UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**OS DADOS GEOCRONOLÓGICOS DO ESCUDO SUL-RIO-GRAN-
DENSE E SUAS IMPLICAÇÕES DE ORDEM GEOTECTÔNICA**

ENIO SOLIANI JÚNIOR

Orientador: Prof. Dr. Umberto G. Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração: Geologia Geral e de Aplicação

São Paulo

1986

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

OS DADOS GEOCRONOLÓGICOS DO ESCUDO SUL-RIO-GRAN-
DENSE E SUAS IMPLICAÇÕES DE ORDEM GEOTECTÔNICA

ENIO SOLIANI JÚNIOR

Orientador: Prof. Dr. Umberto G. Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. K.Kawashita
Examinadores:	Dr. M.A.S.Basei
	Dr. P.L.P.Sartori
	Dr. H.Jost
	Dr. M.Bonhomme

São Paulo
1986

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**OS DADOS GEOCRONOLÓGICOS DO ESCUDO SUL-RIO-GRAN-
DENSE E SUAS IMPLICAÇÕES DE ORDEM GEOTECTÔNICA**

ENIO SOLIANI JÚNIOR

Orientador: Prof. Dr. Umberto G. Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração: Geologia Geral e de Aplicação

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005672

São Paulo

1986

"A gente pensa uma coisa, acaba escrevendo outra e o leitor entende uma terceira coisa.... E, enquanto se passa tudo isso, a coisa propriamente dita começa a desconfiar que não foi propriamente dita."

Mário Quintana.

ÍNDICE

ABSTRACT

SINOPSE

RESUMO

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1. Considerações Iniciais e Objetivos	1
2. Métodos de Trabalho	3
2.1. Análises K-Ar	6
Condições para a determinação de uma idade K-Ar	7
Significado Geológico de uma idade K-Ar	10
2.2. Análises Rb-Sr	12
A obtenção de idades Rb-Sr em RT: idade convencional ...	13
A obtenção de idades Rb-Sr em RT: idades isocrônicas ...	14
A interpretação de idades Rb-Sr em RT	17
A avaliação da qualidade dos diagramas isocrônicos	19
2.3. Análises Pb-Pb	21
A obtenção de idade Pb-Pb em RT	21
2.4. Análises por Traços de Fissão	23
O fenômeno físico traço de fissão	25
A obtenção de uma idade por TF e seu significado	26

CAPÍTULO II

SÍNTESE DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

1. Evolução do Pensamento Geológico-geotectônico Regional ...	27
2. A Compartimentação e a Evolução Geotectônicas	32
3. Enquadramento Geológico Regional do Escudo Sul-rio-gran- dense	36
3.1. O Cinturão Dom Feliciano e o Cráton do Rio de La Plata	36

3.2. As Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano	39
3.3. A Compartimentação Tectônica do Cráton do Rio de La Plata	44
4. Considerações sobre a Geocronologia Regional	47

CAPÍTULO III

GEOCRONOLOGIA DA PORÇÃO LESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

1. Considerações Iniciais	52
2. O Flanco Ocidental	52
2.1. O Embasamento do Cinturão Dom Feliciano	52
Síntese Geológica	52
Interpretação Geocronológica	54
2.2. As Supracrustais Dobradas e Metamorfizadas	59
Síntese Geológica	59
Interpretação Geocronológica	60
3. A Zona Central	61
3.1. Síntese Geológica	61
3.2. Interpretação Geocronológica	66
Bloco Dom Feliciano	69
Bloco Encruzilhada	83
4. Considerações Finais	91

CAPÍTULO IV

GEOCRONOLOGIA DO EMBASAMENTO DA PORÇÃO OESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

1. Considerações Iniciais	95
2. Bloco São Gabriel: terrenos do tipo "granite-greenstone" do Rio Grande do Sul	98
2.1. Síntese Geológica	98

2.2. Interpretação Geocronológica das Sequências Máfica-ultramáficas e Vulcano-sedimentares	103
2.3. Interpretação Geocronológica dos Orto e Paragneisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambaí	108
3. Bloco Taquarembó: terrenos granulíticos do Rio Grande do Sul	121
3.1. Síntese Geológica	121
3.2. Interpretação Geocronológica	123
4. Considerações Finais	127

CAPÍTULO V

AS SUÍTES GRANÍTICAS INTRUSIVAS NA PORÇÃO OESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

1. Considerações Iniciais	130
2. O Complexo Granítico de São Sepé	132
3. Os Granitos Ramada e Cerro da Cria	135
4. O Batólico Granítico de Caçapava do Sul	137
5. O Complexo Granítico de Lavras do Sul	141
6. O Granito Jaguari	151
7. O Granito Timbaúva	153
8. O Complexo Granítico Santo Afonso	154
9. A Suíte Intrusiva Saibro	154
10. Considerações Finais	155

CAPÍTULO VI

OS DEPÓSITOS MOLÁSSICOS E VULCANITOS ASSOCIADOS DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

1. Considerações Iniciais	158
2. Interpretação Geocronológica	161
3. Correlação com os Eventos Plutônicos	164

4. Considerações Finais	166
-------------------------------	-----

CAPÍTULO VII

COMPARTIMENTAÇÃO E MODELO DE EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA PARA O ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

1. Considerações Iniciais	168
2. A Compartimentação do Escudo do Rio Grande do Sul	169
2.1. O Bloco Dom Feliciano: exposição principal de batólito granitóide de evolução brasileira	171
Granitóides deformados da fase precoce.....	173
Granodioritos e monzogranitos da fase principal	174
Granitos e sienogranitos tardios	175
2.2. Os Blocos Encruzilhada e São Gabriel: uma fração de bacia marginal de evolução brasileira	177
2.3. O Bloco Taquarembó: uma fração de Maciço Marginal no Escudo Sul-rio-grandense	187
2.4. Ilhas Cristalinas de Rivera e Aceguá: o prolongamento meridional do Maciço Marginal	190
2.5. Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu: estrutura limite entre as entidades batólito - bacia marginal do Cinturão Dom Feliciano	194
2.6. O Lineamento de Ibaré: estrutura limite entre as entidades Bacia Marginal do Cinturão Dom Feliciano e Maciço Marginal	196
3. Modelo de Evolução Geotectônica para o Escudo Sul-rio-grandense	198
3.1. Aspectos Gerais	198
3.2. O Estabelecimento do Quadro Cronoestratigráfico	199
4. Possíveis correlações de Entidades Geotectônicas na Porção Meridional do Escudo Atlântico e ajustes com a Província	

Damara	203
5. Recomendações Finais	209
AGRADECIMENTOS	212
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	215
FIGURAS	
TABELAS	

ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig. 1: Localização do Escudo Sul-rio-grandense no Estado do Rio Grande do Sul e principais vias de acesso.
- Fig. 2: Esboço geológico e geotectônico do extremo meridional do Escudo Atlântico.
- Fig. 3: Estágios evolutivos na formação do proto-Oceano Atlântico Sul, no Pré-Cambriano Superior.
- Fig. 4: Seção hipotética do Cinturão Dom Feliciano e borda oeste (do oeste) do Cinturão Gariep, no Proterozóico Superior: compartimentação paleogeográfica e associações petroectônicas.
- Fig. 5: Associações petroectônicas do Cinturão Dom Feliciano através de uma seção geológica hipotética e transversal à unidade geotectônica.
- Fig. 6: Localização dos pontos amostrados para os gnaisses Encantadas e andesitos dos Metamorfitos Cerro Cambará.
- Fig. 7: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Gnaisses Encantadas.
- Fig. 8: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Gnaisses Encantadas e possibilidades de interpretação.
- Fig. 9: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Gnaisses Encantadas com os novos pontos analíticos e possibilidades de interpretação.
- Fig. 10: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Gnaisses Encantadas com exclusão dos pontos discrepantes.
- Fig. 11: área de ocorrência dos Gnaisses Encantadas e Grupo Porongos, no Rio Grande do Sul, e localização do ponto de coleta da amostra Rb-265.

- Fig. 12: Granitos e granitóides da porção leste do Rio Grande do Sul.
- Fig. 13: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas graníticas com características sintectônicas da porção oriental do Escudo Sul-rio-grandense.
- Fig. 14: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas graníticas com características pós-tectônicas da porção oriental do Escudo Sul-rio-grandense.
- Fig. 15: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides diversos do Complexo Canguçu (Complexo Granitóide de Leste).
- Fig. 16: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas do Complexo Granitóide Encruzilhada do Sul.
- Fig. 17: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas da Suíte Intrusiva Arrorio dos Ladrões (Suíte Dom Feliciano).
- Fig. 18: Reta de melhor ajuste (Rb-Sr em RT) de amostras da Suíte Intrusiva Campinas.
- Fig. 19: Mapa de localização dos pontos amostrados, com datação radiométrica, nos domínios do Complexo Granitóide de Leste e Suíte Intrusiva D. Feliciano (Bloco Dom Feliciano).
- Fig. 20: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos granitóides foliados do Complexo Granitóide de Leste.
- Fig. 21: Isócrona Rb-Sr de migmatitos da porção sul do Complexo Granitóide de Leste.
- Fig. 22: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de migmatitos da porção sul do Complexo Granitóide de Leste.
- Fig. 23: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides foliados (migmatitos, gnaisses e tonalito) do Complexo Granitóide de Leste.
- Fig. 24: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides

foliados (granodioritos, granitos acinzentados e, em menor número, gnaisses e migmatitos) do Complexo Granitóide de Leste.

Fig. 25: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides não foliados do Complexo Granitóide de Leste.

Fig. 26: Isócrona Rb-Sr de granitóides cogenéticos, não foliados, do Complexo Granitóide de Leste.

Fig. 27: Perfil Geocronológico (K-Ar/Traços de Fissão) Pinheiro Machado - Pelotas.

Fig. 28: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas graníticas da Suíte Dom Feliciano.

Fig. 29: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos vulcanitos ácidos da região de Pinheiro Machado.

Fig. 30: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides do Bloco Encruzilhada.

Fig. 31: Mapa de localização dos pontos amostrados, com datação radiométrica, nos domínios do Bloco Encruzilhada.

Fig. 32: Reta de melhor ajuste (Rb-Sr em RT) de amostras do Sienito Piquiri.

Fig. 33: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de anfibolitos do Complexo Granitóide de Leste.

Fig. 34: Áreas de ocorrência dos terrenos "granite-greenstone" e granulíticos da porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense.

Fig. 35: Mapa geológico da área de Mata Grande e a localização dos pontos amostrados.

Fig. 36: Mapa geológico da região de São Sepé e as localizações do Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas e dos pontos amostrados.

Fig. 37: Esboço geológico dos terrenos do tipo "granite-greenstone" (Bloco São Gabriel) do Rio Grande do Sul e localiza-

ção dos pontos amostrados.

Fig. 38: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóide indiferenciado associado à unidade Cambaí na região central do Bloco São Gabriel.

Fig. 39: Localização das sondagens que atingiram o embasamento da Bacia do Paraná, com informações petrográficas e/ou geocronológicas.

Fig. 40: Localização das áreas do Arroio Cambaizinho, Vila Nova e Sanga do Velocindo - Mata Grande, na porção setentrional do Bloco São Gabriel.

Fig. 41: Localização das subáreas estudadas por Silva Filho (1984) na região de Vila Nova.

Fig. 42: Diagramas isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides diversos da área de Vila Nova.

Fig. 43: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides da área da Sanga do Velocindo - Mata Grande.

Fig. 44: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóide da área do Arroio Cambaizinho.

Fig. 45: Isócrona Rb-Sr dos gnaisses dioríticos da subárea IV da região de Vila Nova.

Fig. 46: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos tonalitos e trondhjemitos da subárea IV da região de Vila Nova.

Fig. 47: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos granodioritos e adamelitos da região de Vila Nova.

Fig. 48: Isócrona Rb-Sr dos pegmatitos da subárea II da região de Vila Nova.

Fig. 49: Tendências decrescente das idades e crescente das razões iniciais dos gnaisses e suítes intrusivas da unidade Cambaí, na região de Vila Nova.

Fig. 50: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos gnaisses e

suítes intrusivas associadas à unidade Cambaí, na região de Vila Nova.

- Fig. 51: Tentativas de interpretação geocronológica dos granitóides Cambaí na região central do Bloco S. Gabriel.
- Fig. 52: Tentativas de interpretação geocronológica dos granitóides Cambaí na região meridional do Bloco S. Gabriel.
- Fig. 53: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos granitóides da região meridional do Bloco São Gabriel, com definição de valor temporal sem significado geológico conhecido.
- Fig. 54: Distribuição das principais associações litológicas da região oeste do Escudo Sul-rio-grandense e localização dos pontos amostrados no Bloco Taquarembó.
- Fig. 55: Isócrona Rb-Sr do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.
- Fig. 56: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas gnáissicas e migmatíticas da porção meridional do Bloco São Gabriel e do Bloco Taquarembó.
- Fig. 57: Diagrama Pb-Pb de rochas dos pontos AFL-1 e AFL-2 do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.
- Fig. 58: Diagrama Pb-Pb de rochas do ponto AFL-5 do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.
- Fig. 59: Diagrama Pb-Pb de rochas do ponto AFL-13 do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.
- Fig. 60: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas graníticas das regiões de Caçapava do Sul e Lavras do Sul.
- Fig. 61: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos granitos São Sepé, Ramada e riolitos Acampamento Velho.
- Fig. 62: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de amostras de rochas granito-monzoníticas da parte central do Complexo Granítico de São Sepé.
- Fig. 63: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de amostras do

granito subalcalino periférico do Complexo Granítico de São Sepé.

Fig. 64: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência reunindo amostras de microgranitos de intrusões menores do Complexo Granítico de S. Sepé e de riolitos do Cerro Tupancí.

Fig. 65: Mapa geológico simplificado das suítes graníticas intrusivas Ramada e Cerro da Cria.

Fig. 66: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos monzogranitos Ramada e pertita-granito Cerro da Cria.

Fig. 67: Mapa geológico da região de Caçapava do Sul e localização dos pontos amostrados.

Fig. 68: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas do Batólito Granítico de Caçapava do Sul.

Fig. 69: Diagrama isocrônico Rb-Sr com pontos analíticos de rochas graníticas do Batólito de Caçapava do Sul.

Fig. 70: Mapa de localização dos pontos analíticos, com indicação de facies petrográficas, do Batólito Granítico de Caçapava do sul.

Fig. 71: Superfície de tendência (40 grau) que representa a variação da concentração de Rb no Batólito Granítico de Caçapava do Sul.

Fig. 72: Superfície de tendência (40 grau) que representa a variação da concentração de Sr no Batólito Granítico de Caçapava do Sul.

Fig. 73: Superfície de tendência (40 grau) que representa a variação da razão Rb/Sr no Batólito Granítico de Caçapava do Sul.

Fig. 74: Mapa geológico simplificado da região de Lavras do Sul.

Fig. 75: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência do Complexo Granítico de Lavras do Sul.

- Fig. 76: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granodioritos e monzogranitos da porção central do Complexo Granítico de Lavras.
- Fig. 77: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de sienogranitos da faixa transicional do Complexo Granítico de Lavras do Sul.
- Fig. 78: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de pertita-granitos da porção periférica do Complexo Granítico de Lavras do Sul.
- Fig. 79: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência para os pertita-granitos da porção periférica do Complexo Granítico de Lavras do Sul e charnoquitos associados.
- Fig. 80: Mapa geológico simplificado da área dos granitos Jaguarí e Timbaúva com localização dos pontos amostrados.
- Fig. 81: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de sienogranitos do Batólito Jaguarí.
- Fig. 82: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de sienogranitos Jaguarí e pertita-granitos Lavras do Sul.
- Fig. 83: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de tonalitos e granodioritos Timbaúva.
- Fig. 84: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência do Complexo Granítico Santo Afonso.
- Fig. 85: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de riolitos da Formação Acampamento Velho.
- Fig. 86: Mapa geológico simplificado de parte dos sedimentitos e vulcanitos molássicos do Escudo Sul-rio-grandense, com a localização dos pontos amostrados.
- Fig. 87: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitos subalcalinos de bordo do Complexo Granítico de São Sepé e riolitos da Formação Acampamento Velho.

- Fig. 88: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de pertita-granitos do Complexo Granítico de Lavras do Sul e riolitos da Formação Acampamento Velho.
- Fig. 89: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de monzogranitos do Complexo Granítico Ramada, riolitos do Cerro Tupancí e microgranitos intrusivos do Complexo Granítico de São Sepé.
- Fig. 90: Correlação temporal dos episódios magmáticos (plutônicos e vulcânicos) da porção ocidental do Escudo do Rio Grande do Sul.
- Fig. 91: Esquematisação dos domínios e subdomínios geotectônicos do Escudo do Rio Grande do Sul.
- Fig. 92: Esboço geológico-geotectônico do Escudo do Rio Grande do Sul.
- Fig. 93: Esboço geológico do Batólito Pelotas, Bloco Encruzilhada e área de ocorrência do Grupo Porongos.
- Fig. 94: Diagrama de evolução do Sr de granitóides do Batólito Pelotas.
- Fig. 95: Histograma de distribuição de idades K-Ar e Rb-Sr no Bloco São Gabriel.
- Fig. 96: Diagrama de Niggli (c x mg) para gnaisses-feldspáticos do Complexo Vila Nova.
- Fig. 97: Diagrama de evolução do Sr para granitóides dos blocos São Gabriel e Encruzilhada.
- Fig. 98: Diagrama Rb x Sr de rochas intrusivas do Complexo Vila Nova.
- Fig. 99: Diagrama K₂O x SiO₂ de rochas intrusivas do Complexo Vila Nova.
- Fig. 100: Distribuição de La, Ce e Y condrito-normalizados para dioritos, tonalitos e trondhjemitos do Complexo Vila Nova.

va.

Fig.101: Diagrama ternário K-Na-Ca de rochas intrusivas do Complexo Vila Nova.

Fig.102: Diagrama ternário normativo Q-Ab-Or para rochas intrusivas do Complexo Vila Nova.

Fig.103: Diagrama de Wright para as rochas graníticas do Bloco Taquarembó.

Fig.104: Diagrama de evolução do Sr de rochas do Bloco Taquarembó.

Fig.105: Esboço geológico das "ilhas cristalinas" de Aceguá e Rivera e localização dos pontos amostrados.

Fig.106: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de metagranitóides quartzo-feldspáticos das proximidades de Minas de Corrales, "Ilha Cristalina" de Rivera, Uruguai.

Fig.107: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides porfiríticos das proximidades de Vichadero e cabeceiras do Arroio Amarillo, "Ilha Cristalina" de Rivera, Uruguai.

Fig.108: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granodioritos da "Ilha Cristalina" de Aceguá, Brasil/Uruguai.

Fig.109: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de K-feldspato granitos da "Ilha Cristalina" de Aceguá, Brasil/Uruguai.

Fig.110: Diagrama de evolução do Sr de metagranitóides e granitóides das "ilhas cristalinas" de Rivera e Aceguá.

Fig.111: Diagrama de evolução do Sr de granitóides do Complexo Granítico de São Sepé.

Fig.112: Diagrama de evolução do Sr de granitóides do Complexo Granítico de Lavras do Sul.

Fig.113: Diagrama de evolução do Sr de granitóides diversos do Escudo Sul-rio-grandense.

Fig.114: Evolução geotectônica esquemática do Cinturão Dom Feliciano no Estado do Rio Grande do Sul.

Fig.115: Principais unidades pré-Devonianas do Escudo Uruguaio.

Fig.116: Compartimentação geotectônica tentativa da porção meridional do Escudo Atlântico.

Fig.117: Evolução geodinâmica da Província Damara por fechamento do Oceano Adamastor.

Fig.118: Configuração tectônica da Província Damara, SW da África.

ÍNDICE DE TABELAS

Tab. 1: Composição isotópica do Sr de padrões interlaboratoriais conforme medições realizadas no CPGeo/USP.

Tab. 2: Determinações radiométricas dos Gnaisses Encantadas:

A) Análises Rb-Sr em rocha-total;

B) Análises K-Ar.

Tab. 3: Determinações radiométricas do Grupo Porongos:

A) Análises Rb-Sr em rocha-total.

Tab. 4: Subdivisão geológica-geotectônica da porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, domínio dos granitóides.

Tab. 5: Determinações radiométricas do Complexo Granitóide de Leste:

A) Análises Rb-Sr em rocha-total dos granitóides foliados;

B) Análises Rb-Sr em rocha-total dos granitóides não foliados e das efusivas ácidas;

C) Análises K-Ar.

Tab. 6: Determinações radiométricas da Suíte Intrusiva Dom Feliciano:

A) Análises Rb-Sr em rocha-total.

Tab. 7: Determinações radiométricas de granitóides do Bloco Encruzilhada:

A) Análises Rb-Sr em rocha-total;

B) Análises K-Ar;

C) Análises K-Ar em rocha carbonática.

Tab. 8: Determinações radiométricas do Anortosito Capivarita e rochas associadas:

A) Análises Rb-Sr em rocha-total;

B) Análises K-Ar.

Tab. 9: Determinações radiométricas do Sienito Piquiri e Granito Campinas:

- A) Análises Rb-Sr em rocha-total do Sienito Piquiri;
- B) Análise K-Ar do Sienito Piquiri;
- C) Análise Rb-Sr do Granito Campinas.

Tab. 10: Determinações radiométricas de granitóides do Complexo Granitóide de Leste por Traços de Fissão.

Tab. 11: Correspondência entre as idades-plateau por Traços de Fissão em apatitas e idades K-Ar em biotitas, ao longo do perfil Pinheiro Machado - Pelotas.

Tab. 12: Determinações radiométricas das sequências Máfica-ultramáficas e Vulcano-sedimentares do Bloco São Gabriel:

- A) Análises K-Ar do gabro de Mata Grande;
- B) Análises K-Ar do Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas;
- C) Análise K-Ar de metabásica de Palma;
- D) Análise K-Ar de metagabro do Arroio do Jaques;
- E) Análise K-Ar de serpentinito do Cerro Mantiqueiras;
- F) Análises K-Ar de calci-silicáticas das regiões de Mata Grande e Palma;
- G) Análise K-Ar de muscovita-xisto da região de Taboleiro;
- H) Análise K-Ar de gabro de Esmeralda.

Tab. 13: Determinações radiométricas das sequências Máfica-ultramáficas do Bloco São Gabriel:

- A) Análise Rb-Sr do gabro de Mata Grande;
- B) Análises Rb-Sr de ultramafitos do Cerro Mantiqueira;
- C) Análises Rb-Sr de ultramafitos da Sequência Lajeado-nho, Complexo Bossoroca.

Tab. 14: Determinações radiométricas do Complexo Metamórfico Passo

Feio (= Formação Arroio das Ilhas):

A) Análises K-Ar;

B) Análise Rb-Sr.

Tab. 15: Determinações radiométricas dos gnaisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambaí:

A) Análises K-Ar da região do Cerro Mantiqueiras;

B) Análises K-Ar da porção setentrional (Vila Nova e Mata Grande);

C) Análises K-Ar em testemunhos de sondagem nos domínios da Bacia do Paraná;

D) Outras análises K-Ar.

Tab. 16: Determinações radiométricas dos gnaisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambaí:

A) Análises Rb-Sr de graníticas da zona do Arroio do Jaques;

B) Análises Rb-Sr de granitóides diversos da área de Vila Nova;

C) Análises Rb-Sr de granitóides diversos da área da Sanga do Velocindo e Mata Grande;

D) Análises Rb-Sr de granitóides diversos da área do Arroio Cambaizinho;

E) Análises Rb-Sr dos gnaisses dioríticos de Vila Nova;

F) Análises Rb-Sr dos tonalitos e trondhjemitos de Vila Nova;

G) Análises Rb-Sr dos granodioritos e adamelitos de Vila Nova;

H) Análises Rb-Sr dos pegmatitos de Vila Nova;

I) Análises Rb-Sr de outros tipos litológicos de Vila Nova.

Tab. 17: Determinações radiométricas Rb-Sr de metagranitóides Cam-

baí na região de Palma e Arroio do Jaques.

Tab. 18: Determinações Radiométricas Rb-Sr dos metagranitóides Cambaí na região do Cerro Mantiqueiras:

- A) Metagranitóides transamazônicos;
- B) Metagranitóides brasileiros;
- C) Metagranitóides de posição isocrônica indefinida.

Tab. 19: Determinações radiométricas Rb-Sr do Complexo Granulítico Santa Maria Chico:

- A) Análises realizadas no CPGeo-IG/USP e no NCGG-UFGA;
- B) Análises realizadas no IGS-Londres;
- C) Análises Rb-Sr de outros granitóides foliados do Bloco Taquarembó.

Tab. 20: Determinações radiométricas K-Ar do Bloco Taquarembó.

Tab. 21: Determinações radiométricas Pb-Pb do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

Tab. 22: Determinações radiométricas por Traços de Fissão em apatitas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

Tab. 23: Determinações radiométricas do Complexo Granítico de São Sepé:

- A) Análises Rb-Sr dos granitos monzoníticos da parte central;
- B) Análises Rb-Sr dos granitos subalcalinos periféricos;
- C) Análises Rb-Sr dos microgranitos intrusivos e dos ríolitos do Cerro Tupancí;
- D) Análises K-Ar de rochas relacionadas ao complexo.

Tab. 24: Determinações radiométricas das suítes graníticas Ramada Cerro da Cria:

- A) Análises Rb-Sr dos monzogranitos da porção setentrional do "stock" da Ramada;
- B) Análises Rb-Sr do pertita-granito Cerro da Cria.

Tab. 25: Determinações radiométricas do Batólito Granítico de Capava do Sul:

A) Análises Rb-Sr;

B) Análises K-Ar;

C) Teores de Rb, Sr e razões Rb/Sr por fluorescência de raios-X (análises semi-quantitativas).

Tab. 26: Determinações radiométricas do Complexo Granítico de Lavras do Sul:

A) Análises Rb-Sr;

B) Análises K-Ar;

C) Análises Rb-Sr dos charnoquitos associados.

Tab. 27: Determinações radiométricas dos sienogranitos Jaguaris:

A) Análises Rb-Sr;

B) Análises K-Ar.

Tab. 28: Determinações radiométricas da Suíte Granítica Timbaúva:

A) Análises Rb-Sr;

B) Análises K-Ar.

Tab. 29: Determinações radiométricas das suítes graníticas intrusivas no Bloco Taquarembó:

A) Complexo Granítico Santo Afonso;

B) Suíte Intrusiva Saibro (Granito Santa Juliana).

Tab. 30: Determinações radiométricas do Membro Hilário (Formação Maricá):

A) Análises Rb-Sr;

B) Análises K-Ar.

Tab. 31: Determinações radiométricas da Formação Acampamento Velho:

A) Análises Rb-Sr;

B) Análises K-Ar.

Tab. 32: Determinações radiométricas em sedimentitos molássicos do

Escudo Sul-rio-grandense"

- A) Análises K-Ar em argilas do Membro Mangueirão (Formação Maricá);
- B) Análises K-Ar em argilas da Formação Guaritas;
- C) Análises K-Ar em argilas associadas aos filões cupríferos da Mina Camaquã.

Tab. 33: Determinações radiométricas de granitóides das "ilhas cristalinas" de Aceguá e Rivera:

- A) Análises K-Ar de granitóides de Aceguá;
- B) Análises Rb-Sr de granitóides de Aceguá;
- C) Análises K-Ar de granitóides de Rivera;
- D) Análises Rb-Sr de granitóides de Rivera.

Tab. 34: Determinações dos teores de Rb e de Sr, por fluorescência de raios-X e por diluição isotópica em amostras do Escudo Sul-rio-grandense.

Tab. 35: Características isotópicas do Sr, fontes potenciais e dados petrográficos das associações "tipo" dos sistemas tectônicos do Fanerozóico.

Tab. 36: Quadro Cronoestratigráfico.

Tab. 37: Evolução Cronológica do Cinturão Damara, SW da África.

ABSTRACT

Based on 250 new radiometric analyses using K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb and Fission Tracks methods, all of them interpreted with the existing geochronological data, this paper divides the Rio Grande do Sul Shield (Southern Brazil) into geotectonic provinces, as well as presents the ages that seem to be of the major rock generator events.

It is suggested that the Brasiliano Cycle (Upper Precambrian) was active during a time interval greater than has been thought and its chronological limits could be extended from 850 to 550 Ma with late and local magmatic episodes reaching the 450 Ma ago.

Outcrops of Early Proterozoic or older terranes are rare, being the most areas related to the Late Proterozoic. These areas can be divided into two tectonic entities: (1) the Pelotas Batholith, a multi-intrusive and polyphase granitoid body, in the eastern shield, pointing out ages that range from 850 to 550 Ma and (2) its Marginal Basin in the west represented by supracrustal rocks such as gneisses, mafic-ultramafic and volcano-sedimentary sequences showing a complex structural pattern and green schists to amphibolite metamorphic facies. Their K-Ar and Rb-Sr ages are mainly concentrated between 760 and 640 Ma, though values of 800 Ma may be found.

Polyphase granitic suites and their volcanic correspondents, sometimes interbanded with molassoid sediments, are being attributed to the 650 - 450 Ma time interval.

Finally, it tries to enclose the Rio Grande do Sul Shield in the regional geologic context (Southern Brazil and Uruguay), which is supposed to have developed in agreement with the Plate Tectonic concepts.

SINOPSE

Em base a 250 novas análises radiométricas pelos métodos K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb e Traços de Fissão, interpretadas em conjunto com o acervo geocronológico pré-existente, este trabalho subdivide o Escudo do Rio Grande do Sul em províncias tectônicas e procura estabelecer o posicionamento temporal dos grandes eventos geradores de rocha.

Constata-se que o Ciclo Brasileiro parece ter perdurado por um intervalo de tempo maior do que o até então imaginado, tendo seus limites sido ampliados para 850 e 550 m.a., com eventos tardios de até 450 m.a..

Exposições de terrenos pré-brasileiros são conhecidas de forma restrita nos domínios do Escudo, sendo uma expressiva percentagem das áreas atribuídas ao Ciclo Brasileiro. Estas podem ser compartimentadas em duas entidades geotectônicas maiores: (1) o Batólito Pelotas, multi-intrusivo e polifásico, a leste, composto por suítes granitóides com idades de 850 a 550 m.a.. e (2) sua Bacia Marginal, a oeste, representada por supracrustais dos tipos para e ortognaisses, metamáfica-ultramáficas e metavulcano-sedimentares, com idades K-Ar e Rb-Sr concentradas entre 760 e 640 m.a.. Intrusivas nesses termos litológicos, suítes graníticas polifásicas e seus correspondentes vulcânicos, às vezes intercalados a depósitos molassóides, desenvolveram-se no intervalo de 650 a 460 m.a..

Por fim, tenta-se o enquadramento do Escudo Sul-rio-grandense no contexto geológico do Brasil Meridional e Uruguai, sendo que o estabelecimento de um quadro cronoestratigráfico permite que se vislumbre um modelo de evolução regional segundo a Tectônica de Placas.

RESUMO

A geologia do Escudo Sul-rio-grandense, a despeito do grande número de trabalhos existente, tem se mostrado controvertida e permanecem em aberto muitos de seus aspectos petrográficos, geoquímicos, estratigráficos, estruturais e geotectônicos, havendo propostas diversas de compartimentação e de modelos de evolução.

Este trabalho, com base em 250 novas análises radiométricas pelos métodos K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb e Traços de Fissão, interpretadas em conjunto com o acervo geocronológico pré-existente, procura estabelecer o posicionamento temporal dos grandes fenômenos geradores de rochas e subdividir a área de estudos em províncias de idades como subsídio às hipóteses evolutivas.

O primeiro fato notável reside na constatação de que o Ciclo Brasileiro, pelo menos no Rio Grande do Sul, perdurou por um intervalo de tempo maior do que o até então imaginado, sendo agora conhecidos corpos rochosos originados há cerca de 850 até 450 m.a. passados.

Em adição, verificou-se que terrenos pré-brasileiros expõem-se de forma mais ou menos contínua apenas no Bloco Taquarembó, entre as localidades de Bagé e Dom Pedrito, no extremo sudoeste do Escudo (Complexo Granulítico Santa Maria Chico). Litologias de idades igualmente transamazônicas são encontradas de forma esparsa no Cerro das Encantadas e na região de Mata Grande, interpretadas como afloramentos do embasamento em núcleos de estruturas dômicas.

As demais áreas do Escudo gaúcho (blocos Dom Feliciano, Encruzilhada e São Gabriel) revelaram ter evoluído nos tempos do Ciclo Brasileiro, sendo possível agrupá-las em duas distintas entidades geotectônicas.

A primeira, coincidente com a área de afloramento dos granitóides de leste, está sendo interpretada como um batólito multi-intrusivo e polifásico (Batólito Pelotas), com a identificação, de, pelo menos, três suítes magmáticas distintas: (1) suíte composta por gnaisses de facies petrográfica tonalítica e quartzo-diorítica, correspondente a granitóides do tipo I (Cordilheirano), resultantes de subdução e consumo de placa oceânica, quando da aproximação das placas Cráton Rio de la Plata e Cráton do Kalahari, há cerca de 850 - 830 m.a. passados; (2) suíte constituída de monzogranitos e granodioritos com tendência calci-alcalina, que representa a magmagênese derivada de fusão parcial da suíte anterior por encurtamento e espessamento crustal tardi-colisional, vistos como granitóides do tipo I (Caledoniano) com idade da ordem de 770 m.a.; (3) suíte representada por sienogranitos e alcali-feldspatos granitos, de tendência calci-alcalina a alcalina, pós-tectônicos, dos tipos I (Caledoniano) a A e idade de 550 m.a.. Magmatismo restrito a veios e filões, dos tipos pegmatóides, aplítico ou riolítico, com 450 m.a., corresponde às mais jovens intrusões de caráter anorogênico.

A segunda entidade, constituída pelas supracrustais do centro-oeste, de idades também brasileiras, limita-se tectonicamente com o Batólito Pelotas através da Zona de Falha da Dorsal de Canguçu, uma sutura do tipo intracontinental (subdução A), ao longo da qual se colocaram, no período sin-colisional, granitóides do

tipo S (Cordilheira e Augen Gnaisses Vigia).

Tais supracrustais são interpretadas como resultantes de acumulações de sedimentos clasto-químicos em bacia marginal, dobrados e metamorfizados ao longo do evento orogênico responsável pelo fechamento da entidade geotectônica há 760 - 640 m.a., aos quais se intrudiram, em condições sintectônicas, suítes ígneas diversas. Desse conjunto fazem parte os para e ortognaisses da área de Vila Nova e Várzea do Capivarita (Encruzilhada do Sul), as sequências máfica-ultramáficas e vulcano-sedimentares das unidades referidas no passado como Grupo Porongos ou formações Cerro Mantiqueiras e Vacacaí. No domínio de bacia marginal, ainda sob regime compressivo, intrudiram-se diápiros graníticos, como as frações de núcleo dos maciços de São Sepé e Lavras do Sul, há cerca de 650 m.a., além de efusões vulcânicas que se intercalam com as molassas precoces em início de acumulação (Formação Maricá). Já em regime distensivo, por volta de 550 m.a., o magmatismo se fez representar pelos granitóides de bordo dos complexos de São Sepé, Lavras do Sul e corpos isolados, de evolução aparentemente monofásica, como o de Jaguarí, entre outros. Desta mesma fase, mas em tempos ligeiramente subsequentes, há cerca de 530 m.a., são os vulcanitos da Formação Acampamento Velho, contemporâneos às molassas tardias (Formação Guaritas). Como manifestações finais e de caráter possivelmente anorogênico, relacionamos os microgranitos intrusivos do Complexo de São Sepé, os granitóides da Ramada e os vulcanitos ácidos do Cerro Tupancí, acontecidos por volta de 460 m.a..

