciço Serra Negra, anomalias mais positivas que as observadas para os terrenos adjacentes. Os limites NW e SE, respectivamente com os terrenos Curitiba e Paranaguá são marcados por importantes anomalias negativas, sugerindo a existência de três unidades crustais distintas (Mantovani *et al.* 1989, Hallinan *et al.* 1993)

Finalmente, importante atividade magmática Neoproterozóica, com características pós orogênicas, é representada na área por inúmeros "stocks" e batólitos graníticos, notadamente de natureza alcalina a peralcalina (Suite Serra do Mar, Kaul 1984) e por seqüências vulcânicas predominantemente ácidas a

intermediárias, associadas a evolução de expressivas bacias vulcano-sedimentares. Nesse contexto, destacam-se os maciços graníticos da Serra da Graciosa, Anhangava, Marumbi, Serra da Igreja, Agudos do Sul, Dona Francisca, Pirai do Sul, Corupá e Morro Redondo e as bacias vulcano-sedimentares de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá (Fig. 2.1).

LEGENDA

DEPÓSITOS CENOZÓICOS E COBERTURA PALEOZÓICA DA BACIA DO PARANÁ

UNIDADES LITOLÓGICAS ATRIBUÍDAS AOS GRUPOS AÇUNGUI E SETUVA (CINTURÃO RIBEIRA - À NORTE) E AOS GRUPOS ITAJAÍ E BRUSQUE (CINTURÃO DOM FELICIANO - À SUL)

MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO DE REGIMES EXTENSIONAIS PÓS-OROGÊNICOS

BACIAS VULCANO - SEDIMENTARES: CA - CAMPO ALEGRE, G - GUARATUBINHA, C - CORUPÁ

GRANITÓIDES ALCALINOS - PERALCALINOS: 1 - GRACIOSA, 2 - ANHANGAVA, 3 - MARUMBI, 4 - SERRA DA IGREJA, 5 - AGUDOS DO SUL, 6 - MORRO REDONDO, 7 - DONA FRANCISCA, 8 - PIRAÍ, 9 - CORUPÁ

DOMÍNIO TECTÔNICO PARANAGUÁ

GRANITÓIDES (MORRO INGLÊS, RIO DO POÇO, CANAVIEIRAS, ESTRELA), GNAISSES, MIGMATITOS E XISTOS

DOMÍNIO TECTÔNICO CURITIBA

SUÍTE RIO PIÊN: GRANITÓIDES CÁLCIO - ALCALINOS POTÁSSICOS DEFORMADOS

GNAISSES BANDADOS, MIGMATITOS E ANFIBOLITOS

DOMÍNIO TECTÔNICO LUÍS ALVES

ORTOGNAISSES GRANULÍTICOS COM INTERCALAÇÕES DE CORPOS MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS, QUARTZITOS, FORMAÇÕES FERRÍFERAS, PARAGNAISSES

FIG:2.1- COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA PORÇÃO SUDESTE DO PARANÁ E NORDESTE DE SANTA CATARINA.

CAPÍTULO 3

DOMÍNIO LUÍS ALVES

O Domínio Luís Alves é representado, em grande parte, por rochas de alto grau metamórfico, tendo como litotipo principal gnaisses granulíticos, bandados a maciços de composição tonalito granodiorítica, com frequentes variações a granulitos básicos. Inclui seqüências de natureza básica e ultrabásica, que em alguns locais, a exemplo de Barra Velha, Piên e Tijucas do Sul constituem-se na litologia predominante.

A maior expressão, em área, desse domínio, ocorre na porção meridional (regiões de Luís Alves, Blumenau, Barra Velha, Joinville, Jaraguá do Sul e São Bento do Sul), onde também se concentram a grande maioria dos trabalhos publicados. Os estudos realizados em campo, bem como os dados petrográficos e geocronológicos permitiram caracterizar a continuidade desses terrenos gnáissico-granulíticos para nordeste, rumo a Morretes e Serra Negra onde ocorrem como uma estreita faixa, afilada, entre o Domínio Curitiba e o Domínio Paranaguá (anexo 1).

As rochas metabásicas e metaultrabásicas dos arredores de Piên e Tijucas do Sul, serão discutidas neste capítulo, à parte dos demais litotipos. Isto se deve ao posicionamento geotectônico de alguns desses corpos, constituindo um verdadeiro balizamento entre os Domínios Curitiba e Luís Alves, sendo referidos na literatura, ora como associados à evolução de um desses compartimentos, ora de outro.

3.1 - ROCHAS GNÁISSICO-GRANULÍTICAS REGIONAIS

3.1.1. Síntese Geológica

Os terrenos pertencentes ao Domínio Luís Alves são constituídos, predominantemente, por rochas gnáissicas, foliadas a bandadas, caracterizadas pela alternância milimétrica a centimétrica de níveis quartzo-feldspáticos e de minerais máficos (anfibólios, piroxênios, biotitas). Apresentam tonalidades cinza-esverdeada, normalmente leuco a mesocráticas e granulação variando de fina a média.

A presença de hiperstênio em muitas dessas rochas caracteriza o grau alto de metamorfismo (zona regional do hiperstênio - Winkler 1978). Em alguns litotipos gnáissicos, no entanto, normalmente quartzo-feldspáticos, contendo em maior ou menor proporção biotita e/ou hornblenda, o hiperstênio está ausente. Embora essas rochas não possuam mineralogia característica do grau alto, apresentam-se em campo intimamente associadas aos litotipos à hiperstênio. É comum também a presença de granulitos básicos, principalmente como bandas milimétricas a centimétricas, boudinadas, ou ainda com formas angulosas ou manchas difusas em meio aos tipos ácido-intermediários.

Associam-se ainda porções de aspecto ígneo e composições enderbíticas a chamoenderbíticas, que constituem em alguns locais, a exemplo de Dona Francisca, Cacatú e Serra Negra os litotipos predominantes.

As rochas granulíticas ácidas, intermediárias ou básicas, podem constituir, a litologia principal de um determinado setor, embora normalmente, muitas dessas variedades sejam observadas ao longo de um único afloramento.

Gnaisses cataclásticos ou miloníticos, normalmente com tonalidade cinza-esverdeada e granulação fina, foram observados ao longo de inúmeras zonas de cisalhamento que rasgam esse domínio, apresentando padrões com direções WNW-ESE e NE-SW.

Ocorrem ainda neste domínio rochas migmatíticas, normalmente caracterizadas pela alternância de bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas (biotita, anfibólio, e, mais raramente, piroxênios e granadas), intercalando bandas, centimétricas a métricas de gnaisses granulíticos.

Essas feições, relacionadas a cataclase e a migmatização, são marcantes, notadamente nas proximidades das zonas de contato com os domínios adjacentes (Domínio Curitiba, Domínio Paranaguá e Cinturão Dom Feliciano).

Subordinadamente, observam-se rochas quartzíticas, as vezes portadoras de magnetita, formações ferríferas, gnaisses calciossilicáticos e gnaisses kinzigíticos, normalmente sob a forma de pequenas lentes, intercaladas nos litotipos granulíticos.

Uma característica marcante em todo Domínio Luís Alves é a presença de rochas de natureza básica e ultrabásica, que ocorrem associadas aos gnaisses, sob a forma de enclaves de dimensões e formas variadas. Tratam-se principalmente de piroxênitos, metagabro noritos, anfibolitos e xistos magnesianos. Suas dimensões

variam de poucos decímetros a dezenas de metros de largura, atingindo algumas centenas de metros de comprimento. Seus limites são concordantes com as direções estruturais dos gnaisses granulíticos, com os quais mostram muitas vezes passagem gradacional. Silva & Dias (1981b e c) reconheceram na extremidade leste da Folha de Barra Velha oito corpos maiores, que formam um rosário com cerca de 21km de extensão.

Merecem destaque, devido sua maior expressão, os corpos localizados na porção SE da área, arredores de Barra Velha, uma vez que aqueles situados nas proximidades de Piên e Tijucas do Sul serão, devido ao seu posicionamento geotectônico, discutidos à parte. As rochas básicas e ultrabásicas dos arredores de Barra Velha, mostram-se normalmente isótropas a levemente foliadas, com granulação que varia de milimétrica a centimétrica (cristais, notadamente de hornblenda, atingem 5 a 10 cm de comprimento), e tonalidades cinza esverdeada a francamente esverdeada.

O reconhecimento, em campo, de rochas gnáissico-granulíticas, relativamente contínuas rumo a Morretes e Serra Negra, foi dificultado, em muitos setores, devido a diferenças significativas que apresentam tanto no aspecto composicional como textural, quando comparadas as rochas da porção sul do Domínio Luís Alves. Tais rochas mostram tonalidade cinza-esverdeada, granulação fina a média, estrutura normalmente cataclástica a milonítica, contendo muitas vezes, bandas de natureza básica e ultrabásica. Petrograficamente, alguns desses gnaisses cinza-esverdeados, preservam ainda texturas poligonizadas, contendo restos de hiperstênio em meio a cristais de hornblenda, biotita, tremolita/actinolita e clorita. Sob o ponto de vista estrutural, recupera-se uma superfície NW-SE, anterior a foliação NE-SW. Essas feições foram observadas em afloramentos localizados a leste de Tijucas do Sul, ao longo da BR-376 (Campo Alto-Vossoroca), BR-277 (oeste da Serra da Igreja), a oeste de Morretes, nos arredores de Cacatú, Serra Negra e próximo a divisa São Paulo-Paraná (BR-116).

Na região de Morretes-Antonina, os trabalhos de Cordani & Girardi (1967), Girardi (1969 e 1971), Ruberti (1977) e Ruberti & Gomes (1977) caracterizam a presença de quartzitos, magnetita-quartzitos, xistos magnesianos, gonditos e anfibolitos, normalmente como lentes, de espessura variável (centimétrica a decimétrica), intercaladas concordantemente com os gnaisses regionais. Esses

autores distinguem, com base na composição de plagioclásios e características geoquímicas, três grupos distintos de anfibolitos (andesina-labradorita, oligoclásio-andesina e albita-anfibolitos), para os quais sugerem origem ortometamórfica e retrometamorfismo do fácies anfibolito e xisto-verde.

Do ponto de vista petrográfico, foram analisadas cerca de 40 lâminas, envolvendo principalmente rochas gnáissico-granulíticas de composição quartzo-feldspáticas. Tal estudo, realizado de modo superficial, em amostras coletadas para fins geocronológicos, visou a melhor compreensão dos dados radiométricos obtidos.

De modo genérico, nessas rochas gnáissicas predominam texturas granoblásticas, normalmente polygonizadas, ocorrendo ainda texturas nematoblásticas e cataclásticas. O quartzo é intersticial e xenomórfico, o plagioclásio é subidiomórfico, podendo os cristais apresentar-se límpidos ou levemente sericitizados, com composições variáveis entre oligoclásio e andesina, intercrescimentos antipertíticos são comuns e, ocasionalmente, as lamelas das maclas mostram-se encurvadas. O feldspato potássico normalmente apresenta geminação gradeada e difusa. A hornblenda é idiomórfica a subidiomórfica, ocorrendo como cristais bem desenvolvidos, com pleocroísmo em diversos tons de verde, podendo ser límpida ou conter restos de piroxênio em seu interior, ou mesmo apresentar inclusões poiquiloblásticas. O hiperstênio mostra-se normalmente subidiomórfico a xenomórfico, com pleocroísmo variando de verde claro a rosado, com frequentes inclusões de minerais opacos, por vezes parcial ou totalmente substituídos por agregados fibrosos (talco, clorita, serpentina). O diopsídio mostra-se subidiomórfico, com pleocroísmo variando de incolor a verde claro. A biotita apresenta-se subidiomórfica a xenomórfica com pleocroísmo de marrom avermelhado a amarelo pálido, ocorrendo isoladamente e nas bordas de anfibólios e piroxênios. De modo subordinado ocorrem minerais opacos, apatita, zircão, epídoto, esfeno e granada. Carbonato e talco podem ser encontrados como produtos de alteração. Girardi (1974) menciona a presença de safirina em gnaisses granulíticos dos arredores de Piên.

As porcentagens modais dos minerais, foram obtidas por estimativas visuais, não tendo sido efetuada contagem dos mesmos em nenhuma das amostras. Acrescente-se que alguns desses minerais ocupam lugar de destaque em determinadas amostras, estando totalmente ausentes em outras. Esses gnaisses, quando analisados em diagrama QAP (Streckeisen, 1976, Fig. 3.1) distribuem-se nos

campos das rochas enderbíticas, charnockíticas, charnoenderbíticas, noríticas, quartzo-jotuníticas, jotuníticas a quartzo-mangeríticas. Observa-se duas tendências calcio-alcálinas: uma tonalítica (norito-enderbítica) e outra norito-jotunito-opdalito-charnockítica.

Fig. 3.1 - Diagrama Triangular QAP (Streckeisen 1976) - Gnaisses Granulíticos do Domínio Luís Alves (inclui dados de Silva & Dias 1981b,c, Moreira & Marimon 1980 e Machiavelli 1991)

Em termos metamórficos, um evento de recristalização no fácies granulito é sugerido, mesmo quando o hiperstênio está ausente, fato verificado em campo através da íntima associação entre os litotipos mencionados, e petrograficamente devido as texturas granoblásticas poligonizadas, presença de plagioclásios antipertíticos e biotita titanífera. Hartmann (1988) utilizando-se de piroxênios de amostras dos arredores de Luís Alves, obteve para o metamorfismo dessas rochas, valores de temperatura da ordem de 800°C, similar as observadas por Girardi e Ulbrich (1980) em granulitos das proximidades de Piên, onde as pressões estimadas encontram-se entre 5 e 7 Kb.

Evidências petrográficas indicando que após sofrerem metamorfismo no fácies granulito, essas rochas teriam sido afetadas por evento retrometamórfico do fácies anfibolito, é sugerida, na região de Piên, por Girardi (1974) e Girardi & Ulbrich (1980),

nos arredores de Luís Alves por Moreira & Marimon (1980) e Hartmann (1988) e nas proximidades de Tijucas do Sul por Ribas (1993). Esses autores mencionam a presença de duas gerações de anfibólios, um perfeitamente em equilíbrio com a paragênese de alto grau e outro, produto da transformação retrometamórfica de antigos piroxênios.

Silva & Dias (1981b e c) estudando os granulitos da região de Luís Alves sugerem que feições de disequilíbrio como anfibólios, por vezes com relictos de piroxênios em seu interior, com bordas reabsorvidas, auréolas de reação, e mesmo a presença de biotitas nas bordas de hornblendas, devam ainda representar condições P e T do fácies granulito, com acesso restrito de água.

Os estudos petrográficos realizados por Minioli (1972), Moreira & Morimon (1980) e Silva & Dias (1981b e c) em seqüências máficas e ultramáficas, notadamente nos arredores de Barra Velha evidenciam a predominância de diopsídio e hiperstênio em proporções variadas, além de hornblenda (verde oliva) normalmente com textura poiquiloblástica e mais raramente, plagioclásio e biotita. Os principais minerais de transformação incluem clorita, serpentina, carbonatos e talco. Mencionam texturas reliquiares indicativas de origem ígnea (ofítica, intercúmulus, plagioclásio zonado), e texturas granoblásticas poligonizadas, sugestivas de recristalização metamórfica no fácies granulito. A presença de hornblenda é discutida pelos autores, podendo tratar-se de um único processo metamórfico do fácies granulito ou mesmo de um retrometamorfismo no fácies anfibolito.

Em termos geoquímicos, foram analisados elementos maiores, traços e terras raras (GEOLAB-GEOSOL) de apenas cinco amostras de gnaisses granulíticos da porção centro-sul do Domínio Luís Alves. Devido ao número pouco representativo de amostras analisadas, esses dados foram lançados em diagrama $R_1 \times R_2$ conjuntamente com os obtidos por Figueiredo et al. (1991), que integram os dados de Moreira & Marimon (1980) e Hartmann (1988). Observa-se para essas rochas uma afinidade cálcio-alcalina, com termos variando de máficos a félsicos (Fig. 3.2). Figueiredo et al. (1991) sugerem que os termos básicos e ácido-intermediários representem uma seqüência cálcio-alcalina cogenética, onde os primeiros representariam toleitos de alto alumínio e os demais tonalitos de alto alumínio e granodioritos (Fig. 3.2). Segundo esses autores, os piroxênitos de Barra Velha têm padrões compatíveis com cumulus de piroxênio. Sugerem uma gênese envolvendo

fusão parcial de manto e posterior diferenciação desse magma por cristalização fracionada.

O padrão de terras raras denota expressivo fracionamento em quatro das amostras analisadas, com relação La/Yb variando de 12 a 28 (Fig. 3.3). Distingue-se desse padrão a rocha gnáissico-granulítica localizada nos arredores de Piên (MJ-92), com razão La/Yb pouco superior a 6. Observa-se, adicionalmente, em três dessas rochas (MJ-10, MJ-41.3 e MJ-15a), anomalias positivas de Eu, sugestivas de acumulação de feldspatos durante o processo de cristalização fracionada ou no resíduo refratário de fusão parcial. Padrão similar foi obtido por Hartmann (1988) em rochas granulíticas do Complexo Santa Maria Chico (RGS) onde, parte das amostras analisadas apresentaram fortes anomalias positivas de Eu.

Os perfis regionais realizados na porção sul deste domínio, bem como em alguns setores de seu prolongamento nordeste, caracterizam para o bandamento gnáissico uma orientação francamente noroeste. É marcada pela orientação de feldspatos, piroxênios, anfibólios e biotitas e pelo forte estiramento do quartzo. Essa superfície, transpõe claramente uma anterior, fato verificado em alguns dos afloramentos estudados, bem como em lâminas delgadas, através da presença de dobras intrafoliais e charneiras perdidas. Trata-se, portanto, de (pelo menos) uma superfície S_2 gerada em condições de alto grau.

Fig. 3.3 - Padrão de Terras Raras - Rochas Gnáissico-Granulíticas do Domínio Luís Alves (Normalizado segundo Evensen *et al.* 1978).

Em bons afloramentos e regionalmente através do tratamento de dados em, estereogramas, caracteriza-se o dobramento dessa superfície S_2 , gerando dobras abertas com orientação NW-SE (Anexo 3, diagramas: 9, 10, 12, 15, etc.).

3.1.2 Geocronologia

Os dados geocronológicos atualmente disponíveis para as rochas gnáissicas do Domínio Luís Alves, totalizam cerca de 250 análises através dos métodos K-Ar (minerais e rocha total); Rb-Sr (rocha total); U-Pb (zircões, monazitas e esfenos); Pb-Pb (rocha total) e Sm-Nd (minerais e rocha total), conforme Apêndice 1.

Neste trabalho foram efetuadas mais de 100 determinações radiométricas, que juntamente com as análises pré-existentes permitiram um melhor conhecimento da evolução geocronológica desses terrenos.

Os trabalhos de cunho geocronológico existentes (Girardi *et al.* 1974, Hartmann *et al.* 1979a, Kaul & Teixeira 1982, Basei 1985, Basei & Teixeira 1987, Siga Jr. *et al.* 1994a e b) sugerem a presença de núcleos gnáissico-granulíticos antigos, com idades

do intervalo 2.800 - 2.400Ma, bem como de rochas formadas no Paleoproterozóico, ciclo Transamazônico (2.200-2.000Ma).

As rochas gnáissico-granulíticas deste domínio apresentam de modo geral, baixos teores em Rb e, relativamente elevados em Sr, fornecendo razões Rb^{87}/Sr^{86} baixas e normalmente com valores bastante próximos (entre 0 e 1,0 - raramente atingindo valores superiores a 1,0). Tal fato, prejudica a distribuição dos pontos analíticos em diagrama isocrônico, causando imprecisão nas idades obtidas.

A existência de núcleos antigos (Arqueanos) na porção sul deste domínio é sugerida através de alinhamentos isocrônicos Rb-Sr precários (errócronas) envolvendo afloramentos de rochas gnáissico-granulíticas dos arredores de Luís Alves, Pomerode e de região localizada a leste de Campo Alegre (estrada Dona Francisca).

O diagrama isocrônico (Fig. 3.4) contém seis pontos analíticos relativos a rochas gnáissico-granulíticas localizadas nas imediações de Luís Alves. A idade obtida, de $2.663 \pm 72\text{Ma}$ para uma relação inicial $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ de $0,70397 \pm 0,00046$ é definida principalmente pela amostra de número de campo PLA-16B, cuja razão Rb^{87}/Sr^{86} (próxima de 2,0), é significativamente superior às demais (inferiores a 0,4).

Para os gnaisses granulíticos localizados nas proximidades de Pomerode (afloramentos MJ-29, 30, 31 e 34), os dados analíticos Rb-Sr, distribuíram-se no eixo das abcissas do diagrama isocrônico entre 0,12 e 0,44 (Fig. 3.5). Dois alinhamentos

foram traçados, um de maior inclinação (não computando a amostra de número de campo MJ-34), com idade de $2.666 \pm 173\text{Ma}$ e outro de menor inclinação (computando-se todas as amostras), com idade de $2.478 \pm 37\text{Ma}$, e razão inicial de $0,70129 \pm 0,00010$. Tal dispersão reflete um desequilíbrio isotópico do sistema Rb-Sr responsável pela imprecisão na idade de formação dessas rochas gnaissico-granulíticas.

Padrão isocrônico Rb-Sr interessante foi observado para as rochas migmatíticas do afloramento de número de campo SCMB-172, localizado a SE de Luís Alves. Neste diagrama, os pontos analíticos relativos aos mesossomas posicionaram-se relativamente aos demais, de natureza leucossomática, mais próximos a origem (Fig. 3.6, Basei 1985, modificado). Embora esses dados se mostrem bastante dispersos no diagrama, ocasionando elevados erros nas idades obtidas, um "trend" mais antigo, possivelmente Arqueano (2.800 - 2.600Ma) é sugerido para as porções mesossomáticas e um mais jovem, Paleoproterozóico para as porções leucossomáticas (~1.900Ma).

A norte de Schröder (ao longo do Rio do Júlio), bem como na estrada Dona Francisca (Campo Alegre-Pirabeiraba), várias amostras de gnaisses-granulíticos foram coletadas e analisadas através do método Rb-Sr. Esses dados, apresentaram relações $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ relativamente baixas (inferiores a 0,5), denotando em diagrama isocrônico uma dispersão generalizada dos pontos analíticos (Fig. 3.7). Em que pese o patente

distúrbio isotópico dessas amostras, um alinhamento grosseiro pode ser sugerido, envolvendo os afloramentos de números de campo MJ-191, 195, 259 e 194A, todos localizados ao longo da estrada Dona Francisca e portadores de hiperstênio.

Esse alinhamento fornece uma idade próxima de 2.700 ± 90 Ma, para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ ao redor de 0,704 (Fig. 3.7.A). As amostras pertencentes ao afloramento de número de campo MJ-192, embora da mesma região, não contêm hiperstênio, predominando entre os minerais máficos a hornblenda (verde e poiquilítica) e alguma biotita. As duas análises Rb-Sr efetuadas em rochas desse afloramento (MJ-192 a e b), bem como nas demais, localizadas ao longo do Rio do

Júlio, apresentaram distribuições distintas no diagrama isocrônico, denotando forte disequilíbrio isotópico, reflexo possivelmente de episódios tectônicos relacionados ao Paleoproterozóico (Fig. 3.7B).

Valores isocrônicos Rb-Sr relativos ao Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico) foram caracterizados em rochas gnáissico-granulíticas, distribuídas por todo Domínio Luís Alves, notadamente onde a ocorrência de hiperstênio é restrita, predominando como mineral máfico, a hornblenda.

Valor isocrônico de $2.169 \pm 177\text{Ma}$, com uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ próxima de 0,70150 foi obtido para rochas gnáissico-granulíticas pertencentes a dois afloramentos (MJ-41 e 38), localizados a norte de Blumenau (Fig. 3.8).

Nas proximidades de Pomerode ocorrem rochas gnáissico-granulíticas cujas relações $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ apresentaram-se inferiores a 0,20. Foram realizadas nove análises Rb-Sr em amostras pertencentes a dois afloramentos (MJ-27 e 29). Esses dados apresentaram-se bem alinhados em diagrama isocrônico, indicando uma idade de $1.970 \pm 36\text{Ma}$, para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de $0,70245 \pm 0,00006$ (Fig. 3.9).

Idades isocrônicas Rb-Sr relativas ao Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico) foram também obtidas no setor centro ocidental do Domínio Luís Alves, em rochas gnáissico-granulíticas de afloramentos localizados a nordeste de Jaguará do Sul

($2.184 \pm 48\text{Ma}$, para uma relação inicial de 0.70257 ± 0.00010 , Fig. 3.10), nas proximidades de Piên ($2.067 \pm 199\text{Ma}$, para uma relação inicial de 0.70244 ± 0.00047 , Girardi et al. 1974, Fig. 3.11) e de São Bento do Sul ($2.107 \pm 69\text{Ma}$, para uma relação inicial de 0.70284 ± 0.00024 , Machiavelli 1991, Fig. 3.12).

Na porção nordeste desse domínio, arredores de Serra Negra, os dados analíticos Rb-Sr, relativos à rochas gnáissico-granulíticas, concentraram-se bastante próximos à origem do diagrama isocrônico, a exceção da amostra de número de campo SN-3, que apresentou relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mais elevada (0,92), definindo a idade de $2.200 \pm 100\text{Ma}$ (Fig. 3.13).

O padrão Rb-Sr observado para o Domínio Luís Alves, embora apresente sistematicamente pontos analíticos mal distribuídos e dispersos nos diagramas isocrônicos, sugere a presença de rochas antigas, formadas no Arqueano (2.800-

2.600Ma), parcial ou totalmente rehomogeneizadas no Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico: 2.200-1.900Ma).

Fato interessante é observado quando lançamos em diagrama as médias das relações $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de isócronas representativas de rochas formadas no Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico). Observa-se uma tendência desses pontos médios alinharem-se próximos a reta de 2.700Ma, indicando uma homogeneização isotópica no Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico) a nível de afloramento, mas nem sempre entre afloramentos distintos (Fig. 3.14).

Análises Pb-Pb (Apêndice-1) realizadas em gnaisses quartzo feldspáticos, gnaisses máficos, anfibolitos e veios pegmatíticos do afloramento SCMB-1103, localizado nos arredores de Luís Alves, apresentaram-se relativamente concentradas em diagrama isocrônico, indicando idade de formação de $2.100 \pm 500\text{Ma}$, para um coeficiente μ_1 de 8.9, característico de rochas oriundas de reservatórios crustais (Basei 1985, Fig. 3.15).

Os dados U-Pb (Apêndice-1), obtidos em zircões, envolvendo adicionalmente esfeno e monazita, concentrados de rochas gnáissicas quartzo-feldspáticas (afloramento SCMB-174) e migmatíticas (afloramento SCMB-172) do trecho entre Luís Alves e Itajaí indicam, em diagramas Concórdia, idades arqueanas e paleoproterozóicas (Basei 1985; Fig. 3.16 e 3.17). Os interceptos superiores apontam para valores, respectivamente de 2.400 e 2.890Ma, não retratando com clareza acerca da atuação do ciclo Transamazônico, evidenciado nessas rochas através dos métodos Rb-Sr e K-Ar. É possível que o evento Transamazônico, apesar de gerar migmatitos, não tenha sido suficientemente intenso para rejuvenescer completamente os zircões, provocando o desequilíbrio isotópico observado. Neste caso, a posição atual dos zircões pode refletir a combinação de sucessivas modificações introduzidas pelos episódios que atuaram na área, devendo ser interpretada segundo um polígono de crises com vértices possíveis a 2.200; 2.700 e maior que 3.000Ma. Uma indicação da atuação do evento Transamazônico é sugerida por um esfeno, da amostra SCMB-172, que apesar da imprecisão, pois o ponto posiciona-se acima da Curva Concórdia, fornece uma idade convencional da ordem de 2.100Ma. Uma monazita analisada apresentou idade de 570Ma, indicando provavelmente um evento retrometamórfico local, que afetou parcialmente essas rochas durante o Neoproterozóico. Tal valor deve

refletir processos hidrotermais localizados, do fácies xisto verde, que teriam gerado além da monazita, muito epidoto.

Determinações radiométricas U-Pb, foram adicionalmente realizadas em concentrados de zircões de rochas gnáissico-granulíticas pertencentes a dois afloramentos localizados a NW de Joinville (estrada Dona Francisca). Os dados analíticos referentes à três frações da amostra de número de campo MJ-192C,

posicionaram-se sobre a da curva Concórdia, indicando a idade de $2.200 \pm 2\text{Ma}$ como relativa a época de cristalização dos zircões (Fig. 3.18).

A amostra de número de campo MJ-258, coletada em afloramento localizado a a leste do anterior, apresentou populações de zircões rosados e população de zircões marrons, analisadas separadamente. Três frações relativas aos zircões rosados indicaram em diagrama Concórdia idade de cristalização de $2.247 \pm 18\text{Ma}$ (Fig. 3.19). Para a população de zircões marrons foram realizadas datações de cinco frações, que apresentaram forte dispersão dos pontos analíticos, com idade calculada de $2.360 \pm 100\text{Ma}$ (Fig. 3.19). O comportamento complexo observado, deve refletir modificações importantes introduzidas durante o Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico) afetando zircões oriundos de rochas mais antigas, causando o desequilíbrio isotópico do sistema U-Pb.

Dados Sm-Nd (Apêndice-1) em minerais (clinopiroxênios, anfibólios, esfenos, microclínio e allanita) concentrados de rocha gnáissica localizada nas proximidades de Barra Velha, indicaram para a formação dessa paragênese idade de $2.258 \pm 67\text{Ma}$, sugerindo novamente a atuação do ciclo Transamazônico nesse setor (Hartmann *et al.* 1994; Fig. 3.20).

As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) apontam períodos de acreção/diferenciação de material do manto por volta de 3.100Ma , bem como entre $2.800\text{-}2.700\text{Ma}$ e 2.350-

2.200Ma, reforçando interpretações efetuadas através de outras metodologias radiométricas (Apêndice 1).

As análises K-Ar realizadas em rocha total e minerais (anfíbólio, biotita, plagioclásio, piroxênio e K-feldspato) envolveram rochas gnáissico-granulíticas, gnáissicas quartzo-feldspáticas, migmatíticas, anfibolíticas além de básicas e ultrabásicas (Apêndice 1). Esses dados quando tratados em histograma (Fig. 3.21), indicam uma grande concentração de idades no intervalo 2.000-1.700Ma, abrangendo principalmente anfíbólios e biotitas de rochas pertencentes, tanto à porção meridional como à seu prolongamento em direção a Morretes-Antonina-Serra Negra. Neste setor, nordeste do Domínio Luís Alves, os dados K-Ar assumem fundamental importância,

por caracterizar a existência de uma faixa afilada que permaneceu relativamente fria, frente a tectônica Neoproterozóica (ciclo Brasileiro) impressa nos domínios adjacentes. Idades do intervalo 2.000-1.700Ma foram obtidas neste setor, principalmente em anfibólios de rochas gnáissicas e anfibolíticas distribuídas nos arredores de Tijucas do Sul, ao longo da BR-376 (a NE de Tijucas do Sul), proximidades de Morretes e a oeste da Serra da Igreja (BR-277).

Idades K-Ar mais antigas (Arqueanas/Paleoproterozóicas) foram obtidas principalmente em anfibólios, plagioclásios, piroxênios e rocha total de rochas de natureza básica e ultrabásica dos arredores de Barra Velha, cujos teores em potássio, mostram-se extremamente baixos, difíceis de precisar analiticamente, devendo, portanto, serem encaradas com cuidado. Se considerarmos os teores de potássio superiores a 0,3% (mais confiáveis) verificamos a existência de dois intervalos principais de idade para essas rochas, o mais antigo entre 2.800-2.600Ma, e o mais jovem entre 2.200-2.000Ma.

Os valores K-Ar do Paleoproterozóico, observados ao longo de todo o Domínio Luís Alves, indicam que esses terrenos encontravam-se abaixo da isoterma de 500°C nessa época (dados em anfibólios). Adicionalmente, o arrefecimento da temperatura para valores inferiores a 300°C é sugerido em grande parte desse domínio, no mesmo período (idades K-Ar em biotitas), caracterizando o soerguimento regional desses terrenos durante o Paleoproterozóico.

Acrescente-se ainda que as idades distribuídas no histograma K-Ar entre 1.700 a 600Ma foram observadas principalmente em rochas gnáissicas e anfibolíticas posicionadas próximas as zonas de borda desse domínio, sugerindo seu envolvimento parcial ou total na tectônica Neoproterozóica, registrada nos terrenos adjacentes.

Fig. 3.21 - Histograma K-Ar - Domínio Luís Alves.

O quadro abaixo representa uma síntese da evolução geotectônica do Domínio Luís Alves, com base na interpretação dos dados geológicos e geocronológicos apresentados.

Fenômeno	Características	Idade (ba)
Diferenciação Manto/crosta	Épocas de acreção de material do manto. (Idades Sm/Nd - T_{DM})	$> 2,6$
Metamorfismo regional do fácies granulito	Desenvolvimento das paragêneses a ortopiroxênio (?) - valores imprecisos: Rb-Sr e U-Pb	$2,6 \pm 0,2$
Metamorfismo regional do fácies anfibolito	Metamorfismo do fácies anfibolito com migmatização e desenvolvimento do bandamento gnáissico (S_N). Valores isocrônicos Pb-Pb, Rb-Sr e U-Pb. Possível adição de material juvenil à crosta (valores Sm-Nd - T_{DM})	$2,0 \pm 0,2$
Estabilização Tectônica	Alçamento e resfriamento regional (valores K-Ar em minerais).	$1,9 \pm 0,2$
Reativações	Próximo as zonas de contato com os Domínios Curitiba, Paranaguá e Cinturão Dom Feliciano e em zonas de falhas.	$0,6 \pm 0,1$

DOMÍNIO LUÍS ALVES

PRANCHA FOTOGRÁFICA 1

- Foto 1a - Aspecto geral dos metapiroxenitos de Barra Velha. Rocha intensamente fraturada, levemente foliada, de granulação fina e cor cinza escura. Apresenta textura granoblástica poligonizada, predominando diopsídio e hiperstênio em proporções variadas, além de hornblenda e, mais raramente, plagioclásio.
- Foto 1b - Gnaisses granulíticos leucocráticos, cinza-esverdeados, granulação fina a média, mostrando alternância milimétrica de níveis claros (plagioclásio e quartzo) e escuros (hornblenda, diopsídio, hiperstênio e biotita). Normalmente com texturas granoblásticas poligonizadas. Detalhe da foliação S_n transpondo uma superfície anterior (MJ-27 - sul de Pomerode).
- Foto 1c - Gnaisses granulíticos finamente foliados, denotando forte estiramento mineral. Cor cinza a cinza esverdeada. Predominam orto e clinopiroxênios, hornblenda poiquilítica, plagioclásio e quartzo azulado. Textura nematoblástica (MJ-41 - arredores de Massaranduba).
- Foto 1d - Gnaisses granulíticos bandados, leucocráticos, cinza a cinza esverdeados, de granulação média, mostrando alternância de níveis claros (plagioclásio e quartzo) e níveis escuros (clinopiroxênio e hornblenda). Textura granoblástica poligonizada (MJ-385 - BR-277 - Curitiba - Paranaguá).
- Foto 1e - Fotomicrografia de gnaisse granulítico da porção setentrional do Domínio Luís Alves (MJ-386 - BR-277 - Curitiba - Paranaguá). Detalhe mostrando ortopiroxênio com estreita borda de transformação para hornblenda (pol. descruzados - 100X).
- Foto 1f - Fotomicrografia de gnaisse granulítico dos arredores de Massaranduba (MJ-05). Detalhe mostrando ortopiroxênio (massa na parte superior a NE) em meio a hornblenda (pol. descruzados - 100X).

A

B

C

D

E

F

3 2 - ROCHAS METABÁSICAS E METAULTRABÁSICAS DAS REGIÕES DE PIÊN-TIJUCAS DO SUL

3.2.1 - Síntese Geológica

Nos arredores de Piên-Tijucas do Sul ocorrem rochas de natureza metabásica - metaultrabásica, distribuídas próximo ao contato dos gnaisses granulíticos pertencentes ao Domínio Luís Alves e os litotipos gnáissico-migmatíticos do Domínio Curitiba. Alguns desses corpos, a exemplo dos que ocorrem em Campina dos Crispins (proximidades de Piên) e Ribeirão do Meio-Vossoroca (arredores de Tijucas do Sul), parecem balizar o limite noroeste dos gnaisses granulíticos, enquanto outros, à exemplo de Campina dos Maias, Trigolândia, distribuem-se mais a sul, internos ao Domínio Luís Alves (Anexo -1).

Acrescente-se ainda a ocorrência de inúmeras lentes de xistos magnesianos notadamente, nos arredores de Cacatú, já no prolongamento NE do domínio gnáissico-granulítico, próximas ao contato com litotipos gnáissico-migmatíticos do Domínio Curitiba (Anexo -1).

De modo genérico, as rochas metabásicas e metaultrabásicas ocorrem sob a forma de pequenas lentes, centimétricas a decamétricas, ou constituindo corpos que atingem, no máximo, 10km de extensão por 2km de largura. Tratam-se de rochas normalmente de coloração cinza escura, granulação fina a média, apresentando, quando alteradas, tonalidades cinza-esverdeadas. A variação composicional pode ser observada em alguns dos afloramentos estudados, onde níveis centimétricos ricos em piroxênios (olivina websteritos) alternam-se com níveis a piroxênio e olivinas (lherzolitos ou harzburgitos), e níveis essencialmente olivínicos (dunitos). Tanto nos arredores de Piên, como nos arredores de Tijucas do Sul são comuns exposições de serpentinitos, sugerindo porções mais ricas em olivinas (dunitos, harzburgitos, lherzolitos). Nestas rochas foram observadas estruturas nodulares centimétricas de composição piroxenítica, caracterizadas por aglomerados de piroxênios em meio aos serpentinitos.

Os serpentinitos ocorrem adicionalmente, como enclaves de dimensões centimétricas a métricas no Maciço Granítico Agudos do Sul, notadamente a NW de Tijucas do Sul (sentido Palermo).

O estudo petrográfico realizado, envolvendo a observação de cerca de 30 lâminas delgadas, teve por objetivo principal selecionar amostras favoráveis aos estudos geocronológicos. Abrangeu as seqüências metabásicas e metaultrabásicas de Campina dos Crispins, Campina dos Maias e Trigolândia, com maior ênfase ao primeiro corpo. A mineralogia presente permitiu distinguir, grosseiramente, três grupos principais de rochas (Fig. 3.22). Dois deles, referem-se à seqüências metaultrabásicas de composições peridotíticas (dunitos, harzburgitos, lherzolitos) e piroxeníticas (olivina ortopiroxênito, olivina websteritos e piroxênitos). O terceiro grupo engloba rochas portadoras de plagioclásio, caracterizando a presença de litotipos metabásicos, de composição gabronorítica (clinopiroxênio noritos).

Fig. 3.22 - Rochas Metabásicas e Metaultrabásicas de Campina dos Crispins, Campina dos Maias e Trigolândia (Streckeisen 1976)

Nos metaperidotitos predominam ortopiroxênios, olivinas, além de serpentinas e, de modo subordinado, clinopiroxênio, espinélio, opacos e, raramente, anfibólio. Nos metapiroxênitos, normalmente, o ortopiroxênio é mais abundante que o clinopiroxênio, ocorrendo adicionalmente olivina, espinélio, anfibólios (pargasita e tremolita-actinolita), além de serpentina, talco, clorita, flogopita, carbonato e opacos.

O aumento da quantidade de plagioclásio em rochas constituídas predominantemente por ortopiroxênios, define composições gabronoríticas. Nestas rochas ocorrem, subordinadamente, clinopiroxênio, espinélio, anfibólio e opacos.

Os serpentinitos parecem ter-se originado de rochas mais ricas em olivinas, de composição peridotítica. Nestas rochas, a serpentina constitui mais de 80% dos

minerais observados, podendo ainda serem identificados restos de olivina e piroxênio, além de clorita e opacos.

Os metaperidotitos, metapiroxênitos e metagabronoritos apresentam, de modo geral, texturas granulares, denotando muitas vezes ângulos de 120° entre os minerais. Existe grande dificuldade em se esclarecer se a paragênese observada é de origem magmática ou de recristalização metamórfica. Feições retrometamórficas em condições de baixo grau (fácies xisto-verde) foram evidenciadas através da presença de anfibólios e piroxênios, parcialmente transformados em anfibólios fibrosos (tremolita-actinolita), além da presença de talco, serpentina, flogopita e clorita.

Reis Neto et al. (1993) advoga, principalmente, através de texturas tipo adcumulada, onde cristais de ortopiroxênios, clinopiroxênios e olivinas crescem até praticamente se tocarem, apresentando os contornos marcados por minerais opacos, uma origem magmática para esses corpos básicos e ultrabásicos.

Girardi (1974; 1976) e Girardi & Ulbrich (1980) realizaram estudos petrográficos e geoquímicos detalhados nas rochas metabásicas e metaultrabásicas de Piên, envolvendo principalmente os corpos de Campina dos Crispins e de Campina dos Maias. Sugerem através de relações de campo, variação contínua nos parâmetros geoquímicos, composição de olivinas, espinélios e piroxênios, bem como de características petrográficas, uma íntima associação entre esses corpos e rochas de natureza básica que ocorrem nas proximidades (hornblenda-metagabros, anfibolitos e gnaisses anfibolíticos). Englobam esses litotipos no Complexo Básico-Ultrabásico de Piên, sugerindo origem magmática, recristalização em condições do fácies anfibolito alto à granulito e posterior retrometamorfismo no fácies xisto-verde. Sob o ponto de vista petrográfico, além das texturas poligonais, evidenciam nos metaperidotitos a presença de olivinas envolvendo ortopiroxênios, presença em metapiroxênitos de anfibólios (pargasitas a hornblenda tschermakíticas) em desequilíbrio, provenientes da transformação de piroxênios. Sugerem a existência de duas gerações de anfibólios castanhos. Através da análise de piroxênios (de rochas metapiroxeníticas) indicam pressões de cristalização entre 5 e 7 Kb e temperaturas da ordem de 880° - 750°C.

Siga Jr. et al. (1990a, 1993); Machiavelli (1991); Basei et al. (1992) mencionam a possibilidade das rochas metabásicas e metaultrabásicas de Piên representarem restos de um fundo oceânico obductado no Neoproterozóico, definindo assim, uma possível sutura entre os Domínios Luís Alves e Curitiba.

Machiavelli (1991) adicionalmente, contesta a cosanguinidade proposta por Girardi (1974, 1976) e Girardi & Ulbrich (1980) entre as rochas metabásicas e metaultrabásicas de Piên e seqüências, predominantemente metabásicas, adjacentes (hornblenda metagabros, anfíbolitos e gnaisses anfíbolíticos), sugerindo uma associação mais íntima destes últimos litotipos com os gnaisses granulíticos.

Na região de Tijucas do Sul-Vossoroca, ocorrem rochas metabásicas e metaultrabásicas, estudadas por Ribas (1993), que menciona a possibilidade de tratarem-se de seqüências correlacionadas às de Piên. Caracteriza a presença de metaperidotitos comumente serpentinizados, metapiroxênitos, talco-xistos, além de rochas de natureza metabásica, representadas por hornblenda metagabros, anfíbolitos e hornblenditos, as quais associa geoquimicamente com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves. Petrograficamente, Ribas (1993) menciona para as rochas metaultrabásicas, texturas ígneas preservadas ("cumulus" de piroxênio), bem como feições relacionados à recristalização em condições metamórficas de alto grau (poligonização, olivinas envolvendo ortopiroxênios, presença de duas gerações de anfíbólios castanhos, "kink bands" em piroxênios e espinélios verdes). O retrometamorfismo do fácies xisto-verde é indicado pela transformação de anfíbólios e piroxênios em anfíbólios fibrosos (tremolita-actinolitas), presença de clorita, além de talco e serpentina.