A persistirem as idéias aqui anunciadas, recomenda-se uma revisão de cunho estratigráfico para a fração oeste do Escudo do Rio Grande do Sul, incluindo-se os granitóides componentes do Bloco

Encruzilhada e os metamorfitos Porongos, e chama-se a atenção para o fato de que, de agora em diante, altera-se a perspectiva de prospecção de recursos minerais, uma vez que, por esta nova interpretação, sugere-se a não ocorrência, a ocidente, de litoestruturas do tipo "granite-greenstone" de idades arqueana ou proterozóica inferior.

CAPÍTULO I.

INTRODUÇÃO

1. Considerações Iniciais e Objetivos

Os terrenos pré-cambrianos da porção sudeste da Plataforma Sul-americana, dos quais fazem parte as litologias aflorantes no Escudo do Rio Grande do Sul, foco principal do presente trabalho, têm sido objeto de grande interesse científico, sobretudo na última década, quando uma significativa quantidade de dados petrográficos, geoquímicos, estruturais e geocronológicos foi colecionada, somando-se a eles mapeamentos de detalhe em áreas escolhidas. Este conjunto de informações, representando um considerável avanço no reconhecimento geológico regional, tem permitido, a vários pesquisadores, o vislumbamento de diferentes modelos de evolução geotectônica para a área.

A geologia do Pré-Cambriano sul-rio-grandense pode ser melhor entendida quando integrada à geologia da porção meridional do Escudo Atlântico. Uma continuidade física de unidades litológicas e entidades geotectônicas entre os estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, prolongando-se até o Uruguai, é, há algum tempo, reconhecida, especialmente quando se observa a distribuição dos diversos conjuntos rochosos que compõem a região. Idades radiométricas, obtidas de forma sistemática, ratificam as tentativas de correlação já elaboradas.

É intenção deste trabalho apresentar e discutir todo o acervo de dados geocronológicos existente, até esta data, para o

Escudo do Rio Grande do Sul. Da mesma forma, serão comentadas, quando necessário, idades radiométricas disponíveis nos prolongamentos setentrional e meridional da região em pauta. Este procedimento se valerá dos trabalhos de cunho geocronológico de Umpierre e Halpern (1971), Minioli e Kawashita (1971), Issler et al. (1973), Cordani et al. (1974), Sartori e Ruegg (1979) e Kaul e Teixeira (1982), já de domínio público, aos quais se adicionarão os dados obtidos nos últimos cinco anos junto ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo ou, em menor número, em laboratórios estrangeiros.

Entre estes, destacamos os levantamentos radiométricos levados a efeito pelo convênio RADAMBRASIL-IG/USP (Teixeira, 1982) e os estudos geocronológicos realizados por pesquisadores que concentraram suas atenções na área enfocada, como Halpern et al. (1974), Basel (1984 e 1985), Sartori (1978), Pinheiro Machado (em prep.), Naumann (1984), Remus (em prep.), Nalme (em prep.), além daqueles conseguidos pelo autor destes escritos, no Rio Grande do Sul e no Uruguai.

A reinterpretacão de dados, sobretudo daqueles obtidos há mais tempo, justifica-se face aos conhecimentos adquiridos nos últimos anos, o que fez com que a visão sobre a geologia regional se alterasse substancialmente desde então. Além disso, o maior volume de informações geocronológicas permite que se apure as interpretações elaboradas, bem como torne possível a atribuição de significado geológico a várias idades não utilizadas em sínteses anteriores, por aparente discrepância de valores, fruto de um menor entendimento geotectônico regional.

Por fim, pretendemos tecer comentários relativos à evolução crustal da região, tendo como subsídios a geocronologia e as reconstruções paleotectônicas decorrentes, com o intuito de testar e contribuir com o aprimoramento dos modelos evolutivos já propostos por vários autores (Ribeiro e Fantinel, 1978; Porada, 1979; Jost, 1981; Fragoso Cesar et al., 1982a, b; Issler, 1982; Hartnady et al., 1985).

2. Métodos de Trabalho

O Escudo Sul-rio-grandense, abrangendo uma área de cerca de 50.000 km², ocupa a porção centro-sul do Estado, estando delimitado a norte, oeste e sul pelos sedimentitos gonduânicos da Bacia do Paraná e, a leste, pelos depósitos inconsolidados da Província Costeira do Rio Grande do Sul, de idade cenozóica (fig. 1).

É uma entidade geológica atravessada por várias rodovias asfaltadas, tanto na direção leste-oeste, quanto na norte-sul, como as BRs 290, 292, 293 e 153, além de dezenas de estradas interiores, não pavimentadas, mas trafegáveis durante todo o ano, que permitem acesso fácil a qualquer área do Escudo.

A coleta de amostras para geocronologia obedeceu aos princípios preconizados pela ciência, dando-se preferência, quando possível, a afloramentos extensos, onde se pudesse recolher um conjunto de rochas cogenéticas, objetivando-se a obtenção de idades isocrônicas pelo método Rb-Sr. Quando as dimensões ou a homogeneidade da ocorrência litológica não permitiram a coleção de amostras em número suficiente, o recolhimento de rochas foi feito para determinações radiométricas K-Ar, em minerais separados, ou para a

lâminas delgadas, não só para a determinação dos tipos petrográficos, como para a observação da existência ou não de sinais de alterações químicas ou intempéricas que, quando presentes e dependendo do grau de afetação, constituíram o critério primeiro na seleção das amostras para análise geocronológica.

A expressiva maioria das novas idades radiométricas apresentada neste trabalho foi obtida no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, utilizando-se os métodos K-Ar e Rb-Sr. Por esta razão, teremos em seguida algumas considerações relativas à obtenção de idades pelos métodos mencionados, bem como os procedimentos que devem ser observados na tentativas de interpretação dos resultados. São exceções, apenas, algumas idades Rb-Sr conseguidas junto ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas (NCGG) da Universidade Federal do Pará, outras junto ao Laboratório de Geocronologia da Universidade do Texas, alguns resultados Pb-Pb obtidos junto à Universidade de Oxford e idades, por traços de fissão em apatitas, fornecidas por análises desenvolvidas no Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas (CBPF), no Rio de Janeiro.

A observação feita no parágrafo anterior também pode ser estendida aos dados revelados por outros autores e utilizados nesta tese. No caso, mencionamos como excludentes: alguns resultados K-Ar devidos a Hart (1966, apud Ferrando e Fernandez, 1971) e Rb-Sr creditados a Umplierre e Halpern (1971), para rochas cristalinas do Uruguai; K-Ar em materiais argilosos da Bacia do Camaquã (RS), conseguidos por Bonhomme e Ribeiro (1983); Rb-Sr em rochas sedimentares da Bacia do Itajaí (SC), obtidos por Macedo (1982) e Macedo et al. (1984) e, finalmente, U-Pb em zircão, para rochas do

Pré-Cambriano da região centro-sul de Santa Catarina, mostrados por Basel (1984).

A preparação das amostras para análises K-Ar ou Rb-Sr obedeceu à rotina do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, iniciando-se com a britagem e quarteação das rochas coletadas e prosseguindo com a obtenção de frações granulométricas selecionadas por jogos de peneiras ou pulverizadas, dependendo do método utilizado.

2.1. Análises K-Ar

A determinação de idades radiométricas pelo método K-Ar realizou-se sempre em minerais separados, preferencialmente anfíbios, micas e plagioclásios. O concentrado dos mesmos foi obtido a partir de frações com granulacão 60-100 mesh, por separação magnética, utilizando-se um equipamento isodinâmico do tipo Frantz. Em alguns casos, houve a necessidade de purificação das amostras através do uso do bromofórmio, para separação por densidades, e de placa vibratória, para a concentração de minerais lamelares.

A metodologia analítica observada foi, com algumas modificações, aquela detalhadamente descrita por Amaral et al. (1966). Os teores de potássio foram determinados por análises em duplicata através de fotometria de chama em equipamento Micronal, modelo B-262, com erro percentual normal da ordem de 0,5%.

As extracções de argônio realizaram-se em unidade sob condições de ultra-alto vácuo ($< 2 \times 10^{-7}$ mmHg) e as análises isotópicas deste gás, a partir de amostras diluídas por alíquotas de Ar³⁸

em quantidades conhecidas, foram executadas em espectrômetro de massa, de fonte gasosa, da marca Nuclide e do tipo Reynolds. O erro do resultado geocronológico final, conseguido observando-se os critérios anunciados, é da ordem de 2 a 3%, conforme atestam análises de substâncias-padrão, de uso comum entre os laboratórios, e é uma consequência das incertezas experimentais durante a determinação das quantidades de K40, Ar40 radiogênico e Ar40 atmosférico eventualmente presente na amostra.

As constantes utilizadas no cálculo das idades são aquelas sugeridas por Steiger e Jäger (1977), conforme segue:

$$\lambda_B = 4,962 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

$$\lambda_K = 0,581 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

$$(Ar40/Ar36)_{atm} = 295,5$$

$$K40 = 0,01167\% K_{tot}$$

Condições para a determinação de uma idade K-Ar

O conhecimento dos tipos de decaimento do K, a maior precisão possível na determinação das constantes de desintegração e técnicas analíticas apuradas são fatores necessários, mas não suficientes, na obtenção de uma idade radiométrica com significação geológica. Além destes, as condições seguintes precisam ser observadas, conforme lembra Armstrong (1966):

- existência de materiais portadores de K, gerados em algum "instante" geológico (por instante geológico entende-se um intervalo de tempo menor do que o erro da medida feita), apropriados às análises;

- quando da gênese destes materiais, nenhuma quantidade de Ar radiogênico foi a eles incorporada, já que não é possível qual-

quer correção para a contaminação de Ar 40 primário;

- no tempo transcorrido entre a origem e a análise dos materiais, estes devem ter permanecido como sistemas fechados para perdas ou ganhos de K e Ar. Isto implica em uma história de baixas temperaturas e baixas taxas de difusão do Ar através do sistema datado.

Somente no caso destas três premissas terem sido integralmente satisfeitas, o resultado conseguido representa a idade real do evento geológico, no caso a gênese da rocha.

As condições acima mencionadas necessitam ser avaliadas em cada caso e, a seguir, discutiremos estes aspectos de forma sintética.

O estabelecimento de que materiais são apropriados ao método K-Ar é de fundamental importância. De acordo com York e Farquhar (1972), entre os minerais mais comuns, e que tenham experimentado uma história pós-cristalização relativamente calma, verifica-se que:

- as micas, além de abundantes em um grande número de rochas ígneas e metamórficas, apresentam estruturas cristalinas muito favoráveis à retenção do Ar gerado a partir de sua cristalização e não há evidências de retenção de Ar primário em todas as experiências realizadas;

- os anfibólios possuem baixos teores de K e requerem uma análise mais cuidadosa, porém, a hornblenda, por exemplo, revela forte capacidade de retenção do Ar, o que assegura um resultado mais confiável;

- os feldspatos potássicos e os plagioclásios sódicos mos-

tram-se inadequados. Mesmo quando oriundos de rochas não perturbadas, revelam imprevisíveis perdas de Ar. Este comportamento parece estar relacionado a problemas estruturais como a imiscibilidade de fases (pértitização), o que se realiza mesmo a baixas temperaturas. Os plagioclásios cálcicos são mais apropriados às análises do que os sódicos;

- os piroxênios revelam que o seu uso precisa ser feito com cuidado, pois, quando formados a grandes profundidades, mostram uma tendência ao fornecimento de idades anormalmente altas, o que não ocorre com aqueles gerados próximo à superfície.

Sempre que possível, as determinações K-Ar são levadas a efeito em minerais separados e a concordância das idades obtidas entre tipos diferentes indica a validade do método. Muitas vezes, porém, como no caso de rochas vulcânicas, a granulometria é tão fina que impossibilita uma separação, obrigando a uma análise em rocha-total. Neste caso, o valor que se obtém é uma composição das idades minerais individuais.

Os materiais datados pelo método K-Ar, a fim de oferecerem valores radiométricos interpretáveis, precisam ter retido todo o Ar radiogênico produzido após a sua cristalização e não conter excesso de Ar consequente da captura do gás durante ou após a sua formação. O comportamento do mineral como um sistema químico não fechado para os elementos analisados acarreta, na grande maioria dos casos, a obtenção de idades menores que as reais, seja pela perda do Ar, o fenômeno mais comum, já que este gás é inerte e não forma compostos ligando-se a outros elementos, seja pelo ganho de K, como, por exemplo, durante um evento metassomático. A perda de K também pode ocorrer, só que, neste caso, uma fuga de maior quan-

tidade de Ar acompanha a saída do primeiro elemento, resultando, igualmente, em um valor radiométrico inferior. Faure (1977) enumera algumas causas responsáveis pela perda de Ar:

- inabilidade do retículo cristalino em reter o Ar, mesmo a baixas temperaturas e pressão atmosférica;
- fusão total ou parcial de rochas seguida pela recristalização de novos minerais a partir do líquido resultante;
- metamorfismo de elevadas temperatura e pressão, implicando em completa ou parcial perda do Ar, dependendo da temperatura e duração do evento;
- aumento de temperatura imposto por soterramento profundo ou metamorfismo de contato, causando a perda de Ar por parte de certos minerais, sem a produção de qualquer mudança física ou química da rocha;
- intemperismo químico ou alteração por fluídos aquosos, implicando não somente no escape do Ar, mas em variação no conteúdo de K dos minerais;
- solução e redeposição de minerais solúveis em água;
- quebra mecânica dos minerais, danos radioativos e ondas de choque. Mesmo a fragmentação excessiva da amostra durante a preparação pode causar perdas de Ar.

Significado geológico de uma idade K-Ar

Como se depreende do que acaba de ser visto, a qualidade de gás nobre do Ar torna-o susceptível a migrações interiores aos retículos cristalinos dos minerais, pelo mecanismo da difusão gasosa através de um sólido, mecanismo esse incentivado pela excitação térmica imperante no material. À temperaturas de 450 ou mais graus centígrados, todo o Ar contido em um mineral migra e atinge

os bordos desse sistema, escapando para a atmosfera.

Se a temperatura torna-se baixa, inferior a determinados valores específicos para cada mineral em função de sua estrutura cristalina, a fuga de Ar passa a ser negligenciável. Isto se dá face ao raio iônico do Ar ($1,8 \text{ \AA}$) ser maior que o do K ($1,3 \text{ \AA}$), que lhe deu origem, acarretando um aprisionamento do primeiro em um local originalmente destinado a um íon menor.

Um dado importante, já demonstrado, é o fato de que, em muitas espécies minerais, passa-se de uma situação de perda completa do Ar, para uma de retenção total, variando-se apenas alguns poucos graus centígrados na temperatura. Este restrito intervalo tem sido referido na literatura como temperatura crítica ou de bloqueio.

Assim, deve-se entender uma datação K-Ar como o estabelecimento de um intervalo de tempo que começa a ser contado no momento em que o mineral analisado passa a reter completamente o Ar, isto é, a época em que se deu o resfriamento do mesmo para valores menores do que a sua temperatura de bloqueio. As idades K-Ar, então, precisam ser encaradas como "mínimas" em relação aos eventos geradores de minerais e rochas, só representando a época de formação do sistema analisado se o resfriamento tiver sido brusco, como no caso de rochas vulcânicas ou de alguns corpos intrusivos sub-vulcânicos, anorogênicos ou pós-tectônicos, colocados em níveis altos da crosta da Terra e rapidamente resfriados.

No caso de áreas com história térmica complexa, onde dois ou mais aquecimentos regionais aconteceram ao longo do tempo geológi-

co, a capacidade de retenção diferenciada do Ar por parte de minerais de espécies distintas pode ser diagnóstica. Assim, idades com valores superiores aos comuns encontrados na área devem resultar de degaseificação incompleta, sendo frequente em minerais de alta retentividade (ex: anfibólio e plagioclásio) de regiões policíclicas, onde o evento térmico subsequente não foi tão severo quanto o precedente (Cordani, 1980).

2.2. Análises Rb-Sr

Para o método Rb-Sr, os materiais rochosos quarteados e tomados integralmente foram, de início, pulverizados em mini-moinhos de bolas e, a seguir, selecionados através de análises semi-quantitativas de Rb e Sr totais, por fluorescência de raios-X, em equipamento Philips dotado de tubo de molibdênio e utilizando-se os padrões GSP-1 (grandiorito fornecido pelo United States Geological Survey, com respectivos teores de Rb e de Sr de 255 e 236 ppm) e DTS-1 ou PCC-1 (padrões teoricamente isentos dos elementos considerados).

Escolhidas em função de valores adequados da razão Sr/Rb para a construção de diagramas isocrônicos ou obtenção de idades convencionais, as amostras tiveram as quantidades destes elementos determinadas com maior precisão através de análises quantitativas. Para teores intermediários entre 40 e 2.000 ppm, o erro estimado nas dosagens de Rb e Sr é de cerca de 2%. Caso a amostra se coloque fora deste intervalo, os erros analíticos crescem de maneira significativa e as quantidades dos elementos considerados só podem ser obtidas por diluição isotópica, utilizando-se traçadores enriquecidos em Rb87 e/ou Sr84, conforme demonstrado por Kawashita

(1972).

A maior parte das análises isotópicas do Rb e do Sr foi desenvolvida em espectrômetro de massa Varian Mat, tipo TH-5, de fonte sólida, pertencente ao CPGeo da Universidade de São Paulo, com aquisição e processamento automático de dados através de um microcomputador HP 9825B.

No Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará, onde algumas análises se realizaram, o espectrômetro utilizado foi um VG-Isomass 54E, acoplado a um computador idêntico ao anterior.

As determinações efetivadas na Universidade de Texas, em Dallas, processaram-se em espectrômetro Shields construído pela National Bureau of Standards (NBS).

A obtenção de idades Rb-Sr em RT: idade convencional

Apesar dos métodos radiométricos obedecerem aos mesmos princípios gerais, existem particularidades, inerentes a cada um, que precisam ser atentamente observadas, quando se quer obter e interpretar um resultado geocronológico.

No caso da aplicação do método Rb-Sr, como comenta Cordani (1980), o primeiro problema que surge reside no fato de que o Sr é um elemento quimicamente ativo (ao contrário do Ar) e está presente em quantidades quase sempre significativas nos materiais que servem de matéria-prima para a geração de rochas, isto é, os magmas possuem quantidades de Sr que são fornecidas à rocha em fase de

formação, quantidades estas referidas como iniciais.

Em consequência, para obterem-se resultados com significação geológica, uma correção se faz necessária com o intuito de separar-se do Sr87 total, aquela quantidade já presente no início, quando da cristalização da rocha, para ser considerado apenas o Sr87 radiogênico formado a partir de então, se é este o evento cuja idade se quer determinar.

Qualquer que seja o tipo de rocha considerado, derivado diretamente do manto ou resultante de refusões crustais, verifica-se que as suas razões iniciais (Sr87/Sr86) oscilam entre os valores de 0,700 a 0,730, concentrando-se entre 0,705 e 0,720. Assim, qualquer material rochoso que possua uma alta razão Sr87/Sr86 presente, significativamente maior do que 0,71 ou 0,72, o erro que é introduzido na avaliação da razão inicial torna-se aceitável e o resultado obtido pode ter valor geológico. Neste trabalho, foram conseguidas e utilizadas algumas idades convencionais, consideradas dentro da óptica acima exposta, atribuindo-se para R_0 um valor de 0,705.

A obtenção de idades Rb-Sr em RT: idades isocrônicas

A grande maioria dos resultados Rb-Sr aqui apresentados foi obtida através da construção de diagramas isocrônicos, a partir da análise de conjuntos de rochas, sempre que possível, cogenéticas. Cabe ressaltar que, ao longo do presente texto, serão encontrados três tipos de diagramas isocrônicos, conforme as características dos conjuntos de amostras utilizados:

- quando todos os pontos analíticos derivarem de rochas cer-

tamente cogenéticas, estes definirão uma isócrona e o resultado apontado reveste-se do maior valor interpretativo;

- quando as amostras forem provenientes de corpos litológicos similares e próximos, porém sem continuidade física, podendo ocorrer uma diminuição na precisão do valor temporal e da razão inicial, estaremos nos referindo à reta de melhor ajuste ou simplesmente reta de ajuste ;

- compostas por amostras de corpos rochosos similares, mas de diversificada proveniência, as retas de referência terão o intuito de revelar tendências de idades regionais.

No caso de serem utilizados segmentos isocrônicos pré-traçados, esta característica será mencionada na figura correspondente.

A base teórica para o traçado de isócronas resume-se no seguinte: a partir da equação fundamental do decaimento radioativo,

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad \text{ou} \quad N(t)e^{\lambda t} = N_0 \quad (1)$$

onde,

N = nº de átomos do elemento radioativo atualmente presente na amostra;

N_0 = nº de átomos do elemento radioativo presente na amostra no momento de sua formação;

λ = constante de desintegração do elemento radioativo;

t = tempo transcorrido desde a formação do sistema até o momento da análise;

e = base do logaritmo natural,

e sabendo-se que $N_0 = N + F$, onde F é o nº de átomos radiogênicos provenientes do elemento radioativo, pode-se afirmar que, para o método Rb-Sr,

N = nº de átomos de Rb87 presente na amostra $\rightarrow (Rb87)_p$;

$$N_0 = (Rb87)_p + (Sr87)_{rad}$$

Substituindo-se, na equação fundamental, N e N_0 pelos seus significados acima expressos, temos:

$$(Rb87)_p e^{\lambda t} = (Rb87)_p + (Sr87)_{rad} \quad (2)$$

No entanto, o $Sr87$ radiogênico presente na amostra pode estar associado ao $Sr87$ incorporado ao sistema durante a formação deste último, tal que, então,

$$(Sr87)_{rad} = (Sr87)_p - (Sr87)_i, \quad (3)$$

onde o índice i indica a quantidade inicial.

Substituindo-se em (2) o valor de $(Sr87)_{rad}$ fornecido pela equação (3), temos que:

$$(Rb87)_p e^{\lambda t} = (Rb87)_p + (Sr87)_p - (Sr87)_i$$

ou

$$(Sr87)_p = (Sr87)_i + Rb87_p (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

Como os espectrômetros de massa fornecem somente relações isotópicas, usa-se o artifício matemático de dividir todos os membros da equação (4) por $Sr86$:

$$(Sr87/Sr86)_p = (Sr87/Sr86)_i + Rb87/Sr86 (e^{\lambda t} - 1) \quad (5)$$

Se invertemos as posições dos membros à direita do sinal de igualdade, teremos:

$$(Sr87/Sr86)_p = (e^{\lambda t} - 1) Rb87/Sr86 + (Sr87/Sr86)_i \quad (6)$$

quando se verifica, então, a equação da reta na forma

$$y = ax + b$$

A inclinação da reta resultante é dada por a , onde a é igual a $(e^{\lambda t} - 1)$. Como t é a única variável, a inclinação da reta

é função do tempo (idade).

Se $t = 0$, $x = 0$ e $y = b$, isto é, o valor lido na ordenada é o valor da razão inicial.

Assim, todos os membros de uma suite de rochas cogenéticas, que satisfaçam a condição de terem a mesma idade, a mesma razão inicial e de terem permanecido como sistemas fechados para o Rb e o Sr, satisfazem a equação (6), por isso, originam uma reta (isocrona) através das coordenadas $Sr87/Sr86$ (y) e $Rb87/Sr86$ (x).

A interpretação de idades Rb-Sr em RT

O significado geológico de um resultado radiométrico Rb-Sr só pode ser entendido depois que soubermos qual o comportamento geoquímico do $Sr87$ radiogênico dentro do retículo cristalino do mineral em que foi formado. O Sr^{2+} possui um raio iônico da ordem de $1,13 \text{ \AA}$, valor bem menor do que o do Rb^{+} original ($1,48 \text{ \AA}$), o que faz com que o Sr apresente uma mobilidade potencialmente maior, por difusão iônica. Esta facilidade de movimentação torna possível o que denominamos de "homogeneização isotópica" do Sr, fenômeno produzido pela excitação térmica e que ocorre sempre que a temperatura ultrapassa os 250 ou 300 graus centígrados. Acima destes valores, o Sr migra entre as fases minerais da rocha, influenciado pelas propriedades termodinâmicas e pela disponibilidade do elemento no sistema. Este processo cessa quando se dá o resfriamento regional, sendo as idades isocrônicas minerais relacionadas à época de fechamento desses sistemas cristalinos.

A nível de rocha, as migrações internas do Sr não significam, necessariamente, perdas do elemento, já que, em condições i-

deais, deve ter permanecido como um sistema quimicamente fechado, tanto para o Sr como para o Rb, desde a sua cristalização.

Pode-se, então, atribuir a uma idade Rb-Sr em rocha-total, obtida seja de forma convencional, se a rocha for adequada, seja por diagrama isocrônico, desde que os pontos analíticos revelem um bom índice de linearidade, uma significação geológica correspondente à época em que se deu a cristalização da mesma (formação da principal paragênese mineral presente na rocha), imposta por processos petrogenéticos diversificados como granitização, anatexia, palingênese e outros similares ou relacionados aos referidos.

Uma leve falta de linearidade dos pontos analisados, observada quando se tenta a construção de uma isócrona, pode ser sugestiva de uma cogeneticidade não rigorosa, onde as amostras revelam razões iniciais próprias e ligeiramente diferentes.

O desalinhamento de alguns pontos significa que as amostras em questão não pertencem à isócrona. Se estes pontos situam-se acima da reta isocrônica, ou são de rochas mais antigas, ou pertencem a um corpo rochoso que possui razão inicial mais elevada. Se os pontos colocam-se abaixo, devem corresponder a amostras mais jovens.

Uma dispersão de pontos, que torna difícil o traçado do segmento de reta, mesmo quando se tem um bom controle de campo e imagina-se que as amostras sejam cogenéticas, deve estar sugerindo a abertura do sistema rochoso, seja por alterações intempéricas, seja por fenômenos metassomáticos ou hidrotermais. Em ambos os casos, a não homogeneidade dos eventos na afetação da rocha respon-

sabiliza-se pela pequena ou ausente linearidade, observando-se, quando possível, uma importante diminuição no valor do resultado esperado.

Através da determinação da razão $Sr87/Sr86$ inicial, a partir dos diagramas isocrônicos para um dado conjunto de amostras, tem sido possível sugerir a proveniência (se do manto superior, sem ou com diferentes graus de contaminação, ou se de refusões crustais) dos magmas parentais das rochas ígneas analisadas, segundo Faure e Powell (1972).

A avaliação da qualidade dos diagramas isocrônicos

Com relação aos diagramas isocrônicos apresentados neste trabalho, pode-se dizer que o grau de confiabilidade nas informações geocronológicas por eles fornecidas deve ser estimado em base a parâmetros estatísticos calculados em cada caso, como o coeficiente de correlação, o nível de corte e o MSWD, lembrando, contudo, que são apenas valores numéricos auxiliares e não definitivos.

O coeficiente de correlação linear é uma grandeza derivada de uma formulação que, em relação a uma reta média traçada entre pontos analíticos, leva em conta os resíduos (afastamentos) dos pontos calculados em relação aos pontos experimentais, de tal forma que, se o alinhamento de pontos for perfeito, seu valor numérico é igual a 1, decrescendo à medida que os desajustes forem sendo observados, até o valor 0, quando não há, entre os pontos, qualquer tendência à definição de uma reta.

Uma grandeza mais confiável e convincente, que permite uma aferição mais segura da qualidade de ajuste da reta, foi sugerida por Mc Intyre et al. (1966), através do desvio médio quadrático ponderado (MSWD - Mean square of weight deviates). Para estes autores, o limite entre uma boa ou má isócrona estaria no valor 1 para o MSWD. Há, no entanto, sugestões de aprimoramento do uso deste parâmetro baseadas no fato de que o valor 1, acima, é aplicável apenas nos casos em que é utilizado um grande número de pontos, cujos erros analíticos foram obtidos através de análises em duplicata. Como este procedimento não é observado na maioria dos laboratórios, utiliza-se o "nível de corte" (cut off level) para o MSWD apresentado por Brooks et al. (1972). Assim, o limite entre isócronas de boa ou má qualidade (valor máximo admissível para o MSWD) seria definido em cada diagrama isocrônico relativamente ao número de pontos analisados.

Para o método Rb-Sr utilizaram-se os valores de

$Sr86/Sr88 = 0,1194$ aplicado na normalização dos dados isotópicos do Sr e

$$\lambda_{Rb87} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$$

A acuidade das análises isotópicas do Sr desenvolvidas no CPGeo da Universidade de São Paulo, através de medidas dos padrões interlaboratoriais NBS-987 e Eimer & Amend, pode ser avaliada, por exemplo, pela tabela 1, apresentada por Cordani et al. (1985).

Na Universidade do Texas, as medidas em duplicata para as razões normalizadas de $Sr87/Sr86$ são concordantes, com diferenças da ordem de 0,1%. O padrão Eimer & Amend teve o valor de sua razão $Sr87/Sr86$ normalizada definido como $0,7080 \pm 0,0006$ (2 σ), segundo

Halpern et al. (1974).

No caso de idades já existentes, desde que não obtidas com a utilização das constantes acima, as mesmas foram recalculadas com o intuito de realizar-se uma análise crítica homogênea do conjunto radiométrico.

2.3. Análises Pb-Pb

Os resultados Pb-Pb apresentados neste trabalho foram obtidos junto ao Age Laboratory da Universidade de Oxford, Inglaterra, por gentileza dos Drs. Paul N. Taylor e Stephen Moorbath, daquela Instituição.

As amostras pulverizadas, tal como há pouco descrito, foram preparadas pelo método da eletro-deposição dupla, conforme Arden e Gale (1974), e posteriormente depositadas sobre filamento único de Rênio, com o auxílio de ácido fosfórico e sílica gel.

As análises isotópicas do Pb realizaram-se em espectrômetro de massa de fonte sólida, da marca VG-Isomass 54E, totalmente automatizado.

A obtenção de idade Pb-Pb em RT

De acordo com Houtermans (1946, apud Köppel e Grünenfelder, 1979) e Holmes (1946, 1947 e 1949, apud Köppel e Grünenfelder, op. cit.), a evolução das razões isotópicas do Pb, assumindo que esta evolução se processou, desde a origem da Terra até os dias de hoje, em um sistema quimicamente fechado e com diferentes razões

U/Pb, pode ser visualizada através das equações clássicas do decaimento radioativo:

$$\text{Pb206/Pb204} = (\text{Pb206/Pb204})_i + \text{U238/Pb204} (e^{\lambda_{238}T} - 1) \quad (1)$$

$$\text{Pb207/Pb204} = (\text{Pb207/Pb204})_i + \text{U235/Pb204} (e^{\lambda_{235}T} - 1) \quad (2)$$

$$\text{Pb208/Pb204} = (\text{Pb208/Pb204})_i + \text{Th232/Pb204}(e^{\lambda_{232}T} - 1) \quad (3)$$

onde as razões acompanhadas do índice i relacionam-se aos seus valores no instante de formação da Terra, há T anos passados (T = 4,57 b.a., Tilton, 1973 e Tatsumoto et al., 1973), enquanto as razões restantes correspondem aos seus valores no presente.

Se não houver fracionamento isotópico, o chumbo extraído desse sistema fechado, em um instante t qualquer, terá sua razão isotópica (Pb206/Pb204) definida por:

$$(\text{Pb206/Pb204})_t = (\text{Pb206/Pb204})_i + \text{U238/Pb204}(e^{\lambda_{238}T} - e^{\lambda_{238}t}) \quad (4)$$

Equações idênticas podem ser construídas para as razões (Pb207/Pb204)_t e (Pb 208/Pb204)_t.

Se fizermos (Pb206/Pb204)_i = a_i, U238/Pb204 = μ_i;

$$(\text{Pb207/Pb204})_i = b_i, \text{ U235/Pb204} = \frac{\mu_i}{137,88};$$

$$\text{e } (\text{Pb208/Pb204})_i = c_i, \text{ Th232/Pb204} = w,$$

sendo a_i = 9,307,

b_i = 10,294 e

c_i = 29,479,

com a razão U238/U235 = 137,88 (Tatsumoto et al., 1973), a equação

(4) e suas similares podem ser re-escritas na forma:

$$(Pb206/Pb204)_t = a_i + \mu_i (e^{\lambda_{238}T} - e^{\lambda_{238}t}) \quad (5)$$

$$(Pb207/Pb204)_t = b_i + \mu_i 137,88 (e^{\lambda_{235}T} - e^{\lambda_{235}t}) \quad (6)$$

$$e \quad (Pb208/Pb294)_t = c_i + W (e^{\lambda_{232}T} - e^{\lambda_{232}t}) \quad (7)$$

Passando as razões iniciais a_i e b_i para o membro à esquerda das equações e dividindo (6) por (5),

$$\frac{(Pb207/Pb204)_t - b_i}{(Pb206/Pb204)_t - a_i} = \frac{1}{137,88} \left[\frac{e^{\lambda_{235}T} - e^{\lambda_{235}t}}{e^{\lambda_{238}T} - e^{\lambda_{238}t}} \right] \quad (8)$$

pode-se calcular o coeficiente angular de uma reta (geócrona), para um instante t qualquer, através do membro à direita da equação, uma vez que a mesma é a equação da reta na forma

$$y - b = xa$$

De igual modo, conhecido o coeficiente angular de uma isócrona, definida por um conjunto de amostras cogenéticas, o valor de t pode ser obtido pelo uso de tabelas, como a apresentada por Faure (1977), já que a equação (8), por ser transcendental, não admite solução algébrica.

Por uma questão de afinidade geoquímica, a relação U/Pb em geral decresce do manto superior para a crosta, de tal modo que a evolução isotópica do Pb radiogênico neste nível é significativamente freada. Como consequência, à semelhança do que acontece com a razão Sr87/Sr86 inicial, é possível distinguir a proveniência de uma magma a partir do parâmetro U238/Pb204, denominado μ_i , como acima mostrado, cujos valores situados no intervalo 7,5 - 8,2 indicam magmas diferenciados do manto superior, enquanto resultados externos, abaixo ou acima dos valores limites, denotam magmas re-

sultantes de fusões parciais da crosta terrestre.

2.4. Análises por Traços de Fissão

Datações por traços de fissão (TF) realizaram-se no Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas (CBPF), Rio de Janeiro, sobre várias populações de apatitas oriundas de granitóides diversos do Escudo Sul-rio-grandense.

De um total de nove amostras coletadas, apenas cinco se mostraram adequadas a este tipo de análise, sendo as restantes descartadas por não apresentarem homogeneidade na distribuição de urânio nos grãos minerais.

Os cristais de apatita foram obtidos pelo método convencional. Após a britagem da amostra, separou-se em um jogo de peneiras a fração desejada (80-200 μm) e a concentração de pesados se deu com o uso de bromofórmio. As populações de apatitas de cada amostra, manualmente selecionadas, foram divididas em dois conjuntos, sendo um deles aquecido a 500°C, por duas horas, para se apagarem os traços de fissão espontânea presentes e, a seguir, irradiado por neutrons térmicos em reator nuclear do Instituto de Pesquisas de Energia Nuclear (IPEN) de São Paulo, cuja dosagem neutrônica ($6,90 \pm 0,13 \times 10^{-15} \text{ n.cm}^{-2}$) se fez com o uso de lâminas de vidro padrão preparadas pelo National Bureau of Standards, Washington, D.C.. O objetivo da irradiação é induzir a fissão do U235, cuja concentração pode ser deduzida pelo número de novos traços produzidos. Como há uma relação constante entre as quantidades de U235 e U238, o teor deste último pode ser estimado.

Em sequência, ambos os conjuntos, já montados em epoxi e polidos em alumina, foram atacados por HNO_3 a 5%, por um tempo da ordem de 45 segundos, para a revelação dos traços fósseis (espontâneos) e induzidos. A contagem dos mesmos foi feita em microscópio Leintz, sob condições de luz transmitida, usando-se um aumento de 1250X e objetiva de imersão de 100X.

Face às particularidades demonstradas pelas apatitas, as datações realizaram-se pelo "método de plateau" (Poupeau, 1981), com três etapas de uma hora de aquecimento a temperaturas de 300, 310 e 320°C. Para cada estágio térmico, as amostras foram analisadas segundo o "método de população" (Naeser, 1967), com determinação das densidades médias de traços fósseis e induzidos sobre conjuntos de 40 cristais, na maior parte das vezes.

O fenômeno físico traço de fissão

Átomos de U^{238} estão sujeitos à fissão espontânea, quando são produzidos dois núclídeos com massas atômicas entre 95 e 135. Nesta partição, ocorre uma liberação de energia da ordem de 200MeV e os núclídeos resultantes repelem-se em direções opostas carregando uma energia cinética de 0,5 a 1MeV/nucleon. Por serem partículas altamente ionizantes, roubam elétrons dos átomos que se posicionam nas proximidades de suas trajetórias, determinando uma concentração de cargas positivas que, ao se repelirem e se afastarem mutuamente, produzem um defeito estrutural cilíndrico de comprimento variável de 10 a 20 μm e diâmetro de até 50 Å. São exatamente estas perturbações cristalinas que se mostrarão mais susceptíveis aos ataques químicos, podendo, então, ser ampliadas e observadas, constituindo o que se denomina de traço de fissão.

A obtenção de uma idade por TF e seu significado

O número de traços de fissão observado em conjunto de minerais é proporcional à quantidade de U238 presente e ao tempo transcorrido desde o instante em que estas feições começaram a ser preservadas nos materiais em questão. Assim, pode-se calcular uma idade TF através da equação:

$$t = 1/\lambda_t \ln (1 + \lambda_t/\lambda_f \cdot \sigma \cdot \phi \cdot I \cdot D_f/D_i) \quad \text{onde}$$

λ_t e λ_f = constantes de decaimento total e por fissão do U238;

σ = área transversal ao bombardeio de neutrons térmicos para a indução de fissão do U235;

I = razão U235/U238;

ϕ = dose de neutrons;

D_f e D_i = densidade de traços fósseis e traços induzidos.

A recomposição e desaparecimento dos traços fósseis, em um dado mineral, acontecem por efeito de aquecimentos. Isto pode impedir a determinação da idade primária do sistema, mas como os mesmos se preservam após o resfriamento, a partir de um valor próprio para cada tipo de mineral (120 +- 200C para as apatitas), as idades TF precisam ser entendidas como o tempo decorrido desde que tal valor térmico foi atingido, em um episódio de perda de calor.

CAPÍTULO II

SÍNTESE DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

1. Evolução do Pensamento Geológico-geotectônico Regional.

O primeiro trabalho de cunho geológico, relativo ao Escudo do Rio Grande do Sul, é devido a Carvalho (1932), quando o autor, em base ao grau de metamorfismo, reconheceu e subdividiu as rochas cristalinas e cristalofilianas do Estado em duas unidades, uma composta por rochas de alto grau metamórfico, referida ao Arqueano, e outra constituída de litologias de baixo grau, supostamente algonqueana, denominada de Série Porongos.

Na mesma oportunidade, Carvalho (op.cit.) identificou ainda a "Série Camaquan", referindo-se a uma espessa sequência clástica imatura, de caráter predominantemente arcoseano, a preencher uma bacia sedimentar que se deixa cortar pelo rio homônimo na altura de seu curso médio. Leinz et al. (1941) ampliaram e modificaram a estratigrafia descrita nos termos gerais de então, criando as formações Maricá e Camaquã.

Para Goñi (1962), as rochas do Pré-Cambriano Inferior do Rio Grande do Sul eram essencialmente migmatíticas, homogêneas ou heterogêneas, apresentando os mais diversificados tipos estruturais. Estas litologias foram, na oportunidade, denominadas de Formação Cambaí, cujos afloramentos-tipo podiam ser encontrados no arroio homônimo.

Goñi et al. (1962) propuseram uma coluna estratigráfica com-

partimentada em três unidades temporalmente distintas, a Formação Cambaí, do Pré-Cambriano Inferior, usada como originalmente proposta, a Formação Cerro Mantiqueiras, do Pré-Cambriano Médio, pertencente às associações de rochas máficas e ultramáficas metamorfozadas e aflorantes na fração ocidental do Escudo, e o grupo Porongos, do Pré-Cambriano Superior, cujo conceito, agora ampliado, incluía a Formação Vacacaí, composta por todos os xistos exceto os da Formação Cerro Mantiqueiras, os granitos da região de Encruzilhada do Sul e a Formação Cerro do Ouro.

Jost e Villwock (1966), trabalhando na região de São Gabriel, mencionaram uma discordância angular entre as seqüências de alto e baixo graus metamórficos, redefinindo, em base às complexidades litológica, estrutural e metamórfica, o Grupo Cambaí, supostamente resultante de evento orogênico muito antigo. Neste mesmo artigo, as formações Cerro Mantiqueiras e Vacacaí integraram o Grupo Porongos.

Ribeiro et al. (1966) e Tessari e Picada (1966), em levantamentos geológicos desenvolvidos nas regiões de Caçapava do Sul e Encruzilhada do Sul, comentam não ter sido observada a inconformidade entre a Formação Cambaí e o Grupo Porongos, incluindo a primeira no último. Nesse mesmo trabalho, descreveram uma nova unidade basal, discordante, denominada de Formação Encantadas.

Além disso, identificaram rochas sedimentares e vulcânicas, englobadas sob a designação de Grupo Bom Jardim, estratigraficamente colocada entre a Formação Maricá e o Grupo Camaquã, e deles separado por discordâncias angulares, passível de subdivisão dupla, de acordo com as características estruturais e litológicas,

em Formação Arroio dos Nobres (essencialmente sedimentar) e Formação Crespos (vulcanitos e sedimentitos associados). A primeira formação foi ainda subdividida em unidades hierárquicas menores: os membros Vargas e Mangueirão (Tessari e Picada, 1966). A subdivisão da segunda, nos membros Hilário e Acampamento Velho, foi devida a Ribeiro et al. (1966).

O Grupo Camaquã, denominação proposta em substituição à série homônima de Carvalho (1932), foi redefinido e subdividido por Robertson (1966), tendo sido criadas as formações Santa Bárbara e Guaritas, ambas repousando discordantemente sobre as unidades mais antigas e separadas entre si por feição estrutural semelhante.

Willig et al. (1974) e Knijnik (1974) assumiram uma coluna estratigráfica ligeiramente modificada, englobando no Grupo Porongos os sub-grupos Cambaí, inferior, e Vacacaí, este último subdividido em uma unidade composta por sequências metassedimentares, na base, e a Formação Cerro Mantiqueiras, no topo. A Formação Encantadas, como originalmente proposta, continuou sendo a unidade mais antiga aflorante.

Ribeiro e Fantinel (1978) e Ribeiro e Lichtemberg (1978) demonstraram que o Escudo Sul-rio-grandense revela uma regionalização tectônica e, portanto, torna-se inviável a utilização de uma coluna estratigráfica comum a toda região, quando o critério de correlação era somente o da similaridade litológica. Sugeriram, então, a reedificação da estratigrafia do Escudo de forma particular para cada zona definida, segundo critérios petrotectônicos.

Nesses mesmos trabalhos, os referidos autores modificaram a

coluna estratigráfica dos depósitos molássicos, que passou a constituir-se de dois grupos: Bom Jardim e Camaquã, o primeiro composto pelas formações Maricá, Hilário, Vargas e Acampamento Velho, e o último inalterado, permanecendo como originalmente proposto por Robertson (1966).

No mesmo ano de 1978, Santos et al. propuseram para os mesmos depósitos uma subdivisão estratigráfica similar à de Ribeiro e Fantinel (1978), com um grupo basal (Maricá), composto das Formações Pessegueiro (Maricá de Ribeiro e Fantinel, op. cit.), Cerro dos Martins (subdividida nos membros Hilário, Arroio dos Nobres, respectivamente as formações Hilário e Vargas de Ribeiro e Fantinel, op. cit.) e Acampamento Velho (idêntica às de outros autores).

Nos dias que correm, observa-se uma tendência de subdividir o Escudo do Rio Grande do Sul em frações que parecem revelar ambiências geotectônicas distintas, cujas litologias componentes, por falta de estudos mais aprofundados, são reunidas sob a designação genérica de complexos.

Na porção leste do Escudo, é mencionado o Complexo Granítico Dom Feliciano, originalmente definido por Tessari e Picada (1966), aflorante nos arredores da cidade de igual nome. Esta mesma unidade foi referida pelo Projeto RADAMBRASIL como Complexo Granitóide Arroio dos Ladrões (Telxela, 1982) ou Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões (Issler, 1984), denominação original devida a Picada (1965). O restante da área oriental, inicialmente incluída no Grupo Cambaí, após a proposição de não identidade com as rochas aflo-

rantes ao longo do arroio homônimo, na porção oeste, permanece inominada, fazendo-se referência a corpos graníticos específicos através de denominações locais. Para tal região, o Projeto RADAM-BRASIL tem utilizado a designação de Complexo Canguçu (Teixeira, 1982), mas anteriormente referido como Complexo Granítico de Leste por Ribeiro e Fantinel (1978).

A unidade litoestratigráfica Grupo Porongos foi redefinida por Jost e Bitencourt (1980). Fragoso Cesar et al. (1982a) propõem que esta denominação fique exclusiva das supracrustais dobradas e metamorfozadas aflorantes na fração leste do Escudo gaúcho.

Ainda no leste, diferenciam-se granitóides nas proximidades de Encruzilhada do Sul, definidos por Leinz (1945) como Granito Encruzilhada, citados como Complexo Granítico Encruzilhada (Tessari e Picada, 1966), Complexo Granitóide Encruzilhada do Sul (Teixeira, 1982), sendo que os gnaisses associados, originalmente descritos como do Grupo Cambaí, são referidos agora à Suíte Granítica Arroio Chanã (Jost, 1984) ou ao Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (Frantz et al., 1984). A nomenclatura particular destas unidades deve-se à individualização das mesmas através de limites materializados por extensas faixas miloníticas das zonas de transcorrência denominadas de Passo do Marinho e Vigia-Roque (Picada, 1971).

A porção oeste, por sua vez, admite uma dupla subdivisão regional através do Lineamento de Ibaré (Hartmann e Nardi, 1983), aflorando, ao sul de tal feição estrutural, rochas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Nardi e Hartmann, 1979) e granitóides regionalmente associados e, ao norte, rochas de baixo a médio

graus metamórficos componentes dos complexos Cambaí (sensu Fragoso Cesar e Sollani Jr., 1984) ou Vila Nova (Silva Filho, 1984), e aqueles conjuntos litológicos que constituem o Cinturão de Rochas Verdes do Rio Vacacaí (Fragoso Cesar e Sollani Jr., op.cit.), originalmente denominados de Formação Vacacaí, Formação Cerro Manti-queiras, como visto anteriormente, e que agora passam a ser mencionados com nomes locais, como Complexo Palma e Complexo Ibaré (Naumann et al., 1984), igualmente associados a suítes graníticas diversas.

Os depósitos sedimentares e vulcano-sedimentares, cujas gêneses estão vinculadas à implantação e desenvolvimento da Antefossa Molássica do Sudeste (Fragoso Cesar et al. 1982a), estão sendo revisitados, redefinidos e estratigraficamente reorganizados por Fragozo Cesar e colaboradores (1984 e 1985) e serão posteriormente discutidos.

2. A Compartimentação e a Evolução Geotectônicas

Do ponto de vista geotectônico, registramos que diversos autores elaboraram e propuseram compartimentações e modelos evolutivos distintos, ao longo do tempo, para o Escudo do Rio Grande do Sul. Sinteticamente, destacamos Issler et al. (1965), que reconheceram duas grandes unidades tectônicas, com histórias geológicas distintas. A primeira destas, na porção leste do Escudo, foi caracterizada como um complexo granítico-migmatítico muito antigo, denominada "Cráton Dom Feliciano". A segunda corresponderia à porção centro-oeste, onde afloram granitos, sequências metamórficas dobradas e espessas coberturas vulcano-sedimentares com características de depósitos molássicos, segundo a interpretação daque-

les pesquisadores.

Picada (1971) admitiu que a região centro-oeste do Escudo foi palco da "Orogênese Porongos", do Pré-Cambriano Superior, e atribuiu ao "Cráton Dom Feliciano" uma idade pré-cambriana inferior a média.

Willig et al. (1974) reuniram os dados geológicos e estruturais existentes sobre o Escudo e sugeriram um novo modelo estrutural (estruturas de placas), na tentativa de explicar a evolução tectônica da região, ficando a área subdividida em placas limitadas por importantes zonas de falhamentos transcorrentes, também portadoras de rejeitos verticais, responsáveis pela formação de fossas e altos estruturais.

Neste mesmo trabalho, em comentários feitos em anexo, Cordani et al. (1974) chamaram a atenção para o fato de que o padrão geocronológico encontrado no Uruguai, apresentado por Ferrando e Fernandez (1971), demonstra a existência de uma região cratônica antiga na parte oeste daquele país, sendo que o limite entre esta área antiga e a região leste, formada no Pré-Cambriano Superior, parece entrar no Rio Grande do Sul. Da mesma forma, continuaram, a província oriental do Escudo demonstra uma completa correlação com a região congênere do Uruguai. Estas diferentes províncias já haviam sido apontadas por Bossi et al. (1967) e denominadas por Ferrando e Fernandez (op.cit.) de "Zocalo Predevoniano de La Cuenca del Rio de La Plata" e "Zocalo del Este y Sureste", sendo que, para o primeiro, Almeida et al. (1973) propuseram a denominação de "Cráton de La Plata", cuja ocorrência no Rio Grande do Sul era desconhecida.

Hasui et al. (1975) apresentaram uma subdivisão da fração sul do então denominado "Cinturão Ribeira" em entidades geotectônicas dos tipos "faixas de dobramentos" e "maciços medianos", constituindo-se em um trabalho de correlação a abranger os estados meridionais da Federação e o Uruguai. Nesta abordagem, a geologia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul compor-se-ia de frações dos "Maciço Mediano de Pelotas", "Faixa de Dobramentos Tijucas" e, possivelmente, "Maciço Mediano de Joinville".

Ribeiro e Fantinel (1978), em base a associações petrotectônicas por eles descritas e reconhecidas, dividiram o Escudo Sul-rio-grandense em zonas denominadas Mediana, Oeste e Leste, que assinalariam, respectivamente, uma faixa de subducção, uma região de arco magmático implantado sobre um antigo escudo reativado e, por fim, um nível relativamente mais profundo de um escudo também reativado. Segundo as palavras dos autores, as zonas Oeste e Leste seriam "...duas faixas orogênicas de idade brasileira, correndo paralelamente na direção nordeste-sudoeste".

Faça a novas determinações radiométricas, levadas a efeito sobre rochas granulíticas do sudoeste do Escudo do Rio Grande do Sul, cujos resultados revelaram-se pré-brasileiros, Soliani Jr. (1979) sugeriu para a área tema uma dupla compartimentação geotectônica, composta por uma "Faixa Móvel Brasileira", correspondente à porção leste do Escudo, e por uma "Região Cratônica", de evolução transamazônica, a oeste.

Jost e Bitencourt (1980) e Jost (1981), trabalhando na porção setentrional da área de afloramento da "Faixa de Dobramentos Tijucas" (sensu Hasui et al., 1975) no Rio Grande do Sul, concluíram

pela existência de dois conjuntos litológicos distintos, denominados Grupo Cerro dos Madeiras e Complexo Cerro da Árvore, sendo o primeiro constituído de metassedimentos de baixo grau (metarcóseos, quartzitos, xistos e mármore), interpretado como tendo se depositado em ambiente de margem continental passiva, do tipo Atlântico. O segundo compõe-se de metandesitos, metadacitos e tufo finos aos quais se intercalam xistos pelíticos, grafita xistos e raros quartzitos e mármore. O Complexo Cerro da Árvore foi interpretado como tendo sido formado em um arco de ilhas, posteriormente transportado para oeste através de "nappes" inferiormente limitadas por extensas zonas de milonitos. Assim estaria demonstrada a vergência tectônica da unidade em direção a uma área cratônica colocada a ocidente.

Um modelo alternativo de evolução geodinâmica foi proposto, e vem sendo defendido, por Issler (1982, 1983 e 1984). Nesses trabalhos, o autor visualiza, para a porção sul do Escudo Atlântico, a existência de duas entidades geotectônicas: os crátons do Rio de La Plata e Dom Feliciano, colididos entre 1.000 e 680 m.a. passados, quando, em decorrência do impacto, as rochas de bordo dos megablocos foram significativamente remobilizadas. Cerca de 100 m.a. após o choque, desenvolveram-se "rifts" intracontinentais que se deixaram colmatar por "red beds", vulcanogênese intermediária ácida e plutogênese anorogênica.

O Cráton do Rio de La Plata, a oeste, seria composto de terrenos "greenstone" e gnáissicos, embora, como assinala o autor, tratos granulíticos e charnoquíticos tenham sido identificados, e seriam comuns manifestações ígneas com características compressionais, de início, passando para uma geodinâmica distensional com

magmaênese anorogênica.

O Cráton Dom Feliciano, a leste, estaria caracterizado por duas zonas petrotectônicas: a Faixa Arco-Fossa Tijucas e a Faixa Magmática Pedras Grandes. A primeira representada pelos grupos Porongos (RS) e Brusque (SC) e a seguinte pelo embasamento de leste, formado, segundo o autor, por gnaisses, diatexitos, metatexitos, "inliers de granulito", dioritos, anortositos, entre outros tipos litológicos ocorrentes como relictos.

3. O Enquadramento Geológico Regional do Escudo Sul-rio-grandense

Nesses escritos, por adequar-se melhor às informações geológicas e aos dados geocronológicos por nós colecionados, adotaremos, preliminarmente, o modelo geotectônico originalmente proposto por Fragoso Cesar (1980) e a seguir desenvolvido pelo mesmo autor e seus colaboradores, conforme passamos a discutir.

3.1. O Cinturão Dom Feliciano e o Cráton do Rio de La Plata

Fragoso Cesar (1980), em trabalho de revisão e síntese, reinterpretou o acervo de dados disponível para o sudeste da Plataforma Sul-americana, ampliando significativamente a área de ocorrência do Cráton do Rio de La Plata, como passou a ser chamado, até então reconhecido apenas em algumas localidades do norte da Argentina e na porção ocidental do Escudo Uruguaio. Segundo este autor, as evidências geológicas sugeriam fortemente a continuação da unidade cratônica no oeste do Rio Grande do Sul, sendo constituída dos conjuntos litológicos posicionados a ocidente da Bacia do Camaquã, e, levando em conta a extensão setentrional das corre-

lações feitas por Hasui et al. (1975), o Maciço Mediano de Joinville representaria, face a algumas idades radiométricas já reveladas, um acunhamento do Cráton do Rio de La Plata em direção ao norte (fig.2).

Considerando toda a área cratônica, proposta como foi acima historiada, o autor mencionado reconheceu ainda que a mesma poderia ser litologicamente subdividida em "terrenos gnáissico-graníticos", de ocorrência disseminada entre Santa Catarina e o Uruguai, com evolução geológica altamente complexa, e "cinturões vulcano-sedimentares", com características gerais de "greenstone belts", de ocorrências relativamente restritas ao sul e noroeste do Escudo Uruguaio e noroeste do Sul-rio-grandense. Unidades litológicas relacionadas ao Ciclo Brasileiro desempenhariam o papel de depósitos de cobertura, associados a manifestações magmáticas contemporâneas, assentando-se sobre as anteriores através de profunda discordância.

O aspecto mais interessante desse trabalho talvez resida no fato de que, pela primeira vez, o Maciço Mediano de Pelotas e as faixas de dobramentos adjacentes, Tijucas e do Leste Uruguaio (Hasui et al., op.cit.), foram apresentadas como parcelas de uma entidade geotectônica maior, o Cinturão Orogênico Dom Feliciano, de idade brasileira, marginal ao Cráton do Rio de La Plata e caracterizado por complexos metamórfico-granítico-migmatíticos distribuídos em três bandas paralelas, informalmente denominadas de Zona Central e flancos Ocidental e Oriental (fig. 2).

O Flanco Ocidental dessa faixa constituiria uma fração da crosta onde se associariam tectonicamente: (a) o embasamento pré-

Brasiliiano, composto de rochas gnáissicas e migmatíticas, ocorrendo ou de forma aparentemente concordante com o Cráton do Rio de La Plata, onde a separação só é evidenciada, nos tempos atuais, com o auxílio da geocronologia (como no Uruguai), ou na forma de núcleos de estruturas antiformais ou dômicas (Santa Catarina e Rio Grande do Sul); (b) sequências orogênicas brasileiras, representadas por parametamorfitos de baixo grau intercalados com metavulcânicas ácidas a intermediárias e (c) sequências epiclásticas imaturas com características molassóides (Uruguai, RS e SC). Este flanco seria equivalente à Faixa de Dobramento Tijucas de Hasui et al. (op. cit.), excetuando-se os metamorfitos que ocorrem, no Rio Grande do Sul, a oeste da Bacia do Camaquã.

O Flanco Oriental expõe-se somente no extremo sudeste do Uruguai, mas sua orientação NE-SW sugere uma possível continuidade do mesmo sob os depósitos cenozóicos da Província Costeira do Rio Grande do Sul. À semelhança do Flanco Ocidental, compõe-se de rochas parametamórficas de baixo grau. Esta unidade equivaler-se-ia à Faixa de Dobramentos do Leste Uruguiaio de Hasui et al. (op. cit.).

A Zona Central (Maciço Mediano de Pelotas de Hasui et al., op. cit.) constituir-se-ia, em essência, de complexos granitóides de proporções batolíticas que se associam a resíduos migmatíticos. Composicionalmente, estas litologias variam de quartzo-dioritos a granitos, com termos monzoníticos, granodioríticos e natureza calcialcalina a sub-alcalina. Microgranitos pórfiros e riolitos são frequentes neste domínio e esta é uma zona muito bem representada no Uruguai, Rio Grande do Sul e Santa Catarina, conforme se vê na fig. 2.

3.2. As Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano

Com base na compartimentação geotectônica do sudeste da Plataforma Sul-americana, proposta por Fragoso Cesar (1980), e em vários trabalhos regionais, de reconhecimento geológico ou de síntese, de apresentação de dados estruturais ou geocronológicos, levados a efeito em Santa Catarina, Rio Grande do Sul e Uruguai, Fragoso Cesar, Wernick e Soliani Jr. (1982a) descreveram um conjunto de associações petroectônicas que permitiu interpretar a gênese e evolução do Cinturão Dom Feliciano de acordo com os mecanismos preconizados pela Tectônica de Placas (Fragoso Cesar, Wernick e Soliani Jr, 1982b). Estas mesmas associações, diferenciadas em consequência de suas distintas histórias paleogeográficas, tectônicas e metamórficas, já tinham sido, em parte, interpretadas por Ribeiro e Fantinel (1978), Ribeiro e Lichtemberg (1978), Jost e Bitencourt (1980) e Jost (1981).

De acordo com aqueles autores, seriam as seguintes as associações petroectônicas reconhecíveis no Cinturão Dom Feliciano:

- **Associação do Embasamento** - No domínio da faixa de dobramentos Dom Feliciano, afloram litologias que demonstram constituir a infra-estrutura pré-brasileira das associações típicas do orógeno enfocado.

De fato, em Santa Catarina, a sul de Camboriú, no trecho da Serra do Cantagalo cortado pela BR-101, ocorrem rochas migmatíticas que representam o embasamento do Grupo Brusque (Basei, 1984 e 1985). No Rio Grande do Sul, nas proximidades de Santana da Boa Vista, como embasamento do Grupo Porongos, expõem-se rochas quartzo-feldspáticas bandadas e escuras, com intercalações de enfibó-

lio gnaisses e muscovita xistos, denominadas de Gnaisses Encata-
das. No Uruguai, o embasamento do cinturão orogênico é representa-
do por rochas gnáissicas com aparente continuidade para a área
cratônica. Estas ocorrências caracterizariam, assim, uma "associa-
ção petrotectônica do embasamento" (fig. 5).

- Associação de Margem Continental Passiva - No Flanco Oci-
dental do Cinturão Dom Feliciano, em discordância sobre o embasa-
mento pré-Brasiliiano, ocorre uma sequência clasto-química inter-
pretada por Jost (1981) como representativa de uma deposição pré-
orogênica acontecida em uma margem continental passiva do tipo
Atlântico, como já referido, denominada por aquele autor de Grupo
Cerro dos Madeiras e redefinida por Fragoso Cesar, Wernick e So-
liani Jr. (1982a) como subgrupo e incluído no Grupo Porongos (fig.
3).

Estes últimos pesquisadores reconheceram que, em Santa Cata-
rina, no Grupo Brusque, correlato aos Grupos Porongos (RS) e La-
valleja (Uruguai), a existência de metarcóseos, filitos calcífe-
ros, quartzitos, dolomitos e metapelitos também sugere um ambiente
de margem continental passiva. As sequências Arenosa (quartzitos e
metarcóseos) e Argilo-calcária (filitos, filitos calcíferos e
mármore) do Grupo Lavalleja foram indicadas como, possivelmente,
correlatas ao Subgrupo Cerro dos Madeiras.

- Associação de Bacia Marginal - Sobre a associação anterior,
com vergência tectônica para NW, isto é, no sentido da região cra-
tônica, ocorre uma sequência vulcano-sedimentar, também integrante
do Grupo Porongos, denominada de Complexo Cerro da Árvore (Jost e
Bitencourt, 1980; Jost, 1981). Fragoso Cesar, Wernick e Soliani

Jr. (1982a) interpretaram-na como representante dos depósitos de uma bacia marginal situada entre uma margem continental originalmente passiva, a oeste, e um arco magmático ativo, a leste (fig. 4). Evoluída durante a fase orogênica, teria sido carregada por sobre a Associação de Margem Continental Passiva ao longo da fase de encurtamento crustal consequente de uma colisão continental.

No Uruguai, possivelmente correlata ao Complexo Cerro da Árvore, os autores sugerem a Sequência Ortometamórfica do Grupo Lavalleja, com clorita xistos, actinolititos e prasinitos, além de xistos talcosos e grafitosos intercalados a metapelitos, conforme descrições de Ferrando e Fernandez (1971).

Com o Grupo Brusque (SC) a correlação parece mais difícil face as descrições ainda gerais da unidade. Para os autores, no entanto, a ocorrência de metagrauvaques e metariolitos xistificados pode ser sugestiva.

- Associação de Arco Mágmatco - Compreendendo a Zona Central do Cinturão Dom Feliciano, constitui-se de complexos polifásicos representados por amplas áreas anatéticas e migmáticas resultantes de remobilização de frações da infraestrutura do arco magmático e, talvez, do embasamento, associados a complexos graníticos polidioríticos e pluri-episódicos nos quais as intrusões mais jovens cortam ou circundam as mais antigas. Os granitóides são de natureza calci-alcalina a sub-alcalina, apenas localmente com caráter alcalino, equigranulares a porfiróides, leuco a mesocráticos e apresentando evidências de remobilizações e metassomatismo. Diques e "plugs" de granitos pórfiros, enxames de diques riolíticos, aplíticos e granofíricos associam-se à fase final de evolução do cintu-

rão.

Conforme já sugerido por Ribeiro e Fantinel (1978) e endossado por Fragoso Cesar, Wernick e Soliani Jr. (1982a), esta associação de rochas parece representar um nível crustal relativamente profundo de um arco magmático exumado (fig.4). As seqüências supracrustais deste arco, da série basalto-andesito-riolito, devem ter sido suprimidas por erosão. Por outro lado, rochas vulcânicas potássicas, provavelmente contínuas com a supra-estrutura do arco, foram preservadas na Associação de Bacia Marginal.

Como reflexo da atividade do arco magmático, ocorrem intrusões de suítes granitóides em ambos os flancos do cinturão orogênico, afetando as litologias geradas em suas bacias marginais, com as quais limita-se através de complexos sistemas de falhas responsáveis por largas faixas de rochas cataclásticas.

- Associação de Bacia Frontal - Equivalente ao Flanco Oriental do Cinturão Dom Feliciano, os autores assinalam que é uma das associações menos conhecidas. Uma faixa epimetamórfica, cujas litologias (filitos, clorita xistos e quartzitos) compõem o Grupo Rocha (Hasui et al., 1975), que parece representar uma seqüência vulcano-sedimentar depositada em uma bacia frontal ao arco magmático (fig. 4).

- Associações Molássicas - Para Fragoso Cesar, Wernick e Soliani Jr. (1982a), estas associações estão muito bem representadas em Santa Catarina e Rio Grande do Sul, podendo ser divididas, com base em suas composições litológicas e posições geotectônicas em: Associação Molássica Sedimentar e Associação Molássica Vulcano-Se-

dimentar (fig.5)

A primeira, com ausente ou esporádica contribuição vulcânica, preenche uma calha tectônica que serviria de limite entre o Cinturão Dom Feliciano e o Cráton do Rio de La Plata, denominada de Antefossa do Sudeste. Em Santa Catarina, esta depressão é conhecida como Bacia do Itajaí e, no Rio Grande do Sul, como Bacia do Camaquã. No Uruguai, sedimentitos similares e correlatos são esparsos, atestando uma profunda erosão desta associação.

No estado gaúcho, os depósitos dessa antefossa recobririam parcialmente as rochas das associações de Margem Continental Passiva e de Bacia Marginal, a leste, e estender-se-iam por sobre a região cratônica, interdigitando-se com unidades da Associação Molássica Vulcano-Sedimentar, a oeste.

A Associação Molássica Sedimentar é composta, da base para o topo, de seqüências de leques submarinos, seqüências marinhas de águas rasas, ambas podendo apresentar subordinadas intercalações vulcânicas, depósitos gerados em ambiente de piemonte, com facies sub-aquosas e sub-aéreas, fluvial entrelaçado, deltáico e eólico.

A Associação Molássica Vulcano-Sedimentar resulta da atividade de centros magmáticos condicionados aos cruzamentos de fraturas regionais, gerando rochas vulcânicas, piroclásticas, vulcanoclásticas e epiclásticas, genética e temporalmente associadas a "stocks" meso e epitectônicos.

Correlatas, respectivamente, às unidades litoestratigráficas que compõem as associações molássica sedimentar e molássica vulca-

no-sedimentar, seriam os grupos Itajaí, para a primeira, e Guaratubinha e Campo Alegre, para a segunda, em Santa Catarina (embora os autores lembrem que estes dois últimos podem estar relacionados à evolução geológica do Cinturão Ribeira, ao norte), e formações Piedras de Afilar e Sierra de Animas, no Uruguai.

3.3. A Compartimentação Tectônica do Cráton do Rio de La Plata

Para o Cráton do Rio de La Plata (sensu Fragoso Cesar, 1980), Fragoso Cesar e Soliani Jr. (1984) elaboraram uma compartimentação tectônica preliminar em "cinturões granulíticos" e "terrenos granite-greenstone", conforme se vê na fig. 2.

O Cinturão Granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al., 1979) está representado no extremo setentrional da região cratônica, constituído de gnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses básicos, kinzigitos, ultramafitos e quartzitos metamorfizados nas facies anfibolito e granulito, sendo escassas as rochas graníticas. Do ponto de vista estrutural, o cinturão orienta-se preferencialmente segundo NE.

O Cinturão Granulítico Valentines, proposto pelos primeiros autores, situar-se-ia na região fronteiriça entre o Brasil e o Uruguai aflorando, face as coberturas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná, em três áreas fisicamente descontínuas: porção centro-norte do Escudo Uruguaio (região de Valentines), "ilha cristalina" de Rivera (no norte do Uruguai, onde encontram-se as localidades de Vichadero e Minas de Corrales) e porção sudoeste do Escudo do Rio Grande do Sul (fig. 2). Litologicamente, compõe-se de gnaisses básicos e quartzo-feldspáticos, kinzigitos, ultra-

mafitos, anortositos, mármore, quartzitos ferríferos, entre outros, sendo frequentes intrusões graníticas do Cambriano. A orientação geral da unidade é NW.

Também seriam dois os "terrenos granite-greenstone" do Cráton do Rio de La Plata, separados pelo Cinturão Granulítico Valentinés: Terreno Granite-greenstone do Uruguai e Terreno Granite-greenstone do Rio Grande do Sul (fig. 2).

A Formação Paso Severino, que mais se assemelha a uma sequência tipo "greenstone", compõe-se de metabasitos, anfibolitos, metariolitos, xistos magnesianos, clorita xistos, quartzitos e xistos grafitosos, com raros mármore dolomíticos. Aloja-se, ao que parece, entre batólitos ovais de granitóides e também é intrudida por pequenos "stock" graníticos sub-álcalinos pós-tectônicos (Ferrando e Fernandez, 1971).

A Formação Arroio Grande caracteriza-se por metalavas básicas, anfibolitos, clorita xistos e rochas detríticas (arenitos e conglomerados) metamorfizadas. São comumente intrudidas por corpos ígneos de composição variável entre granodioritos e leucogranitos (Ferrando e Fernandez, op.cit.).

Mencionam ainda a existência de uma terceira unidade, a Formação Montevideo, de grau metamórfico médio, constituída por anfibolitos, gnaisses e xistos derivados de rochas básicas, quartzo-feldspáticas e pelíticas. Pelos tipos litológicos e grau de metamorfismo, os autores acham difícil caracterizá-la como sequência do tipo "greenstone".

Associado a estes cinturões de rochas supracrustais, ocorre um complexo granítico-gnáissico formado por granitóides gnáissicos calci-alcalinos, migmatitos diversos, com restos de anfibolitos e ultramafitos, granitos de vários tipos, entre outros.

O Terreno Granite-greenstone do Rio Grande do Sul, delineado na porção noroeste do escudo homônimo, estaria composto de um espesso conjunto metamórfico de peridotitos, dunitos, basaltos, gabros (em parte transformados em serpentinitos, xistos magnesianos, anfibolitos, etc.), andesitos, dacitos, traquitos (xistificados), acompanhados de rochas piroclásticas e químicas, caracterizando uma sequência basal essencialmente vulcânica. Em direção ao topo, segue um conjunto metassedimentar de xistos e filitos (pelíticos e quartzo-feldspáticos), com características "flyshóides", para e ortoconglomerados, grauvaques, arcóseos, quartzitos e sedimentitos químicos. A hipótese de que estas sequências de baixo grau constituam uma litoestrutura do tipo "greenstone belt" foi lançada por Nardi e Hartmann (1979), Fragoso Cesar (1980) e baseia-se em uma dezena de motivos apresentados por Fragoso Cesar e Soliani Jr. (1984).

Concordantemente associado ao suposto "Greenstone Belt" do Rio Vacacaí, ocorre o Complexo Cambaí constituído de granitóides gnáissicos, gnaisses acinzentados (quartzo-dioríticos a trondhjemiticos), migmatitos, anfibolitos maciços e gnaisses anfibolíticos, ultramafitos, quartzitos, mármore, etc., com várias fases de deformação superpostas (Silva Filho, 1984) e metamorfismo de facies anfibolito, conforme já assinalado por Goñi et al. (1962), Jost e Villwock (1966), Ribeiro et al. (1966) e Ribeiro e Fantinel (1978). Nesta área são também comuns os granitóides isótipos.