Ribas (1993) caracteriza ainda a ocorrência nessa região de testemunhos de seqüências sedimentares, sob a forma de lentes, representadas por magnetita-quartzitos, de caráter itabirítico, granada-quartzitos e granada sillimanita quartzitos, com presença de cristais de clinopiroxênios e ortopiroxênios de origem metamórfica em formação ferrífera.

Em termos geoquímicos, foram analisadas quatorze amostras, envolvendo rochas de composição piroxeníticas, peridotíticas e gabronoríticas, pertencentes aos corpos de Campina dos Crispins, Campina dos Maias e Trigolândia (Apêndice 2). A utilização de diagramas discriminantes de ambientes tectônicos foi prejudicada, devido a imprecisão obtida nos teores de grande parte dos elementos traços, função de concentrações bastante baixas, muitas inclusive inferiores aos limites de detecção.

Os elementos maiores e traços quando tratados em função de MgO mostram, apesar da dispersão dos pontos, a existência de um "trend" entre as rochas de composição peridotítica e piroxenítica e, uma significativa inflexão deste alinhamento,

quando consideradas as rochas de composição gabronorítica (Fig. 3.23). A distribuição desses pontos no eixo das abcissas dos diagramas reflete concentrações de MgO entre 39-37% (peridotitos), 36-30% (piroxenitos) e 21-17% (gabronoritos). Padrão similar fora observado por Girardi (1974) nesta mesma região e por Ribas (1993) em seqüências básicas e ultrabásicas de Tijucas do Sul-Vossoroca.

Quanto ao padrão de distribuição dos ETR, observa-se que as rochas metaperidotíticas apresentam um leve fracionamento em terras raras leves (ETRL), entre sete e tres vezes o valor do condrito. Os valores em terras raras pesadas (ETRP) mostram-se inferiores aos do condrito (Fig. 3.24).

As rochas metapiroxeníticas apresentam comportamento similar quanto aos ETRL, distinguindo-se devido aos teores mais elevados em ETRP, atingindo quatro vezes o valor do condrito. Tal padrão deve refletir a maior afinidade dos ortopiroxênio e clinopiroxênios pelo ETRP, comparativamente as olivinas (Fig. 3.25).

As rochas de composição gabronorítica denotam enriquecimento em ETRL, atingindo cinquenta vezes o valor do condrito (Fig. 3.26), e padrão de ETRP similar ao observado para os metapiroxênitos. O enriquecimento em ETRL deve refletir a maior afinidade dos plagioclásios e anfibólios por esses elementos, comparativamente aos piroxênios e olivinas.

As rochas de composição peridotítica e piroxenítica apresentam anomalias negativas de Eu, denotando a menor afinidade das olivinas e dos piroxênios por esse elemento.

As rochas básicas e ultrabásicas analisadas indicam um enriquecimento em ETR que as distingue do padrão observado para as rochas toleíticas de fundo oceânico, formadas a partir de um manto do tipo N-MORB. Tais características sugerem proveniência de um manto enriquecido em ETR, do tipo E-MORB (Wilson 1989). Adicionalmente, não devem ser descartadas as possibilidades de modificações geoquímicas significativas terem sido introduzidas por processos metamórficos, de serpentinização, talcificação, saussuritização e mesmo de contaminação crustal.

Fig. 3.23 - Peridotitos, Piroxenitos e Gabronoritos de Piên - Elementos Maiores e Traços x MgO.

Fig. 3.24 - Padrão de distribuição de ETR - Metaperidotitos de Piên (normal. - Evensen et al. 1978)

Fig. 3.25 - Padrão de distribuição de ETR - Metepiroxenitos de Piên (normal. - Evensen et al. 1978)

Fig. 3.26 - Padrão de distribuição de ETR - Metagabronoritos de Piên (normal. - Evensen *et al.* 1978)

Do ponto de vista estrutural, essas rochas metabásicas e metaultrabásicas caracterizam-se por apresentarem uma foliação subparalela ao bandamento composicional, que se mostra em alguns afloramentos, plano axial de dobras normalmente centimétricas, isoclinais. Uma clivagem oblíqua, com desenvolvimento de serpentinas, talco, cloritas, tremolita-actinolitas pode ser regionalmente reconhecida. Essa clivagem mostra-se plano axial de dobras métricas, abertas, bem visível na pedreira de serpentinitos localizada nas proximidades de Piên.

Para a seqüência metabásica-metaultrabásica de Campina dos Crispins observa-se uma orientação predominantemente nordeste para a foliação S_n , com características de cisalhamento dúctil. O comportamento espacial dessas superfícies pode ser observado no estereograma (Nº 8, Anexo 3) que apresenta máximo à $N51^\circ E/59^\circ NW$. Tal diagrama sugere adicionalmente, o dobramento cilíndrico dessa foliação, observado a nível de afloramento, com atitude para o eixo construído de $S76^\circ W/38^\circ$, similar ao padrão observado para as rochas granito gnáissicas do Domínio Curitiba.

As estruturas lineares geradas nesse processo de deformação (Fig. 8, Anexo-3) incluem lineações do tipo b (eixos de dobras e lineações de intersecção), bem como

lineações do tipo a, relacionadas ao eixo x do elipsóide, presentes na foliação S_n . As lineações minerais ou do tipo a, acopladas a indicadores cinemáticos são extremamente importantes, uma vez que podem fornecer informações acerca do transporte tectônico. Embora, tais rochas não tenham se mostrado favoráveis ao desenvolvimento dessas estruturas, foi possível em alguns afloramentos observar nos planos da foliação S_n uma lineação, representada principalmente pelo estiramento de agregados minerais, muitas vezes fibrosos. Estas lineações sugerem uma tectônica de cisalhamento cuja movimentação envolve uma componente lateral bastante expressiva. A escassez de indicadores cinemáticos, por outro lado, não permitiu caracterizar o sentido de movimento.

Os corpos localizados mais a sul, na localidade de Campina dos Maias, demonstram um comportamento estrutural um pouco distinto, com dobras intrafoliais e foliação apresentando baixos mergulhos (S_n máximo de N68E/19NW). Acrescente-se que a foliação S_n dos gnaisses granulíticos, localizados nas proximidades, apresenta concentração máxima em N62E/75NW, com lineações minerais concentradas em S70°W/45°, sugerindo o envolvimento da margem noroeste do Domínio Luís Alves nessa tectônica controlada por cisalhamentos (Harara *et al.* 1994).

3.2.2 Geocronologia

Análises isotópicas de rochas de natureza básica e principalmente ultrabásica, necessitam de acompanhamento petrográfico cuidadoso, uma vez que é comum a presença de minerais parcial ou totalmente talcificados, serpentinizados e saussuritizados.

Determinações radiométricas através do método K-Ar em minerais, tornam-se possíveis somente em plagioclásios, quando este ainda preserva suas características primárias. A separação de anfibólios, quando presentes, é impraticável, pois piroxênios, olivinas e espinélios normalmente estão associados. Junte-se a isto os teores extremamente baixos em potássio que compõem a mineralogia presente.

Os teores de Rb e Sr também bastante baixos impedem suas quantificações precisas, mesmo utilizando-se de metodologias refinadas com emprego de spikes (diluição isotópica). Além disso, a mobilidade desses elementos pode ser facilitada através de processos secundários, principalmente de serpentinização e talcificação.

Uma das poucas metodologias radiométricas aplicada com sucesso em seqüências ultramáficas, refere-se ao método isocrônico Sm-Nd, em rocha total. Isso se deve as relações Sm/Nd mostrarem-se mais elevadas nessas rochas permitindo uma significativa dispersão dos pontos analíticos em diagrama.

Análises Sm-Nd, em rocha total, foram realizadas, pioneiramente no CPGeo, envolvendo quatro amostras da seqüência metaultrabásica de Campina dos Crispins, selecionadas em função de pré-dosagens efetuadas nos laboratórios da Geosol (Apêndice 1). Para garantir uma completa dissolução e homogeneização dessas rochas, o ataque químico foi efetuado em bombas de teflon colocadas em estufas à 200°C, por vários dias.

Os dados obtidos apresentaram-se relativamente bem distribuídos e alinhados em diagrama isocrônico Sm-Nd, fornecendo idade de $2.248 \pm 46\text{Ma}$, para uma relação inicial $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ de 0.50961 ± 0.00005 (Fig. 3.27). Tal valor é aqui interpretado como relativo a época de formação dessas rochas.

As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}), por outro lado, que permitem inferir acerca da época de diferenciação desse material do manto distribuem-se entre 2500-3650Ma (Apêndice 1). Tal intervalo de valores indica diferenças significativas nas relações Sm-Nd por ocasião do fechamento do sistema ($\pm 2250\text{Ma}$), propiciando evoluções distintas nas razões $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$. A idade modelo (T_{DM}) de 2.750Ma representa o valor médio, possivelmente mais próximo a realidade quanto a época de derivação desse material do manto.

O parâmetro ε_{Nd} de -2,5, calculado para a idade de 2.250Ma, sugere um período de residência crustal desse material, indicando épocas anteriores para sua diferenciação do manto. Os dados obtidos sugerem, preliminarmente, que a diferenciação desse material do manto teria ocorrido no Arqueano (épocas próximas de 2.750Ma). Processos de recristalização metamórfica em alto grau com consequente fechamento isotópico do sistema (colocação a níveis crustais superiores) teria ocorrido durante o Paleoproterozóico, ciclo Transamazônico (2.250Ma). Padrão similar foi observado para as rochas gnáissico-granulíticas adjacentes, indicando que tais épocas devam corresponder a marcos geotectônicos importantes na evolução deste setor.

O Apêndice 1 mostra uma tentativa de datações Rb-Sr em rochas ultramáficas de Campina dos Crispins, selecionadas em função das baixas porcentagens em minerais secundários. As análises foram realizadas em duas etapas, envolvendo quantidades relativamente elevadas de amostra (0,1 a 0,3g). A primeira, efetuada com intuito de pré-quantificar os teores de Rb e Sr presentes, permitindo assim, uma precisão na dosagem dos "spikes" utilizados na segunda determinação. Os dados relativos ao corpo de Campina dos Crispins mostraram-se bastante dispersos em diagrama isocrônico, onde foi construída uma reta média de 2.000Ma com uma relação inicial (Sr^{87}/Sr^{86}), de 0,703, de pouco ou nenhum significado geológico (Fig. 3.28).

Algumas dessas análises foram realizadas em duplicata, indicando uma excelente reprodutibilidade dos dados, sugerindo que a dispersão observada em diagrama isocrônico represente um intenso desequilíbrio isotópico do sistema Rb-Sr.

Os dados K-Ar disponíveis referem-se a análises obtidas por Girardi *et al.* (1974) em corpos de rochas metabásicas intercalados nos gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves (Apêndice 1). Valores de $1.866 \pm 56\text{Ma}$ (anfibólio) e $1.018 \pm 23\text{Ma}$ (plagioclásio) foram obtidos para o corpo de hornblenda matagabro dos arredores de Campina dos Maias, e do intervalo 583-456Ma (biotitas e plagioclásios) para os corpos localizados a nordeste de Piên (número de campo: VG-194) e a sul de Campina dos Maias (número de campo: VG-79). Os valores relativos ao Meso e Neoproterozóico (análises em biotitas e plagioclásios) sugerem perdas parciais (1.018Ma) e totais (586-456Ma) de argônio, frente ao metamorfismo de fácies xisto-verde impresso nessas rochas. O anfibólio, por outro lado, acusa idade do Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico), sugerindo que as isótermas não atingiram temperaturas superiores a 500°C, nessa porção, durante o Neoproterozóico.

ROCHAS BÁSICAS - ULTRABÁSICAS DE PIÊN

PRANCHA FOTOGRÁFICA 2

- Foto 2a - Aspecto bandado realçado na superfície de alteração, mostrando a alternância de níveis piroxeníticos (maciços) e serpentiniticos (finamente foliados). Rocha de cor cinza escura a cinza esverdeada, de granulação fina, denotando em lâmina delgada textura granoblástica poligonizada (MJ-523 - borda sul do corpo de Campina dos Crispins).
- Foto 2b - Aspecto geral dos serpentinitos de Campina dos Crispins. Rocha de granulação fina, cinza esverdeada, composta predominantemente por serpentinas e, subordinadamente, por hiperstênio, diopsídio, olivina, espinélio e opacos. Detalhe da foliação oblíqua ao bandamento ígneo/metamórfico regional (MJ-527 - Pedreira Campina dos Crispins).
- Foto 2c - Nível de composição piroxenítica em meio a serpentinitos. Rocha de granulação fina, cinza escura a cinza esverdeada. Detalhe mostrando bandamento dobrado, com foliação plano-axial (MJ-533 - Campina dos Maias).
- Foto 2d - Dobras métricas em serpentinitos de Campina dos Crispins. Rocha de granulação fina, cinza esverdeada, composta predominantemente por serpentinas (MJ-521). A fase de dobramento é associada à observada na foto 2c.
- Foto 2e - Fotomicrografia de piroxenito de Campina dos Crispins (MJ-525), mostrando textura granoblástica poligonizada entre ortopiroxênios. Presença de espinélios intersticiais (Pol. cruzados - 100X)
- Foto 2f - Fotomicrografia de serpentinitos de Campina dos Maias (MJ-533) mostrando textura granoblástica poligonizada. Restos de olivinas preservadas (núcleo) em meio a porções serpentinizadas. Os opacos (magnetitas) ocorrem em fraturas e contorno dos grãos (Pol. descruzados - 100X).

CAPÍTULO 4

DOMÍNIO CURITIBA

O Domínio Curitiba ocupa a porção setentrional estudada, constituindo uma faixa relativamente estreita (extensões médias da ordem de 50 a 60Km) e alongada segundo a direção NE-SW. Limita-se no setor noroeste com as seqüências metassedimentares dos Grupos Açungui e Setuva e, a sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves, contatos esses que se fazem por importantes zonas de cisalhamento (anexo 1).

A grande dificuldade no posicionamento desses terrenos, no quadro evolutivo da região, advém de diversos fatores tais como: complexidade litológica (uma vez que inclui rochas gnáissico-migmatíticas, gnáissico-granulíticas, granito-gnáissicas, granitóides deformados, anfibolitos e xistos magnesianos), contraste metamórfico e distinto padrão estrutural e geocronológico, quando comparados aos domínios adjacentes.

Em termos cartográficos, os mapas geológicos executados, na década de 60, pela Comissão da Carta Geológica do Paraná (1:50.000, 1:70.000, 1:75.000) e, posteriormente, na década de 70, pela CPRM, através do Projeto Leste do Paraná (1:100.000), integrados no Mapa Geológico do Estado do Paraná, escala 1:650.000 (Biondi et al. 1989), em muito contribuíram para o estudo deste segmento.

Sob o ponto de vista geocronológico, os dados disponíveis para esse domínio eram escassos, totalizando sete análises K-Ar em minerais e oito análises Rb-Sr em rocha total, concentradas na porção E-NE de Curitiba. Os valores obtidos (Batolla Jr. et al. 1977; Cordani & Abrão, inédito; Kaul et al. 1984) distribuem-se principalmente entre 600 e 500Ma.

Quatro das análises isotópicas Rb-Sr foram realizadas por ocasião da execução do Projeto Leste do Paraná, CPRM (Batolla Jr. et al. 1977), e indicaram em diagrama isocrônico idade de aproximadamente 1400Ma para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de 0.715. Tratam-se de rochas gnáissico-migmatíticas, localizadas a norte de Curitiba, coletadas em diferentes afloramentos, cujos pontos analíticos mostram-se mal distribuídos e relativamente dispersos no diagrama, devendo portanto o valor obtido ser encarado com ressalvas.

4.1. ROCHAS GNÁISSICO-MIGMATÍTICAS REGIONAIS

4.1.1 - Síntese Geológica

Os metassedimentos pertencentes ao Grupo Açungui, que se distribuem na porção noroeste, fora dos limites da região estudada, mostram-se afetados por importantes zonas de cavalgamento, orientadas segundo direções NE-SW e com transporte de NW para SE (Fiori 1992). Esta tectônica coloca as rochas do Grupo Açungui por sobre as seqüências essencialmente ortognáissicas do Domínio Curitiba, onde se encontra impressa uma forte foliação milonítica orientada segundo NE-SW.

Esse contato é balizado nas proximidades de Curitiba (W-NW), por um corpo ígneo, representado por rochas graníticas hololeucocráticas, que se estende por mais de 20Km de comprimento, tendo de 5 a 10Km de largura. Tratam-se de rochas que afloram quase sempre alteradas, de granulação média a grossa, tonalidades branco-rosadas, a quartzo e feldspato, e que se apresentam fortemente foliadas.

Nesta porção setentrional, arredores de Campo Largo, estendendo-se rumo a Colombo, ocorrem corpos de dimensões desconhecidas, representados por rochas gnáissico-granulíticas, de granulação média, com tonalidades cinza-esverdeadas e composições variando de mangeríticas a noríticas (Perrota & Moraes 1992). Apresentam texturas granoblásticas, por vezes protomiloníticas, contendo em maior ou menor proporção plagioclásio (andesina-labradorita), K-feldspato (microclínio), quartzo, hornblenda (verde-oliva), piroxênios (diopsídio e hiperstênio) e granada. A foliação é definida por forte estiramento e achatamento mineral.

De Curitiba para sudeste, distinguem-se grosseiramente, dois pacotes de gnaisses bandados, migmatíticos, sendo um deles a mesossoma de biotita anfibólio gnaisses e leucossoma de composição tonalito-granodiorítica. Essas rochas predominam na porção centro-norte do Domínio Curitiba, distribuindo-se à sudeste de Bocaiúva do Sul e estendendo-se como uma faixa relativamente contínua para sudoeste, arredores de Araucária. Na porção meridional predominam gnaisses bandados, migmatíticos, de composição granítica-granodiorítica.

Os gnaisses bandados são normalmente leucocráticos, com termos mesocráticos, de granulação média e texturas granonematoblásticas, granolepidoblásticas e por vezes, granoblásticas. São frequentes intercalações de corpos

anfíbolíticos, por vezes granatíferos, bem como de xistos magnesianos, cujas dimensões e formas mostram-se variadas, ocorrendo desde lentes centimétricas intercaladas nos gnaisses à corpos métricos, podendo se constituir na litologia predominante.

São comuns, feições relacionadas a uma segunda fase de migmatização, cujos mobilizados róseos, de granulação fina a média, até muito grossa, concordantes ou não com o bandamento gnáissico, são os indicadores mais evidentes.

Os gnaisses bandados limitam-se na porção meridional deste domínio, através de zona de cisalhamento (Lineamento Mandirituba-Piraquara), com granitóides heterogeneamente deformados (Anexo-1). Representa um conjunto de rochas, denominadas por Machiavelli *et al.* (1993) de Suite Granítica Rio Piên. Apresentam granulação média a grossa, em geral cor cinza-rosada, leucocrática, apresentando de maneira esparsa megacristais de feldspatos brancos e/ou rosados. Esses granitóides balizam o limite sul-sudeste do Domínio Curitiba e foram interpretados como pertencentes a raízes de um provável arco magmático do Proterozóico Superior (Machiavelli *et al.* 1991 e 1993; Machiavelli 1991).

Petrograficamente, foram observadas cerca de trinta lâminas delgadas, abrangendo, principalmente, os mesossomas dos gnaisses bandados e, em menor proporção, os granitóides da Suite Rio Piên, com objetivo de fundamentar os estudos geocronológicos realizados.

De maneira bastante sucinta, destaca-se no âmbito dos gnaisses bandados a presença de plagioclásio (albita-oligoclásio, por vezes zonado e com lamelas encurvadas), quartzo (grãos irregulares com extinção ondulante), hornblenda (pleocroísmo de verde claro a verde escuro, normalmente poiquilítica), biotita (por vezes ausente, pleocroísmo de marrom claro a pardo), k-feldspato (presença rara, apresentando geminação em grade, fortemente saussuritizado) e clorita (normalmente associada a biotita). Nos termos mais mesocráticos podem ocorrer, adicionalmente, hiperstênio e/ou diopsídio (relictos internos aos anfibólios) e granada. Os minerais acessórios comuns são allanita, titanita, zircão, apatita e opacos e, como produtos de alteração, epídoto e carbonato.

Observa-se a presença de arcos poligonais em hornblendas, que por vezes mostram alguns de seus cristais discordantes do bandamento dado pelos demais minerais. Tal fato, acoplado a presença de relictos de hiperstênio, internos aos

anfibólitos, é sugestivo de que o metamorfismo de grau médio impresso nessas rochas, tenha se desenvolvido sobre seqüências de mais alto grau metamórfico e, ao menos localmente, de fácies granulito. Um retrometamorfismo em grau baixo é sugerido pela presença de clorita, zoizita e epidoto.

Para os granitóides da Suite Rio Piên destaca-se a presença de plagioclásio (cristais inequigranulares, com bordas irregulares, em geral, zonados), quartzo (cristais anédricos com evidências de recuperação e recristalização), K-feldspato (ortoclásio e microclínio, por vezes, pertítico), hornblenda (pleocroismo de verde claro a escuro, associada a biotitas), e biotita (principalmente como produto da transformação de hornblendas, ocorrendo ainda como inclusão em outros cristais de biotita). Os minerais acessórios comuns são titanita, zircão, apatita, allanita e opacos, ocorrendo carbonato, epidoto e clorita como minerais secundários. Em termos de metamorfismo, as evidências de recristalização de quartzo e biotita e, eventualmente de microclínio e plagioclásio, sugerem para a gnaissificação regime predominantemente dúctil. Esta neoformação de minerais indica uma reestabilização sob condições de grau fraco, zona da biotita.

Quando analisados em diagrama QAP (Streckeisen 1976), conjuntamente com os dados obtidos por Machiavelli (1991), esses granitóides mostram composições quartzo-monzodioríticas, quartzo-monzoníticas, granodioríticas e monzograníticas (Fig. 4.1, estimativas visuais).

Utilizando-se a classificação petrogenética de Lameyre & Bowden (1982), observa-se que estes granitóides posicionam-se num campo intermediário, entre as séries cálcio-alcalina granodiorítica, de médio K e cálcio-alcalina monzonítica de alto K.

Geoquimicamente, foram realizadas análises, em quatro amostras deste domínio: nas rochas gnáissico-granulíticas que ocorrem a norte de Curitiba (MJ-25.3), em porções anfibolíticas contendo granada (MJ-137) e em bandas mesocráticas pertencentes aos gnaisses bandados (MJ-138 e MJ-96.3). Os dados obtidos, relativos a elementos maiores, traços e terras raras, encontram-se no Apêndice 2.

FIG.4.1-DIAGRAMA QAP MOSTRANDO A CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DOS GRANITÓIDES DE PIÊN SEGUNDO A PROPOSIÇÃO DE STRECKEISEN (1976) 3b)= MONZOGRANITO; 4) = GRANODIORITO; 8*)=QUARTZO MONZONITO E 9*) = QUARTZO MONZODIORITO, E PETROGENÉTICA SEGUNDO LAMEYRE & BOWDEN (1982), COM OS "TRENDS" DAS SERIES CÁLCIO-ALCALINA GRANODIORÍTICA, DE MÉDIO K (B) E CÁLCIO-ALCALINA MONZONÍTICA, DE ALTO K (C)

Embora pouco representativos deste domínio, uma vez que somente quatro amostras foram analisadas, uma afinidade cálcio-alcálica pode ser grosseiramente observada em diagrama $R_1 \times R_2$, similarmente ao padrão obtido para os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves (Fig. 4.2). Os padrões de terras raras são fortemente fracionados e indicam na rocha gnáissico-granulítica (amostra de número de campo: MJ-25.3) anomalia positiva de európio (Fig. 4.3).

Para os granitóides da Suite Rio Piên, Machiavelli (1991) realizou análises geoquímicas em onze amostras, envolvendo elementos maiores, alguns traços e terras raras. O tratamento desses dados indicou a existência de dois conjuntos, geoquimicamente distintos, denominados de Granito Sudeste e Granito Noroeste. Tal diferenciação foi sugerida principalmente em diagramas SiO_2 x óxidos, SiO_2 x traços, bem como em diagramas discriminantes (Brown 1982, Pearce *et al.* 1984) que indicaram, adicionalmente, a formação desses granitóides em ambientes de arco vulcânico. Em termos de ETR, o próprio autor chama atenção ao padrão similar apresentado por esses granitóides quando comparados aos sin-colisionais (segundo Pearce *et al.* 1984). Entretanto, feições mineralógicas e geoquímicas, tais como o de enriquecimento em Ba quando comparado ao Rb, levaram Machiavelli (1991) a admitir a formação desses granitóides em ambiente de arco vulcânico maduro.

Algumas feições, no entanto, como os elevados teores em Rb e baixos em Ce e Nb, determinam um padrão fortemente fracionado desses granitóides. As razões Rb/Yb são da ordem de 250, muito superiores à dos granitóides relacionados a subducção em arcos vulcânicos, a exemplo do Chile, onde tal relação é da ordem de 62. Tais valores são comparáveis a média dos granitos colisionais (300) ou mesmo pós-colisionais (200), segundo Pearce *et al.* (1984). O enriquecimento em LILE e empobrecimento nos elementos menos incompatíveis, chegando a valores de Y e Yb inferiores a 0,1 não são associados a granitóides relacionados a subducção.

Do ponto de vista estrutural, verifica-se para todo domínio norte uma orientação predominantemente nordeste, que inclui a superfície S_n (principal) dos leucogranitos, gnaisses granulíticos, gnaisses bandados e granitóides da Suite Rio Piên. Essas superfícies correspondem a uma foliação S_2 , paralela ao bandamento nos gnaisses, e uma foliação S_1 , nos granitóides da Suite Rio Piên. Apresenta características que sugerem uma deformação controlada principalmente por cisalhamento dúctil, com feldspatos rotacionados, forte estiramento dos anfibólios e do quartzo, paralelo ao sentido de transporte.

Verifica-se na maioria das unidades deste domínio (estereogramas de 1 a 8 - Anexo-3) dobras, provavelmente cilíndricas da foliação S_n , orientadas na direção NE-SW. Essas dobras, observadas a nível de afloramento, admitem uma clivagem plano axial e correspondem a principal fase de dobramento regional a afetar a foliação S_n .

Nos gnaisses bandados é um dobramento D_3 , enquanto nos granitóides da Suite Rio Piên é uma fase D_2 . Os estereogramas (anexo-3) indicam para os eixos construídos valores $N30-50^\circ E/5-30^\circ$ e $S50-70^\circ W/20-40^\circ$.

As estruturas lineares incluem lineações b, representadas pelos eixos das dobras tardias e intersecções de superfícies S_2/S_3 (gnaisse bandados) e S_1/S_2 (granitóides da Suite Rio Piên), bem como lineações minerais do tipo a, relacionadas ao eixo x do elipsóide de deformação. As lineações minerais referem-se principalmente a cristais de quartzo, feldspato, anfibólio, ou mesmo de agregados minerais, que se apresentam estirados nos planos da foliação S_n . Estas, distribuem-se preferencialmente no quadrante NE e mais raramente, SW e NW, apresentando mergulhos relativamente baixos (Anexo-3), sugerindo uma tectônica de cisalhamento com importante componente lateral. Os indicadores cinemáticos (relações S_e/S_c e feldspatos rotacionados) sugerem um transporte predominantemente de NE para SW.

As zonas de contato entre os granitóides da Suite Rio Piên e as rochas adjacentes (gnaisse granítico do setor setentrional e gnaisse granulítico do Domínio Luís Alves) são marcadas por faixas de protomilonitos a milonitos (Lineamentos: Mandirituba-Piraquara, a norte e Piên-Tijucas do Sul e Morretes-Cacatú, a sul). As rochas que ocorrem neste setor apresentam granulação fina, sendo a foliação milonítica marcada pela disposição paralela dos filossilicatos e o forte estiramento dos cristais de quartzo e feldspato, que se apresentam, na maioria das vezes, como porfiroclastos. As lineações minerais destas faixas miloníticas acopladas aos indicadores cinemáticos indicam um transporte de NE para SW, com importante vetor resultante dominantemente lateral, com sentido de movimento sinistral.

Acrescente-se que padrão estrutural bastante similar foi descrito por Fiori (1990) nos metassedimentos do Grupo Açungui, na região de Rio Branco do Sul (norte de Curitiba).

4.1.2 - Geocronologia

O estudo geocronológico de rochas pertencente ao Domínio Curitiba mostrou-se bastante complexo, uma vez que esses terrenos são constituídos por uma grande variedade de migmatitos. Os mesossomas incluem anfibólio gnaisse, biotita gnaisse, anfibólio biotita gnaisse, gnaisse-granulíticos, granito gnaisse, granitóides alcali-

cálcicos, anfíbolitos e xistos magnesianos. Os leucossomas presentes, em maior ou menor proporção, apresentam-se homogênea a heterogeneamente distribuídos e denotam muitas vezes, ao longo de um mesmo afloramento, composições distintas (graníticas, granodioríticas, tonalíticas, incluindo mobilizados róseos, onde predomina o K-feldspato).

As variáveis envolvidas no estudo geocronológico desses terrenos incluem aspectos relacionados a representatividade do sistema rocha total das amostras coletadas, o grau de homogeneização isotópica entre os constituintes, bem como a gênese complexa dos mesmos. Tais fatos fizeram com que fossem realizados, sempre que possível, estudos radiométricos envolvendo além do sistema rocha total, as diferentes fases minerais presentes.

São disponíveis para o Domínio Curitiba cerca de 160 determinações geocronológicas, através dos métodos K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd, em minerais e rocha total, além de U-Pb em zircões.

A aplicação da metodologia Rb-Sr (rocha total), em gnaisses granulíticos localizados a norte de Curitiba envolveu dezenas de amostras, coletadas em diferentes afloramentos, uma vez que as razões Rb/Sr mostravam-se constantemente baixas e relativamente próximas. Foram selecionadas para datação amostras de três corpos, que apresentaram distribuição das relações Rb^{87}/Sr^{86} entre 0,3 e 1,4. Os dados analíticos referentes as amostras do afloramento de número de campo MJ-25 mostraram certa dispersão em diagrama isocrônico, indicando idade de 1.826 ± 96 Ma, para uma relação inicial $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ de $0,71051 \pm 0,00383$ (Fig. 4.4). Os dados relativos aos corpos localizados a oeste, afloramentos de número de campo MM-87 e MM-89, apresentaram-se dispersos no diagrama isocrônico, denotando forte desequilíbrio isotópico do sistema Rb-Sr (Fig. 4.4). Um alinhamento paralelo foi tentativamente traçado, envolvendo três das amostras datadas, indicando mesma idade (~ 1830 Ma) e relação inicial inferior ($\sim 0,707$), de pouco ou nenhum significado geológico.

Numa tentativa de melhor definir a idade obtida, foram realizadas datações U-Pb, em três frações de zircão, da amostra de número de campo MJ-25.11, relativa aos gnaisses granulíticos acima analisados. Os pontos analíticos distribuíram-se próximos a curva concórdia, indicando idade de 2.095 ± 5 Ma. interpretada como relacionada à época de cristalização dos zircões (Fig. 4.5).

A ausência de biotita, aliada a presença de piroxênios e anfibólios, cuja separação é impraticável, restringiu a aplicação da metodologia K-Ar nesses gnaisses granulíticos. Uma única amostra (MM-89D), contendo quantidades significativas de

anfíbolos e baixa porcentagem em piroxênio, permitiu a obtenção de um concentrado com cerca de 85% de hornblenda, que indicou idade de $1.755 \pm 70\text{Ma}$ (Apêndice-1). O elevado erro obtido para a idade deve refletir a presença de impurezas no material analisado.

Adicionalmente, realizou-se uma análise Sm-Nd (T_{DM}), da amostra de número de campo MJ-25.3, que acusou idade modelo de 2.822Ma , interpretada como relativa a época em que os precursores crustais dessas rochas derivaram-se do manto (Apêndice-1).

Pelo exposto, os dados obtidos caracterizam a formação dessas rochas no Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico), indicando adicionalmente que as mesmas, encontravam-se relativamente frias (isotermas inferiores à 500°C) no Neoproterozóico (Ciclo Brasileiro). Este padrão geocronológico é bastante similar ao observado para os gnaisses-granulíticos do Domínio Luís Alves, discutido em capítulo anterior.

Ainda nesta porção norte do Domínio Curitiba, ocorrem rochas gnáissicas de composições enderbíticas a charnoenderbíticas, distribuídas em três pequenos afloramentos, localizados a oeste do Maciço Granítico da Graciosa (MJ-292C), bem como no interior do mesmo (MJ-294.1 e 296). As inúmeras análises semi-quantitativas de Rb e Sr realizadas em amostras pertencentes a esses afloramentos restringiram a utilização da sistemática isocrônica, uma vez que as relações Rb/Sr bastante similares, não permitiram a distribuição adequada dos pontos analíticos em diagrama. Mesmo assim, com o intuito de se verificar a possibilidade dessas rochas representarem porções antigas, pré-brasileiras, foram realizadas três análises, representativas dos afloramentos mencionados. A idade obtida, de $2.116 \pm 95\text{Ma}$, para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ próxima de 0,702 (Fig. 4.6), sugere, de modo precário, tratar-se de rochas formadas no Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico), embora sejam necessárias análises adicionais, visto que tal alinhamento, envolvendo praticamente dois pontos, pode ser fortuito e sem significado geológico.

No âmbito dos gnaisses bandados, envolvidos em maior ou menor grau pela migmatização, foram selecionados para estudos geocronológicos, afloramentos localizados nas proximidades de Curitiba, Mandirituba e Quitandinha.

Ao longo da BR-116, a NE de Curitiba, foram analisadas através do método Rb-Sr em rocha total, cinco amostras, pertencentes a três afloramentos (MJ-550, 633.A

e 638.A, B, C) de biotita anfibólio gnaisses bandados de composição tonalítica. Tais amostras, apresentaram relações $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ relativamente baixas e próximas entre si, denotando em diagrama isocrônico uma forte dispersão dos pontos analíticos, refletido no elevado valor do MSWD. A idade obtida, de $2.220 \pm 26 \text{ Ma}$ para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de 0.70660 ± 0.00009 , sugere, como no caso anterior, a formação dessas rochas no Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico, Fig. 4.7).

Análises K-Ar realizadas em biotitas e anfibólios de alguns desses afloramentos (MJ-550, 638.A, 636.A e 639.1) distribuíram-se no intervalo 650-600Ma, indicando que

Análises K-Ar realizadas em biotitas e anfibólios de alguns desses afloramentos (MJ-550, 638.A, 636.A e 639.1) distribuíram-se no intervalo 650-600Ma, indicando que essas rochas atingiram isothermas superiores a 450-500°C durante o Neoproterozóico (Apêndice-1).

Ainda nas proximidades de Curitiba (Pedreira Atuba), ocorrem rochas gnáissico-migmatíticas, cujos mesossomas são predominantemente biotita anfibólio gnaisses, e os leucossomas apresentam composições tonalito-granodioríticas. Uma segunda fase de migmatização inclui bandas róseas, ricas em K-feldspato. O estudo geocronológico realizado através do método Rb-Sr envolveu principalmente as porções mesossomáticas, sendo efetuado tanto a nível de rocha total como de minerais. Os dados analíticos relativos ao sistema rocha total, mostraram-se bastante dispersos em diagrama isocrônico Rb-Sr, denotando forte disequilíbrio isotópico desses elementos. A reta que melhor se ajusta a esses pontos (inclui somente cinco amostras: MJ-96.1, 96.3, 96.4, 96.6 e 96.8), apresentou idade de $598 \pm 48\text{Ma}$, para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de $0,71650 \pm 0,00220$ (Fig. 4.8). Duas análises realizadas em bandas leucossomáticas, róseas, não se encontram representadas nesse diagrama por apresentarem relações $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mais elevadas, posicionando-se acima da reta mencionada.

As análises Rb-Sr em minerais (biotita e anfibólio) relativas a amostra de número de campo MJ-96.3, alinharam-se em diagrama isocrônico indicando idade de

$617 \pm 14\text{Ma}$ para uma relação inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ próxima de 0,716 (Fig. 4.9). Valor relativamente próximo ($588 \pm 27\text{Ma}$), foi obtido em biotita, concentrada da amostra de número de campo MJ-96.9, utilizando-se do método K-Ar (Apêndice-1).

Tais dados caracterizam a grande expressão da tectônica Neoproterozóica neste domínio, responsável pela migmatização e consequente abertura dos sistema rocha total e mineral.

A sul de Curitiba, arredores de Mandirituba, foram realizados estudos geocronológicos envolvendo os métodos U-Pb, Rb-Sr, K-Ar e Sm-Nd em minerais e rocha total, em dois afloramentos (MJ-137 e 138) de anfibólio-gnaisses, relativamente preservados da migmatização, sendo o primeiro deles granatífero. As análises U-Pb referem-se a quatro frações de zircões, concentradas da amostra de número de campo MJ-138 que, em diagrama apresentaram -se alinhadas e posicionadas próximo a curva concórdia, indicando idade de $2.138 \pm 6\text{Ma}$ (Fig. 4.10). Tal valor, relativo ao Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico) é aqui interpretado como relacionado a época de cristalização dos zircões.

Em função da similaridade observada nas relações Rb-Sr desses gnaisses, apenas três determinações foram realizadas por esse método em rocha total, duas das quais relativas ao afloramento de número de campo MJ-137, cujos pontos analíticos se mostraram bastante próximos, constituindo praticamente um único ponto no diagrama

isocrônico. A idade obtida de $2.010 \pm 60\text{Ma}$, para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de $0,70327 \pm 0,00004$, apesar de relativamente concordante com o valor dos zircões (Fig. 4.11), deve ser encarada com ressalvas, necessitando de análises adicionais para que tenha significado geológico.

Tentativamente, com o intuito de se determinar a época de formação da paragênese mineral desses gnaisses, foram concentrados minerais (plagioclásio, anfibólio e granada) da amostra de número de campo MJ-137 que, juntamente com o sistema rocha total foram analisados através do método Sm-Nd. É importante salientar

que o estudo petrográfico acusou a presença de restos de piroxênio (diopsídio e hiperstênio) parcial ou totalmente envolvidos por cristais de hornblenda, bem como de plagioclásios parcialmente recristalizados. Portanto, os pontos analíticos relativos ao anfibólio e ao plagioclásio podem, em realidade, conter heranças isotópicas pretéritas. No cálculo da idade foi atribuído peso menor a esses minerais, resultando na idade de $585 \pm 30\text{Ma}$ (Fig. 4.12), indicativa de uma rehomogeneização isotópica a nível mineral, durante o ciclo brasileiro (Neoproterozóico).

Os dados K-Ar, em biotitas, acusaram idade de $602 \pm 76\text{Ma}$ e $611 \pm 19\text{Ma}$, respectivamente para as amostras de número de campo MJ-137 e 138. O valor obtido para o anfibólio da amostra MJ-138 de 751 ± 24 deve ser encarado com ressalvas, devido a presença de piroxênios no sistema (Apêndice-1).

A idade Sm-Nd (T_{DM}), indicou para a amostra de número de campo MJ-138, valor de 2.426Ma , preliminarmente interpretada como relativa a época de diferenciação do manto dos precursores crustais dessas rochas (Apêndice-1). Valores dessa ordem não foram encontrados para os demais litotipos desse domínio. Dados Sm-Nd modelo adicionais são necessários para especular a presença de misturas ou mesmo contaminação durante ou posterior a geração desses materiais.

Ainda, no contexto das rochas gnáissico-migmatíticas, dois afloramentos (MJ-315 e 316), localizados nos arredores de Quitandinha foram estudados geocronologicamente através dos métodos Rb-Sr (rocha total e mineral) e K-Ar

afloramentos, porções mais representativas dos mesossomas, de composição tonalítico-granodiorítica e dos leucossomas, de composição granítica. Os pontos analíticos apresentaram forte dispersão em diagrama isocrônico, indicando para grande parte das amostras representativas dos leucossomas, idade de $595 \pm 41\text{Ma}$ e relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ relativamente elevada, da ordem de 0,713 (Fig. 4.13A). Parte das amostras representativas dos mesossomas sugere, ainda que precariamente, idade mais antiga, próxima de 1.870Ma, para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ da ordem de 0,706 (Fig. 4.13B). Tal padrão, indica um forte desequilíbrio isotópico, possivelmente reflexo da tectogênese Neoproterozóica, responsável pela migmatização de rochas formadas em épocas anteriores, relacionadas ao Paleoproterozóico.

Análises Rb-Sr realizada em minerais (feldspato, biotita e anfibólios) da porção leucossomática, indicou em diagrama isocrônico idade de $577 \pm 17\text{Ma}$ (Fig. 4.14). Valores similares, de $566 \pm 15\text{Ma}$, $568 \pm 33\text{Ma}$ e $593 \pm 16\text{Ma}$, foram obtidos através do método K-Ar em anfibólios desses afloramentos e de outro relativamente próximo (MJ-310).

O padrão geocronológico observado para as rochas gnáissico-migmatíticas do Domínio Curitiba, permite reconhecer porções formados no Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico), com idades Rb-Sr distribuídas no intervalo 2200-1800Ma, e U-Pb (zircões) próximas de 2.100Ma. No Neoproterozóico (ciclo brasileiro) essas seqüências foram intensamente migmatizadas, causando a abertura dos sistemas minerais, mas preservando, em mesossomas, heranças isotópicas, notadamente em zircões.

Considerando-se o forte desequilíbrio isotópico do sistema Rb-Sr em rocha total, os valores obtidos (ao redor de 600Ma) tornam-se bastante imprecisos, dificultando a caracterização de idades relativas a formação dessas rochas em condições metamórficas do fácies anfibolito. Acrescente-se, que as idades isocrônicas de minerais, distribuíram-se entre aproximadamente 620 e 580Ma, e os dados K-Ar (anfíblio, biotita, plagioclásio e rocha total) entre 640 e 560Ma (com maior

concentração entre 620 e 600Ma - Apêndice-1), caracterizando épocas relacionadas ao resfriamento desses terrenos.

Os dados Sm-Nd indicam, a exceção do mobilizado granítico coletado no afloramento de número de campo MJ-123 (que apresentou idade modelo de 2.275Ma) e do anfibólio gnaiss de número de campo MJ-138 (2.426Ma) valores do intervalo 2.800-2.700Ma, relacionados a diferenciação do manto dos precursores crustais dessas rochas.

Finalmente, foram analisados, sob o ponto de vista geocronológico, os granitóides deformados de composição predominantemente monzogranítica a quartzo monzodiorítica, que balizam toda porção sul do Domínio Curitiba. Essas rochas foram diferenciadas por Machiavelli (1991) e Machiavelli *et al.* (1993), em granitos noroeste e granitos sudeste, com base principalmente em dados geoquímicos. Esses autores, obtiveram para os granitos sudeste, idade U-Pb de 715 ± 30 Ma, admitindo tratar-se de dados preliminares, uma vez que as duas frações de zircões datadas, praticamente se sobrepunham no diagrama, constituindo um só ponto, que forçado para o zero intercepta a curva concórdia na época assinalada (amostra PP-10 = MJ.321 - Fig. 4.15). Os demais dados (amostra de número de campo AM-93) mostraram-se dispersos no diagrama U-Pb, denotando forte desequilíbrio isotópico desse sistema.

Os novos dados U-Pb obtidos (amostra de número de campo MJ-649) se referem a quatro frações de zircões, que posicionaram-se (após processo de abrasão) próximas a curva Concórdia, indicando idade de $615 \pm 29\text{Ma}$ (Fig. 4.16).