4. Considerações sobre a Geocronologia Regional

O primeiro trabalho de integração regional e síntese geocronológica do Escudo Sul-rio-grandense é devido a Cordani et al. (1974). Nesse comentário, os autores relacionam quase uma centena de dados radiométricos relativos às rochas do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico. Deste total, uma fração fôra, até então, obtida por outros pesquisadores, no exterior ou junto ao CPGeo/USP, como os Minioli e Kawashita (1971), Issler et al. (1973), Teixeira (1969), Ribeiro e Teixeira (1970), Formoso (1972) e Robertson (1966).

Apesar de observar-se uma concentração de informações geocronológicas nas áreas de Caçapava do Sul, Lavras do Sul e Encruzilhada do Sul, vários pontos dispersos em outras porções do Escudo permitiram aos autores tecer considerações sobre a evolução geológica regional. A partir do padrão de idades encontrado no Uruguai e relatado por Ferrando e Fernandez (1971), há uma proposição inicial, através das feições estruturais e distribuição litológica similares entre aquela República e o Rio Grande do Sul, de que o Escudo gaúcho pode ser subdividido em duas porções, leste e oeste, a primeira de evolução brasileira e a outra, face a ocorrência de gnaisses retrometamorfizados nas proximidades de Vila Nova, poderia constituir-se de representantes litológicos do embasamento da faixa de dobramentos do Pré-Cambriano Superior.

De fato, os diagramas isocrônicos de referência, construídos com dados Rb-Sr provenientes de rochas do setor oriental com características sintectônicas (granitos com orientação pronunciada e migmatitos) e pós-tectônicas (granitos equigranulares finos e grosseiros, isotropos), revelaram, respectivamente, valores de 650

- 600 m.a. e 550 m.a., tendo sido consideradas como indicativas das épocas evolutivas do cinturão móvel parcialmente representado no leste do Rio Grande do Sul.

As idades K-Ar dessa mesma região situaram-se coerentemente no intervalo característico do Ciclo Brasileiro.

Para a porção oeste do Escudo (ou rochas correlacionadas), foram encontrados alguns valores radiométricos sugestivos de maior antiguidade, seja pelo método Rb-Sr (Gnaisses Encantadas), seja pelo K-Ar (Gabro de Mata Grande e migmatitos e anfibolitos próximos do Cerro Mantiqueiras, ao sul de Lavras), embora uma significativa percentagem dos dados disponíveis revelassem idades brasileiras para uma grande variedade de maciços graníticos, como os de Caçapava, Jaguarí, Lavras, Ramada e São Sepé, entre outros.

Da mesma forma, os autores confirmam que as rochas vulcânicas associadas aos grupos Bom Jardim e Camaquã (formações Hilário e Acampamento Velho), formaram-se no final do Pré-Cambriano ou início do Fanerozóico, tal como já havia sido revelado por Minioli e Kawashita (1971).

Sartori (1978) elaborou importante trabalho geocronológico no Maciço Granítico de São Sepé e corpos intrusivos próximos, através de diagramas isocrônicos Rb-Sr, demonstrando uma evolução polifásica para a suíte. Nessa obra, observa-se que a porção central do maciço fornece a mais antiga idade, cerca de 670 m.a., interpretada como corresponde à fase sintectônica do Ciclo Brasileiro. As rochas periféricas, mais jovens, com 525 m.a., sugerem uma compatibilidade temporal com a fase pós-tectônica do mencionado evento

orogênico. Em comentário adicional, o autor ressalva que, apesar dos corpos graníticos sul-rio-grandenses terem sido classificados como sin, tardi e pós-tectônicos (Wernick e Penalva, 1978), no que se refere ao Complexo de São Sepé as duas fases finais são indiferenciáveis, seja por critérios petrográficos, seja por geocronológicos, e sugere que os termos tardi e pós-tectônico sejam considerados equivalentes, até que possam ser convincentemente caracterizados.

Graças a um convênio firmado entre o Projeto RADAMBRASIL e o Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, mais de meia centena de novos resultados radiométricos foi adicionada aos dados pré-existentes (Teixeira, 1982). Em suas conclusões, o autor menciona o fato de que parece existir, na porção ocidental do Escudo, um fragmento crustal do Proterozóico Inferior, à semelhança do que pode ser claramente constatado no Uruguai, constituído por rochas do Complexo Cambaí. As litologias do chamado Complexo Vaccaí e Formação Arroio das Ilhas, tal como se propõe no mencionado relatório, compostas pelas rochas máficas e ultramáficas das ocorrências de Mata Grande, Cerro Mantiqueiras, Palmas, etc., e xistos magnesianos associados, também são referidas ao Ciclo Transamazônico, portando evidências de rejuvenescimentos brasileiros.

O Complexo Canguçu, unidade decorrente da ampliação da área amostrada, originalmente atribuída ao Grupo Cambaí por similaridade litológica com parcelas da fração oeste (Ribeiro et al., 1966; Tessari e Picada, 1966; Carraro et al., 1974) e posteriormente referida como Cambaí de Leste por Ribeiro e Fantinel (1978), abrange quase toda a porção oriental do Escudo, onde concentram-se rochas migmatíticas, gnáissicas e graníticas, expostas a leste da dorsal

homônima. Este domínio, através de isócronas de referência, foi considerado como essencialmente brasileiro (Teixeira, 1982).

Igualmente brasileiros revelaram-se outros domínios menores individualizados na porção leste do Escudo, como os complexos granitóides Encruzilhada do Sul, Arroio dos Ladrões, o Anortosito Capivarita, o Sienito Piquiri e o Quartzo-monzonito Campinas, com eventuais problemas interpretativos.

Soliani Jr. et al. (1984), baseados na compartimentação e evolução tectônica sugeridas por Fragoso Cesar (1980), Fragoso Cesar, Wernick e Soliani Jr. (1982a,b) e Fragoso Cesar e Soliani Jr. (1984), apresentaram uma síntese de todas as determinações radiométricas obtidas em rochas cristalinas, cristalofílicas e sedimentares da porção meridional do Escudo Atlântico, abrangendo parte do Estado de Santa Catarina, todo o Rio Grande do Sul e Uruguai.

Sartori e Kawashita (1985), iniciando um estudo sistemático do Batólito Granítico de Caçapava do Sul, realizaram análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas do referido maciço, com o objetivo de dirimir alguns aspectos controversos. Nesse artigo, os autores relacionam 21 novas análises isotópicas de idade, em rocha-total, pelo método Rb-Sr, que somadas a 4 dados anteriormente obtidos, são apresentados em um diagrama isocrônico de referência.

Por fim, cabe mencionar alguns resultados radiométricos Rb-Sr e K-Ar conseguidos por estagiários gaúchos junto ao CPGeo, relativos a corpos litológicos aflorantes em suas áreas de estudos, como

é o caso de Naumann (1984), que analisou amostras de um granito intrusivo no Complexo Ibaré, Pinheiro Machado (em prep.), que descreveu os gnaisses associados aos ultramafitos da região do Cerro Mantiqueiras, sul de Lavras, Remus (em prep.), que desenvolveu pesquisas nos gnaisses e granitóides das proximidades do Arroio Cambaizinho, em São Gabriel, e Naime (em prep.), sobre os "stocks" graníticos da Ramada e do Cerro da Cria.

CAPÍTULO, III

GEOCRONOLOGIA DA PORÇÃO LESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

1. Considerações Iniciais

Com o intuito de apresentar e discutir os dados geocronológicos, disponíveis para o Escudo do Rio Grande do Sul, de forma setorizada, adotaremos, neste trabalho, a compartimentação tectônica proposta para a área por Fragoso Cesar (1980), Fragoso Cesar et al. (1982a, b) e Fragoso Cesar e Soliani Jr. (1984) conforme se visualiza na figura 2. Sempre que necessário e possível, utilizaremos subdivisões ainda menores, tais como as propostas por Horbach et al. (no prelo, apud Issler, 1984), Frantz et al. (1984), Frantz e Jost (1983), Jost e Hartmann (1984), entre outros.

2. O Flanco Ocidental.

2.1. O Embasamento do Cinturão Dom Feliciano

Síntese Geológica

No mapeamento geológico das quadrículas de Caçapava do Sul e Encruzilhada do Sul, Ribeiro et al. (1966) e Tessari e Picada (1966) definiram a Formação Encantadas, composta por gnaisses à biotita, hornblenda e granada e quartzitos à hornblenda, reconhecendo-a como unidade sotoposta ao Grupo Porongos por discordância angular. Ocorrendo nas proximidades de Santana da Boa Vista e, mais a nordeste, a ocidente do Arroio dos Nobres, esta

unidade foi sempre reconhecida como uma fração do embasamento aflorante como núcleos de estruturas dômicas ou anti-formais (fig. 6). De acordo com Jost (1981), a litologia mais representativa da unidade são os gnaisses bandados quartzo-feldspáticos, de granulometria média a fina, e coloração acinzentada escura. Associadamente, de forma menos comum, ocorrem gnaisses à anfibólio, quartzitos e xistos.

Os gnaisses quartzo-feldspáticos exibem bandeamento fino a grosseiro e, localmente, texturas lepidoblástica, porfiroblástica e poiquiloblástica, sendo mais comum a textura granoblástica fina orientada. Fica, no entanto, a ressalva de que a maioria das amostras estudadas revelaram-se catacladasas.

Rochas com anfibólio, epidoto, quartzo e feldspato também são frequentes. Corpos anfibolíticos são concordantes com o bandeamento e têm espessuras variando de um a algumas dezenas de metros e comprimento inferior a um quilômetro, com limite brusco ou transicional para os gnaisses vizinhos (Jost, 1981).

Quartzitos associados aos Gnaisses Encantadas forma reconhecidos apenas no Cerro dos Melos, cerca de 20 km a nordeste de Santana de Boa Vista (fig. 6). Ocorrendo como corpos de geometria complexa e dimensões variadas, esta litologia é granulometricamente fina, com tons esbranquiçados ou amarelados.

Os xistos, concordantes com os gnaisses, ocorrem na forma de lentes menores do que 1 km e não são muito frequentes. Seus componentes mineralógicos mais comuns são o quartzo e a muscovita, com quantidades menores de K-feldspato e plagioclásio. Apatita,

turmalina e opacos são os acessórios. A maioria das amostras desta litologia demonstra textura cataclástica pronunciada e pode ser considerada como milonitos. Uma gênese exclusiva por deformação cataclástica, no entanto, não pôde ser confirmada (Jost, 1981).

Do ponto de vista estrutural, esta unidade revela-se muito complexa, afetada por diversos episódios deformacionais, falhamentos reversos, imbricações e milonitização. De acordo com o autor mencionado, até mesmo a orientação regional das estruturas mesoscópicas é difícil de ser determinada, face às perturbações acima comentadas e aos afloramentos pobremente preservados. Como agravante, as feições medidas parecem ter seu comportamento espacial modificado nos vários subdomínios estruturais definidos por Jost (op.cit.), já que as exposições dos Gnaisses Encantadas são fisicamente descontínuas. O autor assinala ainda que, embora não se possa determinar com precisão, as condições metamórficas, às quais foram submetidas estas rochas antes do intenso evento cataclástico revelado, atingiram a facies anfibolito alto ou até mesmo a facies granulito, conforme demonstram alguns relictos metamórficos preservados, como biotita vermelha, plagioclásio antipertítico, ortoclásio e, talvez, andesina.

Interpretação Geocronológica

O primeiro estudo geocronológico desta unidade de rocha foi feito por Cordani et al. (1974). Na oportunidade, os autores apresentaram uma isócrona de referência, obtida a partir de amostras coletadas em dois afloramentos distintos (fig. 6), cujo valor temporal indicado sugeria, para esta litologia, uma idade transamazônica. A qualidade das informações contidas no referido diagra-

ma isocrônica, remontado de acordo com o modelo Williamson (Williamson, 1968) (fig. 7), é precária. A falta de linearidade entre os pontos analíticos fica demonstrada pelo resultado do MSWD, que supera o valor do nível de corte, e do elevado erro revelado pela idade. O ponto 258, proveniente de amostra recolhida nas proximidades da ponte que cruza o Arroio Olaria (fig. 6) posiciona-se acima da reta isocrônica, aparentando uma não-cogeneticidade. De qualquer forma, puderam os autores demonstrar que os Gnaisses Encantadas, além de estrutural, também geocronologicamente se comportam como embasamento antigo da unidade brasileira sobrejacente.

Teixeira (1982), em relatório final endereçado ao Projeto RADAMBRASIL, relacionou três novas análises realizadas em rochas das proximidades de Santana de Boa Vista. A reunião de todos os pontos disponíveis em um único diagrama isocrônico revelou que, ao contrário de obter-se maior definição para a idade de tais rochas, os gnaisses se comportam de forma marcadamente heterogênea, com dois dos três novos pontos (LK-289C.1 e C.2) posicionando-se fora do alinhamento original (fig.8).

Em sua interpretação, Teixeira (op. cit.) relata que, se excluirmos os pontos 258 e LK-289C.2, situados acima da isócrona, obtém-se um diagrama de referência com a indicação de um resultado ainda transamazônico, mas com um erro analítico comparativamente menor, o que incrementa o significado do resultado fornecido. Os pontos não alinhados poderiam pertencer a uma isócrona mais antiga (≈ 3.000 m.a., para uma $R_0 = 0,702$, idêntica à da isócrona anterior), sendo, então, vestígios ainda preservados de litologias arqueanas (fig. 8).

Soliani Jr. et al. (1984), retrabalhando os mesmos dados, sem descartarem a hipótese anterior, sugerem uma interpretação adicional, qual seja: os pontos em questão definiriam uma nova isócrona, paralela à anterior, mas com razão inicial maior, de aproximadamente 0,704 (fig. 8), sendo, portanto, também estas amostras transamazônicas.

Para este trabalho, oito novas determinações foram elaboradas. Antes de discutirmos o diagrama isocrônico consequente, analisemos a distribuição geográfica das amostras recolhidas. Embora os mapas utilizados nas coletas, feitas por Cordani et al. (1974) e para Teixeira (1982), tivessem, respectivamente, escalas 1:250.000 e 1:500.000, a precisão na localização é satisfatória. Como se observa na fig. 6, os pontos 257A, D e F, bem como os ESJ-115B, C, F e G provêm de um mesmo afloramento. Da mesma forma, os pontos 258, ESJ-117B e C e LK-289C.1 e C.2, parecem derivar de uma igual área, da qual está próximo o ponto RG-220. Constituem um afloramento distinto as amostras ESJ-116 D e E.

Plotados os 15 pontos disponíveis para os Gnaissses Encantadas (tab. 2) em um único diagrama, observa-se uma dispersão dos pontos analíticos, comum em diagramas isocrônicos regionais, mas confirma-se uma tendência para o alinhamento ao longo de um segmento de reta definido, pelo menos, por nove amostras, cujo coeficiente angular sugere idade transamazônica (fig. 9). Se apenas este conjunto for considerado (fig. 10), obtém-se uma isócrona com excelentes índices estatísticos, a sugerir a idade do principal episódio geológico a afetar estas rochas ($t=2.164 \pm 91$ m.a $R_0=0,7029$). Razões iniciais com valores desta ordem são fortemente sugestivas de derivação mantélica da litologia analisada, através de acreções

juvenis à crosta. No entanto, têm-se descrito a associação de quartzitos aos Gnaisses Encantadas (Jost e Bitencourt, 1980; Jost, 1981), demonstrando que os mesmos são parametamórficos. Para explicar tão baixo valor para a referida razão, estimamos, então, uma importante contribuição vulcânica, advinda da crosta inferior ou do manto, na gênese do pacote rochoso original.

Considerações especulativas podem ser tecidas em relação às amostras discrepantes e anteriormente excluídas (258, LK-289C.1 e C.2, ESJ-117B e C e ESJ-115F). O conjunto formado por LK-289C.2, ESJ-117C, 258, ESJ-115F, ao qual se soma o ponto 257F (fig. 9), poderia representar, por suas posições relativas ao segmento isocrônico I, frações-relíquia de crosta pré-transamazônica. No entanto, esta alternativa aparenta ser bastante improvável, uma vez que a construção de um diagrama isocrônico particular define uma razão inicial inverossímil de 0,6997.

Um dado digno de nota é que as amostras 258, LK-289C.1 e C.2 e ESJ-117B e C provêm de um mesmo afloramento, onde ocorrem gnaisses máficos intercalados com bandas feldspáticas claras e bandas graníticas rosadas. Os pontos ESJ-117C e LK-289C.1 e C.2 correspondem a gnaisses escuros que definem uma isócrona brasileira, com elevado erro analítico ($t = 590 \pm 107$ m.a.), consequência das imprecisões no posicionamento dos pontos e similaridade em termos da razão $Rb87/Sr86$. Os pontos 258 e ESJ-117B são representantes de frações félsicas e podem pertencer a um alinhamento isocrônico também brasileiro (fig. 9).

Como hipótese alternativa mais provável, parece que, neste afloramento, encontram-se rochas rejuvenescidas pelo evento geodi-

nâmico mencionado, revelando, as máficas e as félsicas, respectivamente, razões iniciais da ordem de 0,709 e 0,710. A manutenção dos baixos valores para a razão $Rb87/Sr86$ poderia sugerir um rejuvenescimento não por adição de material rochoso juvenil brasileiro às rochas transamazônicas, mas simplesmente que o ciclo superimposto produziu condições tais que propiciaram a algumas rochas do embasamento uma homogeneização isotópica interna, com elevação da razão inicial, detectável apenas em frações da área de afloramento do mesmo.

A ação do ciclo orogênico mais jovem sobre os Gnaisses Encantadas está confirmada por uma determinação K-Ar em biotita, extraída da amostra 257D, cujo resultado de 553 ± 10 m.a. foi obtido por Cordani et al. (1974) e outra em anfibólios provenientes de um corpo anfibolítico do "Domo de Santana", cuja idade de 1.077 ± 41 m.a. é indicativa de um rejuvenescimento apenas parcial do material rochoso analisado (ESJ-H-50, tab. 2).

Com estes dados, pode-se imaginar que as temperaturas, às quais esteve sujeito o embasamento do Cinturão Dom Feliciano, durante o Ciclo Brasileiro, nas proximidades de Santana da Boa Vista, foram certamente superiores a $250 - 300^{\circ}\text{C}$ (temperatura de bloqueio da biotita), mas não superaram significativamente valores da ordem de 450°C (temperatura de bloqueio do anfibólio). Sob estas condições térmicas é que precisamos imaginar a homogeneização isotópica do Sr, a nível de rocha-total, pelo menos localmente, com o auxílio de uma intensa milonitização, o que efetivamente se verifica.

De acordo com esta versão, o ponto ESJ-115F (fig. 9) continua

com sua posição discordante no diagrama, por motivos ainda incertos. Ele pode pertencer a um segmento isocrônico brasileiro ainda não definido, cuja razão inicial fosse mais alta ($\geq 0,712$) que as anteriores, o que reforçaria a hipótese de rejuvenescimento das rochas mais antigas, por pertencer a um afloramento distinto do anteriormente considerado. Por outro lado, da observação da amostra, conclui-se que a presença de largas bandas (3-4 cm) quartzo-feldspáticas e biotíticas podem ter determinado análise sobre uma fração de rocha não homogênea e representativa do todo. De qualquer modo, apenas a repetição da análise poderá esclarecer tal desalinhamento.

2.2. As Supracrustais Dobradas e Metamorfizadas

Síntese Geológica

O reconhecimento geológico detalhado do Grupo Porongos, componente da fração setentrional da "Faixa de Dobramentos Tijucas" no Rio Grande do Sul, é devido a Jost e Bitencourt (1980) e Jost (1981) (fig.11).

Nestes trabalhos, os autores propuseram duas unidades estratigráficas maiores, originalmente denominadas de Grupo Cerro dos Madeiras e Complexo Cerro da Árvore, posteriormente redefinidos como subgrupos pertencentes à unidade Porongos (Fragoso Cesar et al., 1982a).

O primeiro, basal, é essencialmente metassedimentar. Inicia-se com uma espessa sequência de metarcóseos (Formação Arroio dos Neves) sobrepostos discordantemente ao embasamento (Gnaisses En-

cantadas), seguido de quartzitos com intercalações de xistos e terminando com um conjunto pelítico-carbonático (Formação Arroio Olaria), perfazendo, no total, 2.500 a 3.000 metros de espessura.

A unidade superior, não formalmente subdividida, constitui-se da base para o topo, de (1) uma sequência de biotita xistos, granada xistos, estaurolita xistos e andaluzita xistos, com quartzitos, muscovita xistos e grafita xistos subordinados (Metapelitos Cerro do Facão), com espessura estimada de 500 metros. Separados das outras litologias por uma zona de transcorrência (Sistema de Falhas Passo do Marinheiro - Picada, 1971), estão estratigraficamente sotopostos a (2) biotita xistos de granulação muito fina, com eventuais lentes de quartzito e espessura suposta entre 500 e 1.000 metros (Xistos Rincão do Maranhão), a (3) rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias, metatufos e metacherts associados a metapelitos aluminosos, grafita xistos e ocasionais lentes de muscovita xistos e mármore (Metamorfitos Cerro Cambará), a (4) muscovita xistos, com lentes de mármore e quartzitos, quartzo-muscovita xistos e xistos com cloritóides subordinados, e, finalmente, a (5) rochas metavulcânicas ácidas interpretadas como quartzo-pórfitos e quartzo-feldspato-pórfitos (Metariolitos Cerro do Alemão).

Interpretação Geocronológica

As informações geocronológicas disponíveis para estas supracrustais são incipientes. A norte da rodovia que liga Pinheiro Machado a Seival (BR-293), o Projeto RADAMBRASIL coletou amostra (RB-265, fig. 11) de um gnaiss milonítico (Teixeira, 1982; Horbach et al., 1984) pertencente ao Grupo Porongos, cuja idade con-

vencional Rb-Sr, para Ro de 0,705, indicou cerca de 915 m.a. (tab. 3).

Os dados restantes provêm das metavulcânicas intermediárias intercaladas nos metamorfitos Cerro Cambará (fig. 6), analisados também pelo método Rb-Sr. As amostras, embora coletadas em um mesmo afloramento derivam de dois derrames distintos e, portanto, não são cogenéticas. A tentativa de construção de um diagrama isocrônico de referência demonstrou que os pontos considerados encontram-se dispersos e definem um valor temporal com alto erro analítico. As idades convencionais resultantes, apesar dos altos valores para as razões Rb87/Sr86 e Sr87/Sr86, mostraram-se variáveis. No entanto, se estas litologias são representantes, na Associação Petrotectônica de Bacia Marginal (Complexo Cerro da Árvore), da atividade vulcânica do arco magmático contíguo, segundo Fragoso Cesar et al. (1982a), o valor temporal de cerca de 800 m.a. (tab. 3) da amostra ESJ-HH7-1D, com as maiores razões Rb87/Sr86 e Sr87/Sr86, pode estar sugerindo a época do evento extrusivo. As demais amostras, com razões menores, mais susceptíveis às influências do valor de Ro, apontaram idades altas e certamente parecem possuir razões iniciais mais elevadas do que 0,705. Se esta afirmativa é verdadeira também para a amostra ESJ-HH7-1D, o valor de 800 m.a. é máximo para a rocha em questão.

3. A Zona Central

3.1. Síntese Geológica

A Zona Central do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980) corresponde, no Rio Grande do Sul, a uma faixa constituída funda-

mentalmente por complexos granitóides e aflora com uma largura média de 70 km, com um comprimento de quase 400 km, desde os arredores de Porto Alegre, até Jaguarão, no limite meridional do Estado (fig. 2).

Os estudos pioneiros de granitóides desta área, por razões econômicas, face às mineralizações de Sn, são devidas a Leinz (1945), quando foram denominados os granitos Encruzilhada e Campinas. Na década de 60, vários outros trabalhos realizaram-se, em especial nos arredores da cidade de Encruzilhada do Sul, entre os quais destacamos os de Formoso e Carraro (1962), sobre o Anortosito Capivarita, Picada (1965, 1966 e 1967), culminando com Picada (1971), sobre a ocorrência de migmatitos, granitos, gnaisses, pegmatitos e sienitos no "Complexo Encruzilhada", além de um ensaio sobre a tectônica de parte do Escudo Sul-rio-grandense, Ribeiro et al. (1966) e Tessari e Picada (1966), respectivamente sobre a geologia das quadrículas de Caçapava do Sul e Encruzilhada do Sul, com a denominação de novos corpos graníticos.

Carraro et al. (1974), em seu mapa geológico do Rio Grande do Sul, delimitaram apenas alguns corpos granitóides na fração oriental do Escudo, preferindo incluir no Grupo Cambaí, indistintamente, todas aquelas rochas ainda não definidas ou mal avaliadas.

Importantes trabalhos provêm de Ribeiro (1977), Ribeiro e Lichtemberg (1978) e Ribeiro e Fantinel (1978), onde a região agora enfocada foi, neste último, referida como "Maciço Granítico de Leste", composto por corpos granítico-granodioríticos de dimensões batolíticas, "stocks" sieníticos, diques aplíticos e riolíticos, anortositos e cataclasitos, além de migmatitos.

Nos últimos anos, tem-se observado uma crescente preocupação dos estudiosos para com esta área, tendo tornado de domínio público vários escritos relativos ao reconhecimento e caracterização petrográfica e litoquímica dos diversos corpos granitóides dominantes, além de abordagens similares realizadas sobre outros tipos litológicos subordinados. Ocorre mencionar os de Moreira e Marimom (1982 e 1984), o primeiro apresentando descrições petrográficas e caracterizações geoquímicas de suítes intrusivas no Escudo gaúcho, ordenadas em fases tectônicas, e, o segundo, relacionado à petrografia de rochas granulíticas ocorrentes no domínio da Zona Central, conforme Horbach et al. (1984). Frantz e Jost (1983) apresentaram considerações sobre a estruturação, petrografia e petroquímica dos diversos "stocks" do Granito Campinas, com vistas a um melhor entendimento de suas mineralizações estaníferas. Frantz et al. (1984) relataram novos dados petrográficos derivados da região de Encruzilhada do Sul e Jost et al. (1984a), com base em informações geocronológicas e geoquímicas de vários granitóides brasileiros do Rio Grande do Sul, os interpretam à luz de alguns modelos de evolução geotectônica apresentados para a área. Por fim, em trabalho mais abrangente, Issler (1984) realizou igual tentativa com o intuito de oferecer subsídios ao seu modelo de evolução geodinâmica, apresentado em trabalhos anteriores (Issler, 1982 e 1983).

Vale ainda mencionar que diversos mapeamentos têm sido desenvolvidos no leste do Estado, como trabalhos de graduação de alunos do Curso de Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos. Relacionamos os projetos Erval (1980), Cerro Chato (1980), Encruzilhada (1982), Delfino (1983), Várzea do Capiivarita (1983), Canguçu (1984a, b) e Piratini (1985).

Nos dias que correm, os conhecimentos geológicos oriundos do leste gaúcho continuam deficientes, mas se registram avanços significativos após os levantamentos e sistematizações realizados pelo Projeto RADAMBRASIL, nas folhas SH.22-Porto Alegre e SI.22-Lagoa Mirim, conforme Horbach et al. (no prelo, apud Moreira e Marimon, 1982 e apud Issler, 1984).

Há, entre os geólogos do Rio Grande do Sul, uma tendência de dividir-se informalmente os terrenos granitóides de oriente em duas subunidades estruturais, individualizando-se o "Bloco Encruzilhada", limitado a oeste por um lineamento do tipo Acotéia (Falha Passo do Marinheiro, seg. Picada, 1971), a sudeste pela Falha Vigia-Roque, que empresta seu nome a outro sistema de lineamentos, e que, a norte, se deixa cobrir pelos sedimentitos gonduânicos da Bacia do Paraná (fig. 12), sendo considerado composto de litologias de idades pré-brasileiras e, portanto, diferenciável dos restantes terrenos brasileiros que compõem o "Bloco Dom Feliciano" (Jost e Hartmann, 1984).

Podemos, então, ao nível das informações atualmente disponíveis, organizar a geologia da Zona Central do Cinturão Dom Feliciano (fig. 12, tab. 4) em:

- **Complexo Granitóide de Leste**, designação utilizada em substituição ao Complexo Canguçu de Horbach et al. (no prelo, apud Moreira e Marimon, 1982 e apud Issler, 1984), uma vez que a mesma denominação é dada a corpos graníticos aflorantes nas proximidades da localidade homônima e pertencentes a distinta unidade litológica. Engloba os granitóides ainda indivisos, os granitóides cataclásticos, os migmatitos e gnaisses, e as litologias mais raras

como granulitos (?), ultramafitos, mármore e pegmatitos, além dos anortositos ocorrentes no "Bloco Encruzilhada" (Anortosito Capivarita-Formoso e Carraro, 1962);

- **Suíte Intrusiva Dom Feliciano**, composta pelo granito Arroio dos Ladrões e os denominados de Canguçu, Capão do Leão, Pedras Altas, Fortaleza e Arroio do Bote, além dos corpos aflorantes nas proximidades de Porto Alegre (Issler, 1984 e Schneider et al., 1974) e o Sienito Piquiri (Picada, 1966 e 1971) aflorante nas proximidades de Encruzilhada do Sul. Associadas estariam as manifestações vulcânicas ácidas da Serra das Asperezas e do Cerro Chato. Esta designação, por razões de precedência e prioridade (Picada, 1965) é usada em permutação com a Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões de Horbach et al. (no prelo, apud Issler, 1984);

- **Suíte Intrusiva Campinas**, constituída pelos "stocks" do Granito Campinas (Cerro Branco, Campina, Taboleiro e Paulista), mais o Granito Figueiras (Issler, 1984).

As unidades litológicas acima mencionadas compõem o Bloco Dom Feliciano.

O Bloco Encruzilhada, por sua vez, constitui-se de:

- **Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita**, do qual fazem parte paragneisses e, subordinadamente, ortogneisses de composições variadas (Frantz et al., 1984). Esta mesma unidade é referida como Suíte Gnáissica Arroio Chanã em Jost (1984);

- **Suíte Intrusiva Encruzilhada**, formada por granitóides ori-

ginalmente referidos como de Encruzilhada.

A este bloco estrutural associam-se, como já referido, o Anortosito Capivarita e o Sienito Piquiri, além de pegmatitos e lentes de mármore.

3.2. Interpretação Geocronológica

Cordani et al. (1974) compuseram, para o leste do Escudo do Rio Grande do Sul, a primeira síntese interpretativa dos resultados geocronológicos obtidos pelos métodos Rb-Sr e K-Ar, graças a um programa de cooperação científica entre o CPGeo/USP e o IG/University of Texas, em Dallas. Na oportunidade, a coleta de amostras concentrou-se nas proximidades de Encruzilhada do Sul, mas também foram realizadas amostragens nas regiões de Dom Feliciano, Pelotas, Canguçu e Pinheiro Machado, durante o levantamento de perfis ao longo das rodovias que interligam as referidas localidades.

Por ter um caráter preliminar, de reconhecimento, o trabalho realizou-se sem uma preocupação efetiva com a confecção de isócronas a partir de amostras provenientes de um mesmo afloramento ou de corpos circunscritos. Os autores construíram dois diagramas isocrônicos de referência onde o critério de participação de uma amostra em um ou em outro diagrama foi petrográfico. Assim, granitóides com orientação textural pronunciada e mineralogia similar, incluindo migmatitos, constituíram um conjunto representativo da fase sintectônica do cinturão móvel (fig. 13), enquanto os termos equigranulares, sem evidências de deformações, além de veios pegmatíticos, retrataram os episódios pós-tectônicos (fig. 14), res-

pectivamente acontecidos por volta de 650 e 550 m. a., conforme concluíram.

As idades K-Ar em minerais separados situaram-se no intervalo típico do Ciclo Brasileiro, refletindo diferentes estágios do resfriamento regional.

O Projeto RADAMBRASIL, no início da atual década, adicionou 19 determinações radiométricas às da porção oriental do Escudo, sendo 14 pelo método Rb-Sr e 5 pelo método K-Ar, interpretadas em conjunto com as pré-existentes por Teixeira (1982).

Para o Complexo Granitóide de Leste (Complexo Canguçu, segundo o Projeto RADAMBRASIL) há a proposição de dois alinhamentos isocrônicos principais, decorrentes de épocas importantes de homogeneização isotópica (fig. 15): o mais jovem, com cerca de 650 m. a., definido essencialmente por granitóides dos arredores de Encruzilhada do Sul, e o mais antigo, com valores da ordem de 750 m. a., caracterizada por um conjunto maior de amostras provenientes de diversos locais do "Domínio Canguçu". Para Teixeira (op.cit.), esta idade mais elevada sugere a existência de frações crustais pré-brasileianas, parcialmente rejuvenescidas, no interior do Complexo Granitóide de Leste, o que, de acordo com o mesmo autor, fica mais claramente evidenciado através da amostra GF-331, um gnaisse coletado a NE de Pinheiro Machado (figs. 15 e 19).

As determinações K-Ar, por seu turno, continuam conferindo um padrão geocronológico tipicamente brasileiro para o leste, com idades concentradas no intervalo 620 - 530 m.a., mesmo para aquelas litologias supostamente mais antigas, como os granulitos (?),

tal como frisam Teixeira (op. cit.) e Horbach et al. (1984).

O Anortosito Capivarita, somente estudado por este método, similarmente forneceu resultados do Pré-Cambriano Superior.

Para o "Complexo Granitóide Encruzilhada do Sul", Teixeira (op. cit.) definiu um período de atividade ígnea entre 670 e 500 m.a., inteiramente incluso, portanto, no Ciclo Brasileiro (fig. 16), o que também se constata pelas idades convencionais calculadas, já que as amostras possuem elevadas relações Sr87/Sr86 (tab. 7).

De acordo com o mesmo autor, o "Complexo Granitóide Arroio dos Ladrões" revelou um bom alinhamento de pontos ao longo de um segmento isocrônico de 550 m.a. (fig. 17). Alguns pontos (215A e 219C), no entanto, posicionaram-se, no diagrama original, abaixo da isócrona mencionada, indicando menor idade ($\approx$ 450 m.a.). Isto levou o pesquisador à consideração de que este conjunto litológico seria composto de rochas originadas no intervalo de 550 a 450 m. a., estando, então, relacionado aos episódios tardios da evolução tectônica regional.

Em adição, Teixeira (op.cit.) mencionou para o Sienito Piquiri uma única determinação K-Ar em anfibólio, cujo resultado da ordem de 580 m.a. já havia sido conseguido por Cordani et al. (1974).

O Granito Campinas, com quatro amostras analisadas pelo método Rb-Sr, revelou problemas interpretativos face à falta de controle da razão inicial no diagrama isocrônico, aliado à dispersão dos pontos. A reta de melhor ajuste entre tais pontos mostra uma

inclinação referente a uma idade aparente da ordem de 790 ± 100 m.a. (fig. 18, tab.9C).

Para este trabalho, mais 37 análises radiométricas foram incorporadas ao acervo anterior, sendo 22 pelo método Rb-Sr (17 das quais obtidas por Halpern et al., 1974), 10 pelo método K-Ar e 5 pelo método dos traços de fissão em apatitas. Este incremento de dados, apesar de pouco numeroso, propiciou a constatação de interessantes fenômenos geológicos através de um melhor entendimento da história térmica da área, graças à associação de metodologias distintas, cujos valores temporais fornecidos têm diferentes significados físicos.

De modo a sistematizar as interpretações que se seguirão, discutiremos a Zona Central do Cinturão Dom Feliciano de forma setorizada.

Bloco Dom Feliciano

Complexo Granitóide de Leste

Esta unidade (denominada de Complexo Canguçu pelo Projeto RADAMBRASIL, de acordo com Horbach et al., no prelo, apud Teixeira, 1982 e apud Issler, 1984) engloba uma grande diversidade de litologias que não puderam ainda, face ao grau dos conhecimentos atuais, ser individualizadas e mapeadas como corpos distintos.

Indiferentemente, são aqui incluídos gnaisses, migmatitos, tonalitos, granodioritos e granulitos (?), entre outros, cuja característica comum é uma forte e marcante foliação. Associadamen-

te, ocorrem granitóides diversos, acinzentados ou rosados, porfíricos ou equigranulares, grosseiros ou finos, com foliação ausente ou apenas incipiente.

Embora existam algumas dezenas de amostras, provenientes deste complexo, analisadas pelo método Rb-Sr, uma interpretação geocronológica só é possível em caráter regional (fig.19), com conclusões que precisam ser encaradas como preliminares, passíveis de significativas alterações com o advento de novos estudos geocronológicos orientados pela progressão dos levantamentos e conhecimentos geológicos.

O critério textural há pouco comentado, associado a observações de ordem petrográfica, como a existência ou não de minerais neoformados e suas quantidades relativas, tal como já havia feito Cordani et al. (1974), foi utilizado na subdivisão das amostras analisadas em dois conjuntos de referência, com caráter regional, que serão abordados separadamente.

As rochas com textura orientada e ausência ou incipiente neoformação mineral constituíram o primeiro grupo de amostras cujos resultados analíticos encontram-se plotados na fig. 20. Apesar de uma relativa dispersão de pontos, imposta pela diversidade dos tipos litológicos, é possível vislumbrar tendências a alinhamentos de onde são feitas algumas ilações.

Inicialmente, os pontos 4,5, 13, 16 e 18 assinalados com círculos cheios, correspondem a um mesmo tipo litológico (migmatito) aflorante na porção centro-sul do Complexo Granitóide, entre as cidades de Pelotas e Pinheiro Machado (fig.19). Três amostras pro-

vêm de um mesmo afloramento (ESJ-29D, F e B) e as restantes derivam de outra exposição distante cerca de 40 km (ESJ-36A e B). Ao tentarmos a construção de um diagrama isocrônico com as primeiras, obtivemos uma idade de 861 ± 38 m.a. e $R_0 = 0,7062$, com excelentes índices estatísticos (fig. 21). A inclusão dos pontos 36A e B, para o traçado de uma isócrona de referência, praticamente mantém inalterados os resultados (845 ± 28 m.a., $R_0 = 0,7068$; (fig. 22).

Ao adicionarmos ao diagrama isocrônico em questão outros pontos analíticos derivados de litologias similares (migmatitos, gnaisses e tonalitos que têm em comum uma forte foliação) e procedentes de diversas frações do Complexo Granitóide de Leste (fig.19), o resultado temporal conseguido é concordante com o anterior (827 ± 25 m.a.; $R_0 = 0,7074$) (fig. 20, I e fig. 23).

Dos nove pontos que compõem o diagrama da figura 23, dois (217B e 223B) já tinham sido utilizados por Cordani et al. (1974) (fig. 13) e interpretados como representantes da fase sintectônica (650 m.a.) do Ciclo Brasileiro que afetou o escudo oriental. A observação da figura em questão revela que os pontos considerados posicionam-se acima do segmento isocrônico, sendo sugestivos de valores temporais maiores.

Dois outros pontos (LK-169 e LK-135) são devidos ao Projeto RADAMBRASIL (Teixeira, 1982) sendo que este autor associou-os aos de Cordani et al. (op. cit.) (fig. 15), definindo uma reta de referência cujo coeficiente angular apontou uma idade da ordem de 750 m.a..

Os cinco pontos restantes, com prefixo ESJ (29B, D e F, e 36A

e B), resultam do presente trabalho e estão sendo considerados pela vez primeira. Idade isocrônica, mesmo que de referência, com tal magnitude é, para o leste do Escudo Sul-rio-grandense, inaudita.

Valores temporais maiores do que 650 m.a. já haviam sido interpretados por Teixeira (op. cit.) como sugestivos da ocorrência de frações crustais pré-brasilianas, parcialmente rejuvenecidas, preservadas entre os granitóides mais jovens da Zona Central do Cinturão Dom Feliciano. No entanto, pelas características litogeoquímicas e isotópicas dos granitóides enfocados, bem como pela sua associação com outros termos petrográficos, como se discutirá nos capítulos finais deste relatório, idades desta ordem podem representar um episódio gerador de rochas em uma fase precoce do Ciclo Brasileiro na porção meridional do Escudo Atlântico. Em complementação, vale a pena lembrar que, para o Cinturão Damara, Kröner (1982) relata a existência de evento magmático pré-tectônico há 840 m.a. passados.

Excluídos os pontos anteriormente discutidos, uma outra reta isocrônica de referência, e também regional, pode ser visualizada (fig. 20, II e fig. 24). Montada com nove amostras de litologias descritas como granodiorito, granitos acinzentados ou simplesmente granitos (Teixeira, 1982 e Cordani, anot. campo), com orientação local de biotitas e imbricação de K-feldspatos (tab. 5), indicou um valor temporal de 775 ± 36 m.a. e $R_0=0,7060$ e parece registrar outro importante evento de homogeneização isotópica acontecido na porção oriental do Escudo do Rio Grande do Sul. Esta possibilidade, aliás, já havia sido levantada por Teixeira (1982).

Os pontos componentes deste diagrama são, em grande parte, os mesmos utilizados por Cordani et al. (1974) na caracterização da fase sintectônica do Ciclo Brasileiro no sul do Brasil. As diferenças residem no fato de que, para a atual isócrona, foram considerados apenas os pontos ocorrentes no Bloco Dom Feliciano, excluídas as amostras do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (antiga Formação Cambaí, como se vê em Cordani et al., op.cit), do Bloco Encruzilhada, que pode, eventualmente, apresentar distintos aspectos evolutivos e geocronológicos, tal como crêem alguns pesquisadores gaúchos (ex: novo Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, em elaboração pelo DNPM, 12 Distrito, Porto Alegre e apresentado no IIº Simpósio Sul-brasileiro de Geologia em outubro de 1985, em Florianópolis). Além disso, acrescentamos ao diagrama os pontos analíticos conseguidos pelo Projeto RADAMBRASIL (Teixeira, op.cit.) e Halpern et al. (1974).

Pode-se então aventar a hipótese de que valores temporais médios da ordem de 750 m.a. relacionam-se também a uma fase inicial de desenvolvimento do orógeno em foco, à semelhança do que se dá com o Cinturão Damara, conforme Kroner (1982).

O alinhamento das amostras descritas como granulito e charnoenderbitito (LK-169 e LK-258B) pelo Projeto RADAMBRASIL (Teixeira, op. cit.), como se verifica nos diagramas isocrônicos comentados, é bastante curioso pelo fato das razões iniciais obtidas serem elevadas (0,706 e 0,707) para tais tipos de rocha. Ao contrário de corresponderem a exposições do embasamento, como preconiza Horbach et al. (1984), tratar-se-iam, ao que parece, de litologias precocemente geradas no Ciclo Brasileiro.

Alguns pontos posicionados abaixo das isócronas apresentadas (fig.20) como os 19, 20 e 21 (respectivamente, 216, 215A e 211A, seg. Cordani et al., 1974), podem relacionar-se a rochas que, embora revelem características mineralógicas e/ou texturais dominantes e sugestivas de fase sintectônica, apresentam idades ou razões iniciais menores que as anteriores.

Associadamente às rochas já discutidas, ocorrem, no complexo litológico oriental, granitóides não foliados e estes continuam incluídos nesta unidade somente por não terem sido até agora individualizados, apesar de seus diferentes significados geotectônicos e idade.

Estes tipos litológicos (granitóides acinzentados ou róseos, homogêneos, porfiríticos ou equigranulares) definem um evento magmático mais jovem, considerado como pós-tectônico por Cordani et al. (1974). De um total de 15 amostras disponíveis, 12 alinharam-se ao longo de uma isócrona de referência regional, cuja idade, é de 571 ± 05 m.a. e $R_0 = 0,7083$ (fig. 25, I).

Entre os 12 pontos considerados, três provêm de um mesmo afloramento (215C, D e E) e, se tratados à parte, definem uma isócrona de 547 ± 17 m.a., com $R_0 = 0,709$ (fig. 25, círculos cheios, e fig. 26).

Também se incluem no Complexo Granitóide de Leste alguns corpos representantes dos eventos magmáticos mais tardios da evolução geotectônica. É o caso dos pontos 220D, E e G, oriundos de uma intrusão granítica em rocha carbonática aflorante ao sul de Pedro Osório (fig.19), na pedreira Conde Matarazzo, que definem uma isó-

crona de 446 ± 69 m.a. e $R_0 = 0,707$ (fig. 25, II). O elevado erro desta idade é uma consequência da pequena variação das razões $Rb87/Sr86$ que definem os pontos analíticos e de um controle não efetivo da razão inicial por indisponibilidade de um maior número de amostras nas proximidades do eixo $Sr87/Sr86$.

De todas as unidades que constituem a porção oriental do Escudo Sul-rio-grandense, o Complexo Granitóide de Leste é o que acumula o maior número de determinações radiométricas pelo método K-Ar. No total, são 16 análises executadas (tab. 5C), na sua maioria em minerais separados, sendo que 10 das amostras foram sistematicamente coletadas de granitóides postados ao longo de um perfil WNW-ESE, transversalmente disposto à estrutura regional, entre as cidades de Pelotas e Pinheiro Machado (fig. 19), das quais se estudaram as biotitas com o intuito de ampliarem-se os conhecimentos relativos à história térmica da região, ao longo do segmento considerado. Os resultados, produzidos para este trabalho, já foram, em parte, utilizados em Poupeau et al., (1985).

Outras 2 análises foram obtidas num corpo máfico cuja borda é seccionada pela rodovia BR-293, que liga as cidades acima mencionadas. As análises restantes provêm de amostras recolhidas de corpos litológicos que despertaram interesse científico, como granulitos (?), esparsos nos domínios do Complexo de Leste.

A primeira idade K-Ar obtida em biotita de rochas graníticas do oriente gaúcho se deveu a Dresch et al. (1973), cuja amostra foi coletada na pedreira do IPA (Instituto Porto Alegre), na cidade homônima, com resultado de 635 ± 27 m.a., posteriormente divulgado por Cordani et al. (1974). Estes autores, na mesma oportunidade

de, relataram uma idade de 522 ± 16 m.a. obtida em anfibolitos (amostra 220B) separados de núcleos anfibolíticos boudinados encontráveis em mármore da Pedreira Matarazzo, a SW de Pedro Osório.

O Projeto RADAMBRASIL veio a seguir, com quatro novas determinações concentradas em rochas relativamente raras no contexto geológico do leste e impróprias a datações pelo método Rb-Sr. São amostras de gabro, norito, anfibolito e granulito (?) (LK-112, GF-371A, GF-371E e LK-169) que forneceram, respectivamente 459 ± 14 , 611 ± 18 , 553 ± 16 e 625 ± 18 m.a., resultados inteiramente incluídos no Ciclo Brasileiro.

As constatações mais interessantes surgem quando são observados os valores temporais e a distribuição das amostras ao longo do perfil Pinheiro Machado-Pelotas. Como primeiro fato, verifica-se que as idades são sistematicamente menores no sentido leste, iniciando-se a seção com um resultado aparente de 654 ± 11 m.a. (ESJ-27), a ocidente, e terminando com um valor de 528 ± 6 m.a. (ESJ-39) na extremidade oposta (fig. 27, segmento A-A'). Este comportamento reflete ou uma taxa de resfriamento menor nas proximidades da costa atual do Estado, sendo que temperaturas da ordem de $250-300^{\circ}\text{C}$ (temperatura de bloqueio da biotita), em um episódio de variação térmica descendente, foram atingidos primeiramente no oeste, ou a exposição, na superfície topográfica atual, de níveis crustais cada vez mais profundos e, por isso, sujeitos a resfriamento tardio em relação aos anteriores.

Uma análise global dos dados permite que se agrupe os resultados em dois conjuntos que revelam tendências similares de de-

créscimo de idade de W para E, sendo, no entanto, menor na última fração (fig. 27, segmentos B-B' e C-C'). A descontinuidade que se materializa entre os pontos ESJ-34 e ESJ-35 (convém notar que as biotitas desta amostra são portadoras de alterações químicas impostas pelo fenômeno cataclástico e evidenciados pelo baixo teor de K= 3,9%) coincide com a importante Faixa Cataclástica de Canguçu (Poupeau et al., op. cit.), aflorante desde as proximidades de Porto Alegre e prolongando-se até o Uruguai (fig. 19). Como os deslocamentos de frações crustais são anteriores às idades aparentes K-Ar, ao longo da faixa cataclástica mencionada, os mesmos fizeram permanecer por mais tempo acima de 300°C as biotitas da amostra ESJ-34, relativamente à ESJ-35, sugerindo que o bloco ocidental desceu em comparação com o oriental, podendo ser conseqüente de empurrão de leste.

De acordo com Silva Filho (inf. verbal), a faixa cataclástica aludida registra deslocamentos crustais transcorrentes, conforme atestam as lineações estruturais presentes no plano da falha. Neste caso, a componente vertical deve ser anterior à transcorrência que aproveitou linhas de fraqueza estabelecidas há mais tempo. De qualquer forma, a referida feição estrutural responsabiliza-se pela justaposição de frações da crosta com histórias térmicas apenas similares.

Os pontos analíticos cujas posições são excepcionais (ESJ-32 e ESJ-38, fig. 27) derivam também de amostras portadoras de importantes feições cataclásticas que propiciaram, como se vê na tabela 5C, além da alteração química das biotitas, revelada pelos baixos teores de potássio, uma perda considerável de argônio radiogênico.

Como trabalho complementar, amostras dos mesmos afloramentos foram estudadas através do método dos traços de fissão. Apenas quatro, no leste do Escudo, revelaram-se adequadas às análises, em termos de homogeneidade na distribuição do urânio nas apatitas. Os resultados, conseguidos por dois diferentes observadores (A e B), foram bastante coerentes e, ao longo de todo o perfil, mantiveram-se em 270 ± 10 m.a. (tabs. 10 e 11).

Valores desta ordem eram inéditos no Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul, já que os minerais usados nas determinações K-Ar ou Rb-Sr possuem temperaturas de bloqueio superiores à das apatitas para traços de fissão.

Conforme assinalam Poupeau et al. (op. cit.), o resfriamento, abaixo de $300-250^{\circ}\text{C}$, se deu, ao longo do perfil amostrado, há cerca de $650-530$ m.a. passados e temperaturas inferiores a 110°C (temperatura de bloqueio da apatita para os traços de fissão) só foram atingidas há 270 m.a.. Com estes dados é possível calcular uma taxa média aparente de resfriamento, no intervalo de tempo mencionado, da ordem de $0,5^{\circ}\text{C/m.a.}$, como segue:

$$\frac{250^{\circ} - 110^{\circ}\text{C}}{550 - 270\text{m.a.}} = 0,5^{\circ}\text{C/m.a.}$$

A similaridade entre as idades obtidas em amostras à "temperatura ambiente", isto é, amostras que não sofreram qualquer tratamento térmico, e aquelas conseguidas posteriormente a aquecimentos da ordem de 300 , 310 e 320°C (tab. 10), indica que os traços de fissão não foram afetados por apagamentos parciais, o que é compatível com taxas de resfriamento superiores a 4°C/m.a. no intervalo de 150 a 60°C , quando, respectivamente, começam a ficar

parcialmente registrados e completamente preservados os traços de fissão. Taxas assim elevadas são diagnósticas de pulsos tectônicos, no tempo indicado.

Esta impressão fica reforçada quando se observam avaliações dos movimentos oscilatórios da Plataforma Sul-americana, como as de Soares et al. (1974), que já haviam, em base a estudos estratigráficos na Bacia do Paraná, detectado uma fase de reestruturação tectônica da sinéclise, nos tempos do Permiano, com o desenvolvimento de arqueamentos interiores. Ao que parece, o Escudo Sul-riograndense, do ponto de vista estrutural, pelo menos em sua porção centro-leste, definiu-se como um arco (Arco de Rio Grande) transversalmente à Bacia do Paraná, no período mencionado. A homogênea distribuição de resultados temporais por traços de fissão ao longo de todo o perfil (fig. 27) demonstra que os movimentos verticais relativos de blocos, constatados pelas descontinuidades K-Ar, foram anteriores a 270 m.a..

Suíte Intrusiva Dom Feliciano

A designação original do Complexo Granítico Dom Feliciano foi proposta por Tessari e Picada (1963; apud Tessari e Picada, 1966) com o intuito de denominar uma expressiva massa de rochas graníticas contínuas com grande variação textural e modal, ocorrente a SE da Folha de Encruzilhada do Sul, predominando granitos avermelhados de granulação média a grosseira, com poucos máficos e quartzo arredondado.

Para o Projeto RADAMBRASIL, a Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões, como passou a ser referida (Horbach et al., no prelo; apud

Moreira e Marimon, 1982; apud Issler, 1984), compõem-se de granitos normais e de alcali-feldspato granitos aflorante como um grande corpo nos arredores da localidade de Dom Feliciano e mencionado como a ocorrência Arroio dos Ladrões. Além deste, fazem parte da mesma suíte corpos menores como os granitos Arroio do Bote, Pedras Altas, Fortaleza, Canguçu e Capão do Leão, entre outros (fig. 12).

Genericamente, Moreira e Marimon (op. cit.) descrevem esta litologia como equigranular, variando de média a grossa e, às vezes porfiróide, com predomínio das colorações marrom avermelhada clara, rósea ou cinza clara. Microscopicamente, a textura comum é a hipidiomórfica e a composição mineralógica principal é de K-feldspato, quartzo e plagioclásio e, subordinadamente, anfibólio e biotita. Os acessórios mais comuns são o zircão, a fluorita, a apatita e opacos. Segundo os mesmos autores, a Suíte Dom Feliciano revela quimismo alcalino, com alguns termos calci-alcalinos, e mostram-se diferenciados, com evidências de terem sido submetidos a processos metassomáticos durante ou após o seu alojamento.

A ocorrência Arroio dos Ladrões, na porção norte, é heterogênea e pode resultar de intrusões múltiplas. As ocorrências menores ao sul são mais homogêneas e seus contatos mais frequentes são tectônicos, já que associam-se aos grandes falhamentos regionais. Também existem contatos nítidos e gradacionais, permanecendo as características de plutonitos pós-tectônicos.

A interpretação geocronológica que fazemos para a Suíte Dom Feliciano não é, em essência, distinta da apresentada por Teixeira (1982) e comentada anteriormente. As diferenças que se observam

são apenas estratégicas e baseiam-se nos fatos a seguir apresentados.

Primeiramente, uma discrepância relaciona-se ao número de pontos utilizados na confecção dos respectivos diagramas isocrônicos. Enquanto aquele autor enumera dez pontos analíticos, neste trabalho listamos apenas cinco amostras como pertencentes à suíte. Este fato se deveu à impossibilidade de consulta ao mapa geológico das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim, do Projeto RADAMBRASIL, que durante a elaboração deste texto encontrava-se no prelo, o que impediu o conhecimento das dimensões e limites precisos dos corpos graníticos que constituem a unidade. Desta forma, apenas aqueles indiscutivelmente pertencentes a ela é que foram levados em conta.

Assim pertencem aos diagramas isocrônicos daquele autor e deste trabalho os seguintes pontos comuns: LK-179B, 212, 213 e 219 C (tab. 6). Os pontos 210A e B, usados por Teixeira (op. cit.) foram descritos como portadores de características sintectônicas por Cordani (anotações pessoais), o mesmo ocorrendo com o 215A, que, somado aos pontos 215C, D e E, pelo menos ao nível das informações disponíveis, estariam nos domínios do Complexo Granitóide de Leste (fig. 12). Por fim, o ponto 214, ainda inédito, é devido a Halpern et al. (1974).

O traçado do segmento isocrônico para os cinco pontos provenientes da Suíte Intrusiva Dom Feliciano (fig. 28) permite que se atribua à mesma uma idade de 544 ± 5 m.a. e uma $R_0 = 0,7092$. Com exceção do ponto 219C, que pertence ao corpo granítico Capão do Leão, os outros provêm do próprio Granito Arroio dos Ladrões.

Apenas como lembrança, vale dizer que, na figura 25, relativa

aos granitóides não foliados do Complexo de Leste, ou na figura 26 em particular, os pontos 215C, D e E já haviam fornecido um resultado isocrônico concordante com este aqui relatado. Isto sugere que nos domínios do complexo mencionado devem existir granitóides da Suíte Dom Feliciano não individualizados ou denominados até o presente.

Três determinações radiométricas Rb-Sr em rochas efusivas ácidas, pertencentes à Zona Central do Cinturão Dom Feliciano, estão disponíveis até o presente (GF-453.1, GF-453.3 e GF-330). Teixeira (1982), em sua interpretação, relacionou esta última amostra às vulcânicas Acampamento Velho, plotando os dois primeiros pontos em um diagrama onde foram traçadas as isócronas por ele conseguidas no embasamento gaúcho e concluiu pela possibilidade desta atividade magmática estar relacionada ao evento mais antigo (750 m.a.) que, portanto, distinguir-se-ia das ocorrências efusivas mais jovens, denominadas Acampamento Velho, com idades variáveis de 570 a 540 m.a.. Esta suposição baseou-se nas idades convencionais elevadas dos pontos GF-453.1 e GF-453.3 em relação à do GF-330, para $R_0 = 0,705$ (tab. 5B). Porém, o autor chama a atenção para, se forem adotadas razões iniciais maiores, da ordem de 0,710 ou 0,715, as idades sofreriam decréscimos significativos e adequar-se-iam ao tipo de manifestação magmática que, normalmente, é trada na evolução geológica de uma área.

De fato, a associação das três análises em um diagrama isocrônico (fig. 29), já que derivam de ocorrências próximas (fig. 19), permitiu que se obtivessem coerentes resultados como uma idade de 560 ± 12 m.a., para $R_0 = 0,714$.

A idade convencional de 571 ± 12 m.a. para o ponto GF-330 é confiável em função dos altos valores revelados por suas razões isotópicas (tab. 5B) e posicionam, ambos os resultados, o evento vulcânico como temporalmente correlato aos granitóides não foliados do Complexo de Leste e da Suíte Dom Feliciano.

Bloco Encruzilhada

A massa granítica aflorante nas proximidades de Encruzilhada do Sul, na fração noroeste da Zona Central do Cinturão Dom Feliciano, foi originalmente definida como Granito Encruzilha (Leinz, 1945) e posteriormente redenominada de Complexo Granítico Encruzilhada por Tessari e Picada (1966).

O trabalho geológico mais recente relativo à região é devido a Frantz e al. (1984) e nele os autores reconhecem duas unidades ou seqüências litológicas distintas, compostas, a primeira principalmente, de gnaisses policíclicos e, a segunda, de corpos graníticos de fácies petrográficas diversas, indeformados e intrusivos na seqüência anterior, definindo batólitos polifásicos.

De acordo com os mesmos autores, a seqüência gnáissica de Encruzilhada do Sul é formada por paragnaisses aluminosos, calci-silicatados e quartzo-feldspáticos, intimamente associados, seguidos de meta-anortositos e, subordinadamente, de ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica, sendo denominados de Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, gerado sob condições de metamorfismo de facies anfibolito superior.

Cumpre assinalar que este mesmo conjunto rochoso foi referido

por Jost (1984) como Suíte Gnáissica Arroio Chanã, denominação atribuída a Frantz em artigo inédito.

A "Sequência Granitóide" (Frantz et al, op. cit.), aqui referida como Suíte Intrusiva Encruzilhada, se faz representar por corpos de dimensões batolíticas, com texturas variáveis mas predominantemente grosseira, de porfirítica a equigranular, e composições granodioríticas a monzograníticas. Granitóides equigranulares médios a finos, de composição principal sienogranítica e, subordinadamente, de granodioritos e K-feldspato granitos, recortam os termos mais grosseiros condicionados por zonas de falhas.

Geocronologicamente, os critérios utilizados no agrupamento de amostras do Complexo Granitóide de Leste, para a construção de isócronas, foram os mesmos observados na subdivisão das rochas do Bloco Encruzilhada. Assim, os pontos analisados (tab. 7A) puderam ser subdivididos em dois conjuntos, um portador de características sintectônicas, ou com predominância destas feições, como foliação, e ausência ou pequena quantidade de minerais neoformados, e outro constituído por granitóides isotropos ou com predominância de materiais neoformados. Os segmentos definidos por estes conjuntos (fig. 30), em consequência do tipo de amostragem realizado (fig. 31), são de referência e regionais, mas contêm pontos analíticos cogenéticos capazes de fornecer valores temporais verdadeiros, como se verá adiante.

A isócrona I, montada a partir de granitóides fortemente foliados ou petrograficamente classificados como do tipo sintectônico (amostras 280, 283, 285, 287 e 288, representadas por pontos cheios na fig. 30), corresponde ao mais antigo evento geológico

detectado no Bloco Encruzilhada, definindo uma idade de 619 ± 11 m.a., com $R_o = 0,7079$. Embora não se tenha maiores detalhes das características petrográficas da amostra LK-161B, ela parece pertencer a este primeiro segmento e sua inclusão no cálculo da idade não a altera significativamente ($t = 617 \pm 10$ m.a.; $R_o = 0,7079$).

Os granitóides tardios, por sua vez, representados por termos de granulação grosseira a fina, equigranulares no geral (amostras 278A, B e C, 281, 286, LK-194 e LK-199), representam um evento magmático mais jovem, temporalmente posicionado através do segmento isocrônico II (fig. 30), que indica uma idade de 559 ± 5 m.a., com $R_o = 0,716$.

Embutidos neste segmento encontram-se os pontos 278A, B e C, que definem uma isócrona de 551 ± 7 m.a. e $R_o = 0,716$. A observação dos mapas onde se assinalaram os locais amostrados permite supor que os pontos 278 (A, B e C) e 281 coincidem, respectivamente, com os LK-199 e LK-194, isto é, foram coletados nos mesmos afloramentos. Se assim é, a última isócrona pode ser acrescida deste ponto adicional (LK-199) e, neste caso, define-se uma idade de 548 ± 6 m.a., com $R_o = 0,718$.

É preciso ressaltar que na figura 31 os locais de amostragem 280 e 186 encontram-se, respectivamente, assinalados em áreas mapeadas como pertencentes à Suíte Intrusiva Encruzilhada e Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, sendo os pontos analíticos resultantes inversamente utilizados na figura 30. As características petrográficas e geocronológicas indicam como correto o segundo procedimento, devendo a localização das amostras em unidades errôneas ao fato de ter sido utilizado, como base para a figura 31,

carta geológica de pequena escala (1:250.000) de Tessari e Picada (1966). Se utilizado o esboço geológico da região de Encruzilhada do Sul apresentado por Frantz et al. (1984) e compilado de mapeamentos, na escala de 1:25.000, as incorreções deixam de existir.

Os pontos 282 e 289, provenientes de amostras com características pós-tectônicas, não puderam ser incluídos em nenhum dos segmentos isocrônicos. Aquele, provavelmente, pertence a corpo granítico tardio com razão inicial distinta. Tal como o granito 286, a amostra 282 deriva de intrusão que produziu, no contato com suas encaixantes, feições de alteração térmica (Cordani, anotações de campo). O último mostra sinais evidentes de cataclase, que pode ter sido o fenômeno responsável pelo seu comportamento não colinear.

Em síntese, apesar do tratamento geocronológico genérico para o Bloco Encruzilhada, a partir da figura 30 deduz-se que a idade de referência (I) do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita é brasileira (≈ 620 m.a.), não havendo motivo aparente para considerá-lo como unidade mais antiga (Proterozóico Inferior ou Arqueano, segundo proposta de alguns autores). O segmento isocrônico II posiciona as manifestações graníticas intrusivas no intervalo 560 - 550 m.a.. Assim, os corpos ígneos estruturalmente tardios na sequência litológica do Bloco Encruzilhada parecem contemporâneos à Suíte Intrusiva Dom Feliciano do bloco homônimo.

Apenas duas idades K-Ar são referidas aos granitóides do Bloco Encruzilhada e provêm de biotitas e de anfibólios separados de uma mesma amostra (Form-1). As biotitas forneceram um valor temporal de 533 ± 39 m.a. e está relacionado ao resfriamento regional

da área. O resultado de cerca de 1.000 m.a. conseguido na fração dos anfibólitos (tab. 7B) é questionável por fugir ao padrão brasileiro encontrado em toda a porção oriental do Escudo, sendo este ponto a única exceção. Este parece ser um dado inconsistente, fruto de problemas analíticos, uma vez que a amostra deriva de granitóide de fácies equigranular (Formoso, 1972). A repetição da análise possibilitaria a constatação de possível acidente durante a realização da mesma.

Também ocorrentes no Bloco Encruzilhada, em sua porção setentrional, os Anortosito Capivarita e Sienito Piquiri receberam algumas atenções de ordem geocronológica.

A primeira unidade foi denominada e originalmente estudada por Formoso e Carraro (1962), sendo as investigações incrementadas por Formoso (1972). Segundo Frantz et al. (1984), são comuns corpos de metanortositos associados ao Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Estes, com granulometria média a grosseira e concordantemente orientados com o bandejamento principal dos gnaisses, têm como constituinte mineral principal plagioclásio do tipo betowhita-anortita e, secundariamente, máficos como clinopiroxênio, anfibólio e biotita.

Mais apropriadas a este tipo litológico são as determinações radiométricas pelo método K-Ar, existindo 4 resultados em minerais separados (tab. 8B).

A primeira tentativa de obtenção da idade do Anortosito Capivarita se deveu a Formoso (1972), que analisou plagioclásios do próprio corpo litológico, obtendo um valor de 568 ± 28 m.a.. Em

seguida, Cordani et al. (1974) apresentaram dois novos resultados, em plagioclásio e em anfibólio, de anfibolitos que recortam a unidade maior. As idades conseguidas foram, nos dois casos, superiores a 650 m.a., mas os altos teores de Ar atmosférico revelado pelas análises obrigam que estes dados sejam tomados com cautela. Teixeira (1982), utilizando biotita separada dos mesmos corpos anfibolíticos, consegue uma nova informação temporal de 610 ± 18 m.a.. Se esta unidade esteve sujeita a metamorfismo de fácies anfibolito (Frantz et al., 1984), as idades, obviamente, referem-se à época do resfriamento deste episódio geológico, sendo, portanto, mínimas.

Apesar da inadequação, face às desfavoráveis relações de Rb e Sr, das rochas anortosíticas às análises radiométricas por este método, encontram-se dois resultados isotópicos (amostras 276A e C, tab. 8A) sobre os quais se podem fazer algumas considerações. Em consequência dos teores extremamente baixos de Rb nas amostras, os valores da razão Rb^{87}/Sr^{86} foram sempre inferiores a 0,01. Em um diagrama isocrônico, estas baixas razões definem pontos muito próximos do eixo Sr^{87}/Sr^{86} , isto é, as quantidades Sr^{87}/Sr^{86} destes mesmos pontos são, praticamente, equivalentes à razão inicial da rocha. Assim, os valores conseguidos de 0,7027 a 0,7033 (tab. 8A), correspondentes a R_0 , são coerentes com os de rochas derivadas por diferenciação a partir do manto. Uma terceira análise provinda de banda anfibolítica contida no anortosito (ponto 279, tab. 8A), também revela razão similar, confirmando uma origem mantélica.

Tal como ocorre com os gnaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, com os quais se associam, os corpos anortosíti-

cos se deixam intrudir pelos granitos tardios da Suíte Encruzilhada.

O Sienito Piquiri foi denominado e sinteticamente estudado por Picada (1966), tendo permanecido isento de estudos complementares até recentemente, quando Jost et al. (1985) descreveram um importante conjunto de dados relativos às feições estruturais, texturais, mineralógicas, petrológicas, de diferenciação de magmas alcalinos e de mecanismos e profundidade de intrusão da unidade em foco.

Dotada de estrutura planar, cores pardacentas escuras e granulometria variável de fina a grosseira, esta rocha apresenta uma mineralogia simples: essencialmente o ortoclásio e anfibólio e/ou piroxênio, podendo ou não associar-se o quartzo. Como minerais acessórios podem ocorrer microclínio, plagioclásio, biotita, entre outros, de forma a permitir a caracterização de três tipos litológicos principais, ou seja, alcali-sienitos, alcali-quartzo sienitos e alcali-granitos, com variedades que dependem da participação de anfibólio, piroxênio e biotita em diferentes proporções modais (Jost et al., 1985).

O único dado geocronológico disponível na literatura para o Sienito Piquiri foi obtido por Cordani et al. (1974), através do método K-Ar em anfibólio, cujo resultado é de 580 ± 25 m.a. (tab. 9B).

Neste trabalho, apresentamos quatro análises Rb-Sr (tab. 9A), devidas a Halpern et al. (1974), que, por não terem propiciado a construção de um diagrama isocrônico de boa qualidade, permanece-

ram inéditas até esta data. A tentativa de confeccionar uma isócrona de referência revelou que o alinhamento dos pontos é precário (fig. 32), redundando em um erro analítico elevado ($t = 615 \pm 99$ m.a. e $R_o = 0,7063$).

A incerteza neste resultado geocronológico, função da sofrível colinearidade das amostras, pode ser consequência da proveniência múltipla das mesmas, de afloramentos diferentes, com razões iniciais eventualmente distintas. Se, por hipótese, retirarmos o ponto 291 dos cálculos da idade, por mostrar-se, entre todos, o mais discrepante, o diagrama isocrônico resultante passa a fornecer um valor temporal de 606 ± 98 m.a., $R_o = 0,706$ e $MSWD = 0,33$.

Quanto ao Granito Campinas, nenhuma análise adicional foi desenvolvida desde Teixeira (1982) e nada é possível acrescentar à interpretação geocronológica desta unidade feita por aquele autor e já comentada (tab. 9C). De qualquer modo, o valor temporal disponível, através de diagrama isocrônico Rb-Sr de referência é de 785 ± 103 m.a. e $R_o = 0,715$ (fig. 18).

Para concluir, cabe mencionar uma idade K-Ar de 606 ± 18 m.a. obtida em flogotipas extraídas de uma ocorrência carbonática (mármore) a nordeste do Bloco Encruzilhada (fig. 31, tab. 7C; Cordani et al., 1974), outra idade K-Ar de 541 ± 27 m.a., a partir de biotitas separadas de um granodiorito que ocorre como embasamento da Bacia do Paraná na região de Torres, amostrado através de sondagem realizada pela PETROBRÁS, tendo, a mesma amostra, fornecido também uma idade Rb-Sr convencional, para $R_o = 0,705$, de 640 m.a. (tab. 5A e 5C), segundo Cordani et al. (1984) (fig. 39). Por últi-

mo, encontram-se disponíveis para o leste do Escudo do Rio Grande do Sul três análises Rb-Sr em anfibolitos provenientes de afloramentos situados nos arredores de Canguçu e Pelotas (fig. 19), que, embora não definam um segmento isocrônico de boa qualidade (fig. 33, tab. 5A), as altas razões isotópicas reveladas pela amostra 226C permite que se atribua a ela uma idade convencional de cerca de 850 m.a., para $R_0 = 0,705$, o que reforça a possibilidade de termos tido, como já mencionado, um evento de homogeneização isotópica precoce no quadro evolutivo da área, ao redor do tempo considerado.