Embora tal valor seja analiticamente mais preciso que o obtido por Machiavelli (1991), não podemos descartar a possibilidade de tratarem-se de granitóides distintos, gerados em diferentes épocas. Os dados analíticos Rb-Sr, em rocha total, denotam padrão interessante em diagrama isocrônico, quando considerados conjuntamente os granitos noroeste e sudeste. Embora ocorra grande dispersão dos pontos analíticos, indicativo de disequilíbrio isotópico do sistema Rb-Sr, dois "trends" paralelos podem ser traçados, agrupando conjuntos pertencentes aos granitos noroeste (alinhamento superior) e granitos sudeste (alinhamento inferior). Constituem retas com idades de aproximadamente $600 \pm 30\text{Ma}$ e relações iniciais $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ diferentes, em torno de 0,706 e 0,704 (Fig. 4.17). Origem a partir de fontes distintas, ou mesmo processos de contaminação podem ser responsáveis pelo padrão isotópico Rb-Sr observado.

O método Sm-Nd (T_{DM}) foi aplicado em três amostras de diferentes afloramentos desses granitóides, abrangendo tanto os denominados de noroeste como de sudeste. As idades modelo obtidas, de 1.992Ma, 2.057Ma e 2.104Ma, diferem das observadas para os gnaisses granulíticos e gnaisses bandados que mostraram-se mais antigas, aproximando-se do valor observado para os mobilizados graníticos do

afloramento de número de campo MJ-123.A (2.275Ma). Tais valores indicam o Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico) como o principal período de diferenciação do manto dos precursores crustais dessas rochas graníticas.

As análises K-Ar, realizadas em biotitas e anfibólios distribuíram-se predominantemente no intervalo 620-560Ma, representando o principal período de resfriamento dessas rochas graníticas. Valores superiores, de 644 ± 20 e 679 ± 13 ,

referem-se a análises de anfibólio e biotita impuras, devendo ser encaradas com ressalvas.

Os dados K-Ar desses granitóides mostram-se bastante similares aos observados para as demais litologias pertencentes ao Domínio Curitiba, conforme ilustrado no histograma (Fig. 4.18), caracterizando como principal período de resfriamento o intervalo 640-560Ma. Tal padrão, indica que esses terrenos encontravam-se a isothermas superiores a 450-500°C no Neoproterozóico (temperatura abaixo da qual os anfibólios retem o argônio), e que neste mesmo período atingiram temperaturas inferiores a 300°-250°C (retenção de argônio pelas biotitas).

DOMÍNIO CURITIBA

PRANCHA FOTOGRÁFICA 3

- Foto 3a - Aspecto geral, caracterizando injeções de granitóides leucocráticos em migmatitos da porção setentrional do Domínio Curitiba. Nestes predominam quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e hornblenda (MJ-96 - Pedreira Atuba).
- Foto 3b - Detalhe do afloramento anterior, mostrando migmatitos a mesossoma de biotita anfibólio gnaisses e leucossoma predominantemente trondjemítico, intensamente transpostos (MJ-96).
- Foto 3c - Mesmo afloramento visto na foto 3a, onde se observa porções preservadas de transposição denotando grande complexidade de dobramentos, envolvendo material de alta plasticidade (MJ-96).
- Foto 3d - Detalhe de migmatitos da Pedreira Rio Vermelho. Rochas com bandas milimétricas a centimétricas, compostas por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, biotita e anfibólio, mostrando intensa transposição.
- Foto 3e - Fotomicrografia de gnaisses granulíticos do afloramento MJ-25, localizado a norte de Curitiba. Textura granoblástica a granonematoblástica envolvendo granada e ortopiroxênio, tendo hornblenda como provável produto de transformação (Pol. descruzados - 100X).
- Foto 3f - Fotomicrografia de gnaisses do afloramento MJ-137, localizado a sul de Curitiba (BR-116). Textura granoblástica a granonematoblástica envolvendo granada, clinopiroxênio, hornblenda e plagioclásio (Pol. descruzados - 100X)

A

B

C

D

E

F

GRANITÓIDES DA SUÍTE RIO PIÊN

PRANCHA FOTOGRÁFICA 4

- Foto 4a - Granitóide leucocrático, rosado, de granulação média, equi a inequigranular, foliado, de composição monzogranítica. Ao microscópio predominam plagioclásio, k-feldspato (intensamente saussuritizados e sericitizados), quartzo (com extinção ondulante), biotita, além de clorita e epidoto.

- Foto 4b - Granitóide leucocrático de composição quartzo-monzonítica, cinza rosado, de granulação média, inequigranular, foliado, composto por plagioclásio, k-feldspato, quartzo, biotita e clorita.

- Foto 4c - Granitóide leucocrático de composição monzogranítica, cinza, de granulação média, porfirítico, foliado, com quartzo, plagioclásio, k-feldspato, biotita e anfibólio.

- Foto 4d - Fotomicrografia - Detalhe mostrando a forte extinção ondulante e "moagem de borda" em grãos de quartzo (Pol. cruzados - 25X).

- Foto 4e - Fotomicrografia - Detalhe caracterizando a "moagem de borda" em grãos de quartzo e feldspato (Pol. cruzados - 25X).

CAPÍTULO 5

DOMÍNIO PARANAGUÁ

O Domínio Paranaguá ocupa a porção oriental estudada, sendo limitado a leste pela linha de costa e a oeste pelas rochas gnáissico-granulíticas do Domínio Luís Alves. O contato ocidental é tectônico, representado em sua porção sul-sudoeste pelo Lineamento do Rio Palmital, e no setor oeste-noroeste pelos Lineamentos Alexandra e Serra Negra (anexo-1).

Sob o ponto de vista geotectônico, esses terrenos foram, em trabalhos anteriores, incluídos (parcial ou totalmente) em diversos compartimentos, tais como: Cráton de Luís Alves (Kaul 1979, 1980 e 1985), Complexo Paraíba do Sul (Kaul et al. 1984), Protocráton de São Francisco do Sul (Silva 1987), Bloco Costeiro (Biondi et al. 1989), Batolito Paranaguá (Basei et al. 1990a) e Cinturão Granitóide Costeiro (Basei et al. 1992).

Os mapas decorrentes do programa de levantamento geológico efetuado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, na década de 60, que abrangem o Domínio Paranaguá, referem-se às folhas Antonina, Guaraqueçaba, Barra do Ararapira, Serra da Igreja, Paranaguá, Ilha do Mel, Pedra Branca de Araraquara e Guaratuba, todas produzidas na escala 1:70.000. Na uniformização adotada para a legenda desses mapas foi utilizada a denominação de migmatitos proposta por Jung & Roques (1952), destacando-se neste domínio a presença dos tipos embrechito e epibolito.

No Projeto Leste do Paraná, executado pela CPRM, a folha de Guaraqueçaba, na escala 1:100.000 (Paiva et al. 1977) engloba parte da região estudada, sendo adotada nas descrições das unidades geológicas, similarmente aos trabalhos da Comissão da Carta, a nomenclatura dos migmatitos.

O Domínio Paranaguá é representado em sua quase totalidade, por um complexo ígneo, que inclui uma grande variedade de rochas graníticas, distribuídas ao longo de uma faixa oriental, com mais de 100km de extensão (da Ilha de São Francisco, SC, ao sul de Itatins, SP), tendo em média cerca de 30km de largura. Como encaixantes desses granitóides ocorrem gnaisses, por vezes granatíferos, mica-xistos, quartzitos e anfibolitos, que podem se apresentar migmatizados em diferentes graus.

Os granitóides pertencentes ao Domínio Paranaguá , que ocorrem a sudoeste da cidade homônima, na Serra da Prata, foram diferenciados por Lopes (1987a). Este autor, identificou, nessa região, cinco variedades graníticas denominadas de Morro Inglês, Rio Canavieiras, Cubatãozinho, Rio do Poço e Estrela. Os metassedimentos que ocorrem na Serra da Prata, foram por Lopes (1987a) incluídos na Formação Rio das Cobras, a qual atribuiu, juntamente com os granitóides, idade arqueana.

Neste trabalho, foram mantidas as denominações propostas por Lopes (1987a), com modificações, sendo a área de ocorrência dessas rochas estendida para os setores a norte e a sul da Serra da Prata.

5.1 - ROCHAS GRANÍTICAS REGIONAIS

5.1.1 - Síntese Geológica

Os trabalhos de campo realizados nesses terrenos, envolveram principalmente perfis geológicos contínuos, que abrangeram a porção sul do Domínio Paranaguá, em Santa Catarina (Guaramirim-Araquari-São Francisco do Sul, Garuva-Itapoá), o setor norte, no Paraná (Antonina-Cacatú-Cachoeira de Cima, Serra Negra-Guaraqueçaba) e a parte central, ainda no Paraná (Paranaguá-Morretes, Paranaguá-Matinhos-Guaratuba e ao longo dos Rios Sambaqui, Cubatãozinho e São João).

A característica litológica marcante desse domínio é a presença, ao longo de toda sua porção centro-oriental, de rochas graníticas, incipiente a intensamente foliadas, contendo megacristais de feldspato potássico brancos, com formas tabulares e, mais raramente ocelares. Esses granitóides, denominados de Morro Inglês, na região da Serra da Prata, por Lopes (1987a) se estendem desde a Ilha de São Francisco do Sul, em Santa Catarina, até a borda meridional do Maciço de Itatins, em São Paulo. Predominam granitóides leucocráticos, cinza claros, foliados, de granulação média a grossa, a megacristais de feldspato potássico, (2 a 5cm), que se apresentam normalmente zonados. Muitas vezes ocorrem enclaves de composição diorítica a quartzo-diorítica, de granulação fina, com formas angulares a esféricas e tamanhos que geralmente não excedem 50cm.

Feições migmatíticas são comuns, principalmente na porção sul deste domínio, Ilha de São Francisco, ocorrendo ainda variedades de granulação grossa, a muito

grossa, onde os megacristais atingem dimensões da ordem de 10cm, observadas no setor norte, arredores de Guaraqueçaba.

Petrograficamente, esses granitóides são compostos por feldspato potássico, que ocorre principalmente sob a forma de megacristais, exibindo geminação em grade (microclínio) ou não, quando então mostram-se turvos, superficialmente alterados para minerais de argila. O plagioclásio (oligoclásio-andesina) ocorre tanto na matriz, como envolvido pelos megacristais de feldspato potássico. Os cristais de quartzo são normalmente anédricos, fraturados e com forte extinção ondulante. A biotita apresenta-se orientada, com pleocroísmo de castanho a verde claro, mostrando-se as vezes cloritizada e a hornblenda, quando presente, denota pleocroísmo de verde escuro a verde claro. Os principais minerais acessórios são apatita, zircão, opacos e titanita, este último presente na maioria das vezes em quantidades significativas.

Em alguns afloramentos, principalmente quando a matriz apresenta granulação grossa, esses granitóides mostram-se praticamente isótipos, com orientação somente a nível de biotita e tendência de alinhamento dos eixos maiores dos megacristais, feições estas que podem estar associadas a processos decorrentes de fluxo magmático. Outras vezes, notadamente na porção ocidental, esses granitóides apresentam-se bastante deformados, adquirindo aspecto bandado ou mesmo migmatítico. Essa foliação, uma superfície S_1 , apresenta orientação principal nordeste, com mergulhos voltados para E-SE/W-NW.

Nas proximidades de Matinhos (afloramento de número de campo: MJ-301), o tratamento dos dados estruturais caracterizou para essa superfície S_1 , uma orientação preferencial $N45^\circ E/30^\circ SE$ e para as lineações de estiramento mineral, mergulhos de 5° a 30° para SE (Anexo 3 - Nº 29). Adicionalmente, os megacristais de feldspato potássico apresentam-se rotacionados e recristalizados adquirindo formas sigmoidais, indicando processos de cisalhamento, com importante componente de transporte para NW.

Na porção ocidental do Domínio Paranaguá, predominam rochas graníticas distintas dos litotipos porfíricos, tipo Morro Inglês ora descritos. Tratam-se de granitóides leucocráticos, de cor cinza claro a cinza rosado, equi a inequigranulares, de granulação fina a média e que exibem normalmente uma marcante foliação cataclástica.

Variações composicionais são frequentes, destacando-se como tipo mais comum granitóides a quartzo (intersticial, apresentando-se em pequenos grãos de contornos irregulares e difusos, com forte extinção ondulante), feldspato potássico (exibindo geminação em grade ou não, quando mostra-se saussuritizado, sericitizado, por vezes exibindo textura granofírica) e plagioclásio (lamelas curvas, quebradas). Anfibólios e/ou biotitas apresentam-se intersticiais, transformados parcial ou totalmente em tremolita-actinolita, clorita e epidoto. Entre os minerais acessórios destacam-se apatita, titanita, zircão e opacos.

Esses granitóides distribuem-se na porção ocidental da Serra da Prata, onde foram denominadas de Rio Canavieiras (Lopes 1987a), sendo neste trabalho, reconhecidos ao longo de grande parte do segmento setentrional. Constituem corpos alongados que balizam o contato oeste do Domínio Paranaguá com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves. Esse contato é marcado por importantes zonas de cisalhamento, onde esses granitóides apresentam-se intensamente cataclasados e milonitizados. A foliação milonítica apresenta orientação N-NW, com mergulhos para E-NE/W-SW, nas proximidades do Lineamento Palmital, infletindo para N-NE, com mergulhos para E-SE/W-NW ao longo do Lineamento Alexandra. O padrão N-NE predomina na porção setentrional desse domínio, próximo ao Lineamento Serra Negra, com mergulhos voltados para W-NW/E-SE (Anexo 3, estereogramas: 27 a 32).

Não foram observadas relações de contato entre esses granitóides (tipo Rio Canavieiras) e os porfíricos (tipo Morro Inglês), sendo caracterizado entre os mesmos, notadamente na Serra da Prata e a W-NW de Guaraqueçaba, uma faixa cataclástica com aproximadamente 2Km de largura, orientada segundo direções N10E a N30E, com mergulhos variáveis de 40° a 60° para SE. Lopes (1987b) define no interior dessa faixa, na Serra da Prata, o granito cataclástico porfiróide Cubatãozinho, limitando-o a leste pela Zona Cataclástica do Ribeirão Chato e a oeste pela Zona Cataclástica de Morro Alto. Adicionalmente, ocorrem no interior desta faixa, gnaisses, xistos, quartzitos, anfibolitos, além de veios pegmatóides, afetados em maior ou menor intensidade pela tectônica de cisalhamento.

As exposições, pouco expressivas, normalmente métricas a decamétricas de rochas gnáissicas (biotita-gnaisses, gnaisses granatíferos, anfibólio-gnaisses), bem como de xistos (biotita-xistos, muscovita-xistos, xistos granatíferos), quartzitos e anfibolitos, migmatizados em diferentes graus, foram reconhecidas ao longo de todo

Domínio Paranaguá. Representam, muito provavelmente, restos de encaixantes preservadas em meio a este imenso complexo ígneo, estando em grande parte cartografadas nas folhas da Comissão da Carta Geológica do Paraná.

No Domínio Paranaguá ocorre, adicionalmente, importante atividade plutônica de características tardi a pós tectônica, representada por maciços graníticos, isótipos, de dimensões e composições variadas, em grande parte ainda não cartografados. Tratam-se de corpos graníticos de pequena expressão, intrusivos nos granitóides foliados regionais (Morro Inglês e Canavieiras). Foram reconhecidos, principalmente, nos arredores e a sul de Garuva (SC) e a nordeste de Guaraqueçaba. São normalmente leucocráticos, de cor cinza-claro, equi a inequigranulares, isótipos, alguns deles a duas micas.

Dentre esses corpos destaca-se o que ocorre a leste do rio Cubatãozinho (SW de Paranaguá), denominado Rio do Poço, Lopes (1987a). Neste, predominam rochas leucocráticas, de cor cinza claro, de granulação média, equigranulares, foliadas somente próximo as bordas. São constituídas por feldspato potássico (normalmente, microclínio pertítico), plagioclásio (albita-oligoclásio), quartzo e biotita. Corpos graníticos similares foram identificados nos arredores e a nordeste de Antonina.

Na confluência dos rios Canavieiras e Cubatãozinho, Lopes (1987a) delimita outro pequeno corpo granítico isótipo, denominado Estrela. A nosso ver, entretanto, tal corpo tem grande expressão na porção centro-oriental do Domínio Paranaguá, constituindo um maciço granítico de dimensões batolíticas, que se estende por cerca de 30km, desde as proximidades de Garuva (a sul) até o rio Canavieiras (a norte). Em perfil realizado ao longo dos rios São João, Cubatão e Canavieiras, observam-se frequentes variações texturais e composicionais, sendo mais expressivos os litotipos leucocráticos, de cor cinza-claro a cinza-rosado, granulação média, equi a inequigranulares, raramente porfiríticos. Petrograficamente predominam nessas rochas o feldspato potássico (geminação em grade ou não), plagioclásio (oligoclásio-andesina, por vezes pertíticos), quartzo, biotita (pleocroísmo de verde a castanho) e hornblenda (verde). Os minerais acessórios comuns são zircão, titanita, apatita, fluorita e opacos.

Sob o ponto de vista geoquímico, cinco amostras foram analisadas nos Laboratórios da Geosol para elementos maiores, traços e terras raras (apêndice-2), quatro delas representativas dos granitóides tipo Morro Inglês (MJ-206.2, 208.A, 287 e

301.E) e apenas uma do granitóide tipo Rio do Poço (MJ-209). Em diagrama R1 x R2 (De La Roche *et al* 1980) os dados analíticos relativos aos granitóides tipo Morro Inglês apresentaram afinidades com as séries cálcio-alcálica, com maior tendência a cálcio-alcálica de alto K (Fig.5.1A). Distribuem-se grosseiramente, neste diagrama, no campo dos granitóides sin-colisionais (Batchelor & Bowden, 1985). O único ponto relativo ao granitóide tipo Rio do Poço mostra, neste diagrama, maior tendência alcalina, posicionando-se no campo dos granitóides tardi a pós-orogênicos. Utilizando-se do diagrama Rb x Y + Nb (Pearce *et al.* 1984, Fig.5.1B), observa-se uma distribuição dos dados tanto no campo dos granitóides de arco-vulcânico (VAG), como no campo dos granitóides intraplaca (WPG). Os índices de Shand (1951) denotam características metaluminosas a peraluminosas para os granitóides tipo Morro Inglês e peraluminosa para a única amostra analisada do granitóide tipo Rio do Poço (MJ-209).

No diagrama de multielementos (Pearce et al. 1984, Fig. 5.2), verifica-se tanto para as amostras dos granitóides tipo Morro Inglês, como para a do granitóide Rio do Poço, um padrão geral de fracionamento relativamente suave, com enriquecimento de todos os elementos (50 vezes o condrito). Apresentam anomalias negativas em Ba, Nb e Zr, sendo a primeira, mais pronunciada na amostra representativa do granitóide tipo Rio do Poço. Este padrão indica similaridades com os granitóides intraplacas (WPG) discutidos em Pearce et al. (1984). Algumas diferenças se referem ao maior empobrecimento em Y e Yb, apresentados pelos granitóides tipo Morro Inglês e Rio do Poço, não caracterizando um padrão horizontalizado do Zr ao Yb. Segundo esses autores podem representar granitóides intrusivos em crosta continental fortemente atenuada.

Finalmente, sob o ponto de vista estrutural, observa-se tanto para os granitóides tipo Morro Inglês como Canavieiras (Anexo-3 - estereogramas 27, 28, 30 e 32), uma dispersão dos pólos relacionados a foliação S_n , com caimentos ora para E (NE-SE) ora para W(NW-SW), sugerindo um dobramento aberto desta superfície. O contato ocidental deste domínio é representado no setor sul-sudoeste pelo Lineamento do Rio Palmital e no setor oeste noroeste pelos Lineamentos Alexandra e Serra Negra. Nestas porções predominam rochas miloníticas, cujas lineações minerais, observadas em poucos afloramentos, sugerem uma tectônica de cisalhamento com importante componente lateral. Os indicadores cinemáticos presentes, notadamente nas

proximidades do Lineamento do Rio Palmital, denotam para este setor sentido de movimento sinistral.

Fig. 5.2 - Diagrama de Multielementos - Granitóides tipo Morro Inglês e Rio do Poço (norm. Pearce *et al.* 1984)

5.1.2. - Geocronologia

As determinações radiométricas realizadas em rochas graníticas pertencentes ao Domínio Paranaguá, envolveram os métodos Rb-Sr em rocha total, K-Ar em biotitas, U-Pb em zircões, Sm-Nd em rocha total (T_{DM}), além de análises isotópicas de Pb (Pb^{208}/Pb^{204}), (Pb^{207}/Pb^{204}) e (Pb^{206}/Pb^{204}). Tal estudo, aplicando metodologias de distintos valores interpretativos, teve por objetivo caracterizar, não só a época de formação dessas rochas e de seus protólitos crustais, mas também os possíveis reservatórios que contribuíram para a formação de crosta continental.

Parte dos resultados aqui discutidos foram publicados em Basei *et al.* (1990a) e Siga Jr. *et al.* (1994a). Algumas diferenças relacionadas às idades apresentadas neste trabalho se devem às novas determinações realizadas, bem como as repetições analíticas de amostras consideradas críticas.

O estudo geocronológico Rb-Sr, em rocha total, envolveu a análise de 17 amostras, coletadas em quatro afloramentos de anfibólio-biotita-granitóides porfíricos, tipo Morro Inglês (apêndice 1). Dois desses afloramentos (MJ-206 e 207) localizam-se nos arredores de Paranaguá, o terceiro (MJ-301) refere-se a pedreira próxima de Matinhos, e o último (MJ-287) situa-se pouco mais ao sul, nas imediações de Guaratuba.

Os dados analíticos Rb-Sr relativos aos granitóides localizados nas proximidades de Paranaguá, apresentaram-se relativamente concentrados quando tratados em diagrama isocrônico (relações Rb^{87}/Sr^{86} entre 0,90 e 1,45), indicando idade de 537 ± 35 Ma, para uma relação inicial $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ de $0,70820 \pm 0,00323$ (Fig. 5.3). A dispersão desfavorável dos pontos no eixo das abcissas torna impreciso tanto o valor da idade como o da razão inicial.

As amostras coletadas na pedreira de Matinhos (MJ-301), apresentaram melhor distribuição dos dados analíticos em diagrama isocrônico (Rb^{87}/Sr^{86} entre 1,25 e 2,30), sendo a idade obtida de 589 ± 28 Ma, para uma relação inicial $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ de $0,70757 \pm 0,00070$ (Fig. 5.4). Padrão isocrônico Rb-Sr similar foi observado para os granitóides porfíricos das proximidades de Guaratuba, que acusou idade de 562 ± 33 Ma, para uma relação inicial $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ de $0,70816 \pm 0,00069$ (Fig. 5.5).

Os pontos analíticos, relativos a esses afloramentos quando tratados conjuntamente em diagrama isocrônico, apresentaram-se relativamente bem alinhados e distribuídos, definindo uma idade de 574 ± 14 Ma, para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de 0.70785 ± 0.00026 (Fig. 5.6). Tal idade, em função da distribuição e alinhamento desses pontos, nos parece mais significativa, sendo interpretada como relativa ao fechamento do sistema isotópico Rb-Sr. O valor obtido para a relação inicial não é conclusivo no tocante a origem desse material, sendo relativamente alto para representar derivação mantélica e não o suficientemente alto para assegurar derivação crustal.

Valor isocrônico de referência pouco mais antigo de $621 \pm 13\text{Ma}$, para uma relação inicial de 0,7101 foi apresentado para rochas granitóides indiferenciadas localizadas entre Guaraqueçaba e Ilha de São Francisco por Teixeira (1982).

O estudo U-Pb desses granitóides tipo Morro Inglês, envolveu a análise de 5 frações de zircões da rocha de número de campo MJ-206.2, coletada em afloramento próximo a Paranaguá (analisada também através do método Rb-Sr). Três das frações apresentaram-se bem alinhadas em diagrama $Pb^{206}/U^{235} \times Pb^{207}/U^{235}$, posicionando-se relativamente próximas ao intercepto superior da curva Concórdia. A idade obtida, de $614 \pm 9\text{Ma}$ indica a época de cristalização dos zircões destes granitóides (Fig. 5.7.A). Tal valor, mostra-se pouco superior a idade isocrônica ($574 \pm 14\text{Ma}$), sugerindo que o fechamento do sistema Rb-Sr deu-se tardiamente à cristalização dos zircões. Duas das frações analisadas posicionaram-se no diagrama Concórdia a direita do alinhamento de 614Ma, indicando a presença de zircões com memória isotópica pretérita (Fig. 5.7.B). Utilizando-se o modelo de perda episódica de Pb (que teria ocorrido a 614Ma) verifica-se que tais heranças isotópicas poderiam representar zircões formados no Paleoproterozóico.

O estudo isotópico desses granitóides porfíricos abrangeu, adicionalmente, análises de Pb em feldspatos potássicos das amostras MJ-301.H (pedreira em Matinhos), MJ-206.5 (Paranaguá) e MJ-287.B (Guaratuba). As relações Pb^{206}/Pb^{204} , Pb^{207}/Pb^{204} e Pb^{208}/Pb^{204} permitem diferenciar ambientes geológicos formadores de rocha, uma vez que tais reservatórios apresentam composições isotópicas distintas. Os valores de Pb foram plotados na figura 5.8, onde estão individualizadas curvas de evolução desses isótopos para o manto, crosta inferior, crosta superior e de ambiente orogênico, segundo modelo da Plumbotectônica (Zartman & Doe 1981). Os dados analíticos $Pb^{207}/Pb^{204} \times Pb^{206}/Pb^{204}$ (Fig. 5.8A) posicionaram-se no diagrama próximo

(MJ-205.5) e pouco acima (MJ-301.H e 287.B) das respectivas curvas de evolução relativas a crosta inferior e manto, indicando contribuição de pelo menos um desses reservatórios, mas não diferenciando entre os mesmos. Tal diferenciação pode ser observada no diagrama $Pb^{208}/Pb^{204} \times Pb^{206}/Pb^{204}$ (Fig. 5.8B), onde os pontos analíticos posicionaram-se logo abaixo da curva de evolução para os materiais da crosta inferior, caracterizando uma significativa participação desse reservatório na constituição dos granitóides estudados.

Fig. 5.8 - Modelo de Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981) para os Granitóides Tipo Morro Inglês

Análises Sm-Nd (T_{DM}) realizadas em amostras dos granitóides porfiríticos, tipo Morro Inglês, coletadas em afloramentos localizados a oeste de Paranaguá (MJ-208.A), próximo de Guaratuba (MJ-287.A) e arredores de Matinhos (MJ-301.E), apresentaram idades modelo, respectivamente de 1.909Ma, 2.025Ma e 2.223Ma (Apêndice-1). Tais valores, caracterizam o Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico) como o período principal em que os precursores crustais desses granitóides foram diferenciados do manto. Um parâmetro importante no estudo dos isótopos de Nd refere-se a comparação das relações iniciais Nd^{143}/Nd^{144} dessas rochas quando de sua formação (~ 615 Ma) com as razões de seus respectivos reservatórios, na mesma época, sendo referido na literatura como ϵ_{Nd} . Os valores obtidos para esse parâmetro, de -12 a -20 (fortemente negativos), são indicativos de um longo tempo de residência crustal dos protólitos que deram origem aos granitóides ora discutidos.

Os granitóides cataclásticos tipo Rio Canavieiras que ocorrem na porção ocidental do Domínio Paranaguá mostraram-se problemáticos às análises isotópicas. As hornblendas e/ou biotitas, além de escassas, apresentaram-se transformadas em tremolitas/actinolitas e cloritas, impossibilitando sua separação para fins de análises K-Ar. Adicionalmente, as inúmeras amostras coletadas ao longo dos rios Grande e Cubatãozinho apresentaram quantidades extremamente baixas em zircão, bem como relações Rb-Sr bastante próximas, concentradas no eixo das abcissas, dificultando a utilização das metodologias U-Pb e Rb-Sr.

Para o granitóide isótropo tipo Rio do Poço, foram concentradas quatro frações de zircões, da amostra de número de campo MJ-209.C, coletada em afloramento localizado a oeste de Paranaguá. Essas frações apresentaram-se relativamente bem alinhadas em diagrama U-Pb, interceptando a curva Concórdia na idade de 609 ± 28 Ma (Fig. 5.9). Tal valor, representa a época de cristalização dos zircões desse corpo granítico, mostrando-se bastante próximo a idade obtida para os granitóides porfiríticos tipo Morro Inglês (614 ± 9 Ma).

Os granitóides tipo Estrela foram tentativamente analisados através dos métodos Rb-Sr (em rocha total), U-Pb (em zircões), K-Ar (em biotitas) e Sm-Nd (T_{DM}). A grande similaridade nas relações Rb/Sr, observada para dezenas de amostras coletadas em diferentes afloramentos, impossibilitou a obtenção de idades precisas através desta sistemática. No diagrama isocrônico (Fig. 5.10) estão representados seis dados analíticos Rb-Sr, relativos a quatro afloramentos distribuídos ao longo dos rios São João e Cubatão. Verifica-se uma concentração desses pontos no eixo das abcissas (relações Rb^{87}/Sr^{86}) entre aproximadamente 0,6 e 1,0 indicando para a reta média (traçada entre os dois alinhamentos extremos), idade de 560 ± 40 Ma para uma relação inicial próxima de 0,708.

Duas frações de zircões, concentradas da amostra de número de campo MJ-413.B, apresentaram seus pontos analíticos relativamente afastados do intercepto com a curva Concórdia, sugerindo quando a reta é forçada ao ponto zero, idade próxima de 590Ma (Fig. 5.11). Dados adicionais, bem como uma abrasão mais intensa dos zircões, se mostram necessários numa tentativa de analisar porções mais centrais desses minerais, menos afetados pelos processos de metamictização.

Os dados K-Ar relativos aos granitóides tipo Estrela referem-se a análises obtidas em biotitas das amostras de números de campo MJ-283 e MJ-413.B que indicaram idades respectivamente de 536 ± 17 e 544 ± 11 Ma (apêndice 1).

Padrão geocronológico interessante refere-se as análises Sm-Nd (T_{DM}), relativas aos granitóides do setor ocidental deste cinturão, tipo Rio Canavieiras (MJ-347) e Estrela (MJ-284 e 283), cujas idades modelo foram, respectivamente de 2.417Ma, 2.572Ma e 2.614Ma (apêndice 1). Tais valores, relacionados a época em que os precursores crustais dessas rochas se diferenciaram do manto, distinguem-se claramente dos observados para os granitóides tipo Morro Inglês (2.200-1.900Ma), distribuídos na porção centro-oriental do Domínio Paranaguá.

Os dados K-Ar relativos a biotitas dos granitóides tipo Morro Inglês, Rio do Poço e Estrela quando considerados conjuntamente em histograma, apresentam-se distribuídos no intervalo de 600-440Ma, ocorrendo concentração de idades entre 560-

480Ma (Fig. 5.12). Este último intervalo deve representar o período principal de resfriamento/soerguimento deste cinturão granítico, caracterizando um longo período de tempo desde sua formação (615-580Ma), até atingir isothermas inferiores a 300°-250°C.

DOMÍNIO PARANAGUÁ

PRANCHA FOTOGRÁFICA 5

- Foto 5a - Aspecto geral dos granitóides tipo Morro Inglês. Macroscopicamente são leucocráticos, cinza claros, foliados, de granulação média e porfiríticos. Microscopicamente predominam k-feldspato (megacristais), plagioclásio (oligoclásio - andesina), quartzo, biotita e hornblenda. Os principais minerais acessórios são apatita, zircão, opacos e titanita, este último presente em quantidades significativas (MJ-201 - SE de Garuva).
- Foto 5b - Intensa deformação dúctil observada nos granitóides tipo Morro Inglês. Os megacristais de K-feldspato mostram-se alongados adquirindo, as vezes, formas sigmoidais.
- Foto 5c - Detalhe de enclave de granulação fina, mesocrático, de composição quartzo-diorítica, comum nos granitóides tipo Morro Inglês (MJ-206 - Paranaguá).
- Foto 5d - Milonitos no contato do Domínio Paranaguá e Domínio Luís Alves (Z.C. Alexandra - Serra Negra). Rodovia Curitiba - Paranaguá (MJ-397 - BR-277).
- Foto 5e - Granitóides tipo Rio do Poço (MJ-209): leucocráticos, cinza claros, granulação média, equigranulares, a plagioclásio (albita - oligoclásio), k-feldspato, quartzo, biotita e muscovita (Rodovia Curitiba - Paranaguá - BR-277).
- Foto 5f - Granitóides tipo Estrela: leucocráticos, cinza claros, granulação média, inequigranulares, a quartzo, plagioclásio (oligoclásio - andesina), k-feldspato, biotita e hornblenda (MJ-283 - Rio São João).
- Foto 5g - Feição protomilonítica comum nos granitóides tipo Canavieiras. Ao microscópio predominam quartzo com forte extinção ondulante, k-feldspato saussuritizado e sericitizado, plagioclásio com lamelas curvas e quebradas, tremolita-actinolita, clorita e epídoto (MJ-356 - Rio Sambaqui).

CAPÍTULO 6

MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO DE REGIMES EXTENSIONAIS PÓS-OROGÊNICOS

6.1. GRANITÓIDES ALCALINOS-PERALCALINOS

Diversos corpos graníticos foram individualizados no setor nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná, fruto de projetos que envolveram mapeamento geológico básico, dentre os quais destacam-se os executados na década de 60 pela Comissão da Carta Geológica do Paraná e por Maack (1961) e, na década de 70, pela CPRM (Projeto Básico Leste de Santa Catarina).

Esses maciços graníticos apresentam dimensões variadas, constituindo desde pequenos stocks até batólitos, cujas denominações tem por base a toponímia das regiões onde ocorrem: Agudos do Sul, Corupá, Serra Alta, Morro Redondo, Serra da Igreja, Graciosa, Anhangava, Marumbi, Piraí e Dona Francisca. Distribuem-se tanto no Domínio Curitiba como Luís Alves, predominado neste último, não ocorrendo nos terrenos pertencentes ao Domínio Paranaguá.

Caracterizam esses maciços a natureza alcalina, bem como sua isotropia, em contraste com a pronunciada foliação dos gnaisses e migmatitos encaixantes, com os quais os contatos são normalmente realizados através de zonas de falha.

Pretende-se discutir de maneira sucinta observações efetuadas em campo e em laboratório, neste caso, envolvendo aspectos petrográficos e geocronológicos, utilizando-se adicionalmente, dos dados existentes na literatura. Em termos petrográficos, foram descritas cerca de 50 lâminas, número este bastante reduzido quando considerada a grande variedade composicional e textural observada para cada um desses corpos. Tais observações petrográficas foram efetuadas com o objetivo principal de auxiliar as análises e interpretações geocronológicas.

As análises radiométricas pré-existentes, em número reduzido, envolveram determinações K-Ar e Rb-Sr, e neste caso, diagramas isocrônicos contendo amostras de diferentes corpos. Essas idades caracterizam épocas relativas ao Neoproterozóico (ciclo Brasileiro) para a formação de grande parte desses maciços graníticos.

6.1.1. Aspectos Geológicos

Embora as pesquisas realizadas tivessem como objetivo principal o estudo dos terrenos gnáissico-migmatíticos, um reconhecimento de grande parte dos maciços graníticos de natureza alcalina-peralcalina fez-se necessário, numa tentativa de melhor compreender e posicionar essa expressiva atividade plutônica no quadro geotectônico regional.

O Granito Agudos do Sul, cartografado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná (Trein et al. 1969 a e b, Marini et al. 1970) e descrito por Fuck et al. (1967c), ocupa uma superfície superior a 400Km², distribuindo-se no setor centro-sul estudado, próximo a divisa entre os estados do Paraná e Santa Catarina. Faz contato na porção sul e sudeste com rochas gnáissico-granulíticas do Domínio Luís Alves e a norte-noroeste com os gnaisses migmatíticos e granitóides deformados do Domínio Curitiba.

Nos trabalhos realizados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, Train et al. (1969b), na folha de Tijucas do Sul (1:70.000), admitem caráter intrusivo desse maciço granítico, enquanto Marini et al. (1970), na folha de Mandirituba (1:70.000) mencionam passagem gradativa deste corpo (por ele denominado de Granito Palermo) para os migmatitos embrechíticos, ora reconhecidos como pertencentes aos granitóides deformados do setor sul do Domínio Curitiba.

Girardi (1974) do mesmo modo, inclui no maciço de Agudos do Sul rochas aflorantes na faixa Gramados - Piên - Poço Frio, salientando que, em parte dessa área, o material granítico apresenta-se deformado. Este autor admite o caráter intrusivo do granito Agudos, baseado na isotropia dessas rochas, em contraste com a pronunciada foliação dos gnaisses e migmatitos encaixantes. Adicionalmente, apresenta algumas determinações radiométricas Rb-Sr com idade isocrônica próxima de 580Ma, valor este relacionado aos granitos sin a tardi tectônicos do ciclo brasileiro (Cordani & Kawashita 1971).

Fiori (1978), em estudos fotogeológicos, distingue cinco variedades faciológicas para o maciço granítico Agudos, admitindo três fases de intrusões sucessivas. Os fácies graníticos foram pelo autor agrupados em magnetita granitos (C, D, E) e ilmenita granitos (A, B).

Neste maciço, predominam rochas leucocráticas de granulação média a grossa cinza, cinza rosadas a róseas, equi a inequigranulares, ocasionalmente porfíriticas. Apresentam textura hipidiomórfica, granular, sendo constituídas por feldspato potássico (5-60%, com ou sem geminação em grade, geralmente mesoperitíticos), plagioclásio (0-60%, albita-oligoclásio, normalmente zonados), quartzo (10-35%), biotita (0-15%, mostrando variedades marrom avermelhada e verde) e hornblendas (0-15%, verdes). Como acessórios são comuns titanita, allanita, zircão, apatita, fluorita e opacos e como produto de transformação, muscovita, clorita, epidoto e carbonato.

A presença de rochas básicas, de composição notadamente gabro-diorítica, internas ao maciço granítico Agudos, foi assinalada por Girardi (1974) e Machiavelli (1991). São rochas meso a melanocráticas, com cores verde a cinza-esverdeada, de granulação fina a média, por vezes grossa, composta essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda e biotita. O contato entre os litotipos graníticos e básicos são referidos pelos autores citados como possivelmente transicional, com porções que sugerem mistura. Machiavelli (1991), estudando petrograficamente amostras coletadas no contato desses corpos, observou a presença de quartzo manteado por anfibólio, plagioclásio corroído e manteado por feldspato potássico e anfibólio, sugerindo uma fase de mistura contemporânea entre magma ácido e básico. Acrescente-se que, enclaves de serpentinitos foram observados nesses granitóides, a noroeste de Tijucas do Sul, constituindo xenólitos centimétricos a métricos, com formas tabulares e contatos irregulares.

O Granito Morro Redondo, ocupa uma superfície superior a 250km², distribuindo-se, aproximadamente, na porção central da região estudada, a oeste-noroeste de Garuva, com exposições equivalentes em territórios paranaense e catarinense. Distribui-se no âmbito do Domínio Luís Alves, apresentando próximo as bordas feições cataclásticas e miloníticas. Sua identificação foi assinalada por Maack (1961), que se refere a um corpo possivelmente de natureza alcalina nas proximidades de Garuva. Posteriormente, este maciço granítico foi cartografado, no estado do Paraná, por Trein et al. 1969b e Muratori et al. 1969a (folhas Tijucas do Sul e Pedra Branca de Araraquara 1:70.000) e por Albuquerque et al. 1971, em Santa Catarina (Quadrícula de Joinville, 1:250.000, Projeto Básico Leste de Santa Catarina, CPRM), sendo descrito por Fuck et al. (1967c).

Variedades composicionais e texturais são comuns neste maciço granítico, fato facilmente caracterizado através das descrições de Trein *et al.* (1969b) e Albuquerque *et al.* (1971), respectivamente nas folhas Tijucas do Sul (PR, 1:70.000) e na quadrícula Joinville (Santa Catarina, 1:250.000). O primeiro autor descreve como litotipo mais comum, granitos equigranulares, leucocráticos, de coloração branca a cinza clara e granulação média, enquanto o segundo refere-se a rochas de coloração rosada a cinza claro de granulação grossa, por vezes, porfirítico.

De modo geral, observa-se a presença de granitos isótopos nas porções mais centrais e cataclasados nas bordas. Os litotipos mais comuns, apresentam granulação média, são equi a inequigranulares, raramente porfiríticos, leucocráticos e de coloração cinza-clara. Essas rochas apresentam normalmente textura hipidiomórfica, granular, sendo constituídas por quartzo (5-30%), feldspato alcalino (20-60%), normalmente perítico, plagioclásio (albita, 5-30%), biotita (0-10%), hornblenda (0-10%), anfibólios sódicos (riebeckita/arfvedsonita), piroxênios Na-Ca (egirina/augita), além de olivina (faialita). Os acessórios comuns são titanita, zircão, apatita, rutilo, fluorita e opacos e como produtos de transformação ocorrem clorita, epidoto, muscovita e argilo minerais.

Na porção sul deste corpo granítico ocorrem ainda rochas vulcânicas de natureza alcalina, cujas relações de contato são ainda imprecisas.

O Granito Corupá, descrito por Albuquerque *et al.* (1971), estende-se por uma superfície de cerca de 60km² a nordeste da cidade homônima, constituindo o denominado Morro do Boi, que ocupa o setor sul-sudeste da bacia vulcano-sedimentar de Campo Alegre. Albuquerque *et al.* (1971) mencionam relações de contato intrusiva com os gnaisses do embasamento e, imprecisas com as seqüências vulcano-sedimentares. A observação de tais relações foram dificultadas, uma vez que nessa região os afloramentos são esparsos e normalmente intemperizados, ocorrendo muitas vezes como blocos.

Na borda oeste, o maciço de Corupá é em parte recoberto por sedimentos da Bacia do Paraná, e em parte faz contato com as rochas gnáissico-granulíticas do Domínio Luís Alves, como em sua porção oriental, e nas porções norte e sul faz contato, respectivamente, com as seqüências vulcano-sedimentares das Bacias de Campo Alegre e Corupá.

Albuquerque et al. (1971), mencionam para o maciço granítico de Corupá, composições graníticas, quartzo-sieníticas e sieníticas, consideradas pelos autores como variações laterais.

Essas rochas mostram-se normalmente leucocráticas, equigranulares, ocasionalmente porfiríticas, com granulação média a grossa, e coloração pardo-avermelhada a cinza-esverdeada. A textura é normalmente granular, hipidiomórfica e os minerais predominantes são: quartzo (2-15%), feldspato potássico (com ou sem geminação em grade, normalmente perítico, 30-65%), plagioclásio (albita, 10-70%), hornblenda (0-10%), biotita (0-10%), anfibólios sódicos (riebeckita/arfvedsonita), piroxênios Na-Ca (egirina/augita), além de olivina (faialita). Os minerais acessórios comuns são titanita, apatita, zircão, fluorita e opacos, ocorrendo clorita, sericita, epidoto e carbonato como produtos de transformação.

Trainini (1974) assinala a presença de um pequeno corpo granítico de composição alcalina na estrada que liga Corupá a São Bento do Sul a cerca de 10km a sul desta última cidade, o qual denominou de Granito Serra Alta. Ocupa uma superfície próxima de 20km², distribuindo-se no âmbito do Domínio Luís Alves, ocorrendo associado a rochas vulcânicas ácidas (riolitos e traquitos). A presença de zonas radiométricamente anômalas motivou a execução de uma sondagem em sua borda sul, (furo CA-12 - Projeto Campo Alegre - Valiati 1974), que atingiu a profundidade de 120,60 metros, sempre atravessando rochas graníticas de natureza alcalina. Menciona, através de testemunho colhido na profundidade de 23 metros, a existência de um delgado veio de riolito com cerca de 1,5cm de espessura cortando esses granitos alcalinos. Daitx & Carvalho (1980) descrevem em afloramento próximo, relação inversa, isto é, diques de microgranito com cerca de 30cm de espessura cortando rochas vulcânicas. Ebert (1971), estudando rochas vulcânicas próximas deste corpo granítico menciona seu caráter fortemente alcalino, acusando a presença de barkevicita, riebeckita e egirina.

O Granito Serra da Igreja, ocupa uma superfície próxima de 90km², distribuindo-se ao longo da serra homônima, à leste da bacia vulcano-sedimentar do Rio Guaratubinha, no estado do Paraná. Seus limites foram estabelecidos por Muratori et al. (1969b) por ocasião do mapeamento geológico da folha Serra da Igreja, na escala 1:70.000. Apresenta forma alongada no sentido NE-SW e relações de contato por falha, com as rochas gnáissico-granulíticas do Domínio Luís Alves. Apenas em sua

porção nordeste encontra-se balizado pelas rochas granito-gnáissicas do Domínio Paranaguá, apresentando-se nesta região intensamente deformado, com aspecto cataclástico e milonítico.

Esses granitos são normalmente leucocráticos, equi a inequigranulares, com granulação média e cores cinza claro, cinza rosado e róseo. Muratori *et al.* (1969b) reportam seu caráter subalcalino e Fuck *et al.* (1971) assinalam uma tendência alcalina, com presença de anfibólios e piroxênios sódicos.

O Granito da Graciosa, delimitado parcialmente por Maack (1961) e descrito por Cordani & Girardi (1967), ocupa uma superfície superior a 300km², distribuindo-se no setor NE da área estudada, constituindo as Serras dos Órgãos, Graciosa, Mãe Catira, Farinha Seca e Ibiteraque, onde se encontra o Pico Paraná, ponto culminante do estado. Este corpo apresenta direção geral nordeste, limitando-se com as rochas gnáissico-migmatíticas do Domínio Curitiba (a oeste) e com os granito-gnaisses do Domínio Paranaguá (a leste). Feições cataclásticas foram observadas próximo aos limites oriental e ocidental deste maciço, envolvendo tanto as rochas graníticas como as pertencentes aos terrenos gnáissicos adjacentes.

Este corpo granítico exibe uma grande variedade de litotipos, predominando rochas leucocráticas, com cores cinza-claro e rosado, granulação média, por vezes porfírica, havendo porções praticamente isentas de minerais máficos e outras ricas em biotita e/ou anfibólio. Microscopicamente, apresentam textura hipidiomórfica, granular, sendo constituídas por quartzo (10-25%), feldspato potássico (muitas vezes isento de geminação em grade, formando comumente intercrescimento peritéticos - 15-65%), plagioclásio (albita-oligoclásio, 0-50%), hornblenda (0-10%), biotita (0-10%), anfibólios sódicos (riebeckita/arfvedsonita, 0-10%), piroxênios Na-Ca (egirina/augita 0-10%). Como minerais acessórios ocorrem zircão, titanita, apatita, allanita, fluorita e opacos e, como produtos de transformação, clorita, muscovita, epidoto e carbonatos. Nas amostras com menor tendência alcalina predominam plagioclásio e feldspato potássico em cristais individualizados e, nas com maior caráter alcalino, a micropertita é dominante.

Na estrada da Graciosa, proximidades do rio Cascata, ocorrem rochas de granulação média, cinza-esverdeadas, de composição diorítica, cujas relações de contato com os granitos não foram observadas. Apresentam como minerais essenciais

o plagioclásio (oligoclásio/andesina, 60-65%), augita (20-30%), hornblenda (5-10%), quartzo (2-3%) e biotita (2-5%).

O Granito Anhangava, descrito por Fuck (1967a), ocupa uma superfície de aproximadamente 60km², constituindo o morro homônimo, a leste e nordeste de Piraquara. Faz parte da Serra do Mar, localmente conhecida como Serra do Baitaca e Serra da Boa Vista, sendo balizado pelas rochas gnáissico-migmatíticas do Domínio Curitiba. Fuck (1967a) menciona relações de contato intrusivas deste maciço, evidenciadas pela presença de filões félsicos semelhantes aos do granito Anhangava, que cortam os migmatitos aflorantes a leste de Piraquara.

Macroscópica e microscopicamente, este granito mostra-se bastante similar ao da Graciosa, exibindo uma grande variedade de litotipos, com predomínio de termos leucocráticos, cinza-claro, cinza-rosado e róseo, equi a inequigranulares, com granulação fina a média, às vezes grossa. Essas rochas apresentam textura hipidiomórfica, granular, sendo constituídas essencialmente por quartzo (10-25%), feldspato potássico (10-65%) plagioclásio (albita/oligoclásio, 0-30%), biotita (0-10%), hornblenda (0-10%), anfibólios sódicos (riebeckita/arfvedsonita), piroxênios Na-Ca (egirina/augita). Como minerais acessórios ocorrem zircão, titanita, allanita, apatita, fluorita e opacos e como produtos de transformação epidoto, clorita, sericita e carbonato. O feldspato potássico é normalmente micropertítico, ocorrendo, nos termos sub-alcalinos, em cristais isolados, com ou sem geminação em grade, sendo neste caso, o plagioclásio dominante o oligoclásio.

O Granito Marumbi (Maack 1961; Cordani & Girardi 1967) ocupa uma superfície de aproximadamente 80km², distribuindo-se a sul do maciço da Graciosa, na serra homônima. Faz limite com as rochas gnáissico-migmatíticas do Domínio Curitiba, no setor ocidental e com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves, na porção oriental. Observa-se em campo, uma maior homogeneidade desses granitos, quando comparados com os maciços da Graciosa e Anhangava. Apresentam-se normalmente, leucocráticos, equigranulares com granulação média e cor cinza claro à cinza rosado, tendo como minerais dominantes quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita.

Maack (1961), através da análise de elementos maiores, de uma amostra coletada próxima a estação Marumbi, evidencia tendência menos alcalina deste corpo, em relação aos maciços Graciosa e Anhangava adjacentes. Tal tendência é também sugerida por Cordani & Girardi (1967) em função de estudos petrográficos envolvendo

diversas amostras deste corpo granítico, que apresentaram uma mineralogia a base de quartzo, feldspato potássico (normalmente pertítico), plagioclásio (albita) e biotita (verde a fortemente avermelhada).

Segundo Cordani & Girardi (1967) as zonas de contato deste maciço granítico mostram-se intensamente perturbadas por falhamentos. Mencionam a existência de restos de teto ao longo da estrada de ferro Curitiba-Paranaguá, na altura da estação Engenheiro Lange.

A presença de feldspato potássico pertítico, e a composição sódica do plagioclásio, indicam para o granito Marumbi caráter alcalino, similar ao observado para o granito Agudos do Sul, não sendo descritos, nesses corpos, anfibólios ou piroxênios sódicos, comuns nos demais maciços. Os granitos Corupá, Serra Alta, Morro Redondo, Serra da Igreja, Graciosa e Anhangava, mostram variedades sienito-graníticas. Os minerais máficos mostram tendências evolutivas desde francamente metaluminosos até francamente peralcalinos. Nessa evolução temos a presença de faialitas (Corupá e M. Redondo) e clinopiroxênios (egirina/augita), que se mostram por vezes bordejados por anfibólios cálcico-sódicos, até totalmente sódicos (riebeckitas), diferindo nesse aspecto dos corpos graníticos Agudos e Marumbi.

As poucas amostras analisadas em diagrama QAP (Streckeisen 1976), indicam composições predominantemente granodioríticas para a maciço de Agudos e, alcali-feldspato-granítica a alcali-feldspato-quartzo-sienítica para os corpos Anhangava, Graciosa, Morro Redondo e Corupá (Fig. 6.1). Acrescente-se que a utilização deste diagrama teve por objetivo classificar e ilustrar parte do conjunto analisado e, de modo algum, representar a grande variedade composicional desses maciços graníticos.

Os Granitos Dona Francisca e Pirai, constituem corpos menos expressivos, aflorantes na Serra do Mar, a leste da bacia vulcano-sedimentar de Campo Alegre, ocorrendo no âmbito das rochas gnáissico-granulíticas do Domínio Luís Alves. De acordo com Albuquerque et al. (1971) esses corpos apresentam extrema escassez de minerais máficos, sendo classificados como alaskitos. São rochas leucocráticas, equigranulares, de granulação fina a média e coloração avermelhada ou vermelho carne. Albuquerque et al. (1971) caracterizam uma mineralogia a base de quartzo, feldspato potássico (normalmente pertítico) e plagioclásio (oligoclásio), sendo a biotita rara e cloritizada.

Em termos geoquímicos, foram analisadas para elementos maiores, traços e terras raras somente sete amostras, pertencentes aos maciços graníticos Agudos do Sul (3), Corupá (1), Graciosa (1), Anhangava (1) e Morro Redondo (1).

Em diagrama $R_1 \times R_2$ (De La Roche *et al.* 1980), os dados analíticos obtidos foram lançados conjuntamente com os de Kaul & Cordani (1994) que, embora não diferenciados, representam os maciços graníticos da Serra do Mar, localizados no leste Paranaense e vizinhanças (Agudos do Sul, Corupá, Morro Redondo, Serra da Igreja, Anhangava, Graciosa, Marumbi, Alto Turvo e Guaraú). Observa-se uma distribuição dos dados, neste diagrama, segundo "trends" subalcalinos a alcalinos saturados (Fig. 6.2), campo este indicativo de transição de condições tardi-orogênicas para condições francamente anorogênicas (Batchelor & Bowden 1985). Acrescente-se que os três dados relacionados ao maciço de Agudos do Sul distribuíram-se preferencialmente no âmbito dos granitóides subalcalinos. Os índices de Shand (1951) denotam características metaluminosas/peraluminosas para o maciço de Agudos do Sul,

metaluminosa para o corpo de Corupá e peralcalinas para os demais (Graciosa, Morro Redondo, Anhangava).

O diagrama de multielementos (Pearce et al 1984) sugere preliminarmente, função das poucas análises disponíveis, um padrão de fracionamento relativamente suave para o conjunto representado pelos granitóides Corupá, Graciosa, Morro Redondo e Anhangava (Fig. 6.3), com enriquecimento de todos os elementos em relação ao condrito (até cerca de 100 vezes). Acrescente-se que o granito Corupá não apresenta anomalia negativa em Ba, comuns aos demais maciços. Uma comparação visual entre esse diagrama e os apresentados por Pearce et al. (1984) permite associá-los aos granitóides intraplacas (WPG), normalmente a anfibólios e piroxênios sódicos e, intrusivos em crosta continental fortemente atenuada (exemplo dos granitóides da Nigéria - Bowden & Turner 1974, Imeokparia 1982). Os dados relativos ao maciço de Agudos do Sul (Fig. 6.4) indicam um padrão de fracionamento mais acentuado, denotando similarmente aos demais corpos, enriquecimento de todos os elementos em relação ao condrito (até cerca de 100 vezes) e anomalias negativas em Ba. Assemelham-se mais aos granitóides sin a pós colisionais (Pearce et al. 1984).

Fig. 6.3 - Diagrama de Multielementos - Maciços Graníticos da porção SE do Paraná e NE de Santa Catarina (norm - Pearce *et al.* 1984)

Fig. 6.4 - Diagrama de Multielementos - Rochas Graníticas do Maciço Agudos do Sul. (norm. - Pearce *et al.* 1984)

6.1.2. Geocronologia

Os dados geocronológicos relativos aos maciços graníticos do setor nordeste Catarinense e sudeste Paranaense totalizam atualmente mais de 120 determinações radiométricas, envolvendo os métodos Rb-Sr (em rocha total), K-Ar (em minerais), U-Pb (em zircões) e Sm-Nd (idades modelo, em rocha total) .

O estudo geológico e geocronológico dessa importante atividade plutônica encontra-se a nível de reconhecimento regional, uma vez que tratam-se de maciços graníticos expressivos (stocks e batolitos), que apresentam individualmente variedades composicionais e texturais significativas e, cuja colocação pode ter envolvido processos múltiplos, com duração de alguns milhões de anos.

Para o maciço granítico Agudos do Sul foram realizadas análises U-Pb de quatro frações de zircões, concentradas de amostra coletada em sua porção centro-norte (afloramento de número de campo MJ-132). Os dados analíticos obtidos apresentaram-se relativamente alinhados em diagrama U-Pb, interceptando a curva Concórdia na idade de $594 \pm 26\text{Ma}$, interpretada como relativa à época de cristalização dos zircões e portanto de formação dessas rochas graníticas (Fig. 6.5). Tais zircões, mesmo submetidos a um processo de abrasão de 5 a 6 horas posicionaram-se relativamente afastados da curva Concórdia. Acredita-se que a intensificação de tal processo poderia ocasionar sensível aproximação desses pontos analíticos da curva Concórdia, resultando em maior precisão na idade obtida.

A metodologia Rb-Sr, em rocha total, foi tentativamente aplicada para o corpo granítico de Agudos do Sul, a nível de afloramento, porém a homogeneidade observada nas relações Rb-Sr inviabilizou tais determinações para fins isocrônicos. Relativa distribuição dos pontos analíticos foi obtida utilizando-se de rochas graníticas composicional e texturalmente similares, coletadas em dois afloramentos próximos, localizados nos arredores de Agudos do Sul (amostras de números de campo MJ-109 e 128). Em diagrama isocrônico, esses dados distribuíram-se no eixo das abcissas (relações $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$) entre 1,9 e 2,4 (afloramento MJ-109) e entre 3,0 e 4,5 (afloramento MJ-128), indicando para a reta que melhor se ajusta a esses pontos idade de $570 \pm 22\text{Ma}$, para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de $0,70735 \pm 0,00080$ (Fig. 6.6). Tal valor

parece estar relacionado a época de fechamento do sistema Rb-Sr, que teria ocorrido após a cristalização dos zircões.

Girardi *et al.* (1974), apresentam um diagrama isocrônico Rb-Sr de referência, para o granito Agudos do Sul, contendo três pontos analíticos, relacionados a amostras coletadas em diferentes afloramentos da porção sul deste maciço. A idade obtida, de $600 \pm 23\text{Ma}$, para uma relação inicial $(\text{Sr}87/\text{Sr}86)_i$ de $0,70401 \pm 0,00039$ mostra-se similar aos dados U-Pb ora apresentados (Fig. 6.7, recalculada para $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}/\text{ano}$).

Acrescente-se que idades isocrônicas de $544 \pm 8 \text{ Ma}$ ($ri = 0,709$) e $596 \pm 22 \text{ Ma}$ ($ri = 0,705$), relativas a biotita-granitos respectivamente da porção norte e sul deste maciço, foram referidas por Kaul & Cordani (1994).

Considerando-se os dados U-Pb e Rb-Sr, ora comentados, bem como os erros analíticos, relativamente elevados, o intervalo 600-570Ma, parece representar o período principal de formação dessas rochas graníticas.

Para o corpo granítico de Corupá, foram analisadas através do método U-Pb, quatro frações de zircões. Esses dados apresentaram-se relativamente alinhados em diagrama U-Pb, contendo um dos pontos analíticos posicionado próximo à curva Concórdia, definindo a idade de $580 \pm 6 \text{ Ma}$, interpretada como relativa a época de cristalização dos zircões (Fig. 6.8).

Amostras provenientes do mesmo afloramento (MJ-163), foram adicionalmente, analisadas através do método Rb-Sr, em rocha total. Os pontos analíticos apresentaram-se, em diagrama isocrônico, concentrados no eixo das abcissas (Rb^{87}/Sr^{86}) próximas a 2,0 e entre 3,5-4,0, indicando idade de $550 \pm 26 \text{ Ma}$, para uma relação inicial (Sr^{87}/Sr^{86}), de $0,70703 \pm 0,00100$ (Fig. 6.9). Uma análise Rb-Sr efetuada na amostra de número de campo MJ-164, coletada em afloramento bastante próximo ao anteriormente datado, mostrou comportamento coerente, posicionando-se ao longo dessa reta isocrônica com idade de $550 \pm 26 \text{ Ma}$.

Para o corpo granítico da Graciosa, a relativa homogeneidade observada para as relações Rb-Sr, impossibilitou seu estudo utilizando-se de diagramas isocrônicos. O único dado Rb-Sr obtido (amostra de número de campo MJ-294.2), junto a três outros existentes na literatura indicaram, quando tratados em diagrama isocrônico, idade de $584 \pm 12 \text{ Ma}$, para uma relação inicial $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ de 0.70796 ± 0.00018 (Fig. 6.10). Embora tal valor se mostre coerente com os apresentados para os demais corpos graníticos, tal idade deve ser encarada com ressalvas, uma vez que os dados analíticos constituem, praticamente, dois agrupamentos em diagrama isocrônico, um

próximo a origem (Rb-Sr entre 0,5 e 1,0) e outro pouco mais afastado (Rb-Sr entre 4,0 e 5,0), não contendo pontos intermediários a esses conjuntos.

Kaul & Cordani (1994) mencionam idades isocrônicas para o maciço da Graciosa de $545 \pm 15\text{Ma}$ (r.i. = 0,707) e de $584 \pm 8\text{Ma}$ (r.i. = 0,707) envolvendo respectivamente granitos porfíricos cinza e equigranulares róseo.

A metodologia U-Pb foi adicionalmente aplicada a 6 frações de zircões desse maciço granítico. Mesmo sofrendo um processo de abrasão de cerca de 72 horas, os pontos analíticos posicionaram-se no diagrama, relativamente afastados da Curva Concórdia, indicando uma idade de $594 \pm 64\text{Ma}$ (Fig. 6.11).

As relações iniciais ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$)_i obtidas para esses maciços (Agudos, Corupá, Graciosa), entre 0,704 e 0,708, deixam dúvidas quanto as possíveis fontes desses granitóides, uma vez que não são suficientemente elevadas para sugerir processos de fusão de material com vida crustal anterior e, nem suficientemente baixas para indicar material oriundo de crosta inferior/manto superior.

Para o maciço granítico Anhangava, foram realizadas quatro determinações geocronológicas através do método Rb-Sr, em rocha total. Tratam-se de amostras coletadas em um único afloramento (MJ-291), localizado na porção norte desse corpo. Os dados analíticos apresentaram-se mal distribuídos em diagrama isocrônico, concentrando-se no eixo das abscissas ($\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$) entre 14 e 29, não permitindo um bom controle da relação inicial. A melhor reta que se ajusta a esses pontos indicou idade de $600 \pm 20\text{Ma}$, para uma relação inicial de $0,71930 \pm 0,00542$ (Fig. 6.12). Uma insignificante mudança nesse traçado, eleva substancialmente a razão inicial para valores próximos de 0,730, fazendo com que a idade (neste caso, mínima) se aproxime de 560Ma. Dados adicionais são necessários para o estabelecimento mais preciso dessa idade.

Acrescente-se que idade isocrônica de $522 \pm 18\text{Ma}$ (r.i. = 0,709) foi referida em Kaul & Cordani (1994) como pertencente ao corpo granítico Anhangava. A discussão em termos de maior ou menor representatividade deste valor não pode ser fundamentada, uma vez que os autores não apresentam o diagrama isocrônico ou os dados analíticos Rb-Sr.

Para o corpo granítico Morro Redondo foram analisadas através do método U-Pb quatro frações de zircões, que sofreram abrasão por cerca de 72 horas. Dois desses dados posicionaram-se relativamente próximos a Curva Concórdia, definindo com os demais pontos analíticos idade de $589 \pm 37\text{Ma}$, interpretada como relativa a época de cristalização dos zircões (Fig. 6.13).

O estudo geocronológico Rb-Sr de rochas graníticas, pertencentes ao maciço Morro Redondo, envolveu a pré-dosagem de dezenas de amostras, que se mostraram inviáveis ao tratamento isocrônico. A dificuldade em se datar rochas graníticas através do método Rb-Sr, a nível de afloramento ou não, reside no fato destas apresentarem, normalmente, uma grande homogeneidade em termos de relações Rb-Sr, não permitindo uma dispersão significativa dos pontos analíticos em diagrama isocrônico. Os dados analíticos Rb-Sr disponíveis para o maciço Morro Redondo, referem-se a quatro amostras provenientes de diferentes afloramentos, que tratados em diagrama isocrônico apresentaram dois dos pontos relativamente próximos, com relações $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 5,0 e 7,0, e os demais substancialmente afastados, razões $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 20 e 40, não contendo pontos intermediários aos dois conjuntos (Fig. 6.14). As melhores retas traçadas nesse diagrama, apresentam idades de 580 e 525Ma, para relações iniciais da ordem de 0,710 e 0,723 (Fig. 6.14). O primeiro valor deve refletir

uma idade mais próxima a formação dessas rochas graníticas, função dos dados U-Pb antes discutidos e de uma análise K-Ar obtida em hornblenda, que revelou idade de $565 \pm 20\text{Ma}$, relacionada ao resfriamento desse corpo à isothermas inferiores à 500°C .

As relações iniciais, embora imprecisas, obtidas para os maciços graníticos Anhangava e Morro Redondo ($> 0,710$), se mostram substancialmente mais elevadas que as observadas para os demais corpos ($0,704 - 0,708$).

Os dados U-Pb (zircões) e Rb-Sr (isócronas em rocha total) obtidos para os maciços de Agudos do Sul, Corupá, Graciosa, Anhangava e Morro Redondo, indicam o intervalo $600\text{-}570\text{Ma}$, relativos ao Neoproterozóico, como o principal período de formação dessas rochas graníticas de natureza alcalina-peralcalina.

As idades modelo Sm-Nd (TDM), indicam o intervalo $2.100\text{-}1.850\text{Ma}$ (Paleoproterozóico - ciclo Transamazônico), como principal para a diferenciação manto/crosta dos precursores crustais dos maciços graníticos Corupá, Anhangava, Agudos e Morro Redondo (apêndice 1). Salieta-se ainda que idades (Sm-Nd) do mesmo intervalo foram observadas para os corpos graníticos Cerne, Ouro, Cunhaporanga e Três Corregos, todos localizados no âmbito dos terrenos Açungui/Setuva, fora dos limites pesquisados.

Os dados K-Ar obtidos em anfibólios e biotitas, distribuem-se entre $595\text{-}495\text{Ma}$, indicando o intervalo $585\text{-}540$ como principal de resfriamento desses corpos graníticos (Fig. 6.15). Idades da ordem de $530\text{-}520\text{Ma}$ observadas principalmente para o granito

Corupá, devem ser encaradas com ressalvas, uma vez que os anfibólios encontram-se associados a clinopiroxênios (egirina/augita) e olivinas (faialitas), minerais estes que não apresentam um comportamento térmico definido com relação ao argônio.

FIG.6.15-HISTOGRAMA K-Ar-MACIÇOS GRANÍTICOS DA PORÇÃO NE DE SANTA CATARINA E SE DO PARANÁ.

6.2 - BACIAS VULCANO-SEDIMENTARES

6.2.1. Aspectos Geológicos

Expressivas seqüências vulcano-sedimentares ocorrem na porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina, representadas pelas Bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá. Os estudos realizados nessas bacias limitaram-se a execução de alguns poucos perfis voltados, principalmente, a coleta de amostras para fins geocronológicos, com objetivo de melhor caracterizar a evolução desses conjuntos frente ao quadro geotectônico da região.

A Bacia do Rio Guaratubinha, localizada a SE de Curitiba, ocupa uma área de aproximadamente 200km², dispendo-se ao longo da borda noroeste do Domínio Luís Alves, apresentando direção geral NNE-SSW (Anexo 1).

Os trabalhos executados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, na década de 60, com destaque para as folhas geológicas de São José dos Pinhais (Fuck 1967b), Tijucas do Sul (Trein *et al.* 1969b), Serra da Igreja e Pedra Branca de Araraquara (Muratori *et al.* 1969a e b), permitiram o melhor conhecimento desse conjunto vulcano-sedimentar, denominado por Fuck *et al.* (1967b) de Formação Guaratubinha.

A Formação Guaratubinha, segundo Fuck *et al.* (1967b, 1969a e 1971) é constituída por uma associação de rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e rochas sedimentares, que se encontram em discordância angular sobre os migmatitos e granitóides do embasamento cristalino.

A ocorrência de rochas vulcânicas ácidas já havia sido referida por Oliveira (1927), na estrada de ferro que liga Curitiba a Paranaguá e posteriormente por Maack (1947), no pico Caratuba. Na região de Campo Largo da Roseira, Almeida (1949) menciona a existência de riolitos, igualmente referidos por Barbosa (1957).

A Formação Guaratubinha foi dividida por Daitx & Carvalho (1980) em três seqüências litológicas: 1 - Sedimentar, 2 - Vulcânica Intermediária, 3 - Vulcânica Ácida.

Na seqüência sedimentar predominam arcósios, com intercalações de siltitos, argilitos e subordinariamente conglomerados. A presença de seixos de vulcanitos ácidos nesses conglomerados distingue essa seqüência basal das que ocorrem no âmbito das Bacias de Campo Alegre e Corupá. A seqüência vulcânica intermediária é representada predominantemente por rochas dacíticas e andesíticas. Na seqüência vulcânica ácida ocorrem lavas e rochas piroclásticas. Predominam riolitos porfíricos com menor participação de riolitos fluidais, esferulíticos e felsitos.

Castro *et al.* (1994) caracterizam a Bacia de Guaratubinha como constituída essencialmente por rochas vulcanoclásticas e vulcânicas, sendo as rochas sedimentares ("sensu stricto") relevantes no contexto dessa bacia. Grande parte dos arenitos, arcósios e pelitos epiclásticos foram por esses autores considerados como rochas piroclásticas ou pelo menos vulcanoclásticas, reduzindo substancialmente a importância da seqüência sedimentar.

As rochas pertencentes a Bacia de Guaratubinha mostram-se muitas vezes afetadas por falhamentos e basculamentos, com as camadas apresentando mergulhos entre 25° e 45°, geralmente para sudeste, por vezes verticalizadas.

A Bacia de Campo Alegre localiza-se no domínio dos terrenos Luís Alves, ocupando uma área de aproximadamente 500km², na porção centro ocidental estudada. Os primeiros relatos desses litotipos devem-se a Carvalho & Pinto (1938), que mencionam a ocorrência de arenitos e folhelhos entre Bateias e São Miguel, incluindo-os na Série Itararé. O reconhecimento de riolitos e tufos nessa região deve-se a Almeida (1949), que menciona similaridades com os vulcanitos de Castro e Itajaí.

No levantamento geológico da quadricula de Blumenau (1:250.000), realizado por Albuquerque et al. (1971) esse conjunto vulcano-sedimentar foi cartografado e então denominado de Formação Campo Alegre (Grupo Itajaí). Assinalam a presença de pequenas ocorrências da Formação Baú.

Uma síntese dos principais litotipos pertencentes a Formação Campo Alegre bem como sua distinção das demais bacias (Formação Guaratubinha e Grupo Itajaí), foi apresentada por Ebert & Brochini (1971). Valiati (1974) através de perfis envolvendo dez furos de sondagem realizados na Bacia de Campo Alegre (mais de 2.000 metros perfurados), confirma a estratigrafia proposta por Ebert & Brochini (1971).

Estudo detalhado da Bacia de Campo Alegre, foi posteriormente apresentado por Daitx & Carvalho (1980), que realizaram um empilhamento estratigráfico com uma descrição minuciosa dos litotipos presentes. Esses autores identificaram na Bacia de Campo Alegre, cinco seqüências deposicionais: 1 - Seqüência Sedimentar Inferior (fácies conglomerática e arenítica), 2 - Seqüência Vulcânica Inferior (vulcanitos básico-intermediários, lavas ácidas subordinadas, intercalações pouco espessas de siltitos e tufos), 3 - Seqüência Sedimentar-Intermediária (epi-vulcanoclástica: siltitos, tufitos e tufos; arcósios e folhelhos; intercalações de derrames básico-intermediários), 4 - Seqüência Vulcânica Superior (ácida: derrames e diques de riolitos, traquitos e felsitos; tufos e brechas ácidas; raros siltitos e folhelhos), 5 - Seqüência Sedimentar Superior (epi-vulcanoclástica: siltitos epiclásticos; tufitos e tufos ácidos).

Daitx & Carvalho (1980) mencionam a ocorrência nas bordas SW e SE da Bacia de Campo Alegre, de seixos graníticos nos conglomerados da seqüência basal. Estes, estão ausentes nas proximidades do maciço granítico de Agudos do Sul, sugerindo que esse corpo não se encontrava exposto na época de formação dos estratos psefíticos.

Na Bacia de Campo Alegre, os estratos mostram mergulhos suaves em direção ao centro da mesma, com perturbações apenas de caráter local.

Rochas de natureza vulcano-sedimentar similares às presentes na Bacia de Campo Alegre ocorrem a sul da cidade de Corupá (SC). Ocupam uma área de aproximadamente 50 km², estando encaixadas numa zona de falha com direção geral NE-SW. Os estudos geológicos realizados na Bacia de Corupá se devem a Albuquerque *et al.* (1971), Ebert & Brochini (1971), Ebert (1971) e Daitx & Carvalho (1980).

Segundo Daitx & Carvalho (1980) as rochas de natureza vulcano-sedimentar pertencentes a Bacia de Corupá exibem uma quase total identidade litológica e estratigráfica com os termos correspondentes, presentes na Bacia de Campo Alegre, envolvendo conglomerados, arcósios, siltitos, vulcanitos ácidos a básicos e tufos.

O condicionamento dessa seqüência, no entanto, apresenta características bastante distintas daquelas da área de Campo Alegre, denotando mergulhos dos estratos entre 20° e 40°, por vezes subverticalizados, com caimentos normalmente para SE ou SW, caracterizando intensa atividade tectônica atuante nesta bacia.

Observa-se, portanto, no âmbito das três bacias (Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá), a predominância de conglomerados polimíticos na base que gradam a arcósios, com diminuição sistemática da granulometria, indicando condições de maior estabilidade. O ambiente sugerido por Daitx & Carvalho (1980), para esta seqüência, é do tipo deltáico ou flúvio-piemôntico. Perturbações ao final deste ciclo deposicional são mencionadas, em função da presença de bancos conglomeráticos intercalados a estratos arenosos. Rochas vulcânicas de natureza básica, foram identificadas por Fuck *et al.* (1967b) e Daitx & Carvalho (1980) que mencionam para sua colocação períodos anteriores à deposição dessas seqüências areno-conglomeráticas.

Daitx & Carvalho (1980) correlacionam nas três áreas (Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá) as seqüências sedimentares inferiores (areno-conglomeráticas), sugerindo a individualização em bacias menores posteriormente, quando então, passariam a apresentar evoluções distintas.

Campanha *et al.* (1994) associam a formação desses depósitos a sistemas de cisalhamento transcorrentes. Configuram um conjunto de bacias tardi-tectônicas, originadas dentro de um sistema de bacias "pull-apart", desenvolvidas segundo o

caráter transtensivo ou transpressivo das cunhas formadas pela união de zonas transcorrentes.

Finalmente, é importante ressaltar o caráter fortemente alcalino de parte dessas rochas vulcânicas, fato comprovado por Ebert (1971), que observou a presença de riebeckita e egrina em algumas amostras de traquitos e riolitos associados a Bacia de Guaratubinha.

6.2.2 - Geocronologia

O estudo geocronológico realizado envolveu análises Rb-Sr (RTO) e U-Pb em zircões de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias das Bacias de Guaratubinha e Campo Alegre.

O uso da metodologia Rb-Sr foi dificultada, uma vez que amostras provenientes de mesmos afloramentos, apresentaram, sistematicamente, pouca variação nas relações Rb/Sr, impossibilitando a distribuição adequada dos pontos analíticos em diagramas isocrônicos.

Os dados Rb-Sr de rochas riolíticas pertencentes a Bacia de Guaratubinha, referem-se a amostras coletadas em diferentes níveis vulcânicos da pedreira Tibagi (MJ-376 e A-4-11-G). Em diagrama isocrônico, grande parte desses dados concentraram-se no eixo das abscissas (relações Rb^{87}/Sr^{86}) entre 23 e 36, causando imprecisão na razão inicial (Sr^{87}/Sr^{86})_i obtida. A reta isocrônica construída indicou idade de 570 ± 10 Ma para uma relação inicial de $0,70947 \pm 0,00176$ (Fig. 6.16).

Para o conjunto vulcânico Campo Alegre, foram realizadas cinco determinações Rb-Sr, envolvendo amostras coletadas em quatro afloramentos distintos, localizados relativamente próximos (ao longo da estrada Oxford-Campo Alegre, amostras de números de campo: MJ-415, 416, 418 e 420). Esses dados, quando tratados em diagrama isocrônico, conjuntamente com outras três análises Rb-Sr (amostras de número de campo SCMB-45=MJ-415 - Basei 1985), indicaram idade de 499 ± 13 Ma, para uma relação inicial (Sr^{87}/Sr^{86})_i de $0,70853 \pm 0,00027$ (Fig. 6.17.A). Tal valor é definido principalmente pela amostra de número de campo MJ-418, cuja relação Rb^{87}/Sr^{86} próxima de 6,0 mostra-se bastante superior as demais, que se concentram entre 0,8 e 2,3. Um tratamento isocrônico, excluindo tal ponto analítico,

geoquimicamente distinto, permite o traçado de uma reta com idade próxima de 570Ma, com relação inicial em torno de 0,707 (Fig. 6.17.B).

Numa tentativa de melhor precizar as idades obtidas através do método Rb-Sr, foram concentrados zircões de riolitos pertencentes a Bacia de Guaratubinha (MJ-376) e Campo Alegre (MJ-415). Devido a pequena quantidade de zircões presentes nessas rochas e as suas dimensões reduzidas (inferiores a 150mesh), a concentração desse

mineral exigiu grandes quantidades de amostra. Parte dos zircões obtidos apresentavam ainda impregnações escuras, necessitando de abrasão por período prolongado (72hs), bem como de cuidadosa catação em lupa. Neste processo, foram concentradas cinco frações de zircões de riolitos da Bacia de Guaratubinha e somente duas frações relacionadas a riolitos da Bacia de Campo Alegre. A exceção da fração M(4) pertencente a Bacia de Campo Alegre, as demais apresentaram-se relativamente alinhadas em diagrama U-Pb, indicando uma idade de $602 \pm 11\text{Ma}$ (Fig. 6.18). Tal valor é aqui interpretado como relativo a época de cristalização desses zircões e consequente formação dessas rochas vulcânicas.

As idades obtidas, embora precárias, sugerem que o vulcanismo associado a formação dessas bacias tenha ocorrido entre 600-570Ma. Tal intervalo mostra-se similar ao observado para os maciços graníticos alcalinos- peralcalinos que ocorrem nos Domínios Luís Alves e Curitiba.

Dados K-Ar em rocha total de traquitos da Bacia de Campo Alegre (amostras de números de campo: CA-01 e CA-02 - Ebert & Brochini, 1971, apêndice-1), acusaram respectivamente idades de $458 \pm 23\text{Ma}$ e $481 \pm 25\text{Ma}$. Tais valores devem ser encarados com ressalvas, uma vez que o sistema rocha total analisado é representado em sua maior parte por feldspatos (rochas de composição traquítica), que podem perder argônio mesmo a baixas temperaturas e, neste caso, as idades obtidas não teriam significado geológico. Acrescente-se que o material analisado apresentava fortes indícios de transformação, causado provavelmente durante os processos diagenéticos (Ebert & Brochini 1971).

GRANITÓIDES ALCALINOS - PERALCALINOS

PRANCHA FOTOGRÁFICA 6

- Foto 6a - Granito Graciosa - Rocha leucocrática, cinza clara, de granulação média, inequigranular. Ao microscópio apresenta textura hipidiomórfica, granular, predominando quartzo, k-feldspato (pertítico), plagioclásio (albita), riebeckita e biotita (MJ-640).
- Foto 6b - Granito Anhangava - Rocha leucocrática, cinza rosada, de granulação média, inequigranular. Ao microscópio mostra textura hipidiomórfica, granular, a quartzo, k-feldspato (pertítico), plagioclásio (albita) e biotita (MJ-289).
- Foto 6c - Granito Agudos do Sul - Rocha leucocrática, cinza rosada, de granulação média, equigranular. Ao microscópio apresenta textura hipidiomórfica, granular, a quartzo, k-feldspato (pertítico), plagioclásio (albita) e biotita (MJ-132).
- Foto 6d - Granito Corupá - Rocha leucocrática, cinza esverdeada, de granulação média, equigranular. Ao microscópio apresenta textura granular, hipidiomórfica, a quartzo, k-feldspato (pertítico), aegirina, faialita e hornblenda (MJ-164).
- Foto 6e - Granito Morro Redondo - Rocha leucocrática, cinza esverdeada, de granulação média, equigranular. Ao microscópio apresenta textura hipidiomórfica, granular, a quartzo, k-feldspato (pertítico), riebeckita, aegirina e faialita (MJ-275).
- Foto 6f - Fotomicrografia - Detalhe mostrando a presença de faialita no Granito Morro Redondo (MJ-275 - pol. descruzados - 100X).

CAPÍTULO 7

CONSIDERAÇÕES FINAIS

7.1 - SÍNTESE DAS INFORMAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS

Nos capítulos anteriores foram discutidos os dados geológico-geocronológicos relativos a cada domínio que compõem os terrenos pré-cambrianos a eo-paleozóicos da porção nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná. Pretende-se aqui, realizar uma abordagem integrada e comparativa desses dados, numa tentativa de melhor compreender a evolução geotectônica da área investigada.

O padrão geocronológico observado para os Domínios Luís Alves, Curitiba e Paranaguá, bem como para o magmatismo e vulcanismo associado aos regimes extensionais pós-orogênicos encontram-se sintetizados em forma de mapa (Fig. 7.1) e de histogramas (figs. 7.2 e 7.3). Os valores isocrônicos Sm-Nd e Rb-Sr, em rocha total, bem como U-Pb em zircões, indicam episódios formadores de rochas, em sentido extenso, por meio de quaisquer processos petrogenéticos que conduzam ao aparecimento de associações minerais bem definidas, provenientes de cristalização magmática ou de recristalização metamórfica. As idades K-Ar em minerais e rocha total, por outro lado, indicam, similarmente as idades isocrônicas Rb-Sr, em minerais, épocas relacionadas ao resfriamento regional, consideradas mínimas, e que podem ser muito mais jovens que os episódios reais de cristalização magmática ou recristalização metamórfica. Na figura 7.2 encontram-se representadas, adicionalmente, as idades modelo Sm-Nd (T_{DM}), interpretadas como relativas a época em que os precursores crustais (protólitos) se diferenciaram do manto superior.

A presença de rochas formadas no Arqueano com idades mal definidas, superiores a 2.200Ma, com grande concentração entre 2.800 - 2.600Ma restringe-se ao domínio dos gnaisses granulíticos Luís Alves, sugerindo a existência de núcleos antigos, reconhecidos principalmente nos arredores da cidade homônima, de Pomerode, Dona Francisca e de Barra Velha. Interessante é que valores dessa ordem não se restringem às metodologias Rb-Sr e U-Pb, havendo idades K-Ar, que embora precárias, sugerem a presença de núcleos Arqueanos, notadamente nos arredores de Barra Velha, poupados dos episódios tectônicos posteriores (Fig. 7.1).

A importância do Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico) é marcante em praticamente todo Domínio Luís Alves, com idades de formação distribuídas no intervalo 2.200-1.900Ma e de resfriamento entre 2.000 e 1.700Ma (figs. 7.1 e 7.2). Os dados Sm-Nd (T_{DM}) indicam para os protolitos dessas rochas, derivação do manto superior tanto no Arqueano (2.800 ± 200 Ma), como no Paleoproterozóico (2.400 ± 100 Ma e 2.100 ± 200 Ma, Fig. 7.2).

Na figura 7.4 encontram-se representados os valores médios obtidos para as relações iniciais $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ e sua evolução até o presente, incluindo rochas pertencentes aos Domínios Luís Alves, Curitiba e Paranaguá. Observa-se para os gnaisses granulíticos Luís Alves a existência de relações iniciais $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ próximas a curva de evolução do manto superior, tanto no Arqueano (ponto 1), como no Paleoproterozóico (ponto 3), períodos esses, cujos valores de ϵ_{Nd} se aproximam de zero ou se mostram pouco negativos. Tal padrão isotópico sugere processos de acreção/diferenciação de material do manto superior tanto no Arqueano como no Paleoproterozóico. Interessante é que neste último período existem valores de relações iniciais $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$, que se posicionam acima da curva de evolução dos materiais derivados do manto superior e bastante próximos a curva de evolução dos gnaisses granulíticos Arqueanos (ponto 2), com valores de ϵ_{Nd} mais negativos. Esses dados indicam processos de formação de rocha no Paleoproterozóico, envolvendo o retrabalhamento crustal de reservatórios que apresentavam, nesta época, relações iniciais $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ próximas a dos gnaisses granulíticos Arqueanos.

Observa-se ainda, através das determinações K-Ar, que grande parte desses terrenos encontrava-se a isothermas superiores a 500°C no Paleoproterozóico (difusão de argônio/neoformação de anfibólios nesta época) e, relativamente frios durante o Neoproterozóico, temperaturas inferiores a 300°-250°C (idades em biotitas no intervalo 2.000-1.700Ma). Constituem exceção ao padrão mencionado alguns valores mais antigos (Arqueanos) obtidos em rochas básicas e ultrabásicas dos arredores de Barra Velha, bem como mais jovens (1.700-600Ma), neste caso relacionados a porções localizadas próximo ao contato com os domínios adjacentes.

O Domínio Luís Alves representa portanto, um segmento continental, que inclui porções formadas no Arqueano (2.800-2.600Ma - possível desenvolvimento das paragêneses a ortopiroxênio) e, principalmente no Paleoproterozóico (2.200-1.900Ma - possível desenvolvimento das paragêneses do fácies anfibolito), período este em que

esses terrenos devem ter se posicionado a níveis crustais relativamente rasos (dados K-Ar entre 2.000 e 1.700Ma.) A caracterização de seu prolongamento para norte, em direção ao Maciço Serra Negra, revela que as dimensões desse segmento deveriam ser bem maiores, com provável continuidade até as rochas granulito-migmatíticas pertencentes ao Maciço de Itatins, já no sudeste de São Paulo. Basei *et al.* (1992) sugerem que este domínio represente no Neoproterozóico uma microplaca, a qual denominam de Microplaca Luís Alves.

Os terrenos a norte, relativos ao Domínio Curitiba, mostram características geológicas, geocronológicas e estruturais distintas daqueles pertencentes ao Domínio Luís Alves. Embora esse domínio preserve registros evolutivos do Paleoproterozóico (2.200-1.800Ma), ciclo Transamazônico, importante fase de migmatização ocorreu durante o Neoproterozóico (Fig. 7.1 e 7.2).

O estudo geocronológico efetuado não indicou com precisão épocas relacionadas ao metamorfismo principal das rochas gnáissico-migmatíticas deste setor, caracterizando o intervalo 640-560Ma como relativo ao resfriamento regional dessas seqüências, com grande concentração de idades entre 620 e 600Ma (principal período de resfriamento - Fig. 7.3). Tal padrão reveste-se de fundamental importância, por caracterizar o posicionamento desses terrenos a isothermas inferiores a 450-500°C (K-Ar em anfibólios) durante o Neoproterozóico. Acrescente-se, que os granitóides da Suite Rio Piên, distribuídos na porção sul deste domínio, limitados por importantes zonas de cisalhamento, apresentam idades de formação do intervalo 620-600Ma, sugerindo tratar-se de um magmatismo desenvolvido em período próximo ao de resfriamento deste setor.