4. Considerações Finais

Com base no que se acaba de expor, é possível sugerir ou chegar-se às conclusões que seguem:

- a porção leste do Escudo do Rio Grande do Sul representa uma parcela do Cinturão Dom Feliciano, conforme compartimentação tectônica adotada neste trabalho, litologicamente subdivisível em um Flanco Ocidental e uma Zona Central;

- no Flanco Ocidental afloram esporadicamente gnaisses quartzo-feldspáticos que constituem o embasamento do cinturão (Gnaisses Encantadas), cuja idade Rb-Sr é transamazônica (2.170 m.a.). Neste domínio predominam metassedimentitos e metavulcanitos que caracterizam litologias supracrustais dobradas e metamorfizadas (Grupo Porongos), pouco conhecidas do ponto de vista geocronológico, estando disponíveis algumas idades Rb-Sr convencionais, cujo valor mais confiável é de cerca de 800 m.a. para um dos episódios vulcânicos gerador de andesitos que se intercalam nos Metamorfitos

Cerro Cambará, estratigraficamente situados no quarto superior do Grupo;

- a Zona Central de Cinturão Dom Feliciano corresponde à faixa de exposição dos complexos granitóides do Escudo Sul-rio-grandense Oriental (subdividida em duas entidades denominadas Bloco Dom Feliciano e Bloco Encruzilhada) cujas litologias constituintes, por critérios texturais e petrográficos, podem ser agrupadas em (1) rochas com textura orientada e ausente ou incipiente neoformação mineral e (2) rochas isotrópicas com características pós-tectônicas;

- no Bloco Dom Feliciano predominam termos magmáticos atribuídos às raízes de arco magmático exumado, cujo desenvolvimento processou-se no intervalo de 850 a 450 m.a. passados, através de importantes eventos geradores de rochas. O valor mais antigo, de 850 - 830 m.a., foi definido por rochas fortemente foliadas, dos tipos gnaisses e migmatitos, de composições principalmente tonalítica, quartzo-diorítica e trondhjemitica. Os termos granodioríticos e monzograníticos, com foliação tectônica gnáissica ou estruturas primárias devidas à orientação de biotitas e imbricações de K-feldspatos, apontaram resultados da ordem de 780 - 770 m.a.. Amostras descritas como granulitos alinham-se nos diagramas isocrônicos há pouco comentados, cujas razões iniciais de 0,706 - 0,708 são muito altas para estes tipos litológicos, fazendo crer que ao invés de tratarem-se de exposições do embasamento, sejam em verdade rochas precocemente geradas no Ciclo Brasileiro. Valores temporais de 550 m.a. foram sugeridos por granitóides equigranulares, de composição sienogranítica e K-feldspato granítica, relacionados à Suíte Dom Feliciano (= Arroio dos Ladrões) ou a corpos ainda

não individualizados. Como manifestações magmáticas terminais mencionamos, localmente, veios e filões graníticos, cujo diagrama isocrônico fornece valor de cerca de 450 m.a.. Em base às razões iniciais, variáveis de 0,706 a 0,709, atribui-se às diversas suítes uma derivação genérica a partir de materiais siálicos infracrustais, com contribuições mantélicas e supracrustais diversas. Os resultados K-Ar em RT, plagioclásio, anfibólio e, sobretudo, biotita (Tb 250°C), cobrem um espectro temporal que oscila de 650 a 450 m.a., com valores menores ocorrendo predominantemente no setor oriental. Este comportamento é sugestivo de ascensão de blocos a leste, possivelmente conseqüente de falhamentos inversos e de empurrão. Por traços de fissão em apatita (Tb 100°C) obtém-se, de forma generalizada, uma idade da ordem de 270 m.a. ao longo de um perfil leste-oeste transversal à entidade. Verifica-se, assim, que os deslocamentos relativos de blocos crustais são anteriores ao valor temporal há pouco mencionado e este parece relacionar-se com a estruturação do Arco de Rio Grande, quando da evolução tectônica da Bacia do Paraná;

- o Bloco Encruzilhada compõe-se de duas seqüências litológicas, a primeira formada por para e ortometamorfitos (Complexo Metamórficos Várzea do Capivarita = Gnaisses Chanã), de facies anfibolito, e a segunda de granitóides diversos e temporalmente distintos, que recortam a seqüência anterior. Os termos gnaissicos, reunidos sem qualquer distinção genética, revelaram-se brasiliannos, com um resultado radiométrico da ordem de 620 m.a.. Trata-se, evidentemente, de um valor temporal médio e ponderado já que deriva de diagrama isocrônico definido por amostras geradas em tempos distintos, mas aparentemente próximos. A unidade granítica posicionou-se no intervalo 560 - 550 m.a., parecendo que os termos pe-

trográficos mais finos e tardios são cronocorrelatos à Suíte Dom Feliciano do bloco homônimo. O Anortosito Capivarita e o Sienito Piquiri, ainda incipientemente estudados, revelam idades preliminares K-Ar e Rb-Sr incluídas entre 650 e 570 m.a.;

- observa-se, assim, que o Ciclo Brasileiro, no Rio Grande do Sul, amplia-se consideravelmente do ponto de vista temporal, sendo reconhecidos importantes episódios de geração de rochas no intervalo de 850 a 550 m.a.. De maneira esparsa e local, atividades magmáticas na forma de veios e filões graníticos terminais revelaram idades de até 450 m.a..

CAPÍTULO IV

GEOCRONOLOGIA DO EMBASAMENTO DA PORÇÃO OESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

1. Considerações Iniciais

O reconhecimento primeiro de rochas antigas na porção meridional do Escudo Atlântico deu-se no embasamento do Uruguai, quando Bossi et al. (1967) mencionaram a ocorrência, a ocidente, de rochas estruturalmente separáveis das sequências supracrustais e suítes graníticas jovens aflorantes no leste daquele país. Com base em dados geocronológicos obtidos por Hart (1966) e Umpierre e Halpern (1971), Ferrando e Fernandez (1971) denominaram esta antiga entidade, atribuída ao Proterozóico Inferior, de "Zocalo Predevoniano de la Cuenca del Rio de La Plata", contraposto ao "Zocalo del Este y Sureste", do Proterozóico Superior a Eo-Paleozóico, aflorante na margem atlântica.

Posteriormente, Almeida et al. (1973), em um trabalho de síntese sobre o Pré-Cambriano da Plataforma Sul-americana, definiram a entidade mais antiga como Cráton do Rio de La Plata, cuja extensão para sul se daria, por sob os depósitos de cobertura, até a Argentina (Sierras de Tandil, Azul e Bayas).

A possibilidade de prolongamento do Cráton do Rio de La Plata para o Rio Grande do Sul surgiu com o desenvolvimento de várias pesquisas geocronológicas levadas a efeito por Issler et al. (1973) e Cordani et al. (1974), que revelaram indícios de frações crustais pré-brasilianas neste Estado.

A descoberta de rochas granulíticas na região sudoeste do Escudo do Rio Grande do Sul (Nardi e Hartmann, 1979), datadas como do Proterozóico Inferior (Soliani Jr., 1979 e Soliani Jr. et al., 1984), também favoreceu tal hipótese.

Da mesma forma, os trabalhos de Minioli (1972) e Cordani (1974) permitiram a suposição de uma área cratônica na porção setentrional de Santa Catarina, depois denominada de Cráton de Luís Alves por Kaul (1979 e 1980).

Fragoso Cesar (1980), em trabalho de revisão e reavaliação dos dados geológicos, correlacionou o Cráton do Rio de La Plata, conforme definido por Almeida et al. (1973), com as rochas antigas da porção ocidental do Escudo gaúcho, incluindo aí, além dos granulitos do Complexo Santa Maria Chico (Nardi e Hartmann, op.cit.), as seqüências supracrustais vulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico, associadas a granitóides diversos, concentradas, em especial, na porção noroeste do Escudo. Em adição, postulou que estes complexos cratônicos estender-se-iam até Santa Catarina, por sob os sedimentos da Bacia do Paraná, recorrendo como Cráton de Luís Alves. Tal correlação já havia sido, em parte, proposta por Hasui et al. (1975), na definição do Maciço Mediano de Joinville.

Hartmann e Nardi (1983), em estudo que abrangeu todo o oeste do Escudo Sul-rio-grandense, reconheceram que as rochas de alto grau metamórfico do Complexo Granulítico Santa Maria Chico ficam restritas ao sudoeste do Escudo, separadas de seqüências vulcano-sedimentares e de rochas graníticas foliadas, de baixo a médio graus, características da fração noroeste, pelo Lineamento de Ibaré, uma importante feição estrutural de direção NW (fig. 34).

Apesar das diferenças constatadas, Jost e Hartmann (1984), em sua descrição genérica da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977), tratam o oeste do Escudo gaúcho como entidade única, referido como "Bloco São Gabriel", correlacionável ao "Bloco Joinville", reconhecido na região da cidade homônima, em Santa Catarina.

Naumann et al. (1984), em base às diferenças já apresentadas, propõem a denominação de "Bloco Taquarembó" para a região granulítica e granítica a sudoeste do Lineamento de Ibaré, ficando a designação "São Gabriel" exclusiva dos terrenos de menor grau metamórfico, a noroeste.

Fragoso Cesar e Soliani Jr. (1984), em um ensaio tentativo de compartimentação tectônica do Cráton do Rio de La Plata, lembram que o conjunto de rochas e estruturas que compõem esta entidade pode ser subdividido em duas grandes unidades: um embasamento do Proterozóico Inferior a Arqueano e uma cobertura de idade brasileira, essencialmente do tipo vulcano-sedimentar molassóide, conseqüente de atividades diastróficas contemporâneas. O embasamento, por sua vez, seria formado por terrenos do tipo "granite-greenschist" e cinturões granulíticos, como já comentado. Em ambos os domínios, são comuns granitóides isótropos, além das suítes graníticas de evolução polifásica, como a de São Sepé, Lavras e, possivelmente, de Caçapava, entre outras.

A apresentação e discussão dos dados geocronológicos existentes para a porção ocidental do Escudo do Rio Grande do Sul, tal como foi feito no capítulo anterior, serão calcadas na compartimentação tectônica geral vista acima (Naumann et al., 1984; Frago- so Cesar e Soliani Jr., 1984). Para considerações de caráter re-

gional mais restrito, sempre que possível e necessário, serão utilizados trabalhos desenvolvidos por vários autores, em maior grau de detalhe, como os de Nardi e Hartmann (1979), Hartmann e Nardi (1983), Bitencourt (1983), Bitencourt e Hartmann (1984), Naumann et al. (1984), Silva Filho (1984) e Koppe et al. (1985), entre os que abordaram aspectos diversos dos terrenos granulíticos e "granite-greenstone" do oeste do Escudo, e, entre os que enfocam as suítes graníticas intrusivas, destacam-se os de Sartori (1978), Nardi (1984) e Sartori e Kawashita (1985).

2. Bloco São Gabriel: terrenos do tipo "granite-greenstone" do Rio Grande do Sul

2.1. Síntese Geológica

Desde os trabalhos pioneiros de Goñi et al. (1962), Jost e Villwock (1966), Jost (1966; 1970a, b), Ribeiro et al. (1966), Ribeiro (1970), Issler et al. (1967), Villwock e Loss (1970), até os mais recentes de Szubert (1978), Garcia e Hartmann (1981), Rego (1981), Oliveira (1982), Naumann et al. (1984), Koppe et al. (1985), e Naime e Veigel (1985), reconhece-se que a geologia da porção noroeste do Escudo Sul-rio-grandense (figs. 2 e 34) compõe-se de três conjuntos litológicos principais, originalmente denominados de Cambaí, Cerro Mantiqueiras e Vacacaí, com variações na hierarquia da classificação litoestratigráfica, ora sendo referidos como grupo ou sub-grupo, ora como formação.

Para Ribeiro e Fantinel (1978), as litologias que ocorrem na área considerada são passíveis de agrupamento em duas associações, uma formada por espessas seqüências de filitos, xistos, me-

tabasitos, quartzitos e mármore, equivalentes ao que se denomina no leste de Grupo Porongos, e um conjunto de gnaisses, migmatitos, xistos e ofiolitos parciais, referidos como pertencentes ao Grupo Cambaí, que engloba, portanto, grande parte das rochas anteriormente descritas como formações Cerro Mantiqueiras e Vacacaí no oeste.

A primeira associação tem, para estes autores, como área de ocorrência típica, o alto estrutural que contém o Granito de Caçapava e a feição diagnóstica principal seriam as cristas de orientação NE-SW, como caráter regional, de mármore dolomítico-quartzito, tal como se apresenta na localidade-tipo do Cerro dos Porongos - Torrinhos. Há, porém, como mencionam os mesmos pesquisadores, algumas diferenças marcantes entre as exposições de leste e de oeste do Grupo Porongos. Na porção ocidental, esta unidade caracteriza-se por uma espessa sucessão de prasinitos anfibólicos recobertos por uma sedimentação pelítica ou arenosa do tipo "flysch", sendo que os mármore e quartzitos associados intercalam-se ora nos prasinitos, ora nos filitos e xistos derivados daquela sedimentação.

A associação seguinte é a que Ribeiro e Fantinel (op. cit.) denominam de Grupo Cambaí. A justificativa para esta designação litoestratigráfica baseia-se no fato de que os autores consideram o Grupo Cambaí como uma associação petrotectônica onde se encontram conjugados termos litológicos diferentes, possivelmente com graus metamórficos ou evolução petrogenética diversos, mas que se repetem sistematicamente em diversos domínios do Escudo Ocidental, sempre apresentando o mesmo estilo tectônico em sua justaposição, apesar de serem mencionadas com denominações diversas. Tal é o ca-

so, por exemplo, das rochas que foram nomeadas de Formação Cerro Mantiqueiras.

Na área de Vila Nova - Arroio Cambaí, localidade-tipo da associação, esta é formada por migmatitos derivados de anfibolitos, por peridotitos serpentinizados e lentes de mármore não megnesiano, além de granito gnáissico. Trata-se, então, de uma associação granito gnáissico-anfibolito-peridotito-mármore (Ribeiro e Fantinel, op. cit.).

A partir de Nardi e Hartmann (1979) e Fragoso Cesar (1980), observa-se uma tendência de tratar-se esta área como constituída de associações de rocha características de terrenos do tipo "granite-greenstone", tendo sido sugerida a denominação de Cinturão de Rochas Verdes do Rio Vacacaí (Fragoso Cesar e Soliani Jr., 1984), para as sequências máficas, ultramáficas e meta-vulcano-sedimentares, concordantemente associadas a gnaisses e granitóides diversos do Complexo Cambaí, unidade redefinida por Horbach et al. (no prelo, apud Issler, 1983).

A primeira unidade, então, estaria composta de um expressivo pacote metamórfico formado de peridotitos, dunitos, basaltos e gabros, normalmente transformados em serpentinitos, xistos magnesianos e anfibolitos, entre outros (originalmente referidos à Formação Cerro Mantiqueiras de Goñi et al., 1962), e andesitos, dacitos, traquitos, exibindo xistificação, que associam-se a rochas piroclásticas e químicas, seguidos de xistos e filitos pelíticos a feldspáticos, para e ortoconglomerados, grauvacas, arcóseos e quartzitos (geralmente relacionados pelos diversos autores à Formação Vacacaí, e.g. Ribeiro e Fantinel, 1978). O Projeto RADAMBRA-

SIL reúne este conjunto sob a denominação de Complexo Vacacaí (Issler, 1983).

O Complexo Cambaí foi definido como formação por Goñi et al. (1962), e assim referida por outros autores (e.g. Ribeiro et al., 1966), ou redefinida como sub-grupo (Willig et al., 1974) ou grupo (Jost e Villwock, 1966 e Carraro et al., 1974).

Fragoso Cesar e Soliani Jr. (1984) consideraram o Complexo Cambaí como unidade constituída por granitóides gnáissicos diversos, ultramafitos, quartzitos, mármore e rochas calci-silicatadas, entre os principais, várias vezes deformados e portadores de metamorfismo de fácies anfibolito.

Silva Filho (1984), por sua vez, propõe que as rochas consideradas por Goñi (1962) como migmatitos homogêneos e heterogêneos, que afloram ao longo do Arroio Cambaí, e que são, na verdade, orto e paragneisses polideformados, cujas composições variam de diorítica, passando por tonalítica-trondhjemítica, até granodiorítica, sejam denominadas de Gnaisses Cambaí. A associação múltipla de rochas constituída por estes gnaisses, corpos básicos e ultrabásicos, diques riolíticos polideformados, quartzitos e mármore, que representam o padrão geológico da região de Vila Nova, é por aquele autor designada de Complexo Vila Nova.

Nos tempos que correm, face aos conhecimentos ainda preliminares, tem-se proposto denominações estratigráficas particulares para cada área de ocorrência de rochas meta-vulcano-sedimentares, referidas, genericamente, por complexos e sub-divididas em seqüências máfica-ultramáfica e vulcanoclástica-clásticas metamorfiza-

das na facies xistos verdes. Assim é que já foram denominados o Complexo Palma (Garcia e Hartmann, 1981), formado pelas seqüências Cerro de Ouro (na qual Naumann et al., 1984, incluem o Maciço Máfico-ultramáfico Passo do Ivo, estudado por Oliveira, 1982) e Pontas do Salso, cujas composições são, respectivamente, apontadas acima; o Complexo Ibaré, dividido nas seqüências Corticeira e Bela Vista (Naumann et al. op. cit.) e o Complexo Bossoroca, igualmente composto das seqüências Arroio Lajeado e Campestre (Koppe et al., 1985)). Embora sem designação formal, Naime e Veigel (1985) também reconhecem, na área do Arroio das Capivaras, norte da Vila de Mata Grande, uma Seqüência Meta-máfica-ultramáfica e outra Meta-vulcano-sedimentar.

Bitencourt (1983) refere-se aos metamorfitos que circundam o Batólito de Caçapava do Sul como Complexo Metamórfico Passo Feio (= Formação Arroio das Ilhas, do Complexo Vacacaí, seg. Teixeira, 1982). São metapelitos, anfibolitos, meta-vulcanoclásticas e meta-vulcânicas, mármore e rochas calci-silicáticas, quartzitos, xistos magnesianos e rochas quartzo-feldspáticas que estiveram sujeitas a dois eventos metamórficos regionais, o primeiro de facies anfibolito e o segundo de caráter retrogressivo e facies xistos verdes. Na borda norte da Suíte Granítica Caçapava, os metamorfitos apresentam uma gradação para condições anquimetamórficas, resultantes de exposições de níveis crustais superiores ainda preservados (Bitencourt, op. cit.).

Deduz-se, então, dos diversos autores, que a fração noroeste do Escudo do Rio Grande do Sul se faz representar por rochas gnáissicas diversas (Gnaisses Cambaí) e seqüências meta-máfica-ultramáficas e meta-vulcano-sedimentares, regionalmente concordantes

conforme atestam Naumann et al. (1984), Koppe et al., (1985), entre outros, definindo-se o que Silva Filho (1984), denominou de Complexo Vila Nova, seguidas por suítes graníticas intrusivas, porlitíficas na sua maioria, e sedimentitos e vulcanitos de caráter molássico.

Com base nos aspectos estruturais, Silva Filho (inf. verb.) ordena temporalmente os conjuntos litológicos componentes do Complexo Vila Nova, na região homônima, em (1º) Gnaisses Cambaí, mais antigos por apresentarem o maior número de fases deformacionais, seguidos pelas sequências (2º) meta-máfica-ultramáficas e (3º) meta-vulcano-sedimentares, portadoras, sucessivamente, de um menor número de feições tectônicas, que coincidem, desde as primeiras, com as deformações tardias registradas nos gnaisses mencionados.

Em todas as áreas detalhadamente estudadas, as rochas gnáissicas são atribuídas, sem questionamento, à unidade Cambaí. As sequências mais jovens, ao contrário, recebem denominações próprias e locais. Se, em um futuro próximo, for possível constatar uma equivalência estratigráfica entre estas sub-unidades, o Complexo Vila Nova ficaria, então, composto dos Gnaisses Cambaí, de uma sequência do tipo "Cerro Mantiqueiras" e outra do tipo "Vacacaí", o que, na prática, não altera de forma significativa o quadro estratigráfico definido há mais de duas décadas.

2.2. Interpretação Geocronológica das Sequências Máfica-ultramáficas e Vulcano-sedimentares

As primeiras determinações geocronológicas conseguidas em litologias do embasamento da porção noroeste do Escudo do Rio

Grande do Sul, excluídos os complexos graníticos, são devidas a Issler et al. (1973), trabalhando sobre plagioclásios derivados do Gabro de Mata Grande (fig. 35), através do método K-Ar.

Este corpo básico tem sido correlacionado ou incluído nos conjuntos máfico-ultramáficos do Bloco São Gabriel por vários estudiosos (e.g. Teixeira, 1982; Issler, 1983; Koppe et al., 1985). Os últimos autores comentam que os conhecimentos atuais recomendam a inclusão deste corpo intrusivo na Sequência Arroio Lajeado, do Complexo Bossoroca, uma associação de rochas máficas, ultramáficas e vulcano-sedimentares, metamórfica e deformacionalmente concordante com o Complexo Cambaí (Gnaisses Cambaí de Silva Filho, 1984).

Foram determinados valores temporais mínimos de 2.182 ± 10 e 1.826 ± 55 m.a. para a litologia enfocada, tendo sido adicionada outra análise, utilizando-se os mesmos método e material, executada pelo Projeto RADAMBRASIL (Teixeira, 1982), com resultado concordante com os anteriores, ou seja, 1.867 ± 56 m.a. (tab. 12A).

Tratamento similar foi dispensado ao Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas (Marini e Della Fávera, 1963; Muratori e Lopes, 1963; Rego, 1981; fig. 36), com a obtenção de um total de cinco valores K-Ar em materiais diversos (tab. 12B). Os estudos radiométricos pioneiros neste complexo são creditados a Sartori (1978), com a determinação de duas idades em plagioclásios de anfibolitos pertencentes à unidade. Os resultados então conseguidos foram de 1.004 ± 55 e 839 ± 29 m.a. As outras idades aparentes da tab. 12B são consequentes deste trabalho e resultam de plagioclásios de gabros e anortosito constituintes da associação em fo-

co. Os valores encontrados são de 891 ± 79 , 515 ± 17 e 293 ± 7 m.a., sendo que apenas o segundo demonstrou boas condições analíticas. O resultado primeiro é duvidoso em vista do alto teor de Ar atmosférico presente na amostra, aliado à baixa quantidade de K. Por outro lado, as idades indicadas por Sartori (op. cit.) permitem considerar a unidade como pré-brasileira, parcialmente rejuvenescida neste ciclo. O valor aparente mais jovem revela que os plagioclásios estudados sofreram os efeitos de algum evento perturbador, o que alterou a sua capacidade de retenção do Ar. A idade de 515 m.a. pode significar o rejuvenescimento completo da amostra, imposto pela Suíte Granítica de São Sepé.

Mais três rochas de composições similares foram analisadas por Teixeira (1982), da área de Palma (SE de S. Gabriel), do Arroio Jaques e Cerro Mantiqueiras (respectivamente a NW e SW de Lavras do Sul; fig. 37). Para a metabásica de Palma, reveladora de boas condições analíticas, obteve-se uma idade de 559 ± 17 m.a. (tab. 12C), valor típico de resfriamento brasileiro. O metagabro do Arroio Jaques, associado a xistos mapeados como do tipo Vacacaí, mas atribuído ao "Complexo Cambaí" pelo Projeto RADAMBRASIL indicou um resultado de 513 ± 15 m.a. (tab. 12D). O serpentinito do Cerro Mantiqueiras, por sua vez, com elevada quantidade de Ar atmosférico e baixo teor de K (tab. 12E), forneceu um valor temporal de 911 ± 276 m.a., duvidoso como o do Complexo de Pedras Pretas.

Ainda da área da Vila de Mata Grande (fig. 35), estudou-se uma amostra de rocha calci-silicática, talvez uma metamarga, mas com possibilidade de ser meta-vulcânica, associada à Sequência Arroio Lajeado, do Complexo Bossoroca (Koppe et al., 1985). Constituída, em essência, de hornblendas, acompanhadas de quartzo,

plagioclásio, clorita e actinolita, revelou, pelo mesmo método radiométrico, em anfibólio, uma idade de 681 ± 44 m.a. (tab. 12F). Outra amostra também referida como calci-silicática, da Sequência Pontas do Salso (Complexo Palma), composta de actinolita e quartzo, mais epidoto e opacos, supostamente de origem sedimentar, mas cuja filiação ígnea não é descartada, apresentou uma idade de 805 ± 38 m. a., tendo sido analisada através de seus anfibólios (tab. 12F).

A sul da região de Coxilha do Tabuleiro, a cerca de 1 km ao norte do Lineamento de Ibaré, no limite meridional do Bloco São Gabriel (fig. 37), obtivemos uma idade de 712 ± 20 m.a. para muscovitas retiradas de um muscovita xisto mapeado como do tipo Vacacaí (tab. 12G).

No contexto das análises comentadas, poder-se-ia incluir um resultado K-Ar em feldspatos oriundos de um gabro que aparece como embasamento dos sedimentitos da Sinéclise do Paraná, nas proximidades de Esmeralda, NE do Rio Grande do Sul, cujo valor geocronológico oferecido foi de 518 ± 25 m.a. (Cordani et al., 1984; tab. 12H).

Estes dados K-Ar sugerem as seguintes hipótese sobre a gênese das sequências máfica-ultramáficas e vulcano-clásticas do Bloco São Gabriel: ou (1) estes conjuntos litológicos originaram-se no Proterozóico Inferior (Arqueano?), revelando idades de resfriamento transamazônicas (Gabro de Mata Grande), rejuvenescimentos parciais (Complexo de Pedras Pretas) ou rejuvenescimentos completos (Complexo de Pedras Pretas, metabásica de Palma, calci-silicática de Mata Grande) durante o Brasiliano, ou (2) ocorreram dois ou

mais eventos geradores destes tipos rochosos, o primeiro no Proterozóico Inferior, com rejuvenescimentos parciais ou totais de frações da crosta no Proterozóico Superior, e outro(s) neste intervalo de tempo com a formação de novos termos litológicos de composições similares.

Apesar dos teores desfavoráveis que as rochas máficas e ultramáficas apresentam para análises pelo método Rb-Sr, sete determinações das razões $Sr87/Sr86$, para uma estimativa de seus valores iniciais, foram realizadas em amostras do Gabro de Mata Grande, do Cerro Mantiqueira e de Sequência Arrorio Lajeado (tab.13).

É preciso mencionar ainda, para concluir a apresentação dos dados geocronológicos das sequências meta-vulcano-sedimentares do noroeste gaúcho, três determinações K-Ar e uma Rb-Sr em meta-ígneas e metassedimentares que compõem o cinturão de metamorfitos que envolve a Suíte Granítica Caçapava do Sul (Complexo Metamórfico Passo Felo).

A primeira determinação radiométrica para esta unidade foi realizada através de convênio entre a DOCEGEO e o CPGeo-IG/USP e permanece inédita. Aqui, para um microdiorito em RT, obteve-se uma idade de 666 ± 20 m.a. sob boas condições de análise. O Projeto RADAMBRASIL contribuiu com o segundo dado, 593 ± 22 m.a., para um meta-basalto também estudado em RT. Este trabalho oferece o terceiro resultado de 556 ± 9 m.a. para muscovitas retiradas de um muscovita quartzito ocorrente a sul do batólito granítico de Caçapava (fig. 37; tab. 14A).

A única análise Rb-Sr desta associação litológica desenvol-

veu-se sobre um riodacito boudinado e metamorfozizado, concordante com a foliação regional e aflorante a NW da cidade de Caçapava do Sul (fig. 37). A idade convencional, para $R_0 = 0,705$, é de 618 ± 167 m.a. (tab. 14B).

O valor da ordem de 550 m.a. fornecido pelas muscovitas está indicando a época do resfriamento regional para temperaturas inferiores a $300 - 250^\circ\text{C}$. As temperaturas de bloqueio dos minerais essenciais dos termos dioríticos e basálticos são mais altas (cerca de 450°C) e as idades de 590 e 660 m.a., também mínimas, já que se relacionam a resfriamentos litológicos, demonstram que a época do evento magnético é certamente anterior ao valor mais elevado.

2.3. Interpretação Geocronológicas dos orto e paragneisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambaí

A primeira investigação geocronológica de certo vulto, levada a efeito na região ocidental do Escudo Sul-rio-grandense, é devida a Cordani et al. (1974). Na oportunidade, diversas unidades litológicas conhecidas foram amostradas, especialmente aquelas aflorantes na região de Caçapava do Sul e Lavras do Sul, geologicamente melhor conhecida na época mencionada. A maioria das análises, no entanto, concentrou-se nas suítes graníticas intrusivas, como a de Lavras, Caçapava, São Sepé e Ramada, rochas com razões Rb/Sr mais apropriadas e interpretação mais simples.

De um total de 18 determinações apresentadas, apenas 6 relacionaram-se à unidade Cambaí, sendo 3 pelo método K-Ar e as restantes pelo Rb-Sr.

O primeiro grupo compõe-se de migmatito e de anfibolitos dos terrenos Cambaí aflorantes a SW de Lavras do Sul (fig. 37), dos quais se separaram os anfibólitos que forneceram valores temporais de 700 ± 21 , 755 ± 23 e 736 ± 22 m.a. (tab. 15A). Cordani et al. (op. cit.) comentam que estes valores são pouco mais antigos que os normais para a fase sintectônica do Ciclo Brasileiro e explicam que podem significar perdas parciais de argônio de rochas do embasamento aquecidas durante este último evento.

As demais determinações (Rb-Sr) derivam de um corpo granítico róseo, levemente orientado e não individualizado entre as rochas do Cambaí, que se expõe a NW de Lavras (fig. 37). Estes três pontos analíticos (244, 245 e 246) foram apresentados como parte de uma isócrona de referência para as rochas graníticas da região, de Caçapava - Lavras, cuja idade encontrada foi de 610 m.a., para $R_0 = 0,705$. Tratados separadamente, estes pontos indicam para a litologia em questão um valor de 619 ± 15 m.a. e $R_0 = 0,7055$ (fig. 38, tab. 16A).

Os gnaisses e anfibolitos que circundam os metabasitos Cerro Mantiqueiras voltaram a ser estudados por Pinheiro Machado (em prep.) e cinco novas determinações K-Ar em anfibólitos, provindos de gnaisses e metahornblendito, ratificaram os números obtidos por Cordani et al. (op. cit.) (fig. 39, tab. 15A). Os terrenos gnáissicos ocorrentes a SW de Lavras parecem revelar, de forma sistemática, um padrão radiométrico K-Ar com valores de idade aparente levemente superiores ao padrão brasileiro típico, da ordem de 685 ± 12 , 731 ± 10 , 757 ± 12 , 767 ± 23 , e 816 ± 28 m.a..

Resultados similares também foram conseguidos nas porções se-

tentrionais do Bloco São Gabriel, como 682 ± 29 m.a. em um metatonalito aflorante entre Vila Nova e Vila Rufino, analisado pelo Projeto RADAMBRASIL em biotita (Teixeira, 1982; fig.37, tab. 15B), e 694 ± 23 m.a. em um anfibolito ocorrente a norte da Vila de Mata Grande, proximidades do Arroio das Capivaras, já no limite do embasamento com os sedimentitos gonduânicos (fig. 37, tab. 15B).

Além desses, alguns outros resultados radiométricos K-Ar foram procurados, destacando-se dois de Cordani et al. (1984) para rochas do embasamento atingido por sondagens nos domínios da Bacia do Paraná, com valores de 547 ± 7 e 455 ± 19 m.a. (fig. 39, tab. 15C), sendo os demais valores de idades aparentes considerados sem significação geológica face a problemas analíticos decorrentes de alterações intempéricas, ou incapacidade de retenção do Ar pelo sistema cristalino (tab. 15D).

Os resultados típicos do Ciclo Brasileiro acima mencionados, em conjunto com outras determinações no Paraná e Santa Catarina, permitiram àqueles autores vislumbrar uma continuidade para SW do Cinturão Orogênico Ribeira, por sob os depósitos sedimentares paleo-mesozóicos do sul do Brasil.

As determinações Rb-Sr disponíveis para a unidade Cambaí, a título de sistematização da interpretação, podem ser agrupadas em conjuntos relativos às suas áreas de proveniência. Assim, discutiremos as análises levadas a efeito na porção setentrional do Bloco São Gabriel, subdivisível em zona do Arroio Cambaizinho, zona de Vila Nova, zona da Sanga do Velocindo - Mata Grande (fig. 40), na porção central, compreendendo as zonas do Arroio Jaques e de Palma, a NW de Lavras, e na porção meridional, zona do Cerro Manti-

queiras, a SW de Lavras (fig. 37).

Região Setentrional - A região setentrional do Bloco São Gabriel é, entre todas, a melhor conhecida do ponto de vista geológico e geocronológico e pode servir de área de referência para estudos similares nas outras regiões.

As investigações mais completas relativas aos "Gnaisses Cambaí", apesar de ter sido estudada uma pequena fração do todo que se apresenta no oeste do Escudo Sul-rio-grandense, são devidas a Silva Filho (1984), que elegeu a área de Vila Nova, face às significativas exposições de rochas aí ocorrentes, como a mais representativa destes tipos litológicos. Embora as dimensões dos terrenos analisados sejam reduzidas, o nível de detalhe a que desceu este autor, seja no campo petroquímico, seja no campo estrutural, é sem precedentes.

De acordo com aquele autor, as rochas que constituem os afloramentos de Vila Nova são gnaisses quartzo-feldspáticos bem foliados, com bandas ou lentes de anfibolito, aos quais se associa uma suíte intrusiva cuja composição varia de gabro, passando por diorito, tonalito e trondhjemitos, até uma associação de granitóides que inclui granodioritos, adamelitos, riolitos e pegmatitos. Raras e delgadas camadas de quartzito podem ocorrer nos gnaisses graníticos. Todo o conjunto litológico foi submetido a deformações polifásicas e metamorfismo de facies anfibolito, seguido de processos metamórficos retrogressivos de facies xistos verdes.

Silva Filho (op. cit.) pôde estabelecer a sucessão dos eventos geradores de rochas baseando-se nas relações entre unidades

litológicas com um bom entendimento das feições estruturais e petroquímicas. Das quatro sub-áreas estudadas (fig. 41), a IV destaca-se por ter permitido o estabelecimento da sequência estrutural face às bem expostas feições deformacionais, ordenadas por diferentes fases de intrusões ígneas e escolhida, em consequência, como a mais favorável às interpretações petrogenéticas. Nesta sub-área, o autor menciona uma sequência de rochas anfibolíticas que gradam para gnaisses quartzo-feldspáticos, leucocráticos e bandados, através de termos transitórios representados por hornblenda-biotita e biotita gnaisses, genericamente referidos como gnaisses dioríticos. Estes foram intrudidos por frações tonalítica-trondhjemíticas, um corpo diorítico menor e veios granodioríticos concordantes e discordantes. Estes últimos, que em alguns pontos são pegmatitos, parecem corresponder ao material intrusivo mais jovem.

Como se verifica, a complexidade estrutural e a diversidade litológica do Cambaí são maiores do que mencionam os trabalhos descritivos anteriores e a falta destes conhecimentos induziu a interpretações geocronológicas genéricas, resultado de coleta de amostras com pequena visão de seus aspectos petrogenéticos, propiciando, apenas, a construção de diagramas isocrônicos de referência onde se misturaram rochas de tipo e de posições cronológicas diferentes.