As relações iniciais $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ relativas as rochas gnáissico-migmatíticas pertencentes ao Domínio Curitiba, embora precárias, mostram-se relativamente elevadas, tanto no Paleoproterozóico como no Neoproterozóico, sugerindo origem a partir de reservatórios crustais, com composições isotópicas de Sr similares às observadas para os gnaisses granulíticos Luís Alves nesses períodos (Fig. 7.4, pontos 4 e 5). Padrão isotópico distinto é observado para os granitóides deformados da borda sul deste domínio (Suite Rio Piên), que apresentam relações iniciais $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i$ inferiores às observadas para os gnaisses migmatíticos regionais. Tal fato impossibilita a formação dessas rochas, no Neoproterozóico, a partir de reservatórios similares aos observados para o conjunto migmatítico antes discutido.

FIG: 7.1- PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE IDADES Rb-Sr, U-Pb, E K-Ar-
PORÇÃO SE DO PARANÁ E NE DE SANTA CATARINA.

DOMÍNIOS	PADRÃO Rb-Sr E U-Pb (Ma).	PADRÃO K-Ar (Ma)
MAGMATISMO (PÓS-OROGÊNICO)	▲ — 600 / 570	▣ — 580 / 520
PARANAGUÁ	▤ — 620 / 570	▥ — 560 / 480
CURITIBA	▦ — 620 / 600 ▧ — 2.200 / 1.800	▨ — 640 / 560
LUÍS ALVES	▩ — 2.200 / 1.900 ▪ — 2.800 / 2.400	▬ — 1.700 / 550 ▭ — 2.000 / 1.700 ▮ — 2.800 / 2.400

FIG: 7.2-HISTOGRAMA DE IDADES Rb-Sr, U-Pb, e Sm-Nd PARA OS TERRENOS LOCALIZADOS NO SETOR SE DO PARANÁ E NE DE SANTA CATARINA.

FIG.7.3-HISTOGRAMA K-Ar PARA ROCHAS DA PORÇÃO NE DE SANTA CATARINA E SE DO PARANÁ

FIG. 7.4-DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO DA RELAÇÃO Sr^{87}/Sr^{86} -ROCHAS DA PORÇÃO NE DE SANTA CATARINA E SE DO PARANÁ

As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) indicam para derivação do manto superior, dos precursores crustais dos anfibólio gnaisses desse domínio, épocas relacionadas ao Arqueano ($2.600 \pm 200\text{Ma}$) e, para os mobilizados migmatíticos e granitóides da Suite Rio Piên, valores do Paleoproterozóico ($2.100 \pm 200\text{Ma}$). Tal padrão radiométrico mostra similaridades com o observado para as rochas granulíticas pertencentes ao Domínio Luís Alves.

Os diagramas de evolução isotópica do índice ϵ_{Nd} indicam para as rochas gnáissico-migmatíticas bem como para os granitóides da Suite Rio Piên "trends"

compatíveis com os observados para os terrenos Luís Alves, derivados do manto tanto no Arqueano como no Paleoproterozóico, não evidenciando, como no caso do Sr, fracionamento significativo (Fig. 7.5). Os valores de ϵ_{Nd} mostram-se menos negativos no Paleoproterozóico (-1,2 a -6,5) do que no Neoproterozóico (-20 a -22), sugerindo neste último caso longo período de residência crustal dos protolitos dessas rochas.

FIG:7.5- DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO DO ϵ_{Nd} NO TEMPO

Basei et al. (1992), individualizaram esses terrenos setentrionais como pertencentes a uma microplaca distinta da Luís Alves (Microplaca Curitiba). Admitem processos de subduções e colisões no Neoproterozóico e no Cambriano, que se iniciariam com a justaposição da Microplaca Curitiba e do Cráton do Paraná. A seguir, a colisão entre as Microplacas Luís Alves e Curitiba, com o fechamento do oceano existente entre elas, seria decorrência de movimentação desses terrenos rumo noroeste. Neste modelo, os granitóides cálcio-alcálicos deformados (Suite Rio Piên) , que balizam a porção sul do Domínio Curitiba foram referidos como representantes de raízes de um arco magmático Neoproterozóico. As rochas básicas e ultrabásicas que ocorrem na borda setentrional do Domínio Luís Alves foram admitidas como possíveis restos de assoalho oceânico obductado. Alguns aspectos, no entanto, a exemplo da ausência de metassedimentos relacionados a evolução do suposto oceano brasileiro, existente entre essas microplacas, necessitam de pesquisas adicionais, uma vez que o metamorfismo impresso nos granitóides da Suite Rio Piên e nas ultramáficas são de fácies xisto-verde. A presença de rochas básicas e ultrabásicas também não se restringe às regiões limítrofes entre esses domínios (arredores de Campina dos Crispins), ocorrendo também associadas aos terrenos gnáissico-granulíticos Luís Alves (regiões de Campina dos Maias, Trigolândia, Tijucas do Sul, Vossoroca, São Bento do Sul, etc). Xistos magnesianos, com formas e dimensões variadas ocorrem adicionalmente associados aos gnaisses e migmatitos pertencentes ao Domínio Curitiba. Acrescente-se, que os dados geocronológicos indicam idade próxima de 2.250Ma para a formação das rochas ultrabásicas localizadas nos arredores de Campina dos Crispins e idades em torno de 2.700Ma para seus precursores do manto. Tais valores mostram-se compatíveis com o padrão observado para grande parte das rochas gnáissico granulíticas pertencentes ao Domínio Luís Alves.

Tais fatos, aliados ao padrão estrutural observado para os litotipos pertencentes ao Domínio Curitiba, indicativo de uma tectônica controlada em grande parte por cisalhamentos com indicadores cinemáticos sugestivos de um transporte de baixo ângulo em direção ao Domínio Luís Alves, permitiram sugerir um modelo evolutivo alternativo. Neste modelo, os terrenos pertencentes ao Domínio Curitiba não representariam uma microplaca distinta e sim a margem noroeste da Microplaca Luís Alves, envolvida pela tectônica Neoproterozóica, reflexo de sua colisão com o Cráton do Paraná. Tratar-se-ia de uma zona de borda, intensamente deformada, migmatizada

e granitizada, função desta tectônica colisional. Neste contexto, estariam atualmente expostas no Domínio Curitiba, rochas gnáissicas e migmatíticas do fácies anfibolito ao lado de níveis, relativamente, mais rasos, do fácies xisto-verde (granitóides deformados, rochas básicas e ultrabásicas e gnaisses granulíticos próximo as zonas de contato),.

No modelo proposto, os granitóides deformados que balizam o contato entre os Domínios Curitiba e Luís Alves, poderiam ter sua colocação relacionada à zonas transcorrentes, que limitam essas rochas magmáticas. A movimentação diferencial entre essas zonas de cisalhamento seria responsável pelo desenvolvimento, no interior das mesmas, de uma tectônica em regime tracional, que possibilitaria a colocação dessas rochas graníticas. Tal colocação teria ocorrido sincronicamente com os últimos estágios de deformação, ($615 \pm 30\text{Ma}$). Acrescente-se que esses granitóides encontram-se afetados pelos dobramentos abertos, tardios, com direções axiais NE-SW, que são observados em todo o Domínio Curitiba (anexo 3).

Outro compartimento importante, com evolução distinta, refere-se ao Domínio Paranaguá, representado por uma grande variedade de granitóides com idades de formação relativas ao Neoproterozóico. Os valores obtidos distribuem-se, principalmente entre 620 e 570Ma, mostrando similaridades com o intervalo observado para o resfriamento dos terrenos Curitiba (Figs. 7.1; 7.2 e 7.3). Tal padrão, sugere que enquanto os terrenos Curitiba, encontravam-se a níveis crustais relativamente rasos (isotermas inferiores a $300\text{-}250^\circ\text{C}$), no Domínio Paranaguá ocorria expressiva manifestação granítica (idades U-Pb e Rb-Sr relacionadas a formação dessas rochas). As idades Sm-Nd indicam épocas relativas ao Paleoproterozóico (2.200-1.900Ma) para os protolitos crustais dos granitóides tipo Morro Inglês, e mais antigas para os granitóides Canavieiras (2.400Ma) e Estrela (2.600Ma). Tais valores mostram-se interessantes, uma vez que os granitóides Canavieiras e Estrela distribuem-se na porção ocidental do Domínio Paranaguá, próximos ao contato com os gnaisses granulíticos Luís Alves, que apresentam idades Sm-Nd (T_{DM}) dessa ordem. Os valores de ϵ_{Nd} , bastante negativos no Neoproterozóico (-12 a -23), sugerem um prolongado período de residência crustal para os protolitos dessas rochas graníticas. O padrão observado para o índice ϵ_{Nd} (Fig. 7.5), mostra-se coerente com o observado para os

demais terrenos, distribuindo-se segundo "trends" Arqueanos (Canavieiras e Estrela) e Paleoproterozóicos (Morro Inglês).

Adicionalmente, as relações iniciais observadas para os granitóides Morro Inglês posicionaram-se no diagrama de evolução de Sr (no Neoproterozóico), acima da curva relativa aos gnaisses granulíticos Luís Alves derivados do manto no Paleoproterozóico, porém bem abaixo dos demais conjuntos, neste caso impossibilitando tratar-se de reservatórios isotopicamente similares (Fig. 7.4).

Acrescente-se que esses granitóides apresentam intervalo de idades bastante amplo, desde sua formação (U-Pb: 620-600Ma), fechamento do sistema isotópico Rb-Sr (600-570Ma), e resfriamento regional (K-Ar: 560 - 480Ma).

Padrão geocronológico similar, é descrito para os granitóides que ocorrem no Cinturão Kaoko, do lado Africano. Neste setor, os dados isotópicos indicam para os granitóides associados ao período de convergência continental, idades próximas de 650Ma. Os granitóides relacionados à colisão continental (pós D-2) apresentaram idades da ordem de 590Ma. As fases tardias, relacionadas a retrocavalgamentos e ao desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento encontram-se datadas através dos granitóides de natureza pós tectônica, cujas idades mostram-se próximas a 570Ma (Porada 1989). Interessante é que o resfriamento deste cinturão, do lado Africano, prolongou-se até cerca de 480Ma, similarmente ao padrão K-Ar observado para os granitóides do Domínio Paranaguá.

O contato ocidental deste domínio com os terrenos Luís Alves é tectônico, marcado por importantes zonas de cisalhamento (Lineamentos do Rio Palmital, Alexandra e Serra Negra), que indicam na porção sul-sudoeste transporte lateral, com movimentação sinistral.

A aplicação do método K-Ar em rochas pertencentes aos diferentes domínios estudados permitiu, não só caracterizar com precisão o padrão de resfriamento regional desses terrenos, mas também possibilitou tecer inferências sobre a tectônica que atuou na justaposição dos mesmos. Com este objetivo, foram confeccionados perfis K-Ar (térmicos) que seccionaram transversalmente os contatos entre os diferentes setores estudados (figs. 7.6 e 7.7). Observa-se um padrão térmico semelhante nos perfis Curitiba-Paranaguá (E-W, fig 7.6), e Curitiba-São Bento do Sul (N-S, Fig. 7.7), nos trechos que envolvem o Domínio Curitiba e seus limites tectônicos com o Domínio Luís Alves. A importância do evento tectono-termal brasileiro que

atingiu as rochas pertencentes ao Domínio Curitiba é evidenciada através do patamar de idades principalmente entre 620 e 600Ma. A passagem desses terrenos para os pertencentes ao Domínio Luís Alves é marcada por uma tendência de aumento gradativo das idades K-Ar rumo a este último domínio, até atingir outro patamar relativo ao Ciclo Transamazônico (2.000-1.700Ma). O contato oriental, com o Cinturão Costeiro, mostra comportamento diferente, ocorrendo um salto das idades transamazônicas, representantes do Domínio Luís Alves para valores principalmente do intervalo 560-480Ma (Fig. 7.6). As diferenças térmicas observadas nos limites desses terrenos podem ser interpretadas como resultantes de superposições distintas dos mesmos. Assim, o limite norte sugere um envolvimento térmico expressivo e gradativo entre os terrenos Curitiba e Luís Alves, distinto do indicado para o setor sul oriental, onde a justaposição parece ter ocorrido a temperaturas mais baixas.

Importante granitogênese, notadamente de natureza alcalina-peralcalina, é representada nos Domínios Luís Alves e Curitiba pelos inúmeros "stocks" e batólitos graníticos (Graciosa, Anhangava, Marumbi, Serra da Igreja, Agudos do Sul, Morro Redondo, Dona Francisca, Piraí e Corupá). Esses maciços graníticos distribuem-se principalmente nas proximidades das grandes zonas de cisalhamento (Piên-Tijucas do Sul, Mandirituba-Piraquara, Corupá, Rio Palmital). O corpo de Agudos do Sul parece inclusive selar o contato entre os terrenos Luís Alves e Curitiba.

Os dados Sm-Nd relativos a época de diferenciação manto/crosta dos protolitos crustais desses granitos, concentram-se no intervalo 2.100-1.850Ma, caracterizando a grande importância do Paleoproterozóico (ciclo Transamazônico) na gênese de seus protolitos (Fig. 7.2). O diagrama de evolução isotópica do índice $\epsilon_{Nd} \times T$ indica padrão compatível com os observados para os demais terrenos com idades Sm-Nd (T_{DM}) relativas ao Paleoproterozóico (Fig. 7.5). Os valores de ϵ_{Nd} calculados para a época de formação desses granitóides distribuem-se entre -7 e -13.

Fig. 7.6 - Perfil K-AR - Trecho Curitiba - Paranaguá

Fig. 7.7 - Perfil K-AR - Trecho Curitiba - São Bento do Sul

As idades de formação da maioria desses corpos distribuem-se principalmente no intervalo 600-570Ma, período este que os terrenos Curitiba encontravam-se relativamente estáveis, enquanto na borda oriental do Domínio Luís Alves o processo era provavelmente colisional. A colocação desses maciços parece estar associada a regimes tectônicos predominantemente distensivos relacionados a processos de adelgaçamento crustal ocorridos no âmbito dos terrenos gnáissico-migmatíticos Curitiba, envolvendo parte do Domínio Luís Alves.

Os dados K-Ar, revelam ainda, que o Domínio Paranaguá permaneceu quente (isotermas superiores a 300-250°C) por bem mais tempo (560-480Ma) que os domínios adjacentes, incluindo os granitóides intrusivos (585-520Ma, Fig. 7.3).

Expressivo vulcanismo ácido a intermediário ocorre adicionalmente no âmbito do Domínio Luís Alves, associado às bacias distensivas de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá. Embora os dados isotópicos Rb-Sr e U-Pb (zircões) mostrem-se precários, o intervalo 600-570Ma parece representar o período principal de colocação dessas rochas vulcânicas, período este, também relacionado a formação dos maciços graníticos de natureza alcalina-peralcalina (figs. 7.1 e 7.2). Tais dados corroboram com a hipótese de que neste período predominava um regime tectônico distensivo, relacionado ao adelgaçamento crustal, envolvendo o Domínio Curitiba e parte do Domínio Luís Alves.

Finalmente, dados K-Ar obtidos em plagioclásios e rocha total de rochas metabásicas e diques básicos, que ocorrem no âmbito dos terrenos estudados apresentaram idades relacionadas respectivamente ao Neoproterozóico (690-500Ma), e ao Jurássico e Cretáceo (200-120Ma - apêndice-1). No primeiro caso, tais manifestações distribuem-se principalmente nas proximidades dos contatos entre os terrenos estudados, associados possivelmente aos grandes falhamentos gerados ou reativados no Neoproterozóico. Os dados mais jovens necessitam de estudos complementares uma vez que, tais manifestações concentram-se no setor sul-brasileiro, principalmente no Cretáceo.

7.2 - Implicações Tectônicas

A configuração observada para os terrenos localizados entre os Cinturões Ribeira (a norte) e Dom Feliciano (a sul) parece ser o resultado da aglutinação de

entidades geotectônicas distintas, produzida por processos de subducções seguidas de colisões.

O atual quadro tectônico foi estabelecido durante o final do Neoproterozóico com continuidade até o Cambro-Ordoviciano, como resultado de processos de colagens relacionadas a formação do Gondwana Ocidental. Nesse período, o choque dos Crátons Congo-Kalahari contra os conjuntos dos Crátons São Francisco - Paraná e Amazônico, teria produzido o amalgamento de todos os blocos continentais existentes entre essas grandes massas continentais. Tais blocos representam hoje segmentos continentais, em meio aos cinturões de dobramento gerados ou retrabalhados nessa época.

Nesse sentido, é entendida que a atual configuração dos terrenos Luís Alves, envolvendo seu prolongamento para nordeste, em direção ao Maciço Serra Negra, com provável continuidade até o Maciço de Itatins (sudeste de São Paulo), bem como os terrenos pertencentes ao Domínio Curitiba (borda do segmento Luís Alves retrabalhada), poderia representar um microcontinente localizado entre os Crátons do Congo e do Paraná.

A extensão desse segmento para SW, envolvendo os Blocos São Gabriel e Taquarembó (no RGS) e o Bloco Flórida (no Uruguai), integrando o Cráton Rio de La Plata foi proposta por Fragoso César (1991). Os dados gravimétricos no entanto (Hallinan *et al.* 1993), indicam a continuidade do Domínio Luís Alves para SW até a latitude de aproximadamente 29°, onde é interrompido por anomalias negativas E-W, não caracterizando sua ligação com os demais terrenos a sul.

Existe a possibilidade ainda, dos terrenos Luís Alves estarem conectados, nesta época, ao Cráton do Congo, havendo uma ponte de ligação (Congo - Luís Alves), isolando dois oceanos distintos (Fig. 7.8). O reconhecimento de terrenos antigos (Arquenos e Paleoproterozóicos) junto a costa de Angola (África), bem como do Brasil (Itatins), sugere que cinturões de dobramento gerados ou retrabalhados durante o Neoproterozóico, não existiram entre esses segmentos continentais (neste caso haveria a ligação proposta) ou que os mesmos encontram-se submersos ou foram totalmente destruídos durante a constituição Meso-Cenozóica do Atlântico Sul (neste caso o Domínio Luís Alves representaria um microcontinente).

Acredita-se, com base no padrão estrutural observado para os terrenos Curitiba e do Cinturão Ribeira (Campanha *et al.* 1987, Soares 1988, Fiori 1990), que a

movimentação relativa teria colocado os terrenos Luís Alves por debaixo do Cinturão Ribeira. O transporte relativo, envolvendo tanto as seqüências metassedimentares como as margens continentais do microcontinente colidente, seria de NW para SE. Tal processo teria se iniciado ao redor de $700 \pm 50\text{Ma}$ (idade atribuída aos granitóides Três Córregos e Cunhaporanga - Reis Neto 1994). O arco magmático Três Córregos seria gerado nessa época, na borda do Cráton do Paraná.

Fig. 7.8 - Correlação geológica Brasil - África. A - Cinturão Damara; B - Cinturão Oeste - Congo; C - Cráton do Congo; D - Maciço de Guaxupé; E - Cráton São Francisco; F - Domínio Luís Alves; G - Cráton Rio de la Plata; P - Cráton do Paraná; H - Cinturão Dom Feliciano; I - Cinturão Ribeira; J - Cinturão Brasília; CC - Cinturão Paranaguá; BV - Barra Velha.

O fechamento completo do oceano existente entre os terrenos Luís Alves e Paraná e consequente colisão teria ocorrido em épocas anteriores a 620-600Ma,

período este, associado aos processos tectônicos tardios (resfriamento) envolvendo o Domínio Curitiba. No modelo proposto, os terrenos pertencentes ao Domínio Curitiba representam portanto a borda do Microcontinente Luís Alves intensamente deformada, migmatizada e granitizada, consequência de uma tectônica controlada principalmente por cisalhamentos.

Acrecente-se que sob o ponto de vista geotectônico, fragmentos crustais que apresentem pelo menos uma margem ativa e dimensões inferiores a 10^6 km² (Condie 1989) devem ser classificados como microplacas. Observa-se, portanto que a evolução do microcontinente Luís Alves faz com que o mesmo adquira características de microplaca, denominação esta proposta por Basei *et al.* (1992).

A justaposição do Domínio Paranaguá parece ter-se dado após a colagem dos terrenos Luís Alves e Paraná. Os valores de idades, bem como a assinatura isotópica desses terrenos o diferenciam dos demais (Basei *et al.* 1990a) e sugerem a formação de granitóides a partir do retrabalhamento de rochas crustais (620-570Ma). O padrão K-Ar (biotitas) indica ainda que o resfriamento deste segmento, ou de parte dele, atingiu o Cambro-Ordoviciano, evidenciando provavelmente, processos relacionados à aglutinação dos Crátons Congo-Kalahari com os Crátons São Francisco-Paraná e, consequente, formação do Gondwana Ocidental.

O Domínio Paranaguá pode representar a continuidade lateral do Cinturão Kaoko (do lado Africano - Fig. 7.8) e fazer parte da evolução de um grande cinturão colisional, que balizaria toda porção costeira das regiões sul e sudeste do território brasileiro, num quadro geotectônico cuja dinâmica deformacional é ainda incerta. Algumas semelhanças deste setor com os demais (a norte e a sul) são observadas a exemplo da intensa granitogênese, com épocas de formação relativamente próximas e, fontes de mesma idade, além do predomínio de encaixantes metassedimentares aluminosas e padrão estrutural coerente. As diferenças existentes podem ser devidas a geometria pretérita desses terrenos, dinâmica de deformação, bem como relacionada aos diferentes níveis estruturais atualmente expostos. O padrão gravimétrico (Hallinan *et al.* 1993), indica a continuidade do Domínio Paranaguá para sul, rumo ao domínio interno do Cinturão Dom Feliciano, em Santa Catarina. Sua extensão para o Rio Grande do Sul, em direção ao Batólito Pelotas não encontra suporte gravimétrico, podendo tal continuidade ter se dado mais a leste, na margem continental.

Durante a justaposição do Domínio Paranaguá ocorre no âmbito dos terrenos adjacentes, já relativamente estabilizados, expressiva granitogênese de natureza alcalina-peralcalina bem como intenso vulcanismo ácido-intermediário relacionado a evolução das Bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá. Tais manifestações sugerem uma associação com regimes tectônicos distensivos, produzidos pelos ajustes crustais decorrentes de uma procura de condições de maior estabilidade, após o espessamento provocado pelo tectonismo precedente.

A disposição desses maciços graníticos, por outro lado, em grande parte, orientados paralelamente ao limite do Cinturão Paranaguá, e as idades de formação relativamente próximas, sugere uma associação entre ambos, permitindo uma hipótese alternativa onde a geração destes corpos graníticos estaria relacionada a um adelgaçamento litosférico, produzido no ante-país, resultante desta justaposição.

Observa-se ainda que o intervalo de idades K-Ar, mais significativo, obtido para os maciços graníticos (585-520Ma), mostra-se pouco mais antigo que o observado para os terrenos do Cinturão Paranaguá (560-480Ma). Tal fato sugere a permanência deste último segmento à isothermas superiores a 250-300°C por mais tempo, período em que os corpos graníticos já se encontravam relativamente frios, denotando posicionamento em níveis crustais superiores.

Finalmente, com intuito de melhor caracterizar aspectos relacionados a evolução crustal da região pesquisada, foram analisados os valores disponíveis de ϵ_{Nd} em função das idades de formação dos diferentes tipos de rocha deste setor (Fig. 7.9). Observa-se durante o Neoproterozóico, um amplo intervalo de distribuição dos valores ϵ_{Nd} , sistematicamente negativos (-7 a -23), indicando que os processos de formação de rocha, deste período, envolveram predominantemente, o retrabalhamento de material com vida crustal pretérita. Interessante, é que grande parte desse material formado durante o Neoproterozóico indica, através de idades modelo Sm-Nd, épocas de diferenciação do manto superior relativas ao Paleoproterozóico. Neste período e, no Arqueano, os valores de ϵ_{Nd} são bem menos negativos, por vezes próximos de zero, sugerindo maior participação em sua constituição de material oriundo do manto superior. O padrão relativo aos terrenos sul-africanos (Harris et al. 1986), se distingue do observado na figura 7.9, principalmente por caracterizar volumes significativos de rocha formadas durante o Mesoproterozóico envolvendo principalmente processos de

acresção de material do manto superior. Acrescente-se que na porção sul-africana, a distribuição dos valores de ϵ_{Nd} durante o Neoproterozóico se assemelha ao do setor estudado, evidenciando adicionalmente, acresção de material do manto superior, neste período.

CAPÍTULO 8

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, S.F. (1945) Fundamentos Geográficos da Mineração Brasileira. *Revista Brasileira de Geografia*, 7(1):3-137.
- AHRENS, L.H. (1955) Implications of the Rhodesian age pattern. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8(1):1-15.
- ALBUQUERQUE, L.F.F.; ARIOLI, E.E.; DIAS, A.D.A.; KIRCHNER, C.A. (1971) *Geologia das quadriculas de Blumenau e Joinville, SC*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 101p. (Relatório interno).
- ALMEIDA, F.F.M. (1949) Novo campo de riolitos e tufos no sul do Brasil. *Mineração e Metalurgia*, 14(82):101-103.
- ALMEIDA, F.F.M. (1952) Contribuição à geomorfologia da região oriental de Santa Catarina. *Boletim Paulista de Geografia*, 10(1): 3-32.
- ALMEIDA, F.F.M. (1967) *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, Boletim 241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. ; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1973) The precambrian evolution of South America cratonic margin, south of the Amazon River. In: NIRN, A.E.M. & STHLI, F.G. (Eds.). *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Press, v.1, p.411-446.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. (1966) Potassium-Argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30(2):159-189.
- ARNDT, N.T. & GOLDSTEIN, S. (1987) USE AND ABUSE OF CRUST-FORMATION AGES. *Geology*, 15(10):893-895.
- BARBARIN, B. (1990) Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25(3/4):227-238.
- BARBOSA, O. (1940) Reservas de minérios de ferro em Santa Catarina. *Mineração e Metalurgia*, 5(25): 21-24.
- BARBOSA, O. (1957) *Observações e Comparações sobre algumas ocorrências vulcânicas no Peru, no México e no Brasil*. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, Boletim 167, 43p.

- BARTON Jr., J.M. (1983) Pb isotopic studies of Banded Iron Formation, Central Zone, Limpopo Mobile Belt. *Geological Society of South Africa* (Special Publication), 8:43-44.
- BARTORELLI, A.; MINIOLI, B.; KAWASHITA, K. (1968) Nota preliminar sobre rochas ultrabásicas de Itajuba - Santa Catarina. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 22, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, v.1, p.243-246.
- BASEI, M.A.S. (1985) *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo, 190p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- BASEI, M.A.S. & SIGA Jr. O. (1992) Tectonic evolution of the Joinville Massif, southern Brazil. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 29, Kioto. *Abstracts*. Kioto, Japão, v.2, p.271.
- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. (1987) Geocronologia dos terrenos pré-cambrianos a eopaleozóicos de Santa Catarina. *In: SILVA, L.A. & BERTOLUZZI, C.A. (eds.). Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina - 1:500.000*. Florianópolis, DNPM/CPRM.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; VASCONCELLOS, J.P.B.C.; SILVA, P.C.S. (1988) Evolução e geotectônica dos terrenos pré-cambrianos a eopaleozóicos dos estados do Paraná e Santa Catarina. São Paulo, 20p. (Relatório Fapesp, Projeto 87/0175-9, inédito).
- BASEI, M.A.S.; VASCONCELLOS, J.P.B.C.; SIGA Jr., O. (1989) Isotopic studies and tectonic setting of late proterozoic granites of south Brazil. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 28, Washington-D.C. *Abstracts*. Washington-DC, EUA, v.1, p.94.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO, J.M. (1990a) O Batolito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal. *Anais*. Natal, SBG, v.4, p.1684-1699.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A. (1990b) Tectônica de nappes do Proterozóico Superior e Eopaleozóico da porção sul brasileira. *In: REUNIÃO INTERNACIONAL DO PROJETO 270 - PICG*, 3, São Paulo, IUGS/UNESCO.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A. (1990c) Tectonic relationship between the Dom Feliciano Belt and the Joinville Massif, Southern Brazil. *In: WORKSHOP "GEOQUÍMICA ISOTÓPICA, LITO-GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL"*, São Paulo. *Boletim de Resumos*. São Paulo, SBG, v.1, p.17-19.

- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; KAWASHITA, K. (1990d) A K-Ar profile through the Joinville Massif and the Dom Feliciano Belt, southern Brazil - tectonic implications. *In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY*, 7, Canberra. *Abstracts*. Camberra, Australia, v.27, p.8.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIARELLI, A.; MANCINI, F. (1991) Evolução tectônica do Maciço de Joinville (PR - SC). *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro. *Boletim de Resumos*. Rio Claro, SBG, p.132-133.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIARELLI, A.; MANCINI, F. (1992) Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):216-221.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; SPRÖESSER, W. M. (1994) A instalação da metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia brasileira de Ciências* (no prelo).
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1/4):43-55.
- BATOLLA Jr., F.; HAMA, M.; LOPES Jr., I. (1977) Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasileiras da região leste do Estado do Paraná. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA*, 1, São Paulo. *Atas*. São Paulo, SBG, p.324-337.
- BIGARELLA, J.J. (1965) Nota explicativa acompanhando a Folha Geológica de Paranaguá. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 13: 6p.
- BIONDI, J.C.; CAVA, L.T.; SOARES, P.C. (1989) *Mapa Geológico do Estado do Paraná (Escala 1:650.000)*. Curitiba, DNPM/MINEROPAR.
- BOWDEN, P. & TURNER, D.C. (1974) Peralkaline and associated Ring Complex in the Nigeria - Niger Province, West Africa. *In: SORENSEN, H. (Ed.). The Alkaline Rocks*. New York, J. Wiley & Sons, p. 330-351.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPEL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. (1984) Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: A discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35(1/3):1-11.
- BRANNER, B. (1919) Outlines of the geology of Brazil to accompany the geological map of Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 30(2):189-338.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. (1991) Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1/2):23-40.

- BROOKS, C.; HART, S.R.; WENT, I. (1972) Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10(2):551-577.
- BROWN, G.C. (1982) Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R. S. (Ed). *Andesites*. New York, J. Wiley & Sons, p.437-461.
- CAMPANHA, G.A.C. (1992) *Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo, 296p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. (1987) Considerações sobre a organização litoestratigráfica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.2, p.725-742.
- CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; SADOWSKI, G.R. (1994) Tectônica da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.1, p.271-272.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. (1994) The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* (no prelo).
- CARNEIRO, C.D.R. (1974) Esboço e diferenciação tectônica do pré-Cambriano Superior no sul-sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. *Resumo das Comunicações*. Porto Alegre, SBG, v.1, p. 698-700.
- CARVALHO, P.F. (1936) *Geologia do Município de Curitiba*. Rio de Janeiro, DNPM/DMG. Boletim 82, 37p.
- CARVALHO, P.F. & PINTO, E.A. (1938) *Reconhecimento geológico no Estado de Santa Catarina, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. Boletim 92, 30p.
- CASTRO, N.A.; P. JR., V. REIS NETO, J.M. (1994) Formação Guaratubinha: a importância das rochas vulcanoclásticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.3, p.72-73.
- CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J.F.; SOARES, P.C.; MORETZOHN, J.S. (1989) Estudos de elementos terras raras para caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no Escudo Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, Porto Alegre. *Anais*. Porto Alegre, SBG, p.487-497.
- CONDIE, K.C. (1989) *Plate tectonics and crustal evolution*. Oxford, Pergamon Press, 476p.

- CORDANI, U.G. (1974) Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Assunção e Curitiba. In: MONACO, O.A.; ZIR FILHO, J.A.; VALENTINE, N. (Eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Assunção- SG.21 e Curitiba- SG.22*. Brasília, DNPM, p.58-67.
- CORDANI, U.G. (1980) Fundamentos de interpretação geocronológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Boletim Especial*. Camboriú, SBG, v.6, 22p.
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. (1967) Determinações de idade K-Ar em rochas do Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba. *Anais*. Curitiba, SBG, v.1, p.218-233.
- CORDANI, U.G. & GIRARDI, V.A.V. (1967) Geologia da Folha de Morretes. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 26:40p.
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. (1971) Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. *Anais*. São Paulo, SBG, v.1, p.105-110.
- CORFU, F. & STOTT, G.M. (1986) U/Pb ages for late magmatism and regional deformation in the Shebandowan Belt, Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(8):1075-1082.
- COWARD, M.P. (1983) Thrust tectonics, thin skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*, 5(2):113-123.
- DAITX, E.C. & CARVALHO, M.A.S. (1980) *Projeto geoquímica na área de Guaratubinha - Piên*. São Paulo, DNPM/CPRM, 184p. (Relatório interno).
- De La ROCHE, H.; LETTERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major-elements analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(112):183-210.
- DE PAOLO, D.J. (1988) *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Berlin, Springer Verlag, 187p.
- DEWEY, J.F.; GASS, I.G.; CURRY, G.B.; HARRIS, N.B.W.; SENGÖR, A.M.C. (eds.) (1990) *Allochthonous terranes*. Cambridge, Cambridge University Press, 199p.
- EBERT, H. (1971) O Grupo Guaratubinha ao norte do Estado de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. *Anais*. São Paulo, SBG, v.1, p.147-165.
- EBERT, H. & BROCHINI, M.F. (1971) A Formação Campo Alegre, Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. *Resumo das Comunicações*. São Paulo, SBG, p.181-182.

- ERICHSEN, A.I. (1925) *Nota preliminar sobre a jazida de ferro dos Municípios de Joinville e São Francisco do Sul, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 13, 34p.
- EVENSEN, N.H.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8):1119-1212.
- FASSBINDER, E.; FUMAGALLI C.E.; FIORI, A.P. (1985) Estudo preliminar sobre lineamentos tectônicos no pré-Cambriano paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.172-183.
- FAURE, G. (1986) *Principles of isotope geology*. New York, John Wiley & Sons, 589p.
- FERREIRA, C.J. & WERNICK, E. (1985) Petrografia dos granitóides dos escudos de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.124-125.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; MANTOVANI, M.S.M.; FRYER, B.J. (1991) O Complexo Granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano? *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, 9:35-40.
- FIORI, A.P. (1978) *Análise do caráter polidiapírico do Granito Agudos na região de Agudos do Sul, PR*. Curitiba, MINEROPAR S/A, 28p. (Relatório interno).
- FIORI, A.P. (1985) As falhas Lancinha e de Morro Agudo e estruturas secundárias associadas. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.159-171.
- FIORI, A.P. (1990) *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba, São Paulo*. São Paulo, 261p. (Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo)
- FIORI, A.P. (1992) Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 23:55-74.
- FONSECA, A. do C. (1993) *Esboço Geocronológico da região de Cabo Frio - Estado do Rio de Janeiro*. São Paulo, 186p. (Tese de Doutorado apresentada no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1980) O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais*. Camboriú, SBG, v. 5, p.2879-2892.

- FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1991) *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 367p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. & SOLIANI Jr., E. (1984) Compartimentação tectônica do Cráton Rio de La Plata. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.5, p.2426-2434.
- FRAYA, R. (1944) *Dados complementares do "Plano de Bom Aproveitamento" da jazida de ferro do Banhado Dona Cristina e Morro da Serenata, Domínio de Dona Francisca*. Rio de Janeiro, Companhia Brasileira de Aços Finos S/A, 47p. (Relatório interno).
- FUCK, R.A. (1966) Nota explicativa da Folha Geológica de Quero-Quero. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 19:21p.
- FUCK, R.A. (1967a) *Geologia da Folha de Piraquara*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 37p. (Relatório inédito).
- FUCK, R.A. (1967b) *Geologia da Folha de São José dos Pinhais*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 46p. (Relatório inédito).
- FUCK, R.A. (1967c) Geologia da Folha Abapã. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 25:34p.
- FUCK, R.A. (1967d) *Geologia das Folhas de Jaguaricatu e Socavão*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 42p. (Relatório inédito).
- FUCK, R.A. (1991) Aprovada nova escala de tempo para o pré-Cambriano. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2):182-183.
- FUCK, R.A.; TREIN, E.; MARINI, O.J. (1967a) Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 23/25:5-41.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. (1967b) A Formação Guaratubinha. *Boletim Paranaense de Geociências*, 23/25:237-256.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J., TREIN, E. (1967c) Contribuição ao estudo das rochas graníticas no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 23/25:183-219.
- FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. (1968) *Folha geológica da Ilha do Mel (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- FUCK, R.A. ; TREIN, E.; MURATORI, A.; RIVEREAU, I.C. (1969a) Mapa geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 27:123-152.

- FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. (1969b) *Folha geológica de Barra de Ararapira (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. (1969c) *Folha geológica de Guaratuba (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta geológica do Paraná.
- FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. (1969d) *Folha geológica de Paranaguá (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta geológica do Paraná.
- FUCK, R.A. ; MARINI, O.J.; TREIN, E.; MURATORI, A. (1971) Geologia do leste paranaense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, São Paulo. *Anais*. Sao Paulo, SBG, v.1, p.121-130.
- GIRARDI, V.A.V. (1971) Os anfibolitos da região de Morretes - Antonina, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 1(1):43-65.
- GIRARDI, V.A.V. (1969) *Petrologia das rochas metamórficas da região de Morretes-Antonina, PR*. São Paulo, 131p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- GIRARDI, V.A.V. (1974) *Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên - PR*. São Paulo, 146p. (Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- GIRARDI, V.A.V. (1976) Geologia e petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên, Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(2):109-124.
- GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.H.G.J. (1978) Saphirine-orthopiroxene spinel occurrence in the Piên Area, Paraná, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 8(4): 284-293.
- GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.H.G.J. (1980) Origin and evolution of the Piên Mafic-Ultramafic Complex, southern Brazil. *Journal of Geology*, 88(3):251-269.
- GIRARDI, V.A.V.; CORDANI, U.G.; CANDIDO, A; MELFI, A.J.; KAWASHITA, K. (1974) Geocronologia do Complexo Básico-Ultrabásico pré-brasiliano de Piên, PR. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, Porto Alegre. *Resumo das Comunicações*. Porto Alegre, SBG, p.532-533.
- GOIS, J.R.; SALAMUNI, E.; FIORI, A.P. (1985) Lineamentos e compartimentos tectônicos do pré-Cambriano paranaense. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.159-171.
- HALLINAN, S.E.; SHUKOWSKY, W.; MANTOVANI, M.S.M. (1993) Estruturação do embasamento precâmbrico da região sul do Brasil e Uruguai: novos modelos resultantes de densificação gravimétrica. *In: SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZOICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA*, 1, La Paloma-Minas. *Resumenes Extensos*. La Paloma-Minas, Uruguai, v.2, nº 31.

- HALLINAN, S.E.; MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BRAGGION, Jr., I. (1993) Estrutura do Escudo Sul-Brasileiro: Uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(2), no prelo.
- HANES, A.J. (1991) K-Ar and Ar⁴⁰/Ar³⁹ geochronology: methods and applications. In: HEAMAN, L. & LUDDEN, J.N. (Ed.). *Short Course Handbook on Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*. Mineralogical Association of Canada, 19(2):27-57.
- HARARA, M.O.; BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O. (1994) Contribuição ao estudo geológico da região de Piên - PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.1, p.64-65.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (Eds). *Collision Tectonics*. London, Geological Society Special Publication, 18:67-81.
- HARTMANN, L.A. (1976) Ocorrência de granulitos em Luis Alves, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Belo Horizonte. *Boletim de Resumos*. Belo Horizonte, SBG, p.321.
- HARTMANN, L.A. (1981) *Petrogênese dos granulitos e ultramafitos de Luis Alves (SC)*. Porto Alegre, 104p. (Tese de Doutorado apresentada à Universidade Federal do Rio Grande do Sul).
- HARTMANN, L.A. (1988) Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luis Alves, no extremo sul do Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 2(1):1-14.
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S. (1980) O cinturão granulítico atlântico nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4(7):3-12.
- HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C.; ORLANDI FILHO, V. (1979a) O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. *Acta Geológica Leopoldensia*, 3(6):93-112.
- HARTMANN, L.A.; NARDI, L.V.S.; CUPERTINO, J.A. (1979b) A cataclase dos granulitos de Luis Alves (SC). *Acta Geológica Leopoldensia*, 3(6):29-44.
- HARTMANN, L.A.; BASEI, M.A.S.; SOMMER, M.W. (1994) Geochemistry of the lower proterozoic granulite - facies granitoid potassic syenite, southern Brazil. *Precambrian Research*, (no prelo).
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. (1984) A Província Mantiqueira, Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Eds). *O pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Blücher, 378 p.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-266.

- IMEOKPARIA, E.G. (1982) Geochemistry and relationship to mineralisation of granitic rocks from the Afu Younger Granite Complex, Central Nigeria. *Geological Magazine*, 119(1):39-56.
- ISSLER, R.S. & FREIRE, F.A. (1985) A diversidade dos granitos da região sul do Brasil. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.89-101.
- JAHN, B. (1990) Early precambrian basic rocks of China. In: HALL, R.P. & HUGHES, D.J. (Eds.). *Early Precambrian Basic Magmatism*. Glasgow, Blackie, p. 294-316.
- JAHN, B. & CUVELLIER, H. (1990) Direct dating of sedimentary sequences: Pb/Pb geochronology of carbonate rocks. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY, 7, Canberra. *Abstracts*. Canberra, Geological Society of Australia, p.51.
- JUNG, J. & ROQUES, M. (1952) Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bulletin de Service de la Carte Géologique de France*, 50(235):1-62.
- KAUL, P.F.T. (1979) Pré-Cambriano e Eopaleozóico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná: reavaliação de dados e correlações com a África. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. *Atas*. Rio Claro, SBG, v.1, p.1-15.
- KAUL, P.F.T. (1980) O Cráton de Luis Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais*. Camboriú, SBG, v.5, p.2677-2683.
- KAUL, P.F.T. (1984) Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das Folhas SG-22 - Curitiba e SG-23 - Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2815-2825.
- KAUL, P.F.T. (1985) Magmatismo e evolução da crosta no sul-sudeste do Brasil, durante o Proterozóico Superior e Eopaleozóico. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.126-127.
- KAUL, P.F.T. & CORDANI, U.G. (1994) Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos maciços graníticos da Serra do Mar no leste do Paraná e vizinhanças. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.2, p.371-372.
- KAUL, P.F.T. & TEIXEIRA, W. (1982) Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeaster, Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3): 172-182.

- KAUL, P.F.T.; COUTINHO, J.B.L.; ISSLER, R.S.; BONOW, C.W.; MOREIRA, M.L.O.; MARIMON, M.P.C; MOREIRA, H.L.; SILVA, R.N; MARINHO, D.; TEIXEIRA, W. (1984) *Folhas SG-22/23/21 - Curitiba/Iguape/Assunción. Levantamento de Recursos Naturais*, IBGE, (no prelo).
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I.K.; SATO, K.; SONOKI, H.M. (1990) Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errócronas e pseudoisócronas. *Boletim do IG-USP, Série Científica*, **21**:53-72.
- KAWASHITA, K.; SATO, K.; DIAS, M.; TASSINARI, C.C.G. (1991) Metodologia Sm/Nd no IG-USP: testes e resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3, São Paulo. *Boletim de Resumos*. São Paulo, SBGq/Sociedade Geológica de Portugal, v.2, p.442-446.
- KROGH, T.E. (1973) A low-contamination method for hidrothermal decomposition of Zircon an extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**(3):485-494.
- KROGH, T.E. (1982a) Improved accuracy of U/Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**(4):631-636.
- KROGH, T.E. (1982b) Improved Accuracy of U/Pb Zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**(4):637-649.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982) Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**(1/2):169-186.
- LANARI, C. (1944) *Resumo dos ensaios de concentração do minério de ferro magnético de Joinville, Estado de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, Companhia Brasileira Aços Finos S/A, 32p. (Relatório inédito)
- LIMA, Q.E. & LOPES, O.F. (1985) Evolução geológica da Formação Rio das Cobras no leste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. Atas. Florianópolis, SBG, p.53-60.
- LOPES, J.A.U. (1966) Nota explicativa da folha geológica de Curitiba. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 20p.
- LOPES, J.A.U., BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; FUCK, R.A.; MURATORI, A. (1965) *Folha geológica de Curitiba (escala 1:50.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- LOPES, O.F. (1983) Faixa do Perau: uma unidade faciológica e tectonometamórfica do Grupo Açungui. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(3): 190-203.