Um exemplo do que acaba de ser dito é o que pode ser feito com as amostras reunidas na figura 42, todas provenientes das proximidades de Vila Nova (fig. 40), mas descritas simplisticamente como gnaisses, migmatitos e metatonalito (tab. 16B). Evidentemente, reúnem-se aqui termos litológicos de caráter e idades distintos e o reflexo desta atitude traduz-se em uma isócrona cujos pontos

analíticos encontram-se bastante dispersos. Os resultados obtidos foram: $t = 623 \pm 62$ m.a., com $R_0 = 0,7038$.

Caso similar deu-se com as amostras da área da Sanga do Velocindo - Mata Grande (fig. 40) referidas genericamente como gnaisses, migmatitos, granodioritos e granito (tab. 16C). O diagrama isocrônico resultante (fig. 43) de melhor qualidade estatística e pontos bem distribuídos ao longo da isócrona continuou indicando uma idade brasileira não muito diferente da anterior, mesmo com a utilização de vários pontos reanalisados por diluição isotópica ($t = 695 \pm 76$; $R_0 = 0,7038$).

Caso as amostras relacionadas na tabela 16 (B e C) forem retomadas e submetidas a estudos petroquímicos e petrográficos de maior detalhe, objetivando apurar as suas descrições e classificações, se poderá tentar a construção de isócronas de referência compostas dos mesmos tipos litológicos.

Remus (em prep.), mapeando a região do Arroio Cambaizinho (fig. 40), selecionou para um diagrama isocrônico apenas rochas petrográficamente descritas como granodioritos com variações para monzogranitos (tab. 16D), obtendo uma idade de 664 ± 22 m.a. e razão inicial de $0,7036$ (fig. 44). Se a este diagrama forem adicionados mais duas determinações que se encontram disponíveis para a área, obtidas por Cordani et al. (1974) e Teixeira (1982), respectivamente a fração aplítica de um migmatito e um granodiorito (tab. 16D), os pontos, situados nas extremidades da isócrona, produzem uma leve rotação da mesma e reduzem o valor temporal para 644 ± 17 m.a., crescendo ligeiramente a razão inicial ($0,7039$).

Em vista das conclusões de Silva Filho (1984), optamos por investigar geocronologicamente os diversos tipos litológicos associados e característicos da unidade Cambaí na área de Vila Nova, atentos à cronologia estrutural então definida e, sempre que possível, com a confecção de diagramas isocrônicos de amostras cogenéticas. Em assim procedendo, foram construídas as isocrônicas representadas nas figuras 45, 46, 47 e 48, montadas, respectivamente, com amostras de gnaisses dioríticos, tonalitos e trondhjemitos, granodioritos e adamalitos e, por fim, pegmatitos, litologias estas consequentes de fenômenos petrogenéticos sucessivamente mais jovens.

A mistura de tipos petrográficos, como nos diagramas 46 e 47, deveu-se a impossibilidade de obtenção de resultados significativos face a escassez de pontos analíticos de uma única variedade de rocha. Este intento foi atingido apenas com os gnaisses dioríticos, dos quais 8 amostras revelaram-se adequadas aos estudos radiométricos através de uma razoável variação nas suas razões Rb-Sr. Provenientes de um mesmo afloramento (sub-área IV; Silva Filho, op.cit.; fig. 41), definem uma isócrona de 703 ± 41 m.a., com $R_0 = 0,7038$ (fig. 45; tab. 16E).

Os tonalitos e trondhjemitos, tratados em conjunto e derivados todos da sub-área IV (fig. 41), determinam uma isócrona de 673 ± 65 m.a., com $R_0 = 0,7040$, conforme se vê na figura 46 (tab. 16F).

Os granodioritos e adamalitos, por sua vez, permitem delinear um claro segmento isocrônico de 643 ± 28 m.a., com $R_0 = 0,7040$. (fig. 49. tab 16C) apesar das amostras procederem de diversas sub-

áreas (I, II, IIIA e C, IV; fig. 41).

Finalmente, três amostras de pegmatitos da sub-área II (fig. 41) indicaram um valor de 658 ± 126 m.a. de $R_o = 0,7041$. O alto erro observado no resultado radiométrico deve-se à proximidade dos pontos no diagrama isocrônico, já que suas razões isotópicas são bastante similares (fig. 48, tab. 16H).

Percebe-se, então, que, apesar de todos os valores há pouco mencionados situarem-se dentro de seus mútuos erros analíticos, sendo, portanto, concordantes, dá-se um decréscimo genérico de idades conforme a cronologia relativa indicada por Silva Filho (op. cit.), com uma duração virtual dos eventos petrogenéticos da ordem de 60 milhões de anos (de 700 a 640 m.a.), como se vê na figura 49. As razões iniciais muito próximas entre si reforçam a impressão de cogeneticidade das rochas, sendo os valores sugestivos de derivação mantélica. A tendência aparente de crescimento em função do tempo é normal em condições de cristalização fracionada.

A reunião desses pontos em um único diagrama (fig. 50) produz uma reta de melhor ajuste com inclinação correspondente a uma idade aparente da ordem de 665 m.a.. Nota-se uma tendência das amostras mais jovens (números mais altos na figura, conforme cronologia relativa e radiométrica) posicionarem-se, sucessivamente, mais distantes em relação à origem, o que parece indicar uma diferenciação progressiva na gênese destas litologias, correspondendo a um incremento na razão $Rb \text{ total}/Sr \text{ total}$.

Os pontos ESJ-EB-I e ESJ-RT-II, respectivamente 27 e 28 na figura 50, colocados abaixo da isócrona, correspondem a um anfibo-

lito e a um riolito, sendo análises únicas destes tipos de rocha. O afastamento das mesmas em relação à isócrona de referência pode ser explicado por uma possível razão $Sr87/Sr86$ baixa para a primeira e, para o riolito, que revela uma idade convencional da ordem de 500 m.a. (para R_0 igual a 0,705), apenas novas investigações poderão indicar seu significado dentro do contexto geológico da área. Apesar deste dique ácido encontrar-se estruturalmente deformado (Silva Filho, inf. verb.), à semelhança dos outros corpos intrusivos, o resultado conseguido indica, preliminarmente, tratar-se de uma das mais jovens manifestações magmáticas ocorrentes. O ponto ESJ-ARD-I(29), igualmente, equivale a um tonalito em termos composicionais, mas é um elemento tardio na evolução petrogenética da área (tab. 16I).

Região Central - Da porção central do Bloco São Gabriel (fig. 37) foram estudadas apenas 11 amostras provenientes da unidade Cambaí, sendo 6 da zona de Palma e 5 da zona do Arroio Jaques. Dentre estas, três amostras são de um granito róseo, cuja idade de 619 ± 15 m.a. já foi anteriormente comentada (fig. 38, tab. 16A). As amostras restantes da zona do Arroio Jaques foram descritas como gnaíse e metadiorito (tab. 17), enquanto na zona de Palma as rochas são referidas como monzodioritos e dioritos (Granito Lagoa da Meia Lua; Chemale Jr., 1982) e granitóides foliados de composição variada (quartzo-diorito, monzodiorito e granodiorito) a gnaíse (Metagranito Lageado; Chemale Jr., op. cit.) (tab. 17), todos indistintamente incluídos no "Complexo Cambaí" por Naumann et al. (1984).

O pequeno número de amostras radiometricamente analisadas, originadas da região central, as descrições petrográficas genéricas

e a ausência de controle estrutural e conhecimentos petroquímicos para o estabelecimento de uma cronologia relativa, tal como realizado na área de Vila Nova, permitem, apenas, a construção de um diagrama isocrônico comum para todos os pontos e interpretações geocronológicas tentativas.

A linha de melhor ajuste resultante dos cálculos que levam em consideração todas as amostras disponíveis para a região central atribui a elas uma idade de 649 ± 47 m.a. e $R_o = 0,7041$. Pode-se vislumbrar, no entanto, que o diagrama revela a associação de, pelo menos, dois conjuntos litológicos distintos: um constituído das amostras FPA 2, 3 e 4 e, possivelmente, LK-445 e o outro formado de 243, ESJ-L-3, 5 e FPA-1.

Considerando-se estes subconjuntos individualmente (fig.51), obtém-se uma idade de 714 ± 49 m.a. e $R_o = 0,7039$ para o primeiro e, para o segundo, 759 ± 326 m.a. com $R_o = 0,7049$, possivelmente correlacionáveis aos gnaisses dioríticos de Vila Nova.

Se, por outro lado, imaginarmos que o ponto LK-445, um meta-diorito, pertença ao subconjunto dois (monzodiorito, diorito e gnaisses), então define-se um segmento isocrônico de idade igual a 652 ± 52 m.a., com $R_o = 0,7051$. Este valor assim conseguido permite que o subconjunto em foco seja agora correlacionado às suítes intrusivas da área de Vila Nova, granodioritos do Arroio Cambaizinho e litologias diversas da Sanga do Velocindo - Mata Grande. Qualquer que seja a interpretação adotada, os dados obtidos são coerentes com os valores indicados pela região setentrional. No entanto, esta última abordagem parece melhor por produzir resultados com erros analíticos razoáveis e condizentes.

Região Meridional - Do ponto de vista geocronológico, a região meridional de ocorrência da unidade Cambaí (fig. 37) é a mais complexa, denotando uma mistura de litologias cristalinas com gêneses certamente distantes no tempo geológico. A diversidade de rochas aqui apontada tornou-se clara a partir dos estudos isotópicos e radiométricos, embora alguns autores já tenham reconhecido nesta área aspectos que permitem diferenciá-la das demais situadas a norte. Enquanto o metamorfismo geral do Bloco São Gabriel é de facies xistos verdes a anfibolito baixo, os terrenos gnaíssicos dos arredores do Cerro Mantiqueiras, bem como os metamorfitos do maciço ultramáfico homônimo, atingem um grau metamórfico de facies anfibolito médio a superior (Pinheiro Machado, inédito, apud Hartmann e Nardi, 1983; fig. 54).

A região a SW de Lavras do Sul constitui-se de metagranitos, gnaisses migmatíticos, em parte derivados de metabasitos e apresentando inclusões de granulitos e anfibolitos, que associam-se a um expressivo corpo de peridotito serpentinizado, circundado por migmatitos e anfibolitos magnesianos, os primeiros cataclásticos e os últimos revelando-se como metabasitos blastomiloníticos.

A observação da figura 52, o diagrama isocrônico para todos os pontos existentes na região meridional do Bloco São Gabriel (exceção feita aos pontos ESJ-11B e E que, apesar de próximos da área, provêm de amostras coletadas a sul do Lineamento de Ibaré), permite que sejam visualizados, de imediato, dois sub-conjuntos de rochas que apresentam padrões geocronológicos absolutamente distintos. São as amostras ESJ-11(B e E) e ESJ-14 (B, C e E) (tab. 18A), que definem um subconjunto de idade transamazônica (1.988 ± 133 m.a.; $R_0 = 0,7038$), e as 237 (B, C, D e E) e 239 (tab. 18B),

brasileiras, mas de interpretação merecedora de alguns comentários adicionais face à dispersão dos pontos analíticos e às idades K-Ar comparativamente maiores.

O primeiro subconjunto é constituído de rochas gnaíssicas (ESJ-11) com bandas máficas (anfíbolíticas) e félsicas (quartzo-feldspáticas) e gnaisses à hornblenda com evidências de retrometamorfismo (ESJ-14). A associação das amostras dos afloramentos ESJ-11 e 14 em um mesmo diagrama isocrônico, com a sugestão de pertencerem à mesma unidade tectônica, indicaria que o Lineamento de Ibaré, apesar de importante estrutura tectônica, não se caracteriza como feição limítrofe de terrenos geológica e geocronologicamente distintos. Aliás, o metamorfismo de grau médio que predomina na fração sul do Bloco São Gabriel pode ser indicativo de terrenos com características transitórias entre os de mais alto grau, a sul, onde as idades transamazônicas são mais facilmente obtidas, e os de baixo grau, a norte, onde os valores brasileiros são mais comuns.

O segundo subconjunto compõe-se de três amostras anfíbolíticas (bandas migmatíticas com hornblenda e anfíbolito, amostras 237B, C e 239) e duas quartzo-feldspáticas (bandas graníticas, amostras 237D e E). Através da reunião destes pontos, para a obtenção de um resultado isocrônico, delineia-se uma idade da ordem de 700 m.a. (fig. 52). A consideração apenas dos termos máficos permite a obtenção de 655 ± 265 m.a.. Os altos erros mencionados são conseqüências dos erros elevados na determinação das razões isotópicas dos pontos individuais e da pequena distribuição dos mesmos em relação à razão $Rb87/Sr86$.

Aparentemente, repetem-se aqui valores brasileiros para as rochas enfocadas, confirmados pelas análises K-Ar em anfibólios extraídos das mesmas litologias, com idades mínimas levemente superiores (700-750 m.a., tab. 15A), mas explicáveis pelas imprecisões das análises Rb-Sr, há pouco comentadas.

Igual raciocínio pode ser estendido aos outros pontos que se posicionaram entre os segmentos isocrônicos I e II da figura 52 (tab. 18C). As amostras de prefixo PM, tratadas em conjunto com os pontos LK-396, ESJ-15 B e C (fig. 53), apontam um resultado sem qualquer significação geológica, mas fornecem, através de análises K-Ar em anfibólios, valores variáveis entre 685 e 816 m.a. (tab. 15A).

A conclusão de caráter interpretativo, à qual se pode chegar para a unidade Cambaí, aflorante em todo o Bloco São Gabriel, e com base na completa integração dos dados geocronológicos, é a de que, com exceção do Gabro de Mata Grande, do Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas e de alguns gnaisses anfibolíticos e quartzofeldspáticos do SW de Lavras do Sul, a grande variedade de termos litológicos que a compõe tem sua origem diretamente vinculada ao desenvolvimento do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. Em outras palavras, tanto os terrenos granitóides agora enfocados, quanto os máfico-ultramáficos e vulcano-sedimentares metamorfizados associados (salvo as exclusões mencionadas) devem ter sido gerados no intervalo de 850 m.a. a 650 m.a., coincidindo com as fases precoce e intermediária de evolução do Cinturão Dom Feliciano.

Se as associações litológicas acima descritas pertencentes à unidade Cambaí, forem supracrustais como propõem alguns autores

(e.g. Silva Filho, 1984), o Gabro de Mata Grande e o Complexo de Pedras Pretas podem representar, respectivamente, o núcleo de uma estrutura dômica e um mega-enclave engolfado pelo episódio magmático São Sepé. Assim, com a adição de alguns gnaisses do SW de Lavras, estas litologias corresponderiam às únicas e atualmente conhecidas exposições do embasamento da orogênese brasileira, nos domínios do Bloco São Gabriel, à semelhança do que se dá com os Gnaisses Encantadas. Como estes, suas idades poderiam também estar relacionadas ao Ciclo Transamazônico. A razão inicial de 0,704, apontada pelo segmento isocrônico I da figura 52, é sugestiva de um pequeno retralhamento crustal registrado pelos gnaisses anfilolíticos e quartzo-feldspáticos das proximidades do Lineamento de Ibaré, dos quais provêm as amostras, nos tempos do Ciclo Transamazônico. É, então, lícito pensar em precursores ainda mais antigos para tais tipos rochosos.

Bloco Taquarembó: terrenos granulíticos do Rio Grande do Sul.

3.1. Síntese Geológica

As primeiras ocorrências de rochas granulíticas em áreas relativamente amplas do oeste do embasamento sul-rio-grandense foram descritas após mapeamento geológico efetivado por formandos do Curso de Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (Unisinos, 1979). Os resultados desta atividade levaram Nardi e Hartmann a propor a designação formal de Complexo Granulítico Santa Maria Chico para os terrenos de alto grau que têm como local-tipo as cabeceiras do Arroio Santa Maria Chico, nas proximidades de Dom Pedrito. O complexo compõe-se de gnaisses quartzo-feldspáticos (granulitos), gnaisses básicos, anortositos, ultramafitos, metapelitos

(gnaisses à sillimanita) e mármore.

O grau máximo de metamorfismo, como mencionam, é o de facies granulito, de pressão média e alta, mas a presença de hornblenda circundando piroxênio aponta para outra fase metamórfica de facies anfibolito. São frequentes as evidências de retrometamorfismo de facies xistos verdes representado por recristalização presente em muitas amostras e atribuída ao efeito térmico dos granitos intrusivos.

A área de afloramento dos terrenos granulíticos pode ser visualizada na figura 58, conforme levantamentos realizados por Hartmann e Nardi (1983), restringindo-se à fração noroeste do Bloco Taquarembó, mas ocorrendo de forma quase contínua.

No complexo aparecem algumas pequenas intrusões de granitóides cujas composições são similares à da Suíte Intrusiva Saibro, definida por Hartmann e Nardi (1982). Efeitos de intensa cataclase, na forma de faixas paralelas ao Lineamento de Ibaré, são reconhecidos nas proximidades desta feição estrutural e a foliação dominante tem direção NW.

Para leste, conforme mapeamentos realizados pelos graduandos da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS, 1981), aparecem rochas graníticas (fig. 54) do tipo hornblenda-biotita monzogranitos, com raras variações para sienogranito, isótropos a levemente bandados, cortados esporadicamente por diques de diorito, andesito e pegmatitos, englobados sob a designação de Complexo Granítico Santo Afonso (Hartmann e Nardi, 1982). No interior desta unidade, a N-NE de Bagé, na região de Arroio do Tigre, são descri-

tas ocorrências de rochas gnáissicas de composição variada que podem, eventualmente, ser correlacionadas aos metamorfitos do Complexo Santa Maria Chico (Hartmann e Nardi, 1983). Trata-se de biotita gnaisses, gnaisses trondhjemíticos e gnaisses granodioríticos a tonalíticos, sendo frequentes as evidências de importante catáclase.

3.2. Interpretação Geocronológica

As primeiras tentativas de determinação da idade do Complexo Santa Maria Chico foram feitas por Soliani Jr. (1979), através dos métodos K-Ar e Rb-Sr. Mesmo demonstrando razões Rb/Sr extremamente baixas, uma coleta numerosa de amostras permitiu que fosse selecionado um afloramento de gnaisses quartzo-feldspáticos (AFL-13), nas proximidades do Arroio Taquarembozinho, com razões isotópicas suficientes para que se delineasse uma isócrona transamazônica ($t = 2.030 \pm 73$ m.a., $R_o = 0,702$; seg. York, 1966) posteriormente publicada por Soliani Jr. et al. (1984) (fig. 55, tab. 19A).

Em que pese os baixos valores da razão Rb^{87}/Sr^{86} revelados pelos pontos que compõem tal isócrona, a idade transamazônica foi confirmada através de reanálise das amostras junto ao Laboratório de Geocronologia do Institute of Geological Science de Londres, com um resultado de 1.979 ± 266 m.a., e $R_o = 0,7019$ (tab. 19B).

Com o intuito de precisar melhor este dado geocronológico, novas análises foram tentadas incluindo-se o uso da técnica da diluição isotópica, o que ratificou a idade da ordem de 2.000 m.a., redundando, no entanto e novamente, em altos erros ($t = 1.930 \pm 434$ m.a., $R_o = 0,7021$).

A figura 56 corresponde a um diagrama isocrônico em que foram traçadas, para referência, as isôcronas transamazônicas conseguidas a partir de granitóides Cambaí da região meridional do Bloco São Gabriel (fig. 52) e do Complexo Granulítico Santa Maria Chico. A inclusão de 6 pontos analíticos derivados de rochas gnáissicas e migmatíticas de proveniências diversas do Bloco Taquarembó (fig. 54), obtidas pelo Projeto RADAMBRASIL ou por este trabalho, revelou que três deles parecem pertencer aos conjuntos litológicos pré-brasileiros, sendo os restantes mais novos que o Transamazônico, consequentes da mobilidade tectônica do final do Pré-Cambriano, provavelmente relacionados ao Complexo Granítico Santo Afonso.

Os segmentos isocrônicos há pouco comentados possuem razões iniciais da ordem de 0,702 e 0,704. Como já mencionado por Soliani Jr. et al. (1984), e de acordo com Moorbath (1975), baixas razões iniciais, do tipo manto superior, de muitos gnaisses antigos indicam que seus precursores imediatos são adições juvenis à crosta continental realizadas na, ou próximo a, época da idade obtida. O intervalo entre o momento da extração de material ígneo juvenil a partir do manto superior e/ou litosfera básica que sofreu subducção e o momento da produção das características metamórficas regionais dos complexos gnáissicos derivados, pode ser menor do que 50 ou 100 milhões de anos, estando dentro da incerteza analítica da maioria das medidas de idade de rochas do Pré-Cambriano. Este parece ser o caso dos granulitos analisados. Assim, a idade isocrônica obtida pode indicar a época do evento correspondente à acreção-diferenciação, significando, muito aproximadamente, o tempo de formação da unidade rochosa em questão. Uma gênese a partir de retrabalhamentos crustais pode ser sugerida para os termos litológicos pertencentes ao segmento isocrônico de razão inicial maior.

Paralelamente às investigações Rb-Sr, desenvolveram-se análises K-Ar em diversos tipos litológicos da entidade tectônica, (tab. 20) sendo detectados valores coerentes com o resfriamento transamazônico, como 1.796 ± 54 m.a. (Teixeira, 1982) e 1.731 ± 41 m.a. (Cordani et al., 1984), resultados que denotam rochas antigas, mas parcialmente rejuvenescidas por escape de Ar, como aqueles incluídos no intervalo $1.600 - 1.000$ m.a.. Os demais ou são oriundos de granitóides brasileiros ou de litologias que podem ter tido uma origem precoce no quadro evolutivo, mas que foram isotopicamente rejuvenescidas, pois suas idades concentram-se entre 730 e 530 m.a..

Os valores temporais pré-brasileiros obtidos em anfibólios e plagioclásios, minerais que apresentam forte retentividade para o Ar, demonstram que o evento tectônico do Pré-Cambriano Superior não produziu nas rochas analisadas temperaturas significativamente maiores do que 400°C .

O Complexo Santa Maria Chico também mereceu estudos pelo método Pb-Pb, desenvolvidos junto ao Laboratório de Geocronologia do Departamento de Geologia e Mineralogia da Universidade de Oxford, Inglaterra. Ao todo foram 20 análises (tab. 21) sobre rochas derivadas de quatro afloramentos distintos, interpretados através de três diagramas isotópicos.

A associação dos pontos analíticos resultantes dos afloramentos AFL-1 e 2, próximos entre si (fig. 54), deveu-se ao fato de evidenciarem, basicamente, o mesmo padrão radiométrico. Das 8 amostras estudadas, 7 agruparam-se em decorrência de composições isotópicas muito similares e apenas uma (AFL-1/II) mostrou-se sufi-

cientemente diferenciada para permitir o traçado de uma reta passante por ela e pelo ponto médio do conjunto das demais amostras (fig. 57). A idade aparente conseguida foi de $2.367 \pm 121 - 132$ m. a., com $\mu(\text{U238/Pb204}) = 8,099$. Se considerados apenas os quatro pontos de prefixo AFL-1, o valor temporal resultante é de $2.236 \pm 145 - 161$ m.a. e μ_1 de 8,121.

As amostras precedidas pelas siglas AFL-5 e AFL-13 constituíram, separadamente, isócronas de melhor qualidade face à adequada distribuição de seus pontos nos respectivos diagramas isotópicos (figs. 58 e 59). Em ambos os casos, o posicionamento dos mesmos à esquerda da geócrona reflete um empobrecimento de U nos materiais precursores desses termos litológicos. O resultado de $2.183 \pm 285 - 355$ m.a. para as amostras do afloramento 13 (AFL-13, fig. 59) é coerente com a idade já apontada pelo método Rb-Sr.

As rochas designadas por AFL-5, por seu turno, alinharam-se ao longo de uma isócrona de $2.541 \pm 167 - 189$ m.a. (fig. 58). Este resultado é, evidentemente, distinto dos demais, posicionando-se fora das margens dos erros analíticos das idades derivadas dos conjuntos cogenéticos AFL-1 e 13.

Tais padrões radiométricos parecem caracterizar materiais crustais com evoluções diferentes. É possível, então, encarar o Complexo Granulítico Santa Maria Chico como tendo sido gerado no Ciclo Transamazônico (época de instalação das características de alto grau metamórfico), mas preservando restitos crustais de idades mais antigas, dos quais as amostras AFL-5 seriam representantes.

Os valores de $u(U238/Pb204)$ iguais a 8,099 (ou 8,121 se consideradas apenas as amostras AFL-1), 8,065 e 7,852, para o modelo de evolução simples, são indicativos de uma derivação direta do manto na época apontada.

A efetivação do Ciclo Brasileiro pode ter promovido, em parte, uma mobilidade química de U e/ou Pb, Rb, Sr, K e Ar nestas litologias revelada pela dispersão de alguns pontos nos diagramas Rb-Sr e Pb-Pb e, sobretudo, pelas idades K-Ar distribuídas entre o Transamazônico e este ciclo mais recente.

Por último, como parte das investigações geocronológicas por traços de fissão ao longo do perfil Pelotas - Dom Pedrito (Poupeau et al., 1985), apatitas extraídas de amostras do afloramento AFL-2 do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (fig. 54) indicaram uma idade de 216 ± 18 m.a. (tab. 22A) revelando que o resfriamento destas rochas, para valores inferiores a 1200°C , aconteceu em um tempo relativamente recente, fruto de um soerguimento de caráter epirogenético, do início do Mesozóico.

4. Considerações Finais

Em face ao que acaba de ser visto, é preciso enfatizar alguns aspectos de ordem conclusiva em relação à porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense, como seguem:

- a porção ocidental do Escudo do Rio Grande do Sul admite uma subdivisão em duas unidades geotectonicamente distintas, o Bloco São Gabriel e o Bloco Taquarembó, respectivamente constituídos de granitóides foliados e sequências meta-vulcano-sedimenta-

res, de baixo a médio graus de metamorfismo, e terrenos granulíticos, ambos intrudidos por granitóides pouco foliados ou isotropos mais jovens;

- em conjunto, as supracrustais de baixo grau metamórfico do Bloco São Gabriel podem ser reunidas, com base em suas características geocronológicas, em dois grupos: o primeiro composto do Gabro de Mata Grande e, possivelmente, do Complexo Pedras Pretas, com idades da ordem de 2.000 m.a. e variáveis de 1.000 a 510 m.a., e de outro formado pelos demais complexos, cujas idades variam de 800 a 550 m.a.. Os dados K-Ar dos complexos máfico-ultramáficos e vulcano-sedimentares do NW gaúcho possibilitam duas hipóteses sobre a gênese dos mesmos: ou (1) estes conjuntos litológicos originaram-se no Proterozóico Inferior (ou Arqueano?), revelando idades de resfriamento transamazônicas, rejuvenescimentos parciais e completos durante o Ciclo Brasileiro, ou (2) ocorreram dois ou mais eventos geradores destes tipos rochosos, o primeiro no Proterozóico Inferior, com possíveis rejuvenescimentos de algumas de suas frações (Complexo Pedras Pretas?) no Proterozóico Superior, e outro neste intervalo de tempo, com a formação de novos termos litológicos de composições similares. Os Gnaisses Cambaí aflorantes nas regiões do Cerro Mantiqueiras, Vila Nova e Mata Grande, através do método K-Ar, revelam idades variáveis de 815 a 680 m.a., com diversos valores concentrados ao redor de 750 m.a.. De igual modo, pelo método Rb-Sr, as mencionadas rochas tiveram seus valores temporais oscilando entre 715 e 650 m.a., com exceção de algumas amostras da porção meridional do Bloco São Gabriel, a SW de Lavras do Sul, onde fragmentos crustais de idade transamazônica puderam ser identificados. A conclusão que advém da interpretação geocronológica integral do Bloco São Gabriel é a de que, excluídos

o Gabro de Mata Grande, possivelmente o Complexo Pedras Pretas e alguns gnaisses anfibolíticos e quartzo-feldspáticos das proximidades do Lineamento de Ibaré, a grande variedade de termos litológicos que compõem o Complexo Vila Nova teve sua origem diretamente vinculada ao Ciclo Brasileiro e, se considerada em associação com as suítes graníticas que lhes são intrusivas, perfazem um intervalo temporal de 850 a 460 m.a., inteiramente correlacionável ao estimado período de desenvolvimento tectônico da porção leste. As exceções mencionadas parecem representar frações do embasamento na forma de exposições em núcleo de estruturas dômicas (Gabro de Mata Grande) ou enclaves em corpos granitóides;

- no Bloco Taquarembó, os terrenos granulíticos do Complexo Santa Maria Chico revelaram-se transamazônicos, seja pelas idades Rb-Sr, da ordem de 2.000 m.a., seja pelas K-Ar, de resfriamento, com valores máximos da ordem de 1.800 m.a.. Nas análises Pb-Pb, o evento transamazônico foi confirmado e no afloramento AFL-5 revelou-se um novo valor de cerca de 2.500 m. a., que pode estar sugerindo a preservação de restitos crustais pré-transamazônicos no interior do complexo. Por traços de fissão em apatitas, a idade obtida para o Complexo Santa Maria Chico foi de 216 m.a., revelando que o resfriamento para valores inferiores a 1200C parece relacionar-se com o soerguimento epirogenético que encerrou a deposição da Sequência Delta na Bacia do Paraná (Soares et al., 1974).

CAPÍTULO V

AS SUÍTES GRANÍTICAS INTRUSIVAS NA PORÇÃO OESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

1. Considerações Iniciais

Numerosos corpos graníticos intrusivos atestam a frequência das manifestações magmáticas ácidas acontecidas na porção oeste do Escudo do Rio Grande do Sul. Estas mostram-se como "stocks", batólitos ou associações complexas de consideráveis dimensões, combinadas com gnaisses e migmatitos, granulitos, rochas metamórficas de baixo grau e seqüências vulcano-sedimentares, os tipos litológicos principais que compõem os terrenos cristalinos ocidentais.

Atingindo em área uma percentagem estimada de 40 a 50% das litologias aflorantes (fig. 54), destacam-se, de norte para sul, os complexos graníticos de São Sepé, da Ramada, de Caçapava do Sul, de Lavras do Sul e Santo Afonso, além dos batólitos e "stocks" do Cerro da Cria, Santa Rita, Jaguarí e da Suíte Intrusiva Saibro, definidos e caracterizados por autores diversos, em diferente graus de detalhe, ao longo das últimas décadas.

Hartmann e Nardi (1983) e Nardi (1984) reconheceram três grupos de intrusões ácidas no oeste do Escudo, diferenciáveis por suas características petrográficas e estruturais. O primeiro seria constituído por rochas tonalíticas, granodioríticas e graníticas deformadas e metamorfizadas em baixo grau, comuns na fração setentrional (e já discutido no capítulo anterior como Gnaisses Cambaí,

seg. Silva Filho, 1984), o segundo por termos granodioríticos e monzograníticos sem evidências de metamorfismo ou deformação, representado, por exemplo, pelas porções centrais dos complexos de São Sepé e Lavras do Sul, e o último por sienogranitos e K-feldspato granitos entre os quais se incluem a Suíte Intrusiva Saibro, o Granito Jaguarí e os pertita-granitos dos complexos de São Sepé e Lavras do Sul, entre outros.

De acordo com os mesmos autores, as rochas do grupo 2 parecem ser calci-alcálinas, embora algumas amostras pertençam ao campo alcalino, e devem ter se intrudido sob condições pós-tectônicas ou anorogênicas, sendo as alcalinas e peralcalinas do grupo 3 atribuídas à última fase.

Os primeiros levantamentos geocronológicos levados a efeito nas suítes graníticas intrusivas no embasamento ocidental do Rio Grande do Sul são devidos a Robertson (1966), Minioli e Kawashita (1971) e Dresch et al. (1973), que concentraram seus esforços nos maciços de Caçapava do Sul, Lavras do Sul e São Sepé, utilizando-se, essencialmente, do método K-Ar em minerais separados.

Cordani et al. (1974) incrementaram os conhecimentos radiométricos relativos a estas unidades com a aquisição de cerca de uma dezena de novas análises, agora pelo método Rb-Sr, sendo incluído nas investigações o Granito da Ramada. Na oportunidade, através de dois diagramas isocrônicos de referência (figs. 60 e 61), ficou claro que os batólitos de Lavras do Sul e Caçapava do Sul (em parte, já que dois pontos analíticos posicionaram-se abaixo da isócrona), associados a outros granitóides indiferenciados do Cambaí, compunham um evento magmático precoce, correlacionável à fase

sintectônica do Ciclo Brasileiro, enquanto os maciços de São Sepé e da Ramada, com razões Rb/Sr altamente favoráveis, definiam um valor temporal compatível com a fase pós-tectônica, ao qual se incluíram alguns pontos derivados dos riolitos Acampamento Velho, que se revelaram concordantes, sugerindo possuir uma relação genética com os granitos mencionados. A este último evento os autores atribuíram os pontos não alinhados do Granito de Caçapava do Sul.

A partir de 1978, com as pesquisas de Sartori no Complexo de São Sepé, as suítes graníticas passaram a ser estudadas individualmente, com a constatação de que várias delas mostravam evolução polifásica.

2. O Complexo Granítico de São Sepé

De acordo com Sartori (1978), o Complexo Granítico de São Sepé, como foi por ele denominado, congrega tipos litológicos distintos e mapeáveis (fig. 36). Na parte centro-sul do maciço ocorre um microgranito monzonítico e, na centro-norte, um granito monzonítico porfirítico. Estas duas subunidades estão envolvidas por um granito subalcalino equigranular e, finalmente, intrusões menores de microgranitos alcali-feldspáticos fazem-se representar.

O batólito granítico de São Sepé gerou uma faixa de hornfels, com largura da ordem de uma centena de metros, tanto nos metamorfitos vulcano-sedimentares da Sequência Campestre, quanto nos grauvaques da Formação Maricá. Além disso, o granito mostra-se intrusivo em um derrame de lavas basálticas atribuído ao Membro Hilário (Sartori, op. cit.).

As rochas de composição granito-monzonítica, que constituem a fração central do maciço, forneceram uma idade de 669 ± 54 m.a. e $R_o = 0,7062$ (fig. 62, tab. 23A), tendo sido correlacionadas à fase sintectônica do Ciclo Brasileiro. Os granitos subalcalinos periféricos, por seu turno, definiram uma isócrona de referência de 527 ± 7 m.a., com $R_o = 0,7067$ (fig. 63, tab. 23B), compatível com a denominada fase pós-tectônica do referido evento diastrófico.

Os microgranitos intrusivos, associados a amostras de riolitos do Cerro Tupanci, alinharam-se ao longo de um segmento isocrônico de 466 ± 6 m.a. e $R_o = 0,7102$ (fig. 64, tab. 23C).

De acordo com Sartori (op. cit.), caso esta última idade seja correta, e levando-se em conta que outras determinações radiométricas sobre riolitos de áreas distintas, elaboradas por Minioli e Kawashita (1971) e Cordani et al. (1974), apontaram um evento efusivo por volta de 500 m.a., estaria, então, configurada uma segunda fase de vulcanismo ácido pós-orogênico no Rio Grande do Sul: a primeira contemporânea à época de intrusão dos granitos pós-tectônicos e a outra, de caráter alcalino, associada a intrusões de microgranitos, corresponderia ao encerramento das atividades ígneas do Ciclo Brasileiro.