- LOPES, O.F. (1987a) Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-Cambriano do Estado do Paraná. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.1, p.303-312.
- LOPES, O.F. (1987b) O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.2, p.481-490.
- LOPES, O.F. (1987c) Um modelo metalogenético para as mineralizações auríferas da Serra da Prata-PR. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.2, p.491-496.
- LOPES, O.F. (1992) Magmatismo alcalino ultrapotássico no Leste Paranaense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG, v.2, p.88.
- LOPES, O.F.; ASSIS, E.A.; CARNEIRO, K.R. (1992) 'Magma mixing' no granito Morro Ingles na zona distensional da Serra da Prata - PR. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG, v.1, p.346.
- LUDWIG, K.R. (1990) Isoplot, a plotting and regression program for radiogenic isotope data, for IBM-PC compatible computers. Version 2.11: U.S. Geological Survey - Open File Report, 88-557, 33p.
- LUGMAIR, G.W.; SCHEIRIM, N.B.; MARTI, K. (1975) Search for extinct ^{46}Sm : the isotopic abundance of ^{142}Nd in the Juvinas Meteorite. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(1):79-84.
- MAACK, R. (1947) Breves notícias sobre a geologia dos estados de Santa Catarina e Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2:65-154.
- MAACK, R. (1953) *Mapa geológico do Estado do Paraná (escala 1:750.000)*. Curitiba, IBPT.
- MAACK, R. (1961) Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e sua porção dentro das fases orogenéticas algonquianas. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 4: 52p.
- McCAFFREY, K.J.W. (1992) Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains Igneous Complex. *Journal of the Geological Society of London*, 149(2):221-235.
- MACHIAVELLI, A. (1991) *Os granitóides deformados da Região de Pien (PR): Um provável Arco Magmático do Proterozóico Superior*. São Paulo, 89p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

- MACHIARELLI, A.; BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O. (1991) Geoquímica e geocronologia dos granitóides deformados da região de Pien (PR). Provável arco magmático do Proterozóico Superior. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA*, 3, São Paulo. *Resumos*. São Paulo, SBGq, v.1, p.249-253.
- MACHIARELLI, A.; BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O. (1993) Suíte Granítica Rio Pien: um arco magmático do Proterozóico Superior na Microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, 7(2):113-129.
- MACHIARELLI, A.; BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O. (1994) Geoquímica e geocronologia da Suíte Granítica Rio Piên: implicações tectônicas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.3, p.150-151.
- MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J.; BASEI, M.A.S. (1987) Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3):263-268.
- MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M.A.S.; VASCONCELOS, A.C.B.C. (1989) Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-Cambrianos dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3):367-374.
- MANTOVANI, M.S.M.; VASCONCELOS, A.C.B.C.; SHUKOWSKY, W.; MILANI, E.J.; BASEI, M.A.S.; HURTER, S.J.; FREITAS, S.R.C. (1991) *Brusque transect from atlantic coast to bolivian border, southern Brazil*. Washington, Inter-Union Comission Lithosphere / America Geophysical Union, 22p.
- MARINI, O.J. (1967) *Geologia da Folha de Araucária*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 24p. (Relatório inédito).
- MARINI, O.J. (1970) *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul (PR)*. Rio Claro, 190p. (Tese de Doutorado apresentada à UNESP).
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. (1970) *Folha geológica de Mandirituba (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- MATTAUER, M. (1986) Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie; leurs relations avec les décrochements. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8^a série), 2(1):143-157.
- MELFI, A.J. (1967) Potassium-Argon ages for core samples of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(6):1079-1090.
- MERCIER, J.L. (1984) La déformation des continents au voisinage des marges convergents. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7^a série), 26(3):551-566.

- MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUNDANT, M.; ALBARED, F. (1985) Nd isotopes in french fanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Chosmochimica Acta*, **49**(2):601-610.
- MINIOLI, B. (1972) *Aspectos Geológicos da região litorânea de Piçarras, Barra Velha, SC.* São Paulo, 104p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- MONACO, O.A.; ZIR FILHO, J.A.; VALENTINE, N. (1974) *Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folhas Assunción (SG-21) e Curitiba (SG-22).* Brasília, DNPM, 83p.
- MOORBATH, S. & TAYLOR, P.N. (1981) Isotope evidence for continental growth in the Precambrian. In: KRÖNER, A. (Ed.). *Precambrian Plate Tectonic*. Amsterdam, p. 491-525.
- MOORBATH, S.; TAYLOR, P.N.; GOODWIN, R. (1981) Origin of granitic magma by crustal remobilization: Rb/Sr and Pb/Pb geochronology and isotope geochemistry of late Archean Qôrqut Granitic Complex of Southern West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**(7):1051-1060.
- MOORBATH, S.; TAYLOR, P.N.; ORPEN, J.L.; TRELOAR, P.; WILSON, J.F. (1987) First direct radiometric dating of Archean Stromatolitic Limestone. *Nature*, **326**(6116):865-867.
- MOREIRA, M.L.O. & MARIMON, M.P. (1980) Ensaio petrográfico e petroquímico das rochas do fácies granulito. Complexo Granulítico de Santa Catarina, Folha SC-22-ZB, Camboriú, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais. Camboriú, SBG*, v.4, p.2119-2133.
- MORO, R. De P.X. (1993) *A Bacia Ordoviciano do Grupo Castro - PR.* São Paulo, 157p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- MURATORI, A. (1966) Nota explicativa da Folha geológica de Campo Largo. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, **21**:33p.
- MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A. (1969a) *Folha geológica Pedra Branca de Araraguara (1:70.000).* Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A. (1969b) *Folha geológica Serra da Igreja (1:70.000).* Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A.; HAUSEN, J.P.; BASUMALLICK, S. (1969c) *Folha geológica de Guaraqueçaba (escala 1:70.000).* Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- NOE, F.G. & WAHLE, E. (1945) *Magnetita de Joinville, SC, Brasil.* Rio de Janeiro, LPM/DNPM, Boletim 15, p.61-79.

- NAKAMURA, N.; TATSUMOTO, M.; NUNES, P.D.; UNRUSH, D.M.; SCHW, A.P.; WILDEMAN, T.R. (1976) 4. B.Y. Old clast in Boulder 7, Apollo 17: a comprehensive chronological study by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. *In: LUNAR AND PLANETARY SCIENCE CONFERENCE, 7, Texas. Proceedings.* Texas, USA, v.2, p.2309-2333.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.M. (1943) *Geologia do Brasil*. Ministério de Agricultura do Rio de Janeiro, Série Didática, 2:813p.
- OLIVEIRA, E.P. (1925) *Mapa geológico do Estado do Paraná (escala 1:1.000.000)*. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.
- OLIVEIRA, E.P. (1927) Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Monografias*, 6:172p.
- ORLANDI FILHO, V. & SILVA, L.C. (1979) Mapa de facies metamórficas do Estado de Santa Catarina - escala 1:1.000.000. *Acta Geológica Leopoldensia*, 3(6):125-133.
- PAIVA, I.P.; LOPES Jr., I.; AGUIAR NETO, A. (1977) *Folha geológica de Guaraqueçaba - SG-22-XD-III, escala 1:100.000*. Projeto Leste do Paraná, CPRM/MME/DNPM.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- PERROTTA, M.M. & MORAIS, S.M. (1992) A suite mangerito-norítica, Curitiba. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG, v.1, p.417.
- PICANÇO, J.L. (1994) *Aplicação das sistemáticas Sm/Nd e Rb/Sr no Maciço de Itatins (SP)*. São Paulo, 140p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- PIMENTEL, M.M. & CHARNLEY, N. (1991) Intracrustal REE fractionation and implication for Sm-Nd model age calculations in late stage granitic rocks: an example from central Brasil. *Chemical Geology*, 186(2):123-138.
- PORADA, H. (1989) Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44(2):103-136.
- RAMOS, V.A. (1988) Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a collisional history. *Episodes*, 11(3):168-174.
- REIS NETO, J.M. (1994) *Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico*. São Paulo, 253p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

- REIS NETO, J.M.; SIGA Jr. O.; BASEI, M.A.S.; CASTRO, N.A. (1993) Complexo Básico e Ultrabásico de Pien: uma revisão estratigráfica. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 5, Curitiba. *Boletim de Resumos*. Curitiba, SBG, p.43.
- REIS NETO, J.M.; MORO, R.P.X.; SIGA Jr., O. (1994) Grupo Castro: idade e implicações tectônicas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.2, p.394-395.
- RIBAS, S.M. (1993) *O complexo máfico-ultramáfico de Tijucas do Sul, correlação com o Complexo de Pien, PR e considerações metalogenéticas*. Campinas, 130p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Campinas).
- ROSHOLT, J.N.; ZARTMAN, R.E.; NKOMA, I.T. (1973) Lead isotope systematics and Uranium depletion in the Granite Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, **84**(3):989-1002.
- ROYDEN, L.H. (1993) The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, **12**(2):303-325.
- RUBERTI, E. (1977) *Mineralogia e química dos anfibolitos da região de Morretes-Antonina, Paraná*. São Paulo, 86p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- RUBETI, E. & GOMES, C.B. (1977) Mineralogia e química dos anfibolitos da região de Morretes-Antonina, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(4):325-348.
- SANTOS, E.L.; SILVA, L.C.; ORLANDI FILHO, V.O.; COUTINHO, M.C.N.C.; ROISEMBERG, A.; RAMALHO, R.; HARTMANN, L.A. (1984) Os Escudos Sul-Riograndense e Catarinense e a Bacia do Paraná. *In: SCHOBENHAUS FILHO, C. (coord.). Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, p.332-335.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. (1994) Método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, (no prelo).
- SCHULZ JR., A.; ALBUQUERQUE, L.F.F.; GIFFONI, L.E. (1969) *Geologia da quadrícula Rio do Sul*, SC. Porto Alegre, DNPM. (Relatório Interno).
- SENGÖR, A.M.C.; BURKE, K.; DEWEY, J.F. (1978) Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the upper Rhine graben as an example. *American Journal of Science*, **278**(1):24-40.
- SHAND, S.J. (1951) *The study of rocks*. London, THOMAS MURBY & Co. (Ed.), 236p.

- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. (1993) Modelagem geocronológica do setor NE de Santa Catarina e SE do Paraná, Brasil. *In: SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZOICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA*, 1, La Paloma-Minas. *Resumenes Extensos*. La Paloma-Minas, Uruguai, v.2, nº 30.
- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. (1990a) Evolução geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. *Jornadas Científicas do Instituto de Geociências - USP, Boletim especial*, 116-118.
- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. (1990b) Perfil Térmico K-Ar através do Maciço de Joinville (PR e SC) e do Cinturão Dom Feliciano (SC). Implicações tectônicas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal. *Anais*. Natal, SBG, v.6, p.2773-2785.
- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. (1991) Compartimentação geológico-geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, 9:67-73.
- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. (1994a) Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, (no prelo).
- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; BUBA, R.M. (1994b) Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.2, p.400-401.
- SILVA, L.C. (1984a) Os terrenos de médio a alto grau do pré-Cambriano de Santa Catarina. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.3, p.3069-3080.
- SILVA, L.C. (1984b) As sequências metavulcano-sedimentares do tipo Greenstone Belt e de cobertura do Escudo Catarinense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2590-2598.
- SILVA, L.C. (1987) Geologia do pré-Cambriano - Eopaleozóico de Santa Catarina. *In: SILVA, L.C. & BORTOLUZZI, C.A. Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de SC*. Florianópolis, DNPM/CPRM, p.12-90.
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. (1981a) *Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 282p. (Relatório interno).
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. (1981b) Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: I-Geologia. *Acta Geológica Leopoldensia*, 5(10):3-120.
- SILVA L.C. & DIAS, A.A. (1981c) Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: II-Organização e evolução geotectônica. *Acta Geológica Leopoldensia*, 5(10):121-140.

- SOARES, P.C. (1987) Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.2, p.743-772.
- SOARES, P.C. (1988) Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. *In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA*, 7, Belém. Anais. Belém, SBG, v.1, p.63-79.
- SOARES, R.M.C.; GOMES, C.B.; RUBERTI, E. (1978) Coexisting pyroxene in mafic and ultramafic rocks from Barra Velha, Santa Catarina, Brazil. *Jornal de Mineralogia*, 7:129-134.
- SOLIANI Jr., E. (1986) Os dados geocronológicos do Escudo Sul Rio Grandense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo, 239p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SOLIANI Jr., E.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K. (1984) Panorama geocronológico da porção meridional do Escudo Atlântico. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v.5, p.2435-2449.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1978) Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Contributions to the Geologic Time Scale. *Studies in Geology*, 6:67-72.
- STRECKEISEN, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1):1-33.
- TAKEDA, F.K. (1958) *Esboço geológico de Santa Catarina*. Florianópolis, Conselho Regional de Geografia.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; 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 - SP e Pr. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal. Anais. Natal, SBG, v.3, p.1254-1266.
- TEIXEIRA, W. (1979) *Avaliação preliminar do acervo geocronológico das folhas Assunción, Curitiba e Iguape*. Projeto RADAMBRASIL, DNPM/MME, 30p. (Relatório interno).
- TEIXEIRA, W. (1982) *Folhas Assunción, Curitiba e Iguape. Considerações sobre os dados radiométricos e evolução geocronológica*. Projeto RADAMBRASIL, DNPM/MME, 38p. (Relatório interno).
- TRAININI, D.R. (1974) *Projeto Campo Alegre*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 70p. (Relatório interno).

- TREIN, E. (1967) Geologia da Folha de Contenda, PR. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 27:39p.
- TREIN, E.; MURATORI, A.; BASUMALLICK, S.; FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; DAIRIKI, J.; DAIRIKI, M. (1969a) *Folha geológica de Piên (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- TREIN, E.; FUCK, R.A.; MURATORI, A. (1969b) *Folha geológica de Tijucas do Sul (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- TREIN, E.; MURATORI, A.; BASUMALLICK, S.; BERTOLDO, A.L. (1970) *Folha geológica de Antonina (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- VALIATI, D. (1974) *Projeto sondagem Campo Alegre*. Porto Alegre, CNE/CPRM, 2v., 66p. (Relatório interno).
- WASSERBURG, G.J.; JACOBSEN, S.B.; DE PAOLO, D.J.; McCULLOTH, M.T.; WEN, T. (1981) Precise determination of Sm-Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 45:2311-2323.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. (1978) Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 8(2): 113-133.
- WETHERILL, G.W. (1956) Discordant uranium lead ages. *Transactions American Geophysical Union*, 37(3):320-326.
- WILLIAMSON, J.H. (1968) Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, 46:1845-1847.
- WILSON, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. London. UNWIN HYMAN (Ed.), 466p.
- WINDLEY, B.F. (1981) Phanerozoic granulites. *Journal of the Geological Society of London*, 138(6):745-751.
- WINDLEY, B.F. & TARNEY, J. (1986) The structural evolution of the lower crust of orogenic belts, present and past. In: DAWSON, J. B. ; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEDEPHOLI, K.H. (eds). *The nature of the lower continental crust*. Geological Society, Special Publication, 24:221-230.
- WINKLER, H.G.F. (1978) *Petrogenesis de rocas metamórficas*. Madri, H. Blume Ediciones, 346p.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. (1981) Plumbotectonics - the model. *Tectonophysics*, 75(1/2):135-162.

APÊNDICE 1

DADOS RADIOMÉTRICOS K-Ar

No. ordem	SPK	N. Campo	Litologia	Material	% K	Ar ⁴⁰ Rad 10 ⁶	%Ar atm	Idade	Erro	Localização	Ref
DOMÍNIO LUÍS ALVES											
1	6443	MJ-06	GRL	ANF	0.8224	99.30	3.81	1807	37	Guaramirim	NT
2*	6444	MJ-13	GRL	ANF	0.9256	115.88	3.12	1849	36	Sul Piên	NT
3	6445	MJ-08	GRL	BIO	4.5937	624.71	20.90	1946	34	Jaraguá Sul	NT
4	6481	MJ-92	GRL	ANF	1.3077	166.73	45.46	1870	56	Sul Piên	NT
5	6367	MJ-01	GRL	BIO	5.0254	670.25	0.24	1923	39	Luís Alves	NT
5	6368	MJ-01	GRL	ANF	2.1141	280.93	1.82	1919	37	Luís Alves	NT
6	6369	MJ-02	GRL	BIO	4.4374	589.32	6.28	1919	46	Luís Alves	NT
6	6370	MJ-02	GRL	ANF	1.0295	148.22	2.66	2016	56	Luís Alves	NT
7	6371	MJ-04.A	GRL	BIO (I)	2.3302	285.29	3.34	1823	40	Luís Alves	NT
8	6421	MJ-176	GRL	ANF+BIO	3.0548	596.38	3.34	2413	203	Schroeder	NT
9	6422	MJ-29.2	GRL	ANF+BIO	5.8948	733.08	1.47	1842	44	Luís Alves	NT
9	6442	MJ-29.2	GRL	BIO	7.3132	921.94	1.21	1858	55	Luís Alves	NT
10	6423	MJ-184.A	GRL	BIO	6.5438	830.85	3.67	1865	38	Sul D. Franc.	NT
11	6439	MJ-186	GNS	CL+BIO	2.0542	130.26	22.83	1163	30	Sul D. Franc.	NT
12	6577	MJ-34.A	GRL	BIO	6.9427	850.29	1.15	1824	24	Luís Alves	NT
12	6579	MJ-34.B	GRL	BIO	7.0616	789.09	0.44	1720	33	Luís Alves	NT
13*	6598	MJ-80	GRL	BIO	6.9082	725.53	0.93	1654	54	Sul Piên	NT
14	6600	MJ-86	GRL	RTO	2.2772	66.21	23.09	626	18	Sul Piên	NT
15	6656	MJ-332.B	GNS	BIO	7.1833	756.48	1.06	1655	28	S. Bento Sul	NT
16	6657	MJ-342.B	GRL	BIO	8.0853	987.91	1.09	1821	29	Corupá	NT
17	4092	PLA-02	GRL	BIO	6.3260	788.40	0.60	1850	130	Luís Alves	10
18	4101	PLA-14	BSN	RTO	0.2620	34.40	4.20	1903	27	Luís Alves	10
19	4100	PLA-09	BSN	RTO	0.9940	46.90	3.60	930	27	Luís Alves	10
20	4089	PLA-07	GRL	BIO	6.0180	706.00	0.60	1780	55	Luís Alves	10
21	1857	BM-15	ANF	ANF	0.7060	158.00	5.40	2605	69	Barra Velha	13
21	2430	BM-15	ANF	ANF	0.7160	175.00	2.30	2727	23	Barra Velha	13
22	1862	BV-A	ANF	ANF	0.2770	71.30	4.30	2804	73	Barra Velha	13
23	1866	BM-11	PRX	PIR	0.4050	102.00	3.40	2777	76	Barra Velha	13
23	1353	4-11/67	PRX	PIR	0.1200	23.80	3.70	2435	100	Barra Velha	01
24	1976	BM-20	GNS	BIO	5.5330	578.00	1.00	1642	13	Barra Velha	13
25	1983	BM-19	GNS	BIO	6.1390	682.00	1.00	1712	55	Joinville	13
26	2129	BM-10	GNS	ANF	0.8530	127.00	9.20	2059	63	Barra Velha	13
27	1984	BM-23	PRX	PIR	0.0530	21.10	7.70	3417	20	Barra Velha	13
27	2317	BM-46	MIG	K-F	8.4700	322.00	1.20	771	30	Barra Velha	13
27	2094	BM-46	MIG	ANF	2.0610	145.00	6.50	1242	14	Barra Velha	13
27	2097	BV-07.B	MIG	ORT	8.5090	350.00	38.00	824	10	Barra Velha	13
28	2318	BM-49	ANF	ANF	0.0380	13.70	22.00	3444	535	Barra Velha	13
28	2319	BM-49R	ANF	ANF	0.0220	8.30	82.60	3415	197	Barra Velha	13
28	1038	VL-16/2/67	PRX	RTO	0.0450	16.90	9.50	3400	600	Barra Velha	01
28	1292	VL-6/7/67	ANF	ANF	0.2620	48.70	3.70	2350	100	Barra Velha	01
29	1302	4C-2/68	WEB	RTO	2.4500	49.20	1.40	2450	100	Barra Velha	01
29	1337	4C-2/68R	WEB	RTO	2.5400	44.30	2.00	2260	100	Barra Velha	01
29	1856	BM-13	TRQ	RTO	1.7440	35.00	4.90	446	20	Barra Velha	13
29	2101	BM-32	TRQ	RTO	4.2230	471.00	1.90	1715	68	Barra Velha	13
29	1858	BM-56	TRQ	RTO	3.4140	118.00	3.70	714	29	Barra Velha	13
30*	2096	BV-16	GNS	ORT	4.2520	408.00	16.90	1552	60	Barra Velha	13
30	5453	SCMB-1126	GRL	ANF	0.5000	124.00	1.30	2728	74	Barra Velha	03
31	2098	BM-16	MIG	K-F	7.1080	305.00	3.90	852	11	Barra Velha	13
32	2106	BM-18	PRX	PIR	0.1230	15.10	58.60	1826	77	Barra Velha	13
33	4406	JC-DT-42.A	GBN	PLG	0.3590	55.20	4.50	2097	39	Jaraguá Sul	14
34	4409	JC-DT-32	GNS	BIO	6.8020	872.20	9.40	1878	48	Blumenau	14
35	4410	JC-DT-96	QNR	ANF	1.2560	269.60	1.40	2530	52	Joinville	14
36	4411	JC-DT-27	GNS	BIO	5.7880	725.80	0.39	1851	25	Luís Alves	14
37	4495	JC-DT-79	GBO	PLG	0.5960	42.40	14.20	1264	19	D. Francisca	14
38*	4397	PKCW-45	QMZ	BIO	6.6510	725.40	0.84	1693	21	Rodeio	14
39	4691	PK-212.1	PRX	ANF	0.4500	77.92	2.14	2247	80	Jaraguá Sul	14
40	4588	JC-410	GNS	BIO	6.2720	734.20	2.19	1773	38	S. Bento Sul	14
41*	4582	JC-455	DTX	BIO	0.8830	98.01	4.40	1715	77	Timbó	14

No. ordem	SPK	N. Campo	Litologia	Material	% K	Ar ⁴⁰ Rad 10 ⁶	%Ar atm	Idade	Erro	Localização	Ref
42	4575	JC-49.A	GNS	BIO	6.6160	1090.00	0.84	2182	49	Jaraguá Sul	03
43	2100	BM-58	TRQ	RTO	4.5170	126.00	18.20	596	8	Barra Velha	13
44*	4665	SCMB-172	MIG	ANF	1.3088	181.10	1.26	1967	37	Luís Alves	03
44*	4685	SCMB-172.E	MIG	BIO	7.6926	848.60	1.01	1706	29	Luís Alves	03
45	5036	SCMB-303	GRL	BIO	5.7690	655.70	2.60	1739	45	Luís Alves	03
46	5033	SCMB-304	GRL	BIO	5.7460	855.10	1.62	2055	56	Luís Alves	03
47	5034	SCMB-305	GRL	BIO	5.9280	713.60	5.02	1805	41	Luís Alves	03
48	5035	SCMB-308	GRL	BIO	7.5055	884.40	2.60	1800	48	Luís Alves	03
49*	5037	SCMB-345.C	GRL	BIO	6.0248	726.60	2.71	1806	46	Ibirama	03
49*	5044	SCMB-346.A	GRL	ANF	1.2412	158.10	1.38	1869	32	Ibirama	03
50	5455	SCMB-1103.B	GRL	BIO	6.4400	751.30	0.94	1768	37	Luís Alves	03
51	5495	CAN-33	GRL	BIO	5.4679	463.10	8.02	1430	35	Luís Alves	03
52	5496	SCMB-174	GRL	ANF	0.7869	109.20	1.31	1971	44	Luís Alves	03
53*	5551	SCMB-500	GNS	ANF	1.1621	142.20	1.97	1823	27	S Blumenau	03
54*	5552	SCMB-1127.B	GNS	BIO	6.9536	234.30	4.40	708	11	Itajaí	03
55*	5059	SCMB-501.A	MIG	BIO	7.5600	211.00	8.15	604	8	S Blumenau	03
56	2813	VG-46	GRL	PLG	0.2220	21.80	19.70	1570	23	Piñen	09
56	2814	VG-79	MNR	PLG	0.2790	5.90	68.20	456	42	Piñen	09
57	2817	VG-255.A	GRL	PLG	0.7980	70.30	16.90	1454	36	Piñen	09
58	2818	VG-97	GRL	PLG	0.1330	18.30	18.40	1955	31	Piñen	09
59	2815	VG-263	MIG	ANF	1.0000	1.20	3.30	1787	25	Piñen	09
59	2816	VG-263	MIG	PLG	0.8360	115.40	13.80	1961	56	Piñen	09
60	2656	VG-24	MGB	ANF	1.1930	153.40	32.10	1866	56	Piñen	09
60	2698	VG-24	MGB	PLG	0.4740	25.80	41.30	1018	23	Piñen	09
61	2636	VG-194	MGB	BIO	7.7630	213.50	13.30	583	37	Piñen	09
61	2786	VG-194	MGB	PLG	0.5010	11.50	15.20	503	12	Piñen	09
*	6514	JR-06	GNS	BIO	5.8072	198.03	1.98	715	15	N Serra Negra	NT
62	6765	MJ-AM-70.A	GRL	BIO	7.1138	937.61	0.71	1910	48	Piñen	12
63	6766	MJ-AM-27	GRL	BIO	7.7334	237.36	2.10	655	14	Piñen	12
64*	6762	MJ-AM-53.A	GRL	BIO	5.1257	546.73	1.55	1672	68	Piñen	12
65	6499	MJ-226.2	ANF	ANF	1.5406	154.94	0.46	1606	34	S. Morretes	NT
66	6508	MJ-245	GNS	ANF	1.1435	132.37	1.86	1760	32	Tijucas Sul	NT
67	6510	MJ-246	ANF	ANF	0.3132	45.77	16.30	2033	39	Tijucas Sul	NT
68	6953	MJ-386	GNS	ANF	1.1590	133.96	1.93	1771	126	S. Morretes	NT
69	6937	MJ-424	MGB	ANF	0.3485	43.73	9.45	1852	26	N D. Francisca	NT
70	1246	A-35	MIG	ANF	1.8090	5.40	2.10	628	32	Morretes	07
71	1242	A-413	MIG	ANF	0.6020	17.60	14.40	620	34	N Morretes	07
71	1672	A-420	ANF	ANF	0.6730	44.60	11.40	1193	28	N Morretes	07
72	1690	A-25.A	ANF	ANF	0.1420	4.70	50.10	691	65	N Morretes	07
73	1249	A-306	ANF	ANF	0.3290	9.80	56.70	629	56	Cacatu	07
73	1826	A-307	ANF	PLG	0.1030	11.70	15.30	1731	83	Cacatu	07
74	1245	MO-249	ANF	ANF	0.5920	50.40	7.50	1428	64	Morretes	07
75	1823	A-184.A	ANF	PLG	0.7920	33.90	11.30	850	73	N Morretes	07
75	1247	A-184.A	ANF	ANF	0.2180	40.50	4.70	2348	89	N Morretes	07
76	1869	MO-42	ANF	ANF	0.8500	96.10	1.90	1731	37	Morretes	07
76	1707	MO-42	ANF	PLG	1.4140	54.30	7.10	778	46	Morretes	07
77	1688	A-117	XMG	RTO	0.0070	1.60	84.40	2669	498	N Morretes	07
78	4463	LK-22.A	NOR	PLG	0.5170	176.40	0.77	3192	37	Serra Negra	14
79*	3468	AA-107	CHQ	FEL	0.7590	183.90	5.90	2713	115	Serra Negra	04
79*	3470	AA-104	CHQ	FEL	0.4670	99.10	28.90	2530	36	Serra Negra	04
79*	3488	AA-114	CHQ	FEL	3.4930	190.70	3.20	1030	12	Serra Negra	04
79*	3484	AA-113	MIG	FEL	5.4900	430.70	0.60	1349	39	Serra Negra	04
80	4587	PK-100	GRD	BIO	6.4880	154.90	10.90	529	10	Serra Negra	14
81	7036	MJ-363	GRL	ANF	1.6926	212.33	6.37	1852	36	Cacatu	NT
82	7072	MJ-421	GNS	RTO	1.1615	80.64	5.54	1242	26	NE C. Alegre	NT
83	7039	MJ-428	GNS	RTO	2.8723	130.07	3.37	900	26	NE C. Alegre	NT
84	7079	MJ-452	GRL	ANF	0.4523	72.88	2.42	2153	26	N Garuva	NT
*	7166	MJ-633A	GNS	BIO	6.8676	179.38	12.05	572	25	BR-116	NT
93	6648	MJ-268	GNS	RTO	1.9925	48.66	27.43	540	14	NW P.BR. Araraq.	NT

DOMÍNIO CURITIBA

86	6271	MJ-138	GNS	BIO	5.8068	164.14	6.16	611	19	N Mandirituba	NT
86	6272	MJ-138	GNS	ANF	1.8082	65.36	1.32	751	24	N Mandirituba	NT
87	6252	MJ-23 = 137	GNS	ANF	0.1438	3.98	80.09	602	76	N Mandirituba	NT

No. ordem	SPK	N. Campo	Litologia	Material	% K	Ar ⁴⁰ Rad 10 ⁶	%Ar atm	Idade	Erro	Localização	Ref
88	6274	MJ-123.A	MIG	BIO	5.0642	133.79	3.98	577	15	S Mandirituba	NT
89	6254	MJ-96.9	MIG	BIO	7.2175	194.60	23.00	588	27	Atuba	NT
90	6691	MJ-316.1	ANF	ANF	0.3266	8.47	41.37	568	33	Quitandinha	NT
91	6654	MJ-315.F	MIG	ANF	1.8067	49.27	20.37	593	16	Quitandinha	NT
92	6653	MJ-310.B	GNS	BIO	5.7873	149.39	7.78	566	15	W Mandirituba	NT
94	6935	MJ-378	GNS	PLG	4.0438	95.17	22.90	523	13	SE Curitiba	NT
96	7091	MJ-550	GNS	BIO	5.4277	156.16	7.31	624	49	Q. Barras	NT
96	7089	MJ-550	GNS	ANF	1.4254	42.04	8.9	638	54	Q. Barras	NT
97	1686	MO-113	MIG	ANF	1.2910	32.90	11.00	550	37	Q. Barras	07
98	1248	MO-1.A	MIG	BIO	6.8350	184.00	1.40	578	30	Q. Barras	07
99	1689	MO-16.A	MIG	ANF	1.0140	24.30	45.40	522	47	Q. Barras	07
100	1241	A-295	GNS	ANF	0.7780	19.80	7.10	550	28	Cacatu	07
100	1243	A-467	ANF	ANF	0.8410	23.20	4.10	590	30	Cacatu	07
101	3501	SC-93.A	MIG	ANF	0.6810	22.30	3.40	680	10	N. Curitiba	04
*	4380	873-JC-244	MTX	BIO	7.2380	201.60	1.98	604	7	S Campo Largo	14
102	7190	MJ-638A	GNS	ANF	2.2565	62.47	10.60	602	25	BR-116	NT
102	7189	MJ-638A	GNS	BIO	6.7851	190.47	5.93	608	7	BR-116	NT
103	7167	MJ-638A	GNS	ANF	1.0849	33.19	22.88	654	10	BR-116	NT
104	7162	MJ-639.1	GNS	BIO	5.8489	161.10	6.78	598	10	BR-116	NT
105*	7165	MM-89D	CHQ	ANF	1.1886	136.78	6.44	1755	70	N Curitiba	NT*

GRANITÓIDES DEFORMADOS PIÊN

120	6767	MJ-321	GRN	BIO	5.4661	158.46	3.40	625	20	Doce Fino	NT
120	6768	MJ-321	GRN	ANF	1.0231	28.12	22.47	600	48	Doce Fino	NT
121	6760	MJ-AM-93	GRN	BIO	5.1623	131.79	4.49	561	22	Piên	12
122	6761	MJ-AM-94	GRN	BIO	6.3791	173.20	4.28	593	36	Piên	12
123	7080	MJ-467	GRN	BIO (i)	5.2673	168.70	7.24	679	13	Pangaré	NT
124	7164	MJ-649	GRN	ANF (i)	0.9206	27.67	4.03	644	20	Piên	NT

DOMÍNIO PARANAGUÁ

95	6936	MJ-397	GNS	PLG	4.1228	119.41	3.24	625	26	S Antonina	NT
106	6501	MJ-206.1	GRN	BIO	7.2424	146.45	6.24	457	12	Paranaguá	NT
107	6570	MJ-209	GRN	BIO	5.4669	116.17	3.68	478	16	Alexandra	NT
108	6575	MJ-301K	GRN	BIO	7.3491	159.70	4.32	487	15	N Matinhos	NT
109	7094	MJ-561A	GRN	BIO	5.9872	146.88	8.98	542	21	Guaraqueçaba	NT
110	7092	MJ-577	GNS	BIO	6.5433	165.03	4.10	555	15	Guaraqueçaba	NT
110	7095	MJ-582	GRN	BIO	6.5701	148.35	5.76	504	19	Serra. Negra	NT
112	7096	MJ-623A	GRN	BIO	6.1512	145.78	3.32	526	12	Araquari	NT
113	7097	MJ-625	GRN	BIO	6.5980	170.31	3.43	567	28	S. Fr. Sul	NT
114	7098	MJ-627	MIG	BIO	6.9114	173.04	2.34	554	39	S. Fr. Sul	NT
115	4576	JCEF-417	PML	BIO	7.5230	207.00	7.45	598	10	Garuva	14
116	4584	PK-90	GNS	BIO	7.7600	181.10	18.14	519	7	Paranaguá	14
117	4396	JC-DT-103	GRD	BIO	7.4990	180.60	1.08	533	7	S. Fr. Sul	14
118	727	UC-MAT	MIG	BIO	7.8810	179.90	2.80	500	18	Guaratuba	05
118	—	UC-MAT	MIG	BIO	—	—	—	480	—	Guaratuba	05
119	4408	LK-20	GRN	BIO	6.1995	145.30	12.29	520	8	Guaraqueçaba	14
127	7090	MJ-413B	GRN	BIO	5.7715	142.42	4.92	544	11	Estréla	NT
128	6606	MJ-283	GRN	BIO	6.8216	165.46	2.91	536	17	Estréla	NT

MACIÇOS GRANÍTICOS

125	6490	MJ-17	GRN	ANF	1.9324	51.76	5.65	585	24	Agudos	NT
125	6492	MJ-17	GRN	BIO	4.3660	106.81	13.54	541	28	Agudos	NT
126	6939	MJ-441.A	GRN	ANF	1.5983	41.08	11.77	565	20	M. Redondo	NT
129	6568	MJ-288.B	GRN	BIO	5.4569	135.83	5.24	549	17	Anhangava	NT
130	6952	MJ-292.C	GRN	BIO	4.6932	126.52	2.12	587	11	Graciosa	NT
85	7163	MJ-640	GRN	BIO	6.4568	167.72	6.63	569	11	Graciosa	NT
131	6573	MJ-300	GRN	BIO	5.0850	118.77	4.19	519	13	Graciosa	NT
132	6940	MJ-405.C	GRN	ANF	1.3664	36.91	20.34	589	27	S. Igreja	NT
132	6941	MJ-405.C	GRN	BIO	5.2286	142.70	9.54	594	26	S. Igreja	NT
133	7099	MJ-166	GRN	ANF	0.9590	23.07	15.65	533	21	Corupá	NT
134	4407	PK-CW-61	GRN	ANF	0.6305	14.84	5.92	523	20	Corupá	14
135	1244	MO-133	GRN	ANF	0.6680	17.90	14.90	577	36	Marumby	07

No. ordem	SPK	N. Campo	Litologia	Material	% K	Ar ⁴⁰ Rad 10 ⁶	%Ar atm	Idade	Erro	Localização	Ref
136	1250	MO-56.E	GRN	BIO	6.4240	168.00	2.70	564	29	Marumby	07
137	1687	MO-161	GRN	BIO	6.6450	150.10	2.60	496	35	Marumby	07
138	121	3/2016	GRN	BIO	4.0800	122.00	1.10	630	20	A. Turvo	06
ROCHAS VULCÂNICAS											
139	1730	CA-02	TRQ	RTO	4.9810	103.00	10.50	458	23	C. Alegre	08
140	1731	CA-01	TRQ	RTO	3.4260	74.90	4.60	481	25	C. Alegre	08
ROCHAS BÁSICAS											
141	6497	MJ-22	DIA	PLG	0.7615	4.98	53.28	161	17	Mandirituba	NT
106	6504	MJ-206.B	DIA	RTO	0.8710	6.99	29.38	196	13	Paranaguá	NT
142	6506	MJ-221	GBO	PLG	0.7834	6.62	53.35	206	29	S Morretes	NT
143	6604	MJ-254	DIA	RTO	0.7463	18.74	8.30	553	14	N D. Francisca	NT
144	6546	MJ-287.1	DIA	PLG	2.5844	18.47	45.59	176	15	Guaratuba	NT
101	6602	MJ-25.15	DIA	RTO	0.9185	4.60	25.77	125	11	N Curitiba	NT
145	6603	MJ-63	DIA	RTO	1.2237	8.66	27.82	174	9	Jaraguá Sul	NT
146	2634	VG-170	DIA	BIO	2.2070	54.50	43.30	527	30	Piñ	09
146	2647	VG-170	DIA	ANF	1.1890	33.50	6.20	600	14	Piñ	09
146	2812	VG-170	DIA	PLG	1.6410	32.20	18.10	435	13	Piñ	09
147*	971	IG-330	DIA	BIO	7.4300	248.00	6.50	690	20	BR-116	16
148	835	MO-238	AND	RTO	3.0750	16.32	20.90	132	7	Q. Barras	08
149	888	A-211	BAS	PLG	1.4860	9.50	32.80	158	8	Antonina	08
150	103	UC-DB-52	DIA	RTO	1.0610	5.21	15.60	122	10	BR-116	15
151	1733	CA-03	DIA	RTO	1.5750	8.17	38.50	129	13	C. Alegre	17
152	6938	MJ-432	GBO	PLG	1.6280	36.79	15.60	506	29	NW Garuva	NT
153	7037	MJ-404	DIA	RTO	1.2667	10.34	26.19	199	10	S Morretes	NT

DADOS RADIOMÉTRICOS Rb-Sr

No. ordem	SPR	No Campo	Lito logia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Localização	Ref
DOMÍNIO LUÍS ALVES											
154	10460	MJ-27.4	GRL	18.00	767.00	0.0680	0.0020	0.70444	0.00007	N. Blumenau	NT
154	10461	MJ-27.5	GRL	12.37	796.73	0.0448	0.0008	0.70376	0.00006	N. Blumenau	NT
154	10462	MJ-27.6	GRL	20.14	803.97	0.0725	0.0012	0.70448	0.00006	N. Blumenau	NT
154	10464	MJ-27.9	GRL	15.04	828.24	0.0525	0.0000	0.70404	0.00006	N. Blumenau	NT
154	10463	MJ-27.10	GRL	25.47	757.91	0.0973	0.0016	0.70537	0.00009	N. Blumenau	NT
154	11119	MJ-27.1	GRL	21.00	438.00	0.1390	0.0040	0.70602	0.00006	N. Blumenau	NT
154	UK	MJ-27.14	GRL	27.00	1032.00	0.0760	0.0020	0.70438	0.00002	N. Blumenau	NT
155	9925	MJ-191	GRL	12.00	809.60	0.0429	0.0002	0.70595	0.00006	Dna. Francisca	NT
156	9926	MJ-192.a	GRL	16.90	121.90	0.4030	0.0008	0.72759	0.00005	Dna. Francisca	NT
156	11130	MJ-192.a	GRL	15.00	115.00	0.3780	0.0110	0.72639	0.00025	Dna. Francisca	NT
156	9927	MJ-192.c	GRL	15.60	110.90	0.4070	0.0020	0.72239	0.00005	Dna. Francisca	NT
156	11120	MJ-192.b	GRL	42.50	253.30	0.4870	0.0140	0.72862	0.00009	Dna. Francisca	NT
156	11121	MJ-192.c	GRL	14.80	106.40	0.4030	0.0110	0.73063	0.00008	Dna. Francisca	NT
157	9943	MJ-194.a	GRL	69.00	477.60	0.4190	0.0120	0.72052	0.00006	Dna. Francisca	NT
158	9928	MJ-259	GRL	26.60	673.30	0.1140	0.0010	0.70810	0.00006	Dna. Francisca	NT
159	9932	MJ-167	GRL	34.80	754.00	0.1340	0.0010	0.70792	0.00008	Dna. Francisca	NT
160	9933	MJ-168	GRL	17.20	643.80	0.0770	0.0010	0.70623	0.00005	Dna. Francisca	NT
161	9946	MJ-169	GRL	47.20	406.80	0.3340	0.0090	0.71711	0.00006	Dna. Francisca	NT
162	11122	MJ-195	GRL	16.00	499.00	0.0930	0.0030	0.70793	0.00013	Dna. Francisca	NT
9	9929	MJ-29.1	GRL	30.30	681.10	0.1290	0.0010	0.70596	0.00005	Dna. Francisca	NT
9	9930	MJ-29.2	GRL	17.00	743.90	0.1830	0.0010	0.70776	0.00005	Pomerode	NT
163	9944	MJ-30	GRL	45.60	297.00	0.4450	0.0130	0.71854	0.00006	Pomerode	NT
164	9945	MJ-31	GRL	41.10	546.70	0.2180	0.0060	0.70670	0.00005	Pomerode	NT
164	11131	MJ-31.R	GRL	26.50	535.90	0.1430	0.0040	0.70665	0.00006	Pomerode	NT
12	9931	MJ-34.a	GRL	104.60	825.80	0.3670	0.0020	0.71437	0.00010	Pomerode	NT
7	UK	MJ-41.3	GRL	1.00	550.00	0.0050	0.0001	0.70273	0.00002	Pomerode	NT
15	10772	MJ-332.b	GRL	52.00	701.50	0.2150	0.0060	0.70822	0.00003	S. Bento do Sul	NT
165	10773	MJ-335.a	GRL	87.00	725.50	0.3470	0.0100	0.71359	0.00004	S. Bento do Sul	NT
166	10792	MJ-341.a	GRL	15.70	512.00	0.0890	0.0010	0.70563	0.00007	S. Bento do Sul	NT
166	10793	MJ-341.b	GRL	86.50	909.50	0.2750	0.0080	0.71023	0.00007	S. Bento do Sul	NT
166	10794	MJ-341.d	GRL	50.50	1232.50	0.1190	0.0030	0.70613	0.00008	S. Bento do Sul	NT
16	10795	MJ-342.b	GRL	56.50	353.50	0.4630	0.0130	0.71914	0.00006	S. Bento do Sul	NT
167*	10928	MJ-AM-56	GRL	63.00	555.00	0.3290	0.0090	0.71338	0.00008	S. Bento do Sul	12
168*	10929	MJ-AM-57	GRL	72.50	354.00	0.5930	0.0170	0.71746	0.00008	S. Bento do Sul	12
62	10930	MJ-AM-70	GRL	57.00	1135.50	0.1450	0.0040	0.70685	0.00008	S. Bento do Sul	12
62	10931	MJ-AM-73	GRL	56.00	409.00	0.3970	0.0110	0.71536	0.00007	S. Bento do Sul	12
169	10932	MJ-AM-80	GRL	43.00	612.50	0.2030	0.0060	0.71044	0.00007	S. Bento do Sul	12
34	4632	JCDC-32	GNS	76.70	581.80	0.3820	0.0180	0.71440	0.00120	Timbó	14
170*	4616	JCDC-50	GNS	103.00	285.30	1.0500	0.0200	0.73800	0.00040	R. Cedros	14
40	5157	JC-410	GNS	59.90	447.30	0.3900	0.0100	0.71840	0.00080	S. Bento do Sul	14
171	5159	JC-446	GRN	65.20	478.60	0.3900	0.0100	0.71400	0.00120	Jaraguá do Sul	14
38*	4637	PKCW-45	QMZ	106.00	550.60	0.5580	0.0170	0.72120	0.00120	Rodeio	14
17	3657	PLA-02	GRL	54.50	264.60	0.5900	0.0100	0.72370	0.00140	Luís Alves	10
51	3635	PLA-16.B	GRL	116.50	186.80	1.8200	0.0400	0.77370	0.00110	Luís Alves	10
172	3658	PLA-04	GRL	65.70	144.50	1.3200	0.0300	0.76310	0.00150	Luís Alves	10

No. ordem	SPR	No Campo	Lito logia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Localização	Ref
20	3659	PLA-05	UMF	25.10	729.00	0.1000	0.0010	0.70730	0.00080	Luís Alves	10
48	3660	PLA-08	UMF	10.60	880.00	0.0350	0.0010	0.70620	0.00090	Luís Alves	10
52	3661	PLA-12	GRL	80.00	568.00	0.4100	0.0100	0.72000	0.00010	Luís Alves	10
173	3662	PLA-15	GRL	11.10	639.00	0.0500	0.0010	0.70510	0.00100	Luís Alves	10
44*	5601	SCMB-172.A	MIG	80.90	552.00	0.4200	0.0100	0.71770	0.00180	Luís Alves	03
44*	5602	SCMB-172.B	MIG	73.30	497.00	0.4300	0.0100	0.71610	0.00080	Luís Alves	03
44*	5605	SCMB-172.E	MIG	85.60	517.00	0.4800	0.0100	0.71910	0.00130	Luís Alves	03
44*	5603	SCMB-172.C	MIG	42.00	562.00	0.2170	0.0050	0.71270	0.00100	Luís Alves	03
44*	5604	SCMB-172.D	MIG	38.00	489.00	0.2250	0.0050	0.71340	0.00190	Luís Alves	03
44*	5606	SCMB-172.F	MIG	31.00	484.00	0.1850	0.0040	0.71040	0.00120	Luís Alves	03
44*	6657	SCMB-172-6C	MIG	61.70	666.00	0.2680	0.0080	0.71330	0.00010	Luís Alves	03
44*	6658	SCMB-172-9A	MIG	58.10	473.00	0.3560	0.0100	0.71730	0.00010	Luís Alves	03
44*	6659	SCMB-172-11B	MIG	91.70	472.00	0.5630	0.0160	0.72010	0.00010	Luís Alves	03
44*	6664	SCMB-172-1	MIG	111.00	533.00	0.6040	0.0170	0.72130	0.00010	Luís Alves	03
44*	6665	SCMB-172-4	MIG	55.90	403.00	0.4020	0.0110	0.71570	0.00010	Luís Alves	03
174	4255	SCMB-41.B	GRL	98.40	502.00	0.5700	0.0100	0.71900	0.00140	Blumenau	03
174	4256	SCMB-41.F	GRL	138.00	665.00	0.6000	0.0100	0.72030	0.00120	Blumenau	03
174	4257	SCMB-41.H	GRL	131.00	775.00	0.4900	0.0100	0.71710	0.00110	Blumenau	03
175	4262	SCMB-38.C	GRL	40.30	862.00	0.1400	0.0100	0.70560	0.00100	Blumenau	03
175	4264	SCMB-38.F	GRL	22.50	816.00	0.0800	0.0100	0.70440	0.00140	Blumenau	03
56	515	VG-46	GRL	5.20	244.60	0.0620	0.0020	0.70440	0.00050	Piñen	09
176	516	VG-67	GRL	3.10	141.10	0.0640	0.0010	0.70530	0.00160	Piñen	09
177	529	VG-62	GRL	54.60	153.60	1.0320	0.0200	0.73350	0.00130	Piñen	09
57	539	VG-214	GRL	33.10	498.00	0.1920	0.0010	0.70770	0.00070	Piñen	09
178	UK	MJ-15.A	GRL	15.00	491.00	0.3820	0.0180	0.70588	0.00002	Piñen	NT
*	UK	JR-06	GRL	2.00	1027.00	1.0500	0.0200	0.70264	0.00001	N. S. Negra	NT
179	115	A-183	GNS	419.00	6.60	184.0000	3.0000	2.26000	0.13000	Morretes	07
179	127	MO-259	MIG	261.00	34.50	22.0800	0.4300	0.88800	0.00500	Morretes	07
180	4566	AT-538.B	END	2.00	489.90	0.0100	0.0010	0.70740	0.00140	S. Negra	07
181	3689	SN-3	CHQ	160.40	504.00	0.9200	0.0200	0.73760	0.00090	S. Negra	02
181	3789	SN-5	CHQ	3.50	619.00	0.0200	0.0010	0.70910	0.00100	S. Negra	02
181	3795	SN-6	CHQ	15.50	419.10	0.1070	0.0030	0.71260	0.00090	S. Negra	02
185	11376	MJ-302	GNS	30.80	775.20	0.1150	0.0030	0.70913	0.00019	S S. José Pinhais	NT

ROCHAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS DE PIÑEN

235	11524	MJ-518B	UMF	2.84	4.05	2.0317	0.0342	0.71996	0.00015	C. Crispins	NT
235	11525	MJ-519	UMF	0.83	21.31	0.1130	0.0019	0.70539	0.00008	C. Crispins	NT
236	11526	MJ-521	UMF	0.42	0.95	1.2725	0.0215	0.72169	0.00039	C. Crispins	NT
234	11527	MJ-523C	UMF	7.93	119.86	0.1915	0.0033	0.70933	0.00005	C. Crispins	NT
234	11528	MJ-524A	UMF	0.20	3.10	0.1857	0.0033	0.71076	0.00009	C. Crispins	NT
234	11529	MJ-524B	UMF	0.40	17.74	0.0656	0.0011	0.70611	0.00016	C. Crispins	NT
237	11530	MJ-534	UMF	0.87	31.02	0.0807	0.0014	0.70243	0.00017	C. Malas	NT
234	12512	MJ-524A	UMF	0.20	2.80	0.1937	0.0029	0.71103	0.00023	C. Crispins	NT
234	12513	MJ-524B	UMF	0.40	19.50	0.0594	0.0009	0.70631	0.00008	C. Crispins	NT
235	12514	MJ-518B	UMF	2.90	4.10	2.0601	0.0029	0.72037	0.00024	C. Crispins	NT
235	12515	MJ-519	UMF	1.00	18.30	0.1515	0.0023	0.70576	0.00009	C. Crispins	NT
234	12516	MJ-523B-1	UMF	0.50	6.20	0.2201	0.0031	0.70743	0.00010	C. Crispins	NT
234	12517	MJ-525	UMF	0.30	6.40	0.1514	0.0021	0.70760	0.00009	C. Crispins	NT
234	12518	MJ-523A	UMF	2.60	472.30	0.0162	0.0002	0.70677	0.00008	C. Crispins	NT

No. ordem	SPR	No Campo	Lito logia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Localização	Ref
235	12519	MJ-518C	UMF	0.30	8.20	0.1094	0.0017	0.70605	0.00013	C. Crispins	NT

DOMÍNIO CURITIBA

89	9384	MJ-96.1	MIG	19.82	182.97	0.3156	0.0036	0.72072	0.00008	Atuba	NT
89	9385	MJ-96.2	MIG	29.62	153.86	0.5578	0.0043	0.71807	0.00007	Atuba	NT
89	11124	MJ-96.3	MIG	115.00	264.00	1.2630	0.0360	0.72719	0.00008	Atuba	NT
89	11132	MJ-96.3BIO	MIG	625.00	46.00	40.8060	1.1120	1.09030	0.00013	Atuba	NT
89	11133	MJ-96.3ANF	MIG	179.00	83.00	6.2790	0.1760	0.76772	0.00006	Atuba	NT
89	9387	MJ-96.4	MIG	111.20	600.00	0.5370	0.0150	0.72155	0.00006	Atuba	NT
89	10018	MJ-96.5	MIG	126.80	763.00	0.4810	0.0130	0.71874	0.00005	Atuba	NT
89	9388	MJ-96.6	MIG	76.70	264.70	0.8400	0.0240	0.72425	0.00007	Atuba	NT
89	9936	MJ-96.7	MIG	102.19	650.04	0.4553	0.0025	0.71588	0.00020	Atuba	NT
89	9390	MJ-96.8	MIG	113.70	592.50	0.5560	0.0160	0.72172	0.00006	Atuba	NT
89	9391	MJ-96.12	GRN	245.70	423.10	1.6870	0.0480	0.74397	0.00006	Atuba	NT
89	9392	MJ-96.13	GRN	162.40	336.20	1.4030	0.0400	0.74537	0.00007	Atuba	NT
91	10762	MJ-315.A	MES	43.50	685.50	0.1840	0.0050	0.71099	0.00020	Quitandinha	NT
91	10763	MJ-315.B	MES	51.20	756.00	0.1960	0.0060	0.71100	0.00010	Quitandinha	NT
91	10764	MJ-315.C	LEU	53.50	605.50	0.2560	0.0070	0.71554	0.00003	Quitandinha	NT
91	10765	MJ-315.D	MES	73.50	623.50	0.3410	0.0100	0.71479	0.00004	Quitandinha	NT
91	10766	MJ-315.H	LEU	78.50	536.00	0.4240	0.0120	0.71625	0.00004	Quitandinha	NT
91	10916	MJ-315.E	LEU	63.00	700.00	0.2610	0.0070	0.71504	0.00006	Quitandinha	NT
91	10917	MJ-315.F	LEU	37.00	654.00	0.1640	0.0050	0.71137	0.00006	Quitandinha	NT
91	10918	MJ-315.G	LEU	73.00	562.00	0.3760	0.0110	0.71605	0.00007	Quitandinha	NT
90	10768	MJ-316.C	MES	66.50	430.00	0.4480	0.0130	0.71708	0.00004	Quitandinha	NT
90	10769	MJ-316.I	LEU	65.50	483.00	0.3930	0.0110	0.71646	0.00004	Quitandinha	NT
90	10770	MJ-316.J	LEU	44.50	481.00	0.2680	0.0800	0.71430	0.00004	Quitandinha	NT
90	10771	MJ-316.L	LEU	31.50	490.00	0.1860	0.0050	0.71519	0.00004	Quitandinha	NT
90	10919	MJ-316.E	LEU	32.00	294.50	0.3150	0.0090	0.71613	0.00009	Quitandinha	NT
90	10920	MJ-316.F	MES	47.00	336.50	0.4050	0.0110	0.71513	0.00009	Quitandinha	NT
90	10921	MJ-316.M	LEU	64.00	433.50	0.4280	0.0120	0.71564	0.00011	Quitandinha	NT
90	11378	MJ-316.B	MES	12.50	205.10	0.1770	0.0030	0.71205	0.00006	Quitandinha	NT
101	9045	MJ-25.3	NOR	87.60	288.50	0.8810	0.0250	0.73332	0.00008	N Curitiba	NT
101	9046	MJ-25.5	NOR	94.70	291.80	0.9420	0.0270	0.73430	0.00004	N Curitiba	NT
101	9047	MJ-25.9	NOR	97.10	311.00	0.9060	0.0260	0.73329	0.00007	N Curitiba	NT
101	9048	MJ-25.13	NOR	76.20	299.80	0.7370	0.0210	0.73115	0.00006	N Curitiba	NT
101	9049	MJ-25.14	NOR	62.80	282.90	0.6440	0.0180	0.72786	0.00008	N Curitiba	NT
101	11125	MJ-25.1	NOR	108.00	268.00	1.1700	0.0330	0.74069	0.00008	N Curitiba	NT
101	11126	MJ-25.2	NOR	124.00	264.00	1.3650	0.0380	0.74659	0.00007	N Curitiba	NT
101	11127	MJ-25.7	NOR	90.00	266.00	0.9820	0.0280	0.73397	0.00009	N Curitiba	NT
101	11128	MJ-25.10	NOR	80.00	296.00	0.7840	0.0220	0.73312	0.00006	N Curitiba	NT
101	11129	MJ-25.12	NOR	87.00	282.00	0.8950	0.0250	0.73340	0.00007	N Curitiba	NT
101	UK	MJ-25.3	NOR	88.00	288.00	0.8870	0.0250	0.73352	0.00002	N Curitiba	NT
182*	11929	MM-87A	NOR	99.30	358.70	0.8030	0.0230	0.72869	0.00007	N Curitiba	NT
182*	11930	MM-87C	NOR	104.80	354.90	0.8560	0.0240	0.72753	0.00018	N Curitiba	NT
105*	11931	MM-87D	NOR	44.20	420.00	0.3050	0.0090	0.71882	0.00009	N Curitiba	NT
105*	11932	MM-89B	NOR	88.90	362.70	0.7100	0.0200	0.72232	0.00008	N Curitiba	NT
105*	11933	MM-89D	NOR	72.80	415.40	0.5080	0.0140	0.72186	0.00009	N Curitiba	NT
183	11934	MM-95A	NOR	87.80	246.70	1.0330	0.0290	0.74015	0.00006	N Curitiba	NT
183	11935	MM-95B	NOR	92.30	229.30	1.1650	0.0330	0.70911	0.00006	N Curitiba	NT

No. ordem	SPR	No Campo	Lito logia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Localização	Ref
105	12258	MM-89A	NOR	67.00	394.00	0.4920		0.71998	0.00007	N Curitiba	NT
105	12259	MM-89C	NOR	87.00	409.00	0.6160		0.72198	0.00009	N Curitiba	NT
96	12024	MJ-550	GNS	73.30	609.90	0.3480	0.0010	0.71517	0.00006	BR-116	NT
*	12025	MJ-633A	GNS	14.58	489.05	0.0863	0.0013	0.70943	0.00006	BR-116N	NT
184	12026	MJ-634A	GNS	87.99	1558.98	0.1633	0.0023	0.70783	0.00007	BR-116	NT
103	12027	MJ-636A	GNS	76.80	455.70	0.4880	0.0140	0.71967	0.00012	BR-116	NT
102	12028	MJ-638A	GNS	81.24	451.27	0.5219	0.0079	0.72460	0.00009	BR-116	NT
102	12029	MJ-638B	GNS	81.46	546.51	0.4319	0.0063	0.72077	0.00006	BR-116	NT
102	12030	MJ-638C	GNS	89.34	427.13	0.6064	0.0090	0.72480	0.00007	BR-116	NT
86	11380	MJ-138	GNS	77.00	656.80	0.3390	0.0100	0.71371	0.00009	N Mandirituba	NT
87	11379	MJ-23=137	GNS	2.30	198.70	0.0342	0.0006	0.70370	0.00005	N Mandirituba	NT
87	UK	MJ-137	GNS	1.00	197.00	0.0150	0.0010	0.70389	0.00001	N Mandirituba	NT
88	UK	MJ-123.A	GNS	88.00	882.00	0.2890	0.0080	0.70896	0.00002	S Mandirituba	NT
186	132	PG-02	MIG	148.00	110.40	3.9000	0.2000	0.74400	0.00300	E Curitiba	07
73	130	A-308	MIG	14.60	420.00	0.1010	0.0050	0.71400	0.00400	NE Curitiba	07
*	4614	873-JC-244	MIG	53.50	467.10	0.3300	0.0100	0.71680	0.00080	S Campo Largo	14
101	3811	SC-93.C	LEU	248.60	313.90	2.3000	0.0500	0.75850	0.00170	N Curitiba	04
101	2298	SC-93.D	LEU	194.70	331.00	1.7100	0.0500	0.74900	0.00090	N Curitiba	04
187*	3769	FB-74.B	GNS	131.20	277.20	1.3800	0.0300	0.74500	0.00100	N Curitiba	04
187*	2296	FB-74.C	GNS	123.70	317.00	1.1300	0.0300	0.73760	0.00110	N Curitiba	04
187*	3812	FB-74.A	GNS	96.90	154.10	1.8300	0.0400	0.75250	0.00060	N Curitiba	04
90	11817	MJ-462A	MES(BIO)	498.11	25.88	58.3937	0.8100	1.20215	0.00024	Quitandinha	NT
90	11718	MJ-462A	MES(ANF)	94.90	78.00	3.5370	0.1000	0.75386	0.00010	Quitandinha	NT
90	11719	MJ-462A	MES(RTO)	69.20	417.80	0.4800	0.0140	0.71811	0.00008	Quitandinha	NT
90	11820	MJ-462C	LEU(BIO)	303.37	25.22	35.9817	0.5003	1.03776	0.00026	Quitandinha	NT
90	11721	MJ-462C	LEU(ANF)	20.90	60.60	1.0000	0.0280	0.72249	0.00005	Quitandinha	NT
90	11722	MJ-462C	LEU(RTO)	24.52	531.07	0.1337	0.0018	0.71346	0.00007	Quitandinha	NT
90	11821	MJ-462D	MOB(BIO)	446.25	17.14	80.2785	1.2503	1.37834	0.00011	Quitandinha	NT
90	11724	MJ-462D	MOB(K-F)	173.20	559.40	0.8970	0.0250	0.72231	0.00010	Quitandinha	NT
90	11726	MJ-462D	MOB(ANF)	67.80	42.30	4.6570	0.1310	0.74663	0.00006	Quitandinha	NT
130	10820	MJ-292.C	GNS	98.00	631.00	0.4500	0.0130	0.71533	0.00006	Graciosa	NT
217	10823	MJ-294.1	GNS	32.50	618.00	0.1520	0.0040	0.70618	0.00005	Graciosa	NT
219	UK	MJ-296	GNS	28.00	560.00	0.1450	0.0040	0.70607	0.00002	Graciosa	NT

GRANITÓIDES DEFORMADOS PIÊN

224	10796	PIEN-01	GRN	88.00	1249.00	0.2040	0.0060	0.70819	0.00006	Piên	NT
224	10797	PIEN-03	GRN	111.00	1210.50	0.2650	0.0080	0.70895	0.00006	Piên	NT
224	10798	PIEN-06	GRN	59.00	1297.50	0.1320	0.0040	0.70584	0.00006	Piên	NT
224	10799	PIEN-08	GRN	42.00	2761.00	0.0440	0.0010	0.70493	0.00006	Piên	NT
224	10800	PIEN-09	GRN	108.50	514.00	0.6110	0.0170	0.71282	0.00005	Piên	NT
224	CF	PI-05	GRN			0.3370	0.0030	0.70948	0.00007	Piên	19
224	CF	PI-07	GRN			0.2660	0.0030	0.70692	0.00007	Piên	19
224	CF	PI-08	GRN			0.0363	0.0010	0.70490	0.00007	Piên	19
224	CF	PI-09	GRN			0.6740	0.0070	0.71270	0.00007	Piên	19
224	CF	PI-12	GRN			0.1530	0.0020	0.70860	0.00007	Piên	19
225	10923	MJ-AM-20	GRN	83.50	1376.50	0.1760	0.0050	0.70830	0.00012	Piên	NT
226	10922	MJ-AM-16	GRN	103.50	1270.00	0.2360	0.0070	0.70853	0.00011	Piên	NT
122	10925	MJ-AM-94	GRN	106.50	1240.00	0.2490	0.0070	0.70667	0.00011	Piên	NT
63	10924	MJ-AM-22	GRN	122.50	1206.50	0.2940	0.0080	0.70684	0.00007	Piên	NT

No. ordem	SPR	No Campo	Lito logia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Localização	Ref
227	10927	MJ-AM-97	GRN	59.00	1697.50	0.1010	0.0030	0.70645	0.00021	Piñen	NT
228	10926	MJ-AM-95	GRN	156.50	714.50	0.6340	0.0180	0.70991	0.00007	Piñen	NT
229	549	VG-257	MIG	166.90	159.00	3.0430	0.0060	0.73610	0.00070	Piñen	09
230	530	VG-152.B	MIG	77.20	210.00	1.0630	0.0200	0.71710	0.00120	Piñen	09
231	531	VG-162	MIG	123.80	82.60	4.3560	0.0900	0.74890	0.00080	Piñen	09

DOMÍNIO PARANAGUÁ

106	9622	MJ-206.2	GRN	128.20	412.10	0.9010	0.0250	0.71553	0.00005	Paranaguá	NT
106	9623	MJ-206.4	GRN	136.40	408.20	0.9680	0.0270	0.71573	0.00007	Paranaguá	NT
106	9624	MJ-206.5	GRN	145.00	391.50	1.0730	0.0300	0.71643	0.00005	Paranaguá	NT
188	9625	MJ-207	GRN	138.50	425.90	0.9420	0.0300	0.71566	0.00008	Paranaguá	NT
106	9751	MJ-206.6	GRN	211.70	420.80	1.4580	0.0400	0.71911	0.00004	Paranaguá	NT
106	9752	MJ-206.7	GRN	212.80	439.90	1.4020	0.0400	0.71877	0.00004	Paranaguá	NT
189	UK	MJ-208.A	GRN	139.00	187.00	2.1510	0.0600	0.72701	0.00002	Paranaguá	NT
144	9632	MJ-287.A	GRN	161.30	298.50	1.5660	0.0400	0.72056	0.00007	Guaratuba	NT
144	UK	MJ-287.A	GRN	137.00	248.00	1.5980	0.0400	0.72115	0.00002	Guaratuba	NT
144	9633	MJ-287.B	GRN	156.90	212.30	2.1430	0.0600	0.72531	0.00007	Guaratuba	NT
144	9634	MJ-287.C	GRN	191.40	430.20	1.2890	0.0400	0.71841	0.00005	Guaratuba	NT
144	9635	MJ-287.D	GRN	156.80	407.70	1.1140	0.0300	0.71713	0.00007	Guaratuba	NT
108	10465	MJ-301.B	GRN	163.70	330.50	1.4350	0.0400	0.71945	0.00006	Matinhos	NT
108	10466	MJ-301.C	GRN	162.70	289.20	1.6300	0.0500	0.72057	0.00006	Matinhos	NT
108	10467	MJ-301.E	GRN	208.60	256.00	2.3630	0.0700	0.72722	0.00001	Matinhos	NT
108	10468	MJ-301.G	GRN	139.90	320.60	1.2640	0.0400	0.71869	0.00006	Matinhos	NT
108	10469	MJ-301.M	GRN	186.90	242.70	2.2330	0.0600	0.72613	0.00005	Matinhos	NT
108	UK	MJ-301.E	GRN	187.00	238.00	2.2730	0.0500	0.72705	0.00001	Matinhos	NT
117	4619	JC-DT-103	GRD	109.60	505.00	0.6300	0.0100	0.71560	0.00260	S Fr. Sul	14
190	5452	PK-216	BML	75.10	844.20	0.2600	0.0100	0.71230	0.00050	S Fr. Sul	14
191	5453	PK-217	GRN	271.10	160.90	4.9000	0.1000	0.75250	0.00140	S Fr. Sul	14
*	5454	PK-158	GRN	166.30	170.10	2.8400	0.0600	0.74550	0.00090	Ararapira	14
115	4156	JC-417	PML	147.00	182.80	2.3300	0.0500	0.73140	0.00070	Garuva	14
119	4618	LK-20	GRN	219.10	62.70	10.2000	0.2000	0.79470	0.00110	Guaraqueçaba	14
212	9858	MJ-279.A/B	GRN	202.60	1079.00	0.5440	0.0030	0.71347	0.00007	Estrela	NT
213	9859	MJ-285.A	GRN	92.00	451.50	0.5900	0.0170	0.71232	0.00003	Estrela	NT
214	9860	MJ-284	GRN	95.60	318.60	0.8690	0.0250	0.71404	0.00006	Estrela	NT
213	9861	MJ-285.B	GRN	96.00	500.20	0.5560	0.0160	0.71243	0.00007	Estrela	NT
214	UK	MJ-284	GRN	97.00	298.00	0.9430	0.0260	0.71336	0.00002	Estrela	NT
128	10937	MJ-283	GRN	96.60	287.40	0.9740	0.0270	0.71540	0.00006	Estrela	NT
215	11250	MJ-411.B	GRN	164.00	597.00	0.7950	0.0220	0.71270	0.00011	Estrela	NT
216	11251	MJ-412	GRN	82.00	347.00	0.6840	0.0190	0.71303	0.00012	Estrela	NT
127	11252	MJ-413.A	GRN	114.00	217.50	1.5180	0.0430	0.71776	0.00009	Estrela	NT
127	11253	MJ-413.B	GRN	121.00	211.50	1.6570	0.0470	0.71787	0.00007	Estrela	NT
192	11254	MJ-414	GRN	80.50	269.00	0.8670	0.0240	0.71473	0.00008	Estrela	NT

MACIÇOS GRANÍTICOS

193	9626	MJ-109-B.3	GRN	171.80	257.10	1.9370	0.0550	0.72338	0.00005	Agudos	NT
193	9627	MJ-109-C.2	GRN	178.50	214.30	2.4150	0.0680	0.72668	0.00006	Agudos	NT
193	9631	MJ-109-D.1	GRN	174.30	232.50	2.1730	0.0610	0.72494	0.00008	Agudos	NT
194	9629	MJ-128.B	GRN	183.00	170.60	3.1120	0.0880	0.73361	0.00005	Agudos	NT

No. ordem	SPR	No Campo	Lito logia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Erro	Localização	Ref
194	9630	MJ-128.A	GRN	227.00	145.20	4.5400	0.1280	0.74317	0.00005	Agudos	NT
195	9934	MJ-131	GRN	91.90	1212.20	0.2190	0.0010	0.70737	0.00009	Agudos	NT
196	9935	MJ-129.A	GRN	85.10	1043.80	0.2360	0.0010	0.70728	0.00006	Agudos	NT
194	UK	MJ-128.A	GRN	198.00	131.00	4.3900	0.1230	0.74332	0.00002	Agudos	NT
193	UK	MJ-109-A.1	GRN	194.00	253.00	2.2230	0.0620	0.72505	0.00002	Agudos	NT
125	11116	MJ-17-RTO	GRN	60.30	1346.60	0.1300	0.0040	0.70734	0.00057	Agudos	NT
125	11117	MJ-17-ANF	GRN	113.00	363.00	0.9090	0.0260	0.71024	0.00008	Agudos	NT
125	11118	MJ-17-BIO	GRN	384.00	263.00	4.2250	0.1190	0.73152	0.00006	Agudos	NT
197	540	VG-227	GRN	187.00	153.50	3.5360	0.0100	0.73430	0.00090	Agudos	09
198	9399	MJ-60.A	GRN	81.80	69.80	3.3990	0.0960	0.73033	0.00006	Corupa	NT
198	9401	MJ-60.C	GRN	104.10	42.90	7.0540	0.1990	0.75245	0.00008	Corupa	NT
198	9400	MJ-60.B	GRN	124.10	23.00	15.8110	0.1900	0.81113	0.00510	Corupa	NT
199	9402	MJ-58.3	GRN	89.70	66.30	3.9260	0.1110	0.73387	0.00006	Corupa	NT
199	10019	MJ-58.2	GRN	1036.00	28.50	10.6000	0.5720	0.78003	0.00025	Corupa	NT
200	4860	JC-DT-74	SIE	132.60	12.30	31.9180	0.7270	0.97170	0.00090	Corupa	14
201	4636	PK-CW-62	GRN	190.50	13.10	46.9200	1.0740	1.03950	0.00080	Corupa	14
134	4620	PK-CW-61	GRN	49.00	46.40	3.0600	0.0600	0.72830	0.00080	Corupa	14
202	9753	MJ-275.I	GRN	45.20	37.50	3.5030	0.0210	0.75743	0.00020	M. Redondo	NT
202	11302	MJ-275.I-R	GRN	41.50	24.85	4.8589	0.0859	0.76085	0.00020	M. Redondo	NT
202	UK	MJ-275.B	GRN	144.00	3.00	163.6790	1.0000	2.51520	0.00040	M. Redondo	NT
202	10933	MJ-275.F-1	GRN	157.30	10.20	45.6680	0.7720	0.99540	0.00031	M. Redondo	NT
203	9754	MJ-281.A	GRN	140.00	15.50	26.8510	0.1800	0.95804	0.00060	M. Redondo	NT
203	9755	MJ-281.B	GRN	127.70	23.40	16.0920	0.0980	0.88692	0.00021	M. Redondo	NT
203	11304	MJ-281.B-R	GRN	126.99	17.37	21.5208	0.3660	0.88478	0.00037	M. Redondo	NT
204	9756	MJ-276	GRN	172.70	16.30	31.6320	0.1980	0.99731	0.00041	M. Redondo	NT
204	11305	MJ-276.R	GRN	162.53	12.40	39.0493	0.7117	1.00948	0.00145	M. Redondo	NT
205	12045	MJ-658	GRN	140.90	52.90	7.7560	0.2180	0.76979	0.00012	M. Redondo	NT
206	4615	PK-CW-66	GRN	148.10	62.70	6.8700	0.1400	0.76700	0.00120	M. Redondo	14
207	UK	MJ-163.A	GRN	51.00	39.00	3.7950	0.1060	0.73666	0.00002	Corupa	NT
207	10939	MJ-163.B	GRN	44.60	35.80	3.6150	0.1010	0.73432	0.00007	Corupa	NT
207	10940	MJ-163.C	GRN	40.60	33.20	3.5490	0.0990	0.73565	0.00008	Corupa	NT
207	10941	MJ-163.D	GRN	36.80	53.10	2.0090	0.0560	0.72250	0.00008	Corupa	NT
208	10942	MJ-164	GRN	36.80	48.10	2.2180	0.0620	0.72487	0.00011	Corupa	NT
209	10943	MJ-165	GRN	26.70	79.20	0.9770	0.0270	0.71923	0.00007	Corupa	NT
210	9757	MJ-291.A	GRN	190.50	27.40	20.5080	0.1160	0.89525	0.00029	Anhangava	NT
210	11350	MJ-291.H	GRN	133.10	23.80	16.4260	0.2780	0.87039	0.00067	Anhangava	NT
210	11351	MJ-291.I	GRN	133.40	27.20	14.3700	0.2410	0.83711	0.00014	Anhangava	NT
210	11352	MJ-291.J	GRN	222.70	23.00	28.7210	0.4920	0.95638	0.00084	Anhangava	NT
210	11531	MJ-291.C	GRN	194.98	12.87	45.3889	0.8515	1.06651	0.00014	Anhangava	NT
210	UK	MJ-291.C	GRN	193.00	11.00	52.5790	1.4720	1.06716	0.00005	Anhangava	NT
210	10935	MJ-291.B	GRN	220.80	25.30	25.9220	0.4360	0.97146	0.00024	Anhangava	NT
211	133	MO-159	GRN	225.00	92.50	7.0500	0.1400	0.76000	0.00050	Anhangava	06
130	10821	MJ-292.E	GRN	140.50	353.50	1.2070	0.0330	1.20549	0.00010	Graciosa	NT
217	10822	MJ-294.2	GRN	110.00	595.00	0.5350	0.0150	0.71224	0.00006	Graciosa	NT
218	10824	MJ-297	GRN	47.50	471.00	0.2920	0.0080	0.70659	0.00008	Graciosa	NT
220	11135	MJ-298.3	GRN	37.00	492.00	0.2180	0.0060	0.70628	0.00007	Graciosa	NT
221	12021	MJ-614	GRN	200.00	190.70	3.0430	0.0860	0.73335	0.00008	Graciosa	NT
222	12022	MJ-615	GRN	179.00	133.40	3.8970	0.1100	0.74320	0.00013	Graciosa	NT
85	12023	MJ-640	GRN	206.60	123.40	4.8640	0.1370	0.74679	0.00006	Graciosa	NT
186	128	PG-3	GRN	148.00	428.00	0.9800	0.0200	0.71900	0.00050	Graciosa	06

No. ordem	SPR	No Campo	Lito logia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Erro	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Erro	Localização	Ref
223	129	A-294.B	GRN	182.00	108.00	4.8800	0.1000	0.74700	0.00060	Graciosa	06
100	126	A-469	GRN	185.00	131.60	4.0600	0.0900	0.74200	0.00030	Graciosa	06
135	114	MO-257	GRN	202.00	17.30	33.7100	0.6600	0.97000	0.11000	Marumby	06
232	537	VG-181	GRN	58.90	1490.00	0.1140	0.0010	0.70500	0.00070	Piên	09
233	538	VG-200	GRN	96.00	280.30	0.9920	0.0200	0.71250	0.00020	Piên	09

ROCHAS VULCÂNICAS

238	4634	LK-40	RIO	222.00	11.99	55.7660	1.3020	1.12610	0.00110	Guaratub.	14
239	5163	JC-494	RIO	236.80	9.34	77.7650	1.6730	1.31540	0.00210	Guaratub.	14
240	5158	JC-499	DIA	27.20	525.00	0.1500	0.0010	0.70650	0.00120	Guaratub.	14
241	11496	MJ-376-1	RIO	228.60	22.00	30.7990	0.0862	0.95245	0.00008	Guaratub.	NT
241	11497	MJ-376-2	RIO	225.30	24.28	27.5118	0.5514	0.95938	0.00010	Guaratub.	NT
241	11498	MJ-376-3	RIO	256.30	18.60	41.0920	1.1510	1.01571	0.00056	Guaratub.	NT
241	11499	MJ-376-4	RIO	219.00	17.71	36.9687	0.7411	1.04303	0.00033	Guaratub.	NT
241	10948	MJ-376-5	RIO	194.30	19.05	29.8296	0.5019	0.94783	0.00024	Guaratub.	NT
241	11501	MJ-376-7	RIO	262.00	26.79	28.9824	0.5808	0.95267	0.00007	Guaratub.	NT
241	11502	MJ-376-9	RIO	234.70	21.91	31.8157	0.6376	0.97692	0.00021	Guaratub.	NT
241	11503	MJ-376-10	RIO	240.30	21.81	32.7999	0.6574	0.99934	0.00013	Guaratub.	NT
241	11800	MJ-376-8	RIO	232.42	21.91	31.4673	0.4551	0.96451	0.00017	Guaratub.	NT
241	11798	B-1-G	RIO	214.54	9.61	68.2396	0.9455	1.28346	0.00009	Guaratub.	NT
241	11799	A-4-1-G	RIO	213.80	12.93	49.7407	0.7213	1.10781	0.00008	Guaratub.	NT
241	12039	MJ-376-A	RIO	207.44	24.79	24.6863	0.3414	0.90506	0.00007	Guaratub.	NT
241	12040	MJ-376-B	RIO	217.50	23.04	27.9430	0.3861	0.93870	0.00010	Guaratub.	NT
241	12041	MJ-376-F	RIO	446.65	22.14	59.8667	0.9152	0.96266	0.00013	Guaratub.	NT
241	12042	MJ-376-G	RIO	235.33	19.26	36.3976	0.5090	1.00246	0.00013	Guaratub.	NT
241	12043	MJ-376-K	RIO	226.87	18.61	36.2839	0.5019	0.99498	0.00008	Guaratub.	NT
241	12044	MJ-376-L	RIO	118.30	86.60	6.3260	0.1780	0.76128	0.00006	Guaratub.	NT
242	11255	MJ-415.A	RIO	162.00	204.00	2.3020	0.0650	0.72390	0.00007	C. Alegre	NT
242	11256	MJ-415.B	RIO	145.50	238.00	1.7720	0.0500	0.72040	0.00009	C. Alegre	NT
243	11257	MJ-416	RIO	112.50	258.00	1.2630	0.0360	0.71827	0.00013	C. Alegre	NT
244	11258	MJ-418	RIO	95.50	47.00	5.9060	0.1660	0.75176	0.00008	C. Alegre	NT
245	11259	MJ-420	RIO	212.00	728.00	0.8430	0.0240	0.71449	0.00007	C. Alegre	NT
242	4344	SCMB-45A	RIO	150.00	246.00	1.7700	0.0400	0.72100	0.00070	C. Alegre	03
242	4345	SCMB-45C	RIO	156.00	217.00	2.0800	0.0500	0.72420	0.00080	C. Alegre	03
242	4346	SCMB-45E	RIO	140.00	311.00	1.3100	0.0300	0.71790	0.00060	C. Alegre	03
*	48	VL-A	QPF	195.00	25.60	22.8000	0.4300	0.84600	0.00500	Castro	11
*	52	VL-C	QPF	103.00	43.80	6.8000	0.1400	0.74700	0.00100	Castro	11
*	65	VL-B	QPF	87.50	50.00	5.0600	0.1000	0.74200	0.00400	Castro	11
*	11792	RCA-78A	RIO	112.00	82.40	3.9450	0.1110	0.73636	0.00010	Castro	20
*	11793	RCA-78B	RIO	102.80	59.80	4.9990	0.1410	0.75647	0.00009	Castro	20
*	11794	RCA-78C	RIO	132.60	55.90	6.9060	0.1940	0.76762	0.00007	Castro	20
*	11795	RCA-78E	RIO	155.79	26.69	17.0924	0.2365	0.82667	0.00011	Castro	20
*	11796	RCA-78F	RIO	136.00	40.70	9.7590	0.2730	0.80050	0.00013	Castro	20
*	11797	RCA-78G	RIO	168.54	35.58	13.8320	0.1918	0.79869	0.00007	Castro	20
*	12158	RCA-5B	AND	30.94	394.62	0.2269	0.0032	0.70680	0.00007	Castro	20
*	12159	RCA-5E	AND	28.72	404.93	0.2052	0.0031	0.70675	0.00017	Castro	20

DADOS RADIOMÉTRICOS U-Pb - ZIRCÕES

No. ordem	SPU	No. Campo	Litolo gia	Fração Magn/ mm	Concentrações U (ppm)	Pb (ppm)	Razão Pb ²⁰⁴ / Pb ²⁰⁸	Pb Radiogênico Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁶ / Pb ²⁰⁸	Razões U/Pb Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ / U ²³⁵	Idade 207/ 206	Ref.
DOMÍNIO LUÍS ALVES													
246	USA	MJ- 258(a)	GRL	M(-2)	371.00	164.00	0.000380	0.140400	0.196600	0.37900	7.3470	2232	NT
				M(-1)	511.00	215.00	0.000240	0.145660	0.165100	0.36870	7.4070	2296	NT
				M(0)	335.00	129.00	0.000350	0.136120	0.268600	0.31710	5.9590	2179	NT
				M(2)	281.00	129.00	0.000110	0.139660	0.245800	0.38450	7.4030	2223	NT
246	USA	MJ- 258(b)	GRL	M(-2)	904.00	405.00	0.000210	0.147850	0.083100	0.42010	8.5630	2321	NT
				M(-1)	1228.00	538.00	0.000030	0.151320	0.058500	0.42130	8.7890	2361	NT
				M(-1)	1127.00	494.00	0.000070	0.151610	0.049800	0.42290	8.8410	2364	NT
				M(0)	1148.00	487.00	0.000080	0.151050	0.049400	0.40990	8.5360	2358	NT
				M(2)	930.00	411.00	0.000050	0.148770	0.080600	0.41760	8.5650	2331	NT
156	USA	MJ- 192(c)	GRL	NM(-2)	72.00	38.00	0.000810	0.137960	0.355500	0.40340	7.6740	2202	NT
				M(-2)	70.00	38.00	0.000600	0.137830	0.357800	0.40470	7.6920	2200	NT
				M(0)	71.00	38.00	0.000370	0.137700	0.367900	0.40290	7.6490	2198	NT
52	MP	SCMB- 174	GRL	Zr(0,080)	543.30	228.50		0.147930	0.368370	0.39791	8.1162	2322	03
				Zr(0,125)	1066.40	458.70		0.150350	0.189180	0.40314	8.3571	2350	03
				Zr(0,125)	330.70	131.60		0.140530	1.084200	0.37615	7.2884	2234	03
				Zr(0,040)	570.80	200.60		0.151830	0.587560	0.33070	6.9232	2367	03
				Zr(0,050)	605.00	250.70		0.151550	1.055700	0.38946	8.1380	2363	03
				Zr(0,160)	1138.80	412.70		0.149300	1.083800	0.33370	6.8703	2338	03
				Zr(0,100)	590.60	258.10		0.149170	0.651590	0.41158	8.4651	2336	03
				MON.				0.063690	63.85000	0.93950	0.8251	732	03
44*	MP	SCMB- 172	MIG	Zr(0,160)	435.70	172.80		0.160790	1.244300	0.34977	7.7544	2464	03
				Zr(0,160)	664.10	212.60		0.150130	0.319170	0.29261	6.0568	2347	03
				Zr(0,063)	353.30	137.70		0.157570	1.168000	0.35204	7.6481	2430	03
				Zr(0,050)	426.40	157.00		0.152850	1.523250	0.33220	7.0015	2378	03
				Zr(0,125)	381.20	158.20		0.165910	0.578380	0.37142	8.4965	2517	03
				Zr(0,100)	397.50	164.30		0.166290	1.181490	0.37062	8.4973	2520	03
				Zr(0,100)	396.30	186.10		0.168070	0.685480	0.37730	8.7432	2538	03
				Esf.	19.60	41.00		0.129220	2.754610	0.44355	7.9024	2087	03
DOMÍNIO CURITIBA													
101	USA	MJ- 25.11	GRN	NM(-2)	98.00	42.00	0.000310	0.129330	0.161900	0.37820	6.7430	2089	NT
				M(0)	85.00	36.00	0.000370	0.130020	0.171500	0.37530	6.7280	2098	NT
				M(2)	101.00	46.00	0.002050	0.129860	0.156000	0.37470	6.7090	2096	NT
86	USA	MJ-138	GNS	NM(-1)	222.00	86.00	0.000140	0.132300	0.082500	0.37120	6.7720	2129	NT
				M(-1)	246.00	99.00	0.000880	0.132310	0.078900	0.37050	6.7600	2129	NT
				M(0)	290.00	110.00	0.000160	0.132320	0.065700	0.36730	6.7010	2129	NT
				M(2)	309.00	112.00	0.000140	0.131490	0.078800	0.34690	6.2890	2118	NT
DOMÍNIO PARANAGUÁ													
106	USA	MJ- 206.2	GRN	M(-2)	358.00	41.00	0.001070	0.066210	0.162400	0.10206	0.9317	813	NT
				M(-2)	450.00	49.00	0.000740	0.065640	0.177700	0.10279	0.9302	795	NT
				M(-1)	489.00	52.00	0.001240	0.060210	0.172500	0.09421	0.7821	611	NT
				M(1)	642.00	67.00	0.001850	0.060340	0.141100	0.09102	0.7573	616	NT
				M(2)	699.00	67.00	0.000630	0.060680	0.162600	0.08824	0.7383	628	NT