Ainda, segundo o mesmo autor, pelas razões iniciais fornecidas pelos diagramas isocrônicos, e sabendo-se que o ambiente tectônico estabelecido durante o Pré-Cambriano Superior teve como substrato uma crosta de natureza continental (Gnaisses Encantadas e suas características litológicas), as rochas do Complexo Granítico de São Sepé poderiam ser uma consequência de fenômenos anatécnicos atuantes no substrato ensialico, no material do próprio cinturão orogê-

nico (Faixa Dobrada Ribeira, Região Orogênica do Sudeste, conforme considerado pelo pesquisador em foco), ou em ambos ao mesmo tempo, com ou sem contribuições do manto superior. As razões iniciais, sucessivamente crescentes com a diminuição das idades, sugerem, de acordo com ele, fusões consecutivas sobre materiais com quantidades gradativamente maiores de Sr radiogênico. Em outros termos, Sartori (op.cit.) propõe que o batólito de São Sepé é heterogêneo e polifásico, originado de processos anatéticos de rochas crustais submetidas a metamorfismo regional, podendo ter recebido contribuições de material do manto, na geração das rochas de composição granito-monzonítica. O magma original, por diferenciação gravitativa, há cerca de 670 m.a., teria se dividido em duas frações distintas, uma no fundo do reservatório, composta pelos minerais mais densos (termo litológico mais básico), e outra na parte superior, constituída de minerais maiores de feldspatos associados a líquido residual (termo mais ácido), resultando nas variedades microgranito monzonítico e granito monzonítico, justapostos lado a lado por soerguimento do primeiro em relação ao outro através de falhamentos. Em fase pós-tectônica, ocorrida há 530 m.a., novos fenômenos de anatexia teriam favorecido extenso magmatismo em nível crustal possivelmente superior, gerando massas ígneas ácidas super-aquecidas, com teores de voláteis, resultando em um granito sub-alcálico de epizona, com enclaves de microgranito monzonítico próximo do limite entre ambos.

As análises K-Ar realizadas no batólito de São Sepé, com idades variando de 670 a 470 m.a., confirmam a hipótese de uma evolução magmática prolongada.

Por fim, o término do ciclo orogênico aconteceu após nova fase magmática ácida, há 470 m.a., da qual resultaram as intrusões menores de microgranitos e os riolitos geneticamente associados.

As análises K-Ar realizadas no batólito de São Sepé, com idades variando de 670 a 470 m.a., confirmam a hipótese de uma evolução magmática prolongada.

Apenas duas análises K-Ar estão relacionadas ao maciço de São

Sepé: uma em feldspatos com 506 ± 22 m.a. e outra em plagioclásios concentrados de cornubianito desenvolvido sobre as vulcano-sedimentares da Sequência Campestre, cujo valor obtido foi de 468 ± 34 m.a. (tab. 23D). São, evidentemente, idades mínimas, já que os minerais utilizados não são bons retentores de Ar radiogênico.

3. Os Granitos Ramada e Cerro da Cria

Os corpos graníticos da Ramada e do Cerro da Cria (fig. 65) foram denominados e pioneiramente estudados por Leinz et al. (1941) e Ribeiro et al. (1966), respectivamente, sendo, desde então, focos de esporádicas pesquisas, permanecendo ainda pouco conhecidos do ponto de vista geológico e geocronológico.

As primeiras análises radiométricas em amostras do "stock" da Ramada são encontradas em Cordani et al. (1974). Nesse trabalho, os três pontos conseguidos foram incluídos em um diagrama isocrônico de referência associados a amostras do Complexo de São Sepé (bordo) e dos riolitos Acampamento Velho, fornecendo um valor temporal de 525 ± 3 m.a. (fig. 61) controlado principalmente por estas litologias.

Somente nestes últimos tempos é que os maciços ígneos voltaram a ser visitados de forma sistemática e criteriosa, passando a ser objeto de dissertação de mestrado (Naime, em prep.). Como assinala o pesquisador, no "stock" da Ramada podem ser definidos dois tipos litológicos: na fração setentrional predomina a variedade monzogranítica, enquanto na porção sul a composição sienogranítica é a mais importante e onde também se nota que, em direção aos bordos, a textura torna-se mais fina. Tanto a leste, quanto a

oeste, no limite com a formação Maricá, são reconhecidas evidências de metamorfismo de contato.

De igual modo, o Granito Cerro da Cria revela variações petrográficas entre as frações leste e oeste, mas o nível em que se encontram os levantamentos não permite, ainda, o adiantamento de informações conclusivas a respeito desse pertita-granito.

O estudo geocronológico destas unidades vem sendo feito por Naime (op.cit.), mas os dados já obtidos (há análises em andamento) autorizam alguns comentários. Estão disponíveis sete pontos analíticos para a variedade monzogranítica do maciço da Ramada, todos derivados de rochas coletadas numa área de cerca de 1,5 km² e com características petrográficas bastante similares. Plotados em um diagrama isocrônico, alinham-se ao longo de uma reta de 466 ± 13 m.a. e indicam uma razão inicial de 0,7108 (fig. 66, tab. 24A).

A julgar por esses resultados, os monzogranitos da Ramada são correlacionáveis à última fase magmática da suíte São Sepé (microgranitos intrusivos), idênticos na idade e na razão inicial. Se a estes pontos forem adicionados os de Cordani et al. (1974), a idade indicada sobe para 487 ± 12 m.a., continuando cronocorrelata ao episódio ígneo mais jovem da região de São Sepé.

Amostras pertencentes à variedade sienogranítica estão em fase de análise, não havendo dados em disponibilidade.

O pertita-granito Cerro da Cria, por sua vez, é portador de baixos teores de Sr. Face à razão Rb/Sr altamente favorável, utilizando-se os valores de Sr obtidos por diluição isotópica e razão

inicial atribuída de 0,705, suas idades convencionais, com valores da ordem de 550-560 m.a., são aceitáveis e provavelmente significativas (tab. 248).

Estes resultados preliminares apontam no sentido de conferir ao Granito Cerro da Cria uma idade superior à dos tipos litológicos componentes da suíte Ramada e a representação deste fato está expressa na figura 66, onde o ponto correspondente à unidade posiciona-se acima do segmento isocrônico. A correlação se faz, então, com a facies de bordo do Complexo de São Sepé.

4. O Batólito Granítico de Caçapava do Sul

Mapeado e descrito por Leinz et al. (1941), o Batólito Granítico de Caçapava do Sul continua insuficientemente conhecido e é causa de discussões acirradas, com muitos pontos controversos em relação a vários de seus aspectos. Com base nisso, Sartori e Kawashita (1985) retomaram os estudos petrográficos e geocronológicos do maciço com o objetivo de contribuir com novas informações de ordem composicional e evolutiva.

Segundo estes autores, o Batólito de Caçapava (fig. 67) mostra-se heterogêneo, composto por granitos com variações até granodioritos. O tipo petrográfico mais félsico é um leucogranito rosa-avermelhado, de granulações média a fina, ocorrente nas porções NE e S-SW, com alguns pontos amostrados também no interior da massa granítica (fig. 70).

A maior expressão do batólito se dá através de granitos normais dos tipos sieno e monzogranito, rosa-avermelhados e rosa-a-

cinzentados, com granulação uniforme média a fina, revelando ou não foliação pela orientação da biotita.

Os tipos petrográficos mais básicos são granodioritos, talvez até tonalitos em alguns locais, acinzentados e de granulação também uniforme, média a fina, compondo, principalmente, as partes NW, W e SW do maciço, mas também encontrados em zonas mais centrais.

Do ponto de vista petroquímico, Sartori e Kawashita (op.cit.) mencionam que estas rochas revelam um "trend" calci-alcálico, partindo de termos granodioríticos e indo até os leucogranitos. A ambiência tectônica de intrusão seria a de um cinturão orogênico, em base à natureza peraluminosa e à distribuição da frequência unimodal do índice de diferenciação e do plagioclásio normativo, típicos de áreas tectônicas compressivas.

A interpretação geocronológica Rb-Sr pioneira para o batólito em discussão previa uma gênese de suas rochas constituintes em, pelo menos, dois eventos magmáticos atribuídos às fases sin e pós-tetônica do Ciclo Brasileiro, em base, sobretudo, dos aspectos texturais das amostras Cordani et al., 1974; figs. 60 e 61. Se, em um diagrama isocrônico, forem considerados apenas os quatro pontos analíticos de Cordani et al. (op. cit.), independentemente de sua iso ou anisotropia, a idade sugerida é de 524 ± 5 m.a., com $R_0 = 0,7048$. A inclusão do ponto ESJ-EP-55C, oriundo de amostra fortemente foliada e coletada próximo ao contato SE com a encaixante, em nada altera esse resultado (523 ± 4 m.a.) (fig. 68).

Sartori e Kawashita (op. cit.) apresentaram 21 novas análises

isotópicas Rb-Sr em RT (tab.25A), acompanhadas de uma outra interpretação geocronológica. Do total de pontos (25), 18 permitiram o traçado de uma isócrona com 552 ± 4 m.a. e $R_0 = 0,705$ (fig. 69), que também reflete a média das idades convencionais das amostras que forneceram altas razões Rb/Sr.

Da observação da figura mencionada, percebe-se ser grande a dispersão dos pontos analíticos, sobretudo nas proximidades da origem do diagrama. Este dado foi interpretado como indicativo de uma homogeneização isotópica incompleta entre os materiais do manto superior e da crosta que originaram o batólito. Assim, as variedades básicas da suíte pertenceriam não a uma etapa anterior de magmagenese (fase sintectônica do Ciclo Brasileiro), mas participariam de uma associação granítica calci-alkalina pós-tectônica (Sartori e Kawashita, op.cit.). Tal padrão de distribuição dos pontos analíticos poderia, no entanto, estar refletindo a contemporaneidade de pulsos magmáticos geradores do batólito, através de segmentos isocrônicos distintos e ainda não definidos, o que seria possível precisar apenas com a utilização de amostras cogenéticas.

A suspeita acima enunciada encontra suporte também nas idades aparentes K-Ar disponíveis para os granitóides de Caçapava do Sul. Valendo-se dos dados originais de Minioli e Kawashita (1971), ligeiramente menores do que os recalculados segundo as novas constantes propostas por Steiger e Jager (1977), e com erros de 2, Sartori e Kawashita (1985) chamam a atenção para as semelhanças, dentro dos erros analíticos, entre as idades Rb-Sr e K-Ar dos granitóides de Caçapava do Sul. Tal padrão geocronológico, comentam, é o resultado de uma cristalização seguida de um resfriamento

muito rápido, típico de final de ciclo orogênico, sem eventos tectônicos subsequentes capazes de alterar esta relação. Mas se, ao contrário, utilizarmos os valores radiométricos recalculados, a concordância entre as idades fornecidas pelos dois diferentes métodos já não é segura e duas amostras datadas através de suas biotitas (tab. 25B) revelaram valores temporais superiores ao isocrônico (590 ± 12 e 599 ± 25 m.a.). Se estes resultados têm significado geológico, é possível que o plutão granítico de Caçapava seja, então, polifásico.

As incertezas que se apresentam podem advir do fato de que o batólito não tem nem mesmo o seu mapa de facies petrográficas elaborado, parecendo, no entanto, que sua estruturação não é concêntrica, à semelhança de outros maciços gaúchos. Com o intuito de contribuir com a continuidade dos estudos relativos ao complexo, executamos mapas de tendência superficial (40grau) a partir dos teores de Rb, Sr e do valor da razão Rb/Sr de 47 amostras coletadas por Sartori, a procura de indícios sugestivos de variações faciológicas (figs 71, 72 e 73). Dos três, o que melhor corresponde à distribuição dos tipos litológicos descrita por Sartori e Kawashita (op.cit.) (fig. 70) é o de variação da concentração de Sr, elemento que oscila amplamente de acordo com a facies petrográfica, ao contrário do Rb que apresenta um intervalo de flutuação muito mais restrito e quase indiferente à litologia (tab. 25C).

Se a isócrona da fig. 69 tem a sua idade altamente influenciada pelos pontos de elevadas razões Rb/Sr (1, 4, 7, 8 e 41) e se esses leucogranitos estão concentrados sobretudo na fração NE do maciço, a procura de facies litológicas diferentes (com teores de Rb e de Sr particulares e idades possivelmente distintas) para a

coleta de amostras cogenéticas deve ser feita, por exemplo, nos monzogranitos ou granodioritos da porção centro-oeste do batólito, nos sienogranitos de E e S-SE, ou nos sieno e monzogranitos das frações centro-sul e SE. De igual modo, os granodioritos-tonalitos concentrados a NW poderão indicar, através da construção de diagramas isocrônicas sub-regionais, desde que exista, o caráter pluri-episódico do complexo.

Os valores de 600 - 590 m.a. (K-Ar em biotita) podem estar relacionados a um evento petrogenético pouco mais antigo, de 600 - 650 m.a.. Um episódio ígneo importante, de 550 m.a., pode estar refletido no segmento isocrônico geral para o batólito, época em que se formaram as rochas de maior razão Rb/Sr, e, no encerramento da atividade magmática, granitos róseos podem ter sido produzidos há 525 m.a., contemporaneamente aos granitóides sub-alcalinos do Complexo de São Sepé, já que os pontos 260 e 263 alinham-se de forma apropriada no diagrama da referência apresentado por Cordani et al. (1974) (fig. 61).

5. O Complexo Granítico de Lavras do Sul

Nos estudos pioneiros de Teixeira e Leinz (1942) foram descritos dois tipos litológicos associados e componentes do Complexo Granítico de Lavras do Sul: um granodiorítico com textura porfirítica e outro granítico com textura equigranular. Goñi (1961) classificou os termos granodioríticos deste maciço como granitos rapakivi e concluiu por sua origem através de granitização, ou seja, por metassomatismo potássico de rochas do tipo arcóseo ou grauvaque.

Para Ribeiro et al. (1966), o complexo possui gênese magmática e revela evidências de ser posterior a vulcanitos de unidades molassóides do Rio Grande do Sul. Sartori (1978), Reischel (1980) e UFRGS (1980) reconheceram que o complexo em foco constitui-se de granodioritos e monzogranitos, em sua porção central, e de sienogranitos e pertita-granitos que circundam a unidade anterior, sendo correlacionáveis, respectivamente, por suas características petrográficas, e à semelhança do que se dá com outros complexos, às fases sin e pós-tectônica do Ciclo Brasileiro.

De acordo com Nardi (1984), o Complexo Granítico de Lavras é um batólito zonado reverso (fig. 74), de forma grosseiramente circular, no centro do qual afloram granodioritos e monzogranitos que gradam para sienogranitos pertíticos e com textura rapakivi cada vez mais abundante, enquanto que no bordo do maciço passam a predominar os pertita-granitos.

O modelo de evolução vislumbrado pelo mesmo autor baseia-se em mecanismos similares a subsidência de caldeiras, segundo Chapman (1976), e propõe um bloco granítico calci-alcalino (shoshonítico) engolfado por magmas alcalinos ascendentes que também geraram as suítes intrusivas Jaguari e Saibro (comentadas adiante). Da mistura de ambos formaram-se as rochas da faixa de transição.

Através da leitura de trabalhos diversos, depreende-se que a gradação de características entre os tipos litológicos é feição marcante e está enfaticamente evidenciada em Nardi (op. cit.) por meio de dezenas de diagramas que ilustram as variações petrográficas e geoquímicas dessas rochas.

Em relação aos teores de Rb e Sr, bem como às razões isotópicas desses elementos, o fenômeno gradacional persiste e é possível esboçar para o maciço uma subdivisão interna mais completa, como se vê na tabela 26 e figura 75, levando-se em conta a localização dos pontos amostrados e analisados.

A porção central do complexo granítico admite ser dividida em duas frações que aqui denominamos, apenas para referência, de "núcleo interno" e "núcleo externo" do maciço. O primeiro possui teores médios de Rb da ordem de 130 ppm, enquanto o Sr ocorre com cerca de 850 ppm. Estas quantidades dão à razão $Rb87/Sr86$ do "núcleo interno" valores variáveis entre 0,38 e 0,53. No diagrama da figura 75, são os pontos que se posicionam mais proximamente à origem.

No "núcleo externo", os teores respectivos são de 165 e 560, ou seja, observa-se um discreto aumento na taxa de Rb e diminuição do Sr. Com isso, as razões $Rb87/Sr86$ passam a intermediar 0,81 e 0,91.

Nos termos litológicos de transição o fenômeno repete-se. Entre os quatro pontos disponíveis para a faixa, o de maior razão é aquele que se coloca mais próximo dos pertita-granitos da borda. Nesse anel intermediário, o Rb ascende para teores médios de 220 ppm e o Sr desce para cerca de 365 ppm. Os valores de $Rb87/Sr86$ passam a variar de 1,20 a 2,34 (tab. 26A).

Finalmente, na zona periférica o que se constata é que os teores de Rb se estabilizam e permanecem similares aos da faixa de transição. O Sr, no entanto, continua decrescendo, com teores de

130 ppm na fração interna e 65 - 75 ppm na externa. Estes pontos são os que mais se afastam da origem do diagrama da figura 75. Apenas um caso aparentemente discrepante foi constatado entre os 21 pontos analíticos disponíveis para o maciço. O ponto LS-3 (figs. 74 e 78, apesar de ter sido coletado na faixa mapeada como transicional, apresenta características isotópicas de litologia periférica. Embora o domínio na área de coleta seja de termos litológicos transicionais, a presença de rochas com facies petrográficas diferentes não é incomum e vale lembrar que, entre os pontos situados a NE do complexo, a amostra em foco é a que se posiciona mais longe da zona central.

A construção de segmentos isocrônicos de referência, para cada uma das frações central, transicional e periférica do maciço de Lavras, aponta no sentido da atribuição de idades distintas para as mesmas. Assim é que, para o núcleo, a idade conseguida foi de 653 ± 34 m.a. (fig. 76). A não linearidade dos pontos analíticos sugere a inclusão, no mesmo diagrama, de termos litológicos com características apenas similares.

Para as rochas transicionais, a idade sugerida é de 592 ± 46 m.a. (fig. 77) e, no caso dos pertita-granitos periféricos, o valor temporal que se obtém é de 554 ± 25 m.a. (fig. 78). As respectivas razões iniciais são crescentes, partindo de 0,7038, passando por 0,7042 e chegando a 0,7050 no cinturão externo.

O comportamento isotópico do maciço de Lavras, com suas idades decrescentes e razões Sr^{87}/Sr^{86} crescentes em direção à periferia, a definição de uma linha convexa em diagrama isocrônico (fig. 75), as variações contínuas nos teores de Rb e Sr, além dos

aspectos petrográficos e petroquímicos gradacionais apontados por Nardi (1984) induzem a imaginar, para o mesmo uma gênese calcada em processos de diferenciação magmática (cristalização fracionada). Se assim tivesse acontecido, a geração da unidade teria se iniciado há cerca de 650 m.a. passados, encerrando-se há apenas 550 m.a., sendo possível encontrarem-se idades intermediárias a estas duas extremas, como a indicada pelo valor de 590 m.a., nos termos litológicos de transição.

A formação dos granitóides de Lavras no irreal decurso de 100 m.a. implicaria em resfriamento extremamente lento, o que se contrapõe às texturas apresentadas pelas rochas centrais, sugestivas de consolidação em níveis crustais pouco profundos.

A geoquímica dos elementos maiores e das terras raras, os cálculos baseados nos coeficientes de partição de alguns elementos-traço, a utilização de razões elementares, indicam que os três tipos litológicos principais e componentes do batólito não se relacionam por diferenciação magmática porque não apresentam "trends" típicos de rochas co-magmáticas (Nardi, op. cit.).

Os termos extremos (de núcleo e de bordo) parecem ter, respectivamente, afinidade calci-alcalina e alcalina. O primeiro, uma suíte de ambiente compressivo, é formado por granito do Tipo I (Pitcher, 1983) e, embora uma origem a partir da fusão parcial de rochas predominantemente ígneas possa ser aventada, as evidências geoquímicas são mais consistentes com uma derivação mantélica. O último, uma suíte magmática de ambiente distensivo, caracteriza-se por granitos do tipo A (Pitcher, op. cit.), originados ou por cristalização fracionada de alcali-olivina basaltos derivados do

manto, conforme pensamento de vários petrólogos, ou por fusão parcial de rochas granulíticas, presentes nas proximidades, como lembra Nardi (op. cit.).

As rochas transicionais, segundo o mesmo autor, são litológicas híbridas que resultaram da assimilação de rochas da zona central pelos granitos pertíticos mais jovens, redundando em diagramas petrográficos e geoquímicos nos quais os tipos litológicos revelam variações contínuas de suas características. A textura rapakivi e as duas gerações de K-feldspatos, sendo a segunda constituída de mesopertitas, são, de acordo com o pesquisador, feições diagnósticas de rochas transicionais e refletem o processo de assimilação.

Um aspecto, no entanto, permanece obscuro no quadro evolutivo do maciço de Lavras. Se as rochas transicionais e periféricas derivam de um mesmo magma parcialmente diferenciado pela incorporação de fragmentos das rochas da zona central (assimilação), a cristalização de ambas as parcelas deve ter se dado concomitantemente e, neste caso, as idades radiométricas, relativas ao fechamento dos sistemas, deveriam ser similares, diferindo apenas nos valores das razões iniciais. Este raciocínio baseia-se no fato de que, em havendo a fusão completa de uma rocha, a homogeneização isotópica do Sr se processa e, em caso de novo resfriamento, a idade a ser registrada refere-se ao último evento petrogenético.

Se aceitamos os valores de 650 e 550 m.a., derivados de diagramas de referência, como significativos das idades dos eventos responsáveis pelas gerações dos granodioritos e monzogranitos centrais e dos pertita-granitos periféricos, se é que foram estes os

únicos pulsos magnéticos ocorridos na formação do complexo, idades intermediárias de 590 m.a., também de referência, nos levariam a imaginar que, no tempo de encaixe do magma mais jovem, se processou um rejuvenescimento apenas parcial das litologias mais antigas e este fenômeno aconteceria somente no caso da rocha afetada ter permanecido no estado sólido. Assim, sem a abertura do sistema rochoso precedente, haveria a superposição de um novo sistema, proveniente do magma jovem, por exsolução mineral através dos limites cristalinos da rocha precedente. O grau de rejuvenescimento, neste caso, seria função da distância da rocha afetada em relação ao magma envolvente e estaria sugerido pelos teores decrescentes de Rb em direção ao núcleo do maciço. Tal fenômeno metassomático, em última análise, seria então possível de ocorrer em maciços gerados como e com as dimensões do batólito de Lavras, onde a faixa intermediária não ultrapassa, em superfície, uma largura da ordem de 3 km. A configuração subsuperficial do complexo intrusivo é desconhecida, mas teríamos que supor um volume magnético envolvente suficientemente grande para ter produzido tal alteração em tempo condizente.

Vale ressaltar, no entanto, que valores temporais de 580 a 600 m.a., sobretudo pelo método K-Ar em biotitas, são comuns nos "stocks" e batólitos da porção oeste do Escudo do Rio Grande do Sul (Batólito Granítico de Cacapava do Sul, Tab. 25B; Granito Jaguarí, tab 27B; Granito Timbaúva, tab. 28B; granitóides do Bloco Taquarembó, tab. 20 e também no Complexo de Lavras do Sul, tab. 26B) e devem estar relacionados a um importante evento de soergimento crustal, ao qual podem ter se associado episódios de magmagenese, dando significado geológico ao valor obtido a NE do batólito de Lavras, na faixa de transição entre os termos litológicos

centrais e periféricos. Apenas a obtenção de isócronas de amostras cogenéticas ou a utilização de outros métodos radiométricos poderão solucionar estes aspectos ainda controvertidos.

Entre as seis idades K-Ar em minerais separados existentes para o Complexo de Lavras, pode-se destacar dois grupos distintos. O primeiro composto de análises realizadas sobre biotitas e feldspatos extraídos dos granitos centrais e transicionais e o segundo sobre sericitas obtidas de rochas hidrotermalmente alteradas e mineralizadas a ouro e sulfetos diversos.

As biotitas são minerais frequentes nos termos litológicos internos do batólito, sendo raras nos peritita-granitos periféricos. Conhecendo-se as idades Rb-Sr das frações do maciço, percebe-se que os valores K-Ar variáveis de 570 a 585 m.a. (tab. 26B) são relativos às rochas mais antigas e estas não foram totalmente rejuvenescidas por aquecimento quando da colocação dos granitos de bordo. Uma única análise, com cerca de 530 m.a., pode ser incluída nestas considerações.

Com respeito às sericitas, Nardi (1984) supõe que as soluções hidrotermais tenham sido geradas durante o "emplacement" dos peritita-granitos e outras intrusões alcalinas, produzindo as alterações e as mineralizações associadas, detectadas não só nos granitóides do maciço, como também na sequência vulcano-sedimentar ocorrente nas vizinhanças (fig. 74). Seriam, portanto, minerais tardiamente gerados no quadro evolutivo da área.

Os valores temporais fornecidos pelas sericitas radiometricamente estudadas, no entanto, não endossam esta hipótese. Com ida-

des mínimas da ordem de 600 m.a. (tab. 26B), parecem resultar de um evento de alteração precoce e o exame das condições analíticas das amostras não detectou qualquer problema que pudesse colocar tais resultados sob suspeita.

Em suas conclusões, Nardi (op. cit.) menciona que se as mineralizações de ouro-sulfetos do Complexo Granítico de Lavras forem consideradas em conjunto com as existentes na sequência vulcano-sedimentar circundante, uma zonalidade geral pode ser sugerida: Au-Fe nos pertita-granitos, Au-Fe e Cu nas rochas transicionais e centrais (ocasionalmente com Mo), Cu-Au nas rochas vulcânicas próximas ao complexo e Pb e Ag (Au?) na sequência vulcano-sedimentar. Acrescenta ainda que esta zonalidade pode ser fruto das diferentes afinidades dos sulfetos desses elementos, mas não fica afastada a possibilidade de que estas diferentes ocorrências possam representar uma mineralização poligenética.

Estudos adicionais, com o objetivo precípuo de elucidar o caráter mono ou polifásico das alterações hidrotermais, precisam ser realizados. Apesar das sericitas da amostra ESJ-LN-SE terem sido extraídas de rocha descrita como um pertita-granito hidrotermalizado, o que tornaria o valor de 602 m.a. inadequado, a presença de litologia com características de núcleo do maciço, no mesmo afloramento (Nardi, op. cit. - mapa de localização das amostras coletadas), não afasta a possibilidade dos minerais analisados terem sido gerados em episódio precedente ao desenvolvimento completo do batólito.

DeRos e Fernandes (1981) descreveram, a NE do maciço, rochas charnoquíticas em contato com as rochas graníticas do complexo

(fig. 74). Para os autores, esta unidade relaciona-se ao complexo granulítico ocorrente na região de Bagé - Dom Pedrito e corresponderia a uma fração de crosta mais antiga engolfada pelo magmatismo Lavras. Duas amostras de chornoquitos foram analisadas pelo método Rb-Sr (tab. 26C) e revelaram-se concordantes com o segmento isocrônico de referência do batólito (fig. 75). Se incluídos no diagrama para as rochas do núcleo do maciço de Lavras, com quem apresentam similaridades isotópicas, as posições dos pontos analíticos sugerem características particulares para essas rochas, conferindo-lhes uma certa individualidade (fig. 76). Se, por outro lado, os chornoquitos forem associados aos termos periféricos do batólito, o resultado radiométrico que se obtém é de 555 ± 12 m.a., com a mesma razão inicial, e muito bom ajuste dos pontos ao segmento isocrônico (fig. 79).

Assim, com base nesses dados preliminares, sugere-se uma hipótese alternativa para a gênese de tais rochas chornoquíticas, a ser comprovada ou afastada por estudos posteriores.

A análise petrográfica de dez amostras revelou tratar-se de hiperstênio-sienitos e diopsídio-biotita-hiperstênio-quartzo sienitos, estruturalmente maciços, de fábrica homófona e, texturalmente, com características nítidas de ígneas plutônicas (arranjo hipidiomórfico equigranular fino a médio), conforme DeRos e Fernandes (op. cit.).

A assembléia mineralógica precoce, continuam os autores, constitui-se de ortopiroxênio em cristais prismáticos curtos, estreitamente associados a clinopiroxênio. Os plagioclásios (An^{25-36}) mostram geminações polissintéticas da albita e albita-carls-

bad, aparentemente originados na fase inicial.

Secundariamente, aparecem lamelas de biotita marrom-avermelhadas, de intenso pleocroísmo, envolvendo os piroxênios, evidenciando uma origem, pelo menos em parte, posterior. O K-feldspato e o quartzo são componentes tardios. O primeiro é abundante e mostra reações com plagioclásio através de contatos corroídos, suturados, além de mirmequitos. O quartzo, em pequena proporção, anédrico e de extinção normal pode indicar condições amenas na cristalização das últimas fases. A clorita, apatita e zirconita são minerais menos abundantes.

Assim, à semelhança do que ocorre com outros complexos graníticos e charnoquitos associados, (e.g. Complexo Granítico Socorro, SP), no maciço de Lavras tais granitóides a hiperstênio podem representar uma facies marginal dos granitóides periféricos que se cristalizaram sob especiais condições, conforme discutido por Wernick et al. (1984).

6. O Granito Jaguarí

Denominado e descrito por Jost e Villwock (1966), o maciço Jaguarí é um sienogranito à biotita, sendo este o único mineral máfico presente na rocha. Ocorre a oeste do Complexo Granítico de Lavras (fig. 80), com quem faz limite através de falhamento, e apresenta composição alcalina onde são frequentes os feldspatos peritíticos.

A similaridade desse granito com os granitos leucocráticos e-
quigranulares do batólito de Lavras faz com que seja difícil esta-

belecer as relações entre eles (Nardi, 1984). Como comenta este autor, há evidências que sugerem uma idade maior para o Jaguarí, como xenólitos daquela litologia incluídos neste, mas a proveniência desses fragmentos não é um fato bem estabelecido. Para outros, os granitos periféricos do Complexo de Lavras e o Granito Jaguarí são a mesma unidade referida como Complexo Granítico Jaguarí-Lavras do Sul (Willig et al., 1974).

As quatro únicas determinações Rb-Sr existentes para esse batólito são devidas a Sartori (1978), que incluiu os referidos pontos analíticos em um diagrama isocrônico de granitóides sub-alcálinos equilgranulares da região ocidental do Escudo, onde aparecem amostras das unidades São Sepé, Lavras do Sul, Caçapava do Sul e Ramada, com cerca de 530 m.a.. Segundo o referido autor, a amostra JA-12 provém de uma apófise do Granito Jaguarí intrusiva no rapakivi Lavras, enquanto as demais pertencem ao domínio Jaguarí.

Se essas amostras forem tratadas isoladamente, definem um segmento isocrônico de 539 ± 20 m.a. (fig. 81; tab. 27A), o que as coloca em concordância temporal com os pertita-granitos da periferia do Complexo de Lavras.

A associação Granito Jaguarí + Pertita-granitos de Lavras pôde ser testada através da construção de um diagrama isocrônico comum (fig. 82). Em resposta, observa-se que o valor temporal permanece o mesmo, mas há, no entanto, uma tendência de pontos analíticos do Granito Jaguarí posicionarem-se inferiormente ao segmento isocrônico (JA-12 e JA-14). A desigualdade mais significativa está então, nas razões iniciais: enquanto os granitóides de bordo do Lavras apontam valor de 0,7050, o Granito Jaguarí fornece 0,7029,

denunciando, senão um material-fonte distinto, pelo menos menor contribuição infracrustal na gênese do magma original, sendo praticamente mantélico.

Há apenas três tentativas de datação K-Ar em biotitas do batólito Jaguari, feitas por Minioli e Kawashita (1971). As idades obtidas são coerentes com os dados Rb-Sr, exceto o valor de 620 m.a. que os próprios autores atribuem a problemas analíticos não especificados (Tab. 27B). Os locais de coleta das amostras não foram precisados, mas realizada ao longo da estrada que liga Lavras do Sul a Ibaré.

7. O Granito Timbaúva

Denominado por Naumann (1984), o Granito Timbaúva é um "stock" que mantém relações de intrusão com os ultramafitos do Complexo Ibaré (fig. 80). Petrograficamente, varia de tonalitos a granodioritos, tem granulação fina a média e coloração acinzentada.

Por tratar-se de unidade incluída nos estudos para elaboração de dissertação de mestrado e tema de estágio no CPGeo-IG/USP, apesar de suas pequenas dimensões, esses granitóides foram motivo de seis análises Rb-Sr e três K-Ar em diferentes minerais (tabs. 28A e B).

A construção de um diagrama isocrônico de referência (fig. 83) sugere uma idade de 647 ± 34 m.a., com $R_0 = 0,7047$. Observa-se, assim, que o mesmo é unidade cronocorrelata a suítes intrusivas associadas aos Gnaisses Cambaí, bem como aos termos centrais dos complexos de Lavras do Sul e São Sepé.

As idades K-Ar, variáveis de cerca de 555 e 585 m.a., parecem corresponder a valores resultantes de amostras parcial ou totalmente rejuvenescidas pela "fase magmática pós-tectônica" dos complexos graníticos do oeste, não refletindo o resfriamento da fase sintectônica apontada pela idade Rb-Sr.

8. O Complexo Granítico Santo Afonso

O Bloco Taquarembó é dominado por um complexo granitóide, com variações composicionais de granodioritos, monzogranitos e sienogranitos com texturas porfíricas, que se estende por uma grande área ao sul do Lineamento de Ibaré (fig. 54). Ainda pouco conhecido, foi denominado, por Hartmann e Nardi (1982), de Complexo Granítico Santo Afonso.

Para esta unidade confeccionou-se um diagrama isocrônico de referência (fig. 84) com nove amostras provenientes de três afloramentos distintos, dois nas margens da rodovia que liga Bagé a Dom Pedrito e um nas proximidades da Estação Ferroviária de Três Estradas (fig. 54), todos de monzogranitos.

Os cálculos realizados produziram um resultado temporal de 568 ± 48 m.a., com $R_0 = 0,708$, para o Complexo Santo Afonso, o que o posiciona no contexto magmático "pós-tectônico" do oeste do Escudo do Rio Grande do Sul.

9. A Suíte Intrusiva Saibro

Intrudidos na unidade anteriormente comentada, foram individualizados vários corpos, aproximadamente circulares e de pequenas

dimensões (diâmetros de alguns quilômetros), compostos por pertita-granitos, eventualmente portadores de riebeckita, englobados sob a designação de Suíte Intrusiva Saibro (Hartmann e Nardi, op. cit.), de caráter alcalino a peralcalino.

Existe para a mesma apenas uma determinação radiométrica Rb-Sr, obtida pelo Projeto RADAMBRASIL no Riebeckita-granito Santa Juliana, ocorrente nas proximidades de Dom Pedrito (fig. 54). A alta razão Rb/Sr (tab. 29B) dessa rocha permite que se considere o valor de 557 ± 9 m.a. como de boa qualidade interpretativa, significando a época em que estes granitóides alcalinos encaixaram-se nos complexos Santo Afonso e Santa Maria Chico.

As duas determinações K-Ar em biotitas, extraídas de um granodiorito e de um granitóide porfirítico coletados nos domínios do Bloco Taquarembó (amostras ESJ-48 e 49, tab. 20, fig. 54), ofereceram, respectivamente, os valores de 528 ± 8 e 581 ± 26 m.a..

10. Considerações Finais

Os dados geocronológicos disponíveis para os maciços graníticos da porção ocidental do Escudo do Rio Grande do Sul permitem a eleição de características muitas vezes comuns e a constatação de aspectos merecedores de destaque, como os que são listados a seguir:

- as suítes intrusivas do oeste gaúcho correspondem a manifestações magmáticas polifásicas ou singulares relacionadas a um ou