No. ordem	SPU	No. Campo	Litologia	Fração Magn/ mm	Concentrações U (ppm)	Pb (ppm)	Razão Pb ²⁰⁴ / Pb ²⁰⁶	Pb Radiogênico Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ / Pb ²⁰⁶	Razões U/Pb Pb ²⁰⁶ / U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ / U ²³⁵	Idade 207/ 206	Ref.
GRANITO RIO DO POÇO													
107	3	MJ-209.C	GRN	M(0)	1603.48	119.90	0.001054	0.059028	0.091160	0.07081	0.5763	568	NT
				M(1)	1410.69	97.64	0.000707	0.058736	0.086150	0.06727	0.5445	557	NT
				M(2)	1358.81	98.97	0.002079	0.058436	0.081380	0.06536	0.5266	546	NT
				M(3)	1392.15	92.68	0.001158	0.058575	0.087740	0.06284	0.5076	551	NT
GRANITO ESTRELA													
127	7	MJ-413.B	GRN	M(0)	447.02	39.91	0.001340	0.075265	0.136910	0.07915	0.8214	1075	NT
				M(1)	802.38	49.85	0.000404	0.060692	0.119870	0.05970	0.4996	628	NT
				M(3)	906.79	47.63	0.001702	0.059089	0.100500	0.04749	0.3869	570	NT
GRANITÓIDES DEFORMADOS - PIÊN													
120	2	MJ-321 =PP-10	GRN	NM(0)	255.45	28.61	0.004092	0.063080	0.186490	0.10028	0.8722	711	NT
				M(0)	286.38	31.64	0.002517	0.063314	0.189960	0.10022	0.8749	719	NT
121	1	AM-93	GRN	M(1)	173.51	20.15	0.013900	0.064301	0.091180	0.08528	0.7561	751	12
				M(0)	210.95	19.61	0.005590	0.072917	0.087570	0.09201	0.9251	1011	12
				M(-1)	191.64	23.82	0.009800	0.066600	0.072490	0.10441	0.9588	825	12
124	8	MJ-649	GRN	M(-2)	182.89	19.58	0.000214	0.060136	0.19347	0.09804	0.81292	609	NT
				M(2)	177.76	20.66	0.001577	0.060685	0.19674	0.09832	0.82265	628	NT
				M(-1)	294.56	31.36	0.000207	0.060465	0.19023	0.09774	0.81486	620	NT
				NM(-2)	159.83	17.26	0.000205	0.060009	0.18754	0.09940	0.82243	604	NT
GRANITO MORRO REDONDO													
205	9	MJ-659	GRN	NM(-1)	328.6	53.69	0.008910	0.188480	0.656415	0.08620	0.7084	589	NT
				M(1)	860.47	79.71	0.005015	0.131946	0.471934	0.06101	0.4999	582	NT
				M(0)	708.56	104.22	0.012462	0.240308	0.741888	0.06658	0.5521	609	NT
				NM(-1)	336.34	54.15	0.008717	0.185381	0.650306	0.08573	0.7001	576	NT
GRANITO GRACIOSA													
85	10	MJ-640	GRN	M(-1)	2523.00	389.39	0.014386	0.266984	0.724654	0.06637	0.53622	552	NT
				M(1)	826.28	103.09	0.010418	0.210099	0.614437	0.04961	0.39822	580	NT
				M(0)	438.91	59.88	0.012040	0.233482	0.656739	0.06325	0.51013	575	NT
				M(2)	1443.14	157.50	0.009110	0.190608	0.590679	0.06546	0.53447	555	NT
				M(0)	1024.63	103.06	0.008102	0.175617	0.828668	0.05928	0.47962	538	NT
				M(2)	1245.34	134.73	0.007341	0.164823	0.554632	0.06432	0.52632	548	NT
GRANITO CORUPÁ													
207	6	MJ-163.D	GRN	M(2)	125.06	13.98	0.000738	0.059306	0.469130	0.08197	0.6703	578	NT
				M(3)	199.82	20.32	0.000127	0.059395	0.546910	0.07300	0.5978	582	NT
				M(4)	458.79	37.94	0.000650	0.059400	0.935410	0.04692	0.3842	582	NT
				NM(2)	94.68	11.09	0.000323	0.059392	0.418000	0.09059	0.7418	582	NT
GRANITO AGUDOS													
247	4	MJ-132	GRN	M(5)	1497.54	83.52	0.001191	0.058626	0.254630	0.04622	0.3736	553	NT
				M(2)	1091.24	73.37	0.000897	0.059121	0.215960	0.05825	0.4748	572	NT
				M(3)	1138.97	68.39	0.001081	0.058729	0.220520	0.05133	0.4156	557	NT
				M(1)	689.10	49.41	0.000441	0.059194	0.202070	0.06441	0.5257	574	NT

No. ordem	SPU	No. Campo	Litolo gia	Fração Magn/ mm	Concentrações U (ppm)	Pb (ppm)	Razão Pb^{204}/Pb^{208}	Pb Radiogênico Pb^{207}/Pb^{208}	Pb^{208}/Pb^{208}	Razões U/Pb Pb^{208}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Idade 207/ 206	Ref.
VULCÂNICAS CAMPO ALEGRE													
242	11	MJ-415	RIO	M(1)	209.41	43.93	0.015775	0.288013	0.813817	0.08310	0.68600	599	NT
				M(4)	144.87	20.72	0.005943	0.146936	0.509138	0.09032	0.76160	645	NT
VULCÂNICAS GUARATUBINHA													
241	12	MJ-376	RIO	M(0)	1640.43	187.60	0.001201	0.077309	0.323185	0.09281	0.76766	603	NT
				M(3)	440.88	67.76	0.008924	0.188846	0.595317	0.08388	0.69151	596	NT
				M(4)	365.63	58.31	0.008927	0.188542	0.595278	0.08707	0.71748	595	NT
				M(0)	193.82	28.93	0.006765	0.157880	0.515664	0.09140	0.75737	607	NT
				M(1)	261.05	51.03	0.011855	0.231536	0.679593	0.09344	0.77517	609	NT

DADOS RADIOMÉTRICOS Pb-Pb

No. ordem	No. Lab.	No. Campo	Litologia	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	Ref.
K-FELDSPATOS - GRANITOIDES DO DOMÍNIO PARANAGUÁ							
108	USA	MJ-301.H	GRN	16.043	15.267	36.491	NT
106	USA	MJ-206.5	GRN	16.084	15.183	36.312	NT
144	USA	MJ-287.B	GRN	16.248	15.319	36.636	NT
ROCHA TOTAL - DOMÍNIO LUÍS ALVES							
51	MP	CAN-33.C	PEG	16.478	15.766	37.898	3
51	MP	CAN-33.D	GNS	16.008	15.711	36.118	3
51	MP	CAN-33.E	GNS	16.125	15.712	36.749	3
50	MP	SCMB-1103.A	GNS	16.271	15.775	35.792	3
50	MP	SCMB-1103.B	GNS	16.105	15.716	36.611	3
50	MP	SCMB-1103.C	GNS	15.664	15.671	38.009	3
51	MP	CAN-33.A	PEG	15.861	15.690	36.101	3
51	MP	CAN-33.A	PEG	15.965	15.702	36.470	3
51	MP	CAN-33.B	PEG	16.517	15.782	36.724	3
50	MP	SCMB-1103.D	PEG	16.220	15.746	37.972	3
52	MP	SCMB-174.RA	GNS	16.454	15.784	35.552	3
50	MP	SCMB-1103.E	GNS	16.162	15.735	36.477	3
51	MP	CAN-33.G	GNS	16.235	15.754	36.669	3
51	MP	CAN-33.F	GNS	16.353	15.736	37.404	3
51	MP	CAN-32	GNS	16.656	15.767	36.378	3
52	MP	SCMB-174.RB	GNS	16.168	15.678	35.684	3
*	UK	C-11**	GRL	17.126	15.773	38.404	18

** - Composição de 5 amostras

DADOS RADIOMÉTRICOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

No. ordem	No. Lab.	No. Campo	Litologia	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	Erro	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	ε _{Nd} O	T _{DM} (Ma)	Localização	Ref
GRANITOS INTRUSIVOS												
*	UK	MJ-271.A	GRN	10.00	67.20	0.511417	0.000012	0.0905	-23.8	2012	Ouro	NT
*	UK	MJ-274.A	GRN	9.17	59.90	0.511407	0.000020	0.0931	-24.0	2063	Cerne	NT
247	238	MJ-132	GRN	5.91	30.60	0.511689	0.000031	0.1175	-18.5	2085	Agudos	NT
207	UK	MJ-163.A	GRN	6.30	36.00	0.511672	0.000024	0.1065	-18.8	1942	Corupá	NT
210	UK	MJ-291.C	GRN	14.00	66.20	0.511997	0.000020	0.1287	-12.5	1852	Anhangava	NT
202	UK	MJ-275.B	GRN	3.32	14.80	0.512033	0.000025	0.1365	-11.8	1978	M. Redondo	NT
DOMÍNIO CURITIBA												
101	UK	MJ-25.3	GRL	6.86	38.40	0.511107	0.000020	0.1087	-29.9	2822	N Curitiba	NT
89	UK	MJ-96.3	MIG	6.29	33.10	0.511276	0.000018	0.1156	-26.6	2755	Atuba	NT
86	UK	MJ-138	GNS	4.53	24.10	0.511457	0.000018	0.1144	-23.0	2426	N Mandirituba	NT
88	UK	MJ-123.A	MIG(MOB)	7.65	59.20	0.511027	0.000020	0.0786	-31.4	2275	S Mandirituba	NT
219	UK	MJ-296	DIO	8.25	39.20	0.512398	0.000024	0.1281	-4.7	1142	Graciosa	NT
90	289	MJ-316.F	MIG(MES)	6.20	24.05	0.511905	0.000028	0.1569	-14.3	2808	Quitandinha	NT
GRANITÓIDES DEFORMADOS PIÊN												
226	54	MJ-AM-16	GRN	6.03	41.42	0.511318	0.000028	0.0886	-25.7	2057	Piên	NT
228	56	MJ-AM-95	GRN	2.134	13.362	0.511488	0.000032	0.0972	-22.4	1992	Piên	NT
225	55	MJ-AM-20	GRN	4.122	28.678	0.511263	0.000030	0.0875	-26.8	2104	Piên	NT
DOMÍNIO PARANAGUÁ												
189	UK	MJ-208.A	GRN	9.71	58.30	0.511629	0.000018	0.1013	-19.7	1909	Morro Inglês	NT
108	UK	MJ-301.E	GRN	9.64	62.70	0.511289	0.000006	0.0936	-26.3	2223	Morro Inglês	NT
144	UK	MJ-287.A	GRN	5.16	36.30	0.511349	0.000004	0.0865	-25.1	2025	Morro Inglês	NT
214	UK	MJ-284	GRN	32.70	176.00	0.511345	0.000020	0.1134	-25.2	2572	Estrela	NT
128	240	MJ-283	GRN	6.14	36.37	0.511075	0.000030	0.1027	-30.5	2614	Estrela	NT
248	241	MJ-347	GRN	3.60	23.49	0.511080	0.000035	0.0933	-30.4	2417	Canavieiras	NT
DOMÍNIO LUÍS ALVES												
154	UK	MJ-27.14	GRL	5.20	27.60	0.511545	0.000014	0.1146	-21.3	2303	Pomerode	NT
7	UK	MJ-41.3	GRL	2.74	16.90	0.511323	0.000036	0.0987	-25.6	2270	L. Alves	NT
162	252	MJ-195	GRL	4.15	20.38	0.511263	0.000026	0.1239	-26.8	2887	Dna. Fancisca	NT
178	UK	MJ-15.A	GRL	0.68	3.59	0.511233	0.000016	0.1153	-27.4	2800	Piên	NT
*	UK	JR-06	GRL	8.16	41.60	0.511571	0.000020	0.1194	-20.8	2373	S.S. Negra	NT
*	UK	C-11**	GRL			0.511190	0.000010	0.1810	-28.3	2730	Luís Alves	18
250	253	MJ-367	GRL	2.80	17.56	0.510920	0.000035	0.0970	-33.5	2797	Tagaçaba	NT
185	89	MJ-461.B	MNR	6.60	35.41	0.511014	0.000026	0.1134	-31.7	2980	S.S.J. Pinhais	NT
162	UK	MJ-195	GRL	4.42	22.70	0.511133	0.000020	0.1185	-29.4	3086	Dona Francisca	NT
ROCHAS BÁSICAS - ULTRABÁSICAS PIÊN												
235	84	MJ-518C	UMF	0.223	1.02	0.511536	0.000032	0.1330	-21.5	2720	C. Crispins	NT
235	124	MJ-518.C	UMF	0.222	1.01	0.511547	0.000063	0.1337	-21.3	2723	C. Crispins	NT
234	85	MJ-523.A	UMF	0.089	0.30	0.512237	0.000024	0.1805	-7.8	3653	C. Crispins	NT
234	86	MJ-523.C	UMF	0.436	1.39	0.512513	0.000030	0.1909	-2.4	3656	C. Crispins	NT
234	125	MJ-523.C	UMF	0.461	1.47	0.512514	0.000039	0.1908	-2.4	3537	C. Crispins	NT
234	131	MJ-527.A	UMF	0.229	1.52	0.510988	0.000021	0.0917	-32.2	2500	C. Crispins	NT
237	88	MJ-534	GBN	2.082	9.88	0.511240	0.000030	0.1282	-27.3	3122	C. Malas	NT

* - Composição de 5 amostras

DADOS RADIOMÉTRICOS Sm-Nd EM MINERAIS

No. ordem	No. Lab.	No. Campo	Litologia	Nd ¹⁴³ / Nd ¹⁴⁴	Erro	Sm ¹⁴⁷ / Nd ¹⁴⁴	Erro	ε ₀	T _{DM} (Ga)	Localização	Ref
DOMÍNIO CURITIBA											
87	UK	MJ-137-RTO	GNS	0.512474	0.000016	0.154158	0.0057	-3.20	1.44	N Mandirituba	NT
87	UK	MJ-137-GRA	GNS	0.513846	0.000010	0.506108	0.0167	23.56	0.39	N Mandirituba	NT
87	UK	MJ-137-ANF	GNS	0.512573	0.000006	0.168309	0.0056	-1.27	1.54	N Mandirituba	NT
87	UK	MJ-137-PLG	GNS	0.512377	0.000008	0.107969	0.0036	-5.09	0.99	N Mandirituba	NT
DOMÍNIO LUÍS ALVES											
249	UK	ANF	GRL	0.511658	0.000006	0.130315	0.0043	-19.12	2.43	Luís Alves	21
249	UK	ESF	GRL	0.511442	0.000002	0.116226	0.0038	-23.33	2.42	Luís Alves	21
249	UK	MIC	GRL	0.511146	0.000041	0.085819	0.0028	-29.10	2.21	Luís Alves	21
249	UK	PIR	GRL	0.511781	0.000005	0.137209	0.0045	-16.72	2.40	Luís Alves	21
249	UK	ALL	GRL	0.510265	0.000004	0.036375	0.0048	-46.29	2.35	Luís Alves	21

DENOMINAÇÕES UTILIZADAS

ROCHAS

AND - Andesito
ANF - Anfibolito
BML - Blastomilonito
BSN - Basanito
CHQ - Chamoquito
DIA - Diabásio
DIO - Diorito
DTX - Diatexito
END - Enderbitito
GBN - Gabronorito
GBO - Gabro
GRD - Granodiorito
GRL - Granulito
GRN - Granito
GNS - Gnaiss
LEU - Leucossoma (migmatito)
MAF - Máfica (indiferenciada)
MES - Mesossoma (migmatito)
MGB - Metagabro
MOB - Mobilizado (qzo-feldspático)
MNR - Metanorito
MIG - Migmatito
MTX - Metatexito
NOR - Norito
PEG - Pegmatito
PML - Protomilonito
PRD - Peridotito
PRX - Piroxênio
QMZ - Quartzo Monzonito
QNR - Quartzo Norito
QPF - Quartzo Pórfiro
RIO - Riólito
SIE - Sienito
TRQ - Traquito
UMF - Ultramáfica (indiferenciada)
XMG - Xisto Magnésiano
WEB - Websterito

MINERAIS:

GRA - Granada
ESF - Esfeno
ALL - Allanita
ANF - Anfibólio
BIO - Biotita
CL - Clorita
ESF - Esfeno
FEL - Feldspato
KF - K-Feldspato
MIC - Microclínio
ORT - Ortoclásio
PLG - Plagioclásio
RTO - Rocha Total
PIR - Piroxênio
i - Impuro

- (*) no lugar do No. ordem - ponto fora dos limites do mapa (Anexo -1)

- No. ordem com (*) - ponto fora da área estudada, porém dentro dos limites do mapa (Anexo -1)

Constantes Utilizadas

Método K-Ar:

$$\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36})_{\text{atm}} = 295.5$$

$$K^{40}_{\text{total}} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$K^{40} = 0.01167\% K_t$$

Método Rb-Sr

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_N = 2.59265$$

$$(\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88})_N = 0.1194$$

Método U-Pb / Pb-Pb

$$\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$a_0 = (\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204})_T = 9.307$$

$$\text{U}^{238}/\text{U}^{235} = 137.88$$

$$b_0 = (\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204})_T = 10.294$$

Método Sm-Nd

$$\lambda_{147} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144})_{\text{CHUR}} = 0.512638$$

$$\text{DM} = 0.513114$$

$$(\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144})_{\text{CHUR}} = 0.1967$$

$$\text{DM} = 0.222$$

REFERÊNCIAS (Dados Radiométricos)

- 1 - BARTORELLI et al. (1968)
- 2 - BASEI (1979, dados inéditos - CPGeo/USP)
- 3 - BASEI (1985)
- 4 - BATOLLA Jr et al. (1977)
- 5 - CORDANI & GIRARDI (1967)
- 6 - CORDANI & KAWASHITA (1971)
- 7 - CORDANI & ABRÃO (1970, dados inéditos - CPGeo/USP - in Cordani 1974)
- 8 - EBERT (1971)
- 9 - GIRARDI et al. (1974)
- 10 - HARTMANN et al. (1979)
- 11 - KAWASHITA (1969, dados inéditos - CPGeo/USP - in Cordani 1974)
- 12 - MACHIAVELLI (1991)
- 13 - MINIOLI (1972)
- 14 - KAUL et al. (1984)
- 15 - AMARAL et al. (1966)
- 16 - CORDANI e BITTENCOURT (1967)
- 17 - MELFI (1967)
- 18 - MANTOVANI et al (1987)
- 19 - REIS NETO, J.M. (1991, dados inéditos - CF)
- 20 - MORO (1993)
- 21 - HARTMANN et al., (1994)

NT* - Amostras coletadas pela CPRM e analisadas pelo autor.

NT - Neste trabalho

Siglas utilizadas:

USA = análises realizadas em Kansas

UK = análises realizadas em Milton Keynes

CF = análises realizadas em Clermont Ferrant

MP = análises realizadas em Montpellier

APÊNDICE 2

DOMÍNIO LUÍS ALVES

DOMÍNIO CURITIBA

	MJ27-14	MJ41-3	MJ10	MJ92	MJ15A	MJ137	MJ138	MJ96-3	MJ25-3
SiO ₂	52.73	63.56	65.06	45.50	60.16	50.95	63.63	60.71	71.55
TiO ₂	0.57	0.50	0.74	1.30	0.64	2.10	0.63	0.77	0.54
Al ₂ O ₃	22.43	14.19	15.02	17.88	17.38	16.32	15.96	16.06	13.31
Fe ₂ O ₃ *	5.26	10.83	6.36	14.54	6.32	14.86	5.99	7.37	3.51
MnO	0.07	0.15	0.06	0.21	0.09	0.19	0.10	0.14	0.07
MgO	3.35	1.83	2.90	5.90	2.27	2.42	2.08	2.98	0.39
CaO	7.93	1.70	2.54	9.81	5.40	9.19	4.59	5.03	1.84
Na ₂ O	4.98	2.34	3.12	2.98	4.61	2.98	4.01	4.08	2.80
K ₂ O	1.76	3.73	2.87	0.79	1.31	0.29	2.45	1.86	5.15
P ₂ O ₅	0.05	0.10	0.04	0.26	0.21	0.37	0.21	0.35	0.12
S	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
LOI	2.13	0.86	1.14	0.61	1.27	0.58	0.72	0.72	0.55
Ba	1037.00	1164.00	1220.00	467.00	868.00	43.00	645.00	423.00	2242.00
Cr	43.00	46.00	210.00	0.00	31.00	0.00	22.00	33.00	5.00
Cu	10.00	54.00	30.00	68.00	39.00	94.00	10.00	31.00	5.00
Ga	24.00	13.00	18.00	21.00	19.00	24.00	17.00	17.00	15.00
Nb	5.00	16.00	12.00	10.00	6.00	15.00	8.00	9.00	14.00
Ni	25.00	29.00	79.00	27.00	24.00	23.00	13.00	19.00	4.00
Pb	4.00	26.00	11.00	8.00	12.00	10.00	8.00	15.00	38.00
Rb	27.00	121.00	84.00	1.00	15.00	1.00	68.00	119.00	79.00
Sr	1032.00	198.00	471.00	968.00	491.00	197.00	623.00	241.00	273.00
Th	0.00	65.00	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	1.00
V	117.00	65.00	136.00	310.00	67.00	157.00	118.00	145.00	15.00
Y	16.00	56.00	5.00	25.00	13.00	42.00	20.00	25.00	30.00
Zn	45.00	76.00	93.00	108.00	86.00	118.00	79.00	77.00	68.00
Zr	28.00	188.00	205.00	59.00	109.00	202.00	128.00	152.00	518.00
TiO ₂	0.55	0.60	0.85	1.33	0.60	2.04	0.68	0.85	0.45
La	19.68	17.01	40.10	19.60	31.53	13.40	22.07	30.93	42.41
Ce	49.40	35.22	63.30	54.10	65.29	39.57	50.86	69.61	85.27
Nd	27.55	16.94	19.70	35.40	27.97	29.99	24.13	33.08	38.38
Sm	5.20	2.74	2.43	7.20	4.40	7.65	4.53	6.29	6.86
Eu	1.49	1.38	1.17	2.26	1.59	2.42	1.34	1.68	4.41
Gd	3.46	1.74	0.00	0.00	2.79	6.90	3.30	4.60	5.09
Tb	0.00	0.00	0.21	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dy	2.80	1.15	0.00	0.00	2.07	7.09	2.97	4.13	4.89
Ho	0.50	0.22	0.00	0.00	0.43	1.43	0.63	0.86	1.01
Er	1.46	0.49	0.00	0.00	1.25	3.84	1.96	2.57	2.78
Yb	1.13	0.41	0.78	1.99	0.97	3.15	1.56	2.06	2.20
Lu	0.14	0.08	0.13	0.33	0.14	0.40	0.25	0.29	0.28

MACIÇOS GRANÍTICOS

	MJ-163A (Cor)	MJ-109A (A. Sul)	MJ-128A (A. Sul)	MJ-129A (A. Sul)	MJ-295 (Grac.)	MJ-291C (Anh.)	MJ-275B (M. Red)
SiO ₂	64.02	75.18	75.41	73.49	76.45	66.96	76.05
TiO ₂	0.54	0.04	0.02	0.14	0.16	0.43	0.11
Al ₂ O ₃	17.20	14.21	14.20	15.52	11.78	15.60	10.34
Fe ₂ O ₃ *	4.36	0.56	0.71	1.13	2.36	5.11	4.74
MnO	0.14	0.03	0.04	0.03	0.06	0.14	0.07
MgO	0.44	0.14	0.15	0.33	0.13	0.14	0.13
CaO	1.42	0.80	0.61	0.62	0.29	1.41	0.11
Na ₂ O	5.51	5.59	5.34	5.74	4.20	5.86	4.88
K ₂ O	6.37	4.15	3.85	3.47	4.78	5.60	3.81
P ₂ O ₅	0.07	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04
LOI	0.40	0.33	0.42	0.58	0.27	0.27	0.26
Ba	462.00	355.00	110.00		23.00	109.00	27.00
Cr	7.00	16.00	19.00		8.00	2.00	1.00
Cu	5.00	0.00	0.00		0.00	4.00	1.00
Ga	20.00	33.00	35.00		29.00	29.00	38.00
Nb	9.00	22.00	14.00		36.00	40.00	9.00
Ni	1.00	0.00	1.00		5.00	6.00	7.00
Pb	8.00	166.00	172.00		27.00	25.00	5.00
Rb	51.00	194.00	198.00		181.00	193.00	144.00
Sr	39.00	253.00	131.00		5.00	11.00	3.00
Th	4.00	11.00	6.00		15.00	14.00	5.00
V	0.00	0.00	5.00		12.00	0.00	3.00
Y	26.00	7.00	9.00		82.00	67.00	34.00
Zn	49.00	58.00	44.00		99.00	93.00	182.00
Zr	260.00	69.00	56.00		459.00	393.00	271.00
TiO ₂	0.48	0.03	0.02		0.18	0.38	0.12
La	32.95	2.92	7.20		0.00	55.14	12.13
Ce	76.85	4.70	7.10		0.00	132.50	28.47
Nd	35.95	1.80	7.70		0.00	66.20	14.78
Sm	6.30	0.00	1.25		0.00	13.97	3.38
Eu	1.86	0.19	0.35		0.00	1.10	0.16
Gd	4.50	0.00	0.00		0.00	11.05	3.30
Tb	0.00	0.12	0.17		0.00	0.00	0.00
Dy	4.28	0.00	0.00		0.00	12.48	4.23
Ho	0.88	0.00	0.00		0.00	2.67	0.91
Er	2.62	0.00	0.00		0.00	7.83	2.98
Yb	2.51	0.42	0.51		0.00	7.89	3.87
Lu	0.40	0.00	0.07		0.00	1.05	0.62
A	0.169	0.139	0.139		0.115	0.153	0.101
NKC	0.182	0.149	0.138		0.124	0.179	0.121
NK	0.157	0.134	0.127		0.119	0.154	0.119

DOMÍNIO PARANAGUÁ

	MJ-206.2	MJ-208A	MJ-287A	MJ-301E	MJ-209
SiO ₂	67.64	70.80	73.42	71.20	76.51
TiO ₂	0.76	0.93	0.32	0.36	0.10
Al ₂ O ₃	14.89	11.83	14.57	14.45	12.87
Fe ₂ O ₃ *	4.29	6.10	2.18	2.72	1.59
MnO	0.07	0.10	0.04	0.07	0.03
MgO	1.25	1.38	0.62	0.55	0.13
CaO	2.77	2.22	1.47	1.55	0.64
Na ₂ O	3.74	2.78	3.82	3.61	3.40
K ₂ O	3.82	2.79	4.50	4.77	5.08
P ₂ O ₅	0.21	0.36	0.07	0.10	0.04
LOI	0.65	0.43	0.44	0.52	2.91
Ba	1088	465	936	1135	57
Cr	11	16	12	13	9
Cu	9	11	0	2	0
Ga	19	19	19	16	20
Nb	26	28	16	23	25
Ni	11	14	6	4	3
Pb	20	15	24	44	31
Rb	118	139	137	187	158
Sr	368	187	248	238	16
Th	20	22	20	31	26
V	54	74	26	29	0
Y	33	34	13	26	28
Zn	58	82	35	55	46
Zr	298	338	163	297	134
TiO ₂	0.69	1.02	0.31	0.41	0.11
La	92.50	0.00	58.70	92.03	50.00
Ce	163.00	0.00	97.30	180.00	105.00
Nd	58.30	0.00	36.30	62.65	48.90
Sm	9.71	0.00	5.16	9.64	10.60
Eu	1.78	0.00	0.96	1.36	0.31
Gd	0.00	0.00	0.00	5.97	0.00
Tb	1.28	0.00	0.46	0.00	1.20
Dy	0.00	0.00	0.00	4.57	0.00
Ho	0.00	0.00	0.00	0.89	0.00
Er	0.00	0.00	0.00	2.46	0.00
Yb	2.85	0.00	0.82	2.13	2.39
Lu	0.43	0.00	0.12	0.29	0.39
A	0.146	0.116	0.143	0.142	0.126
NKC	0.150	0.114	0.136	0.136	0.120
NK	0.101	0.075	0.109	0.109	0.109

ROCHAS BÁSICAS E ULTRABÁSICAS - PIÊN

	MJ-518A	MJ-518C	MJ-523A	MJ-523B1	MJ-523C	MJ-524A	MJ-524B
	C.C. PRX	C.C. PRX	C.C. PRX	C.C. PRX	C.C. GBN	C.C. PRX	C.C. PRX
SiO ₂	42.20	42.10	44.30	50.40	45.90	44.40	42.50
TiO ₂	0.09	0.10	0.11	0.07	0.16	0.09	0.08
Al ₂ O ₃	7.30	3.00	4.90	5.50	11.00	6.90	3.80
Fe ₂ O ₃ *	8.87	9.27	9.00	8.66	5.92	9.19	8.60
MnO	0.14	0.12	0.13	0.13	0.09	0.14	0.12
MgO	31.30	35.90	33.40	31.60	17.50	32.40	34.70
CaO	3.80	1.20	2.10	1.30	15.00	2.70	1.80
Na ₂ O	0.08	0.04	0.13	0.10	1.50	0.06	0.10
K ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.02	0.22	0.00	0.00
NiO	0.24	0.36	0.29	0.25	0.12	0.27	0.33
Cr ₂ O ₃	0.66	0.42	0.63	0.58	0.16	0.57	0.51
Ba	0	0	0	0	230	0	0
Cu	0	0	0	0	0	0	0
Ga							
Nb	0	0	0	0	0	0	0
Pb							
Rb	0	0	0	0	8	0.20	0
Sr	13	9	19	8	142	3.10	18
Th							
V	0	0	0	0	0	0	0
Y	0	0	0	0	13	0	0
Zn							
Zr	6	6	15	8	27	8	9
La	1.79	1.33	2.34	2.03	14.48	1.78	7.86
Ce	9.61	4.52	4.95	3.77	23.03	5.21	9.47
Nd	1.93	1.86	1.31	1.35	4.12	1.81	3.85
Sm	0.48	0.44	0.35	0.28	0.86	0.37	0.71
Eu	0.12	0.09	0.07	0.05	0.26	0.08	0.13
Gd	0.46	0.33	0.37	0.39	1.22	0.45	0.54
Tb							
Dy	0.49	0.37	0.59	0.36	1.70	0.61	0.52
Ho	0.13	0.08	0.13	0.09	0.38	0.16	0.13
Er	0.52	0.26	0.41	0.36	1.18	0.58	0.41
Yb	0.60	0.28	0.39	0.33	0.96	0.51	0.34
Lu	0.10	0.05	0.06	0.06	0.13	0.13	0.08

ROCHAS BÁSICAS E ULTRABÁSICAS

	MJ-525	MJ-527A	MJ-530	MJ-533A	MJ-533B	MJ-534	MJAM-142
	C.C. PRX	C.C. PRD	Trig. PRX	C.M. PRD	C.M. PRD	C.M. GBN	C.M. GBN
SiO ₂	49.30	39.00	45.90	40.20	39.10	47.80	48.60
TiO ₂	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.34	0.25
Al ₂ O ₃	7.30	1.50	5.00	0.68	0.90	10.80	9.60
Fe ₂ O ₃ *	10.75	7.73	8.46	6.89	6.92	11.09	11.15
MnO	0.16	0.11	0.13	0.09	0.09	0.17	0.09
MgO	30.30	37.90	30.80	38.90	38.70	18.50	20.90
CaO	0.49	0.99	4.30	0.23	0.36	9.30	8.50
Na ₂ O	0.04	0.04	0.11	0.00	0.03	0.86	0.34
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
NiO	0.20	0.42	0.25	0.43	0.45	0.09	0.13
Cr ₂ O ₃	0.83	0.38	0.51	0.39	0.42	0.32	0.38
Ba	65	0	0	0	0	0	0
Cu	0	0	0	0	0	0	0
Ga							
Nb	0	0	0	0	0	0	0
Pb							
Rb	0	0	0	0	0	0	10
Sr	0	25	13	3	7	31	3
Th							
V	0	0	0	0	0	0	0
Y	0	0	0	0	0	8	8
Zn							
Zr	5	0	0	0	0	32	18
La	1.57	1.94	0.83	1.01	1.30	7.32	1.64
Ce	3.63	5.85	4.08	2.82	3.09	17.30	7.88
Nd	1.08	2.29	0.95	0.92	1.08	11.04	2.80
Sm	0.26	0.27	0.29	0.16	0.19	2.32	0.73
Eu	0.04	0.08	0.08	0.03	0.04	0.49	0.23
Gd	0.25	0.21	0.25	0.13	0.18	1.57	0.77
Tb							
Dy	0.26	0.24	0.47	0.11	0.12	1.57	1.18
Ho	0.07	0.05	0.12	0.02	0.03	0.33	0.27
Er	0.28	0.13	0.45	0.07	0.09	0.99	0.91
Yb	0.38	0.16	0.45	0.08	0.13	0.79	0.83
Lu	0.06	0.03	0.07	0.02	0.02	0.12	0.12

ANEXO 1 - ESBOÇO GEOTECTÔNICO DO PRÉ-CAMBRIANO DE PARTE DOS ESTADOS DO PARANÁ E SANTA CATARINA

RELAÇÕES GERAIS ENTRE UNIDADES				
DEPÓSITOS CENOZÓICOS				
COBERTURA PALEOZÓICA / MESOZÓICA DA BACIA DO PARANÁ				
I	II - TERRENOS INTERMEDIÁRIOS AOS CINTURÕES DE DOBRAMENTO			III
TERRENOS A N.W.	II-1- DOMÍNIO PARANAGUÁ	II-2- DOMÍNIO CURITIBA	II-3- DOMÍNIO LUÍS ALVES	TERRENOS A S.U.
CINTURÃO RIBEIRA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAÚCA (CR)	<p>NPcg</p> <p>GRANITÓIDES (M INGLÊS, R DO POÇO, CA NAVIERAS, ESTRELA)</p> <p>ROCHAS GNAÍSSICO-MIGMATÍTICAS E METASSEDIMENTARES IN-DIFERENCIADAS</p>	<p>NPcbgd</p> <p>GRANITÓIDES CÁLCIO-ALCALINOS (SUITE RIO PIÊN)</p> <p>PPcb</p> <p>COMPLEXO GNAÍSSICO MIGMATÍTICO</p>	<p>NPb</p> <p>BACIAS VULCANO-SEDIMENTARES: (CAMPO ALEGRE co, GUARATUBINHA, CORUPÁ-1)</p> <p>NPg</p> <p>MAGMÁTICOS GRANITÓIDES ALCA-LINOS/PERAL-CALINOS (SUITE S DO MAR, A 101)</p>	IDADES ABSOLUTAS (Ma.)
				500
				600
				2.000
				2.600

SEÇÕES GEOLÓGICAS

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES

MAGMATISMO E SEDIMENTAÇÃO DE REGIMES EXTENSIONAIS PÓS-OROGÊNICOS

BACIAS VULCANO-SEDIMENTARES

NPb: CONGLOMERADOS POLIMÍTICOS, SILTITOS, ARGILITOS, ARCÓSIOS (s), COM PREDOMINÂNCIA DE VULCANOCLASTICAS, RIOLITOS, RIO-DACITOS, ANDESITOS, GIMBRITOS E TUPOS (v), BACIA DE CAMPO ALEGRE (ca), GUARATUBINHA (g) E CORUPÁ (c).

MAGMÁTICOS SUITE SERRA DO MAR

NPg: GRANITÓIDES ISÓTROPOS, ALCALINO-PERICALINOS, COM VARIEDADES QUARTZO-SIENÍTICAS A SIENÍTICAS, NORMALMENTE LEUCOCRÁTICOS, DE GRANULAÇÃO MÉDIA A GROSSA, EQUI A INEQUIGRANULARES, RARAMENTE PORFIRÍTICOS, COM COLORAÇÃO CINZA, CINZA ROSADO A FRACAMENTE ROSEA. APRESENTAM TEXTURAS GRANULARES, HIPIDOMÓRFICAS, BIOTITA E/OU HORNBLENDA (MACIÇOS AGUADOS DO SUL-75 E MARUMBI-73). ADICIONALMENTE OCORRE ANFIBÓLIO (Co-No) E MAIS RARAMENTE CLINOFILOXENIO (No-Co) (MACIÇOS DA GRACIOSA-81, SERRA DA IGREJA-84, ANANGAVA-92, SERRA ALTA-91). ALÉM DE ANFIBÓLIOS E PROXENOS SÓDICOS, OCORRE FAXALITA (MACIÇOS DE CORUPÁ-49 E MORRO REDONDO-46) OS GRANITÓIDES PIRAI-89 E DONA FRANCISCA-71) SÃO ALAS-QUITICOS.

DOMÍNIO TECTÔNICO PARANAGUÁ

NPcg: TIPO MORRO INGLÊS-GRANITÓIDES, CINZA CLARO A MÉDIO, PORFIRÍTICOS, DEFORMADOS, A BIOTITA E/OU ANFIBÓLIO MEGACRISTAIS DE FELDSPATO POTÁSSICO TABULARES A OCLARES EM MATRIZ GRANODIORÍTICA A GRANÍTICA, DE GRANULAÇÃO MÉDIA A GROSSA. PRESENÇA DE ENCLAVES DIORÍTICOS A QUARTZO DIORÍTICOS COM FORMAS E TAMANHOS VARIADOS (qp). VARIEDADES MIGMATÍTICAS (mie) DE GRANULAÇÃO MUITO GROSSA (gg).

NPcrg: TIPO RIO DO POÇO-GRANITÓIDES LEUCOCRÁTICOS, CINZA CLARO A CINZA MÉDIO, GRANULAÇÃO MÉDIA A FINA, ISÓTROPOS, EQUI A INEQUIGRANULARES, COM TEXTURAS GRANULARES, HIPIDOMÓRFICAS, A BIOTITA.

NPcscv: TIPO CANAVEIRAS-GRANITÓIDES LEUCOCRÁTICOS, CINZA A CINZA ROSADO, GRANULAÇÃO FINA A MÉDIA, EQUI A INEQUIGRANULARES, FO-LIADOS, A HORNBLENDA E/OU BIOTITA.

NPcse: ESTRELA-GRANITÓIDES LEUCOCRÁTICOS, CINZA CLARO A CINZA ROSADO, GRANULAÇÃO MÉDIA, EQUI A INEQUIGRANULARES, RARAMENTE PORFIRÍTICOS, ISÓTROPOS, A BIOTITAS E/OU HORNBLENDA.

NPc: BIOTITA GNAÍSSOS, ANFIBÓLIO GNAÍSSOS, BIOTITA-ANFIBÓLIO GNAÍSSOS, MIGMATITOS, CATACLASITOS, MILONITOS (gn). BIOTITA XISTOS, MUSCOVITA-BIOTITA XISTOS, CLORITA XISTOS, CALCIOXISTOS, XISTOS GRANATÍFEROS, QUARTZO XISTOS E QUARTZITOS (xs).

DOMÍNIO TECTÔNICO CURITIBA

NPcbgd: GRANITÓIDES DEFORMADOS, DE GRANULAÇÃO MÉDIA A GROSSA, EQUI A INEQUIGRANULARES, AS VEZES PORFIRÍTICOS, LEUCOCRÁTICOS, CINZA A CINZA ROSADOS, COM TEXTURAS GRANULARES, HIPIDOMÓRFICAS. PREDOMINAM QUARTZO MONZONITOS, GRANODIORITOS, BIOTITA MONZOGRAFITOS E HORNBLENDA-QUARTZO MONZODIORITOS.

PPcb: GNAÍSSOS BANDADOS, GNAÍSSOS GRANITÓIDES, MIGMATITOS (MESOSSOMA DE BIOTITA-ANFIBÓLIO GNAÍSSOS E LEUCOSSOMA DE COMPOSIÇÃO TONALITO GRANODIORÍTICA) NORMALMENTE DE GRANULAÇÃO MÉDIA E TEXTURAS GRANODIORÍTICA, GRANODIORÍTICA, GRANODIORÍTICA A GRANODIORÍTICA (INCLUI CATACLASITOS E MILONITOS (gm). INTERCALAÇÕES DE QUARTZITOS (qt), ANFIBOLITOS, TALCO XISTOS, METABÁSITOS (x), GNAÍSSOS GRANULÍTICOS (gl) E LEUCOGRAFITOS (li).

DOMÍNIO TECTÔNICO LUÍS ALVES

NAI: GNAÍSSOS GRANULÍTICOS COM TEXTURA GRANULÍTICA, GRANULAÇÃO FINA A MÉDIA, COLORAÇÃO CINZA MÉDIO A CINZA ESVERDEADA, COM COMPOSIÇÃO PREDOMINANTEMENTE ENDERBITICA A CHARNOKITICA. OCORRÊNCIA DE MIGMATITOS, CATACLASITOS E MILONITOS (gm). SUBORDINADAMENTE OCORREM QUARTZITOS (qt), FORMAÇÕES FERRÍFERAS, GNAÍSSOS CALCIOSSILICÁTICOS E GNAÍSSOS KINZIGÍTICOS (x). PRESENÇA GENERALIZADA DE ROCHAS METABÁSICAS E METAULTRABÁSICAS (ub).

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- CONTATO DEFINIDO, INFERIDO ONDE TRACEJADO
- FALHA DEFINIDA, INFERIDA ONDE TRACEJADA
- FALHA TRANSCORRENTE COM SENTIDO INDICADO
- FALHA INVERSA OU DE EMPURRÃO
- DIQUES (SEM EXPRESSÃO DE LARGURA)
- ANTICLINAL
- ANTICLINAL COM INDICAÇÃO DE CAIMENTO
- SINCLINAL
- SINCLINAL COM INDICAÇÃO DE CAIMENTO

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

- CIDADES E VILAS
- RODOVIA PAVIMENTADA ESTADUAL
- RODOVIA PAVIMENTADA FEDERAL
- RIOS PRINCIPAIS

PRINCIPAIS TRABALHOS UTILIZADOS: COMISSÃO DA CARTA GEOLÓGICA DO PARANÁ - 1:70.000 E 1:50.000 (1967-1970), MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DO PARANÁ 1:500.000 (DNPM 1989), MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SANTA CATARINA 1:500.000 (DNPM 1986), PROJE-TO LESTE DO PARANÁ 1:100.000 E 1:50.000 (DNPM-OPRM-1977), MAPA GEOLÓGICO DA SERRA DA PRATA 1:250.000 (LOPES 1987).

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1983 E CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCERÁ ANUALMENTE

ANEXO-2 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DATADAS

MÉTODOS DE ANÁLISE

- K-Ar
- Rb-Sr
- U-Pb
- △ Sm-Nd (mineral)
- Sm-Nd (rocha total)
- ⊙ K-Ar e Rb-Sr
- ⊞ K-Ar e U-Pb
- ▲ K-Ar e Pb-Pb
- ◆ Rb-Sr e U-Pb
- ◇ Rb-Sr e Sm-Nd (rocha total)
- × U-Pb, Sm-Nd (mineral) e Sm-Nd (rocha total)
- ⊙ K-Ar, Rb-Sr e U-Pb
- ⊞ K-Ar, U-Pb e Pb-Pb
- ⊞ K-Ar, Pb-Pb e Rb-Sr
- ⊙ K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd (mineral)
- ▲ K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd (rocha total)
- ◇ Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd (rocha total)
- ⊙ Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd (rocha total)
- ⊞ K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd (rocha total)
- ▲ K-Ar, Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd (rocha total)
- ◇ K-Ar, Rb-Sr, U-Pb e Pb-Pb

CONVENÇÕES GEOGRÁFICAS

- CIDADES E VILAS
- RODOVIAS
- 040 RODOVIA PAVIMENTADA ESTADUAL
- BR-040 RODOVIA PAVIMENTADA FEDERAL
- ~ DRENAGEM

Símbolos por metodologia

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

0 5 10 20 Km

ESCALA 1:500.000

BASE CARTOGRÁFICA PREPARADA E

IMPRESSA PELO IBGE (1:250.000)

FOLHAS CURITIBA E JOINVILLE - 1983

ANEXO 3 - DADOS ESTRUTURAIS - TERRENOS LOCALIZADOS ENTRE OS CINTURÕES RIBEIRA (NORTE) E DOM FELICIANO (SUL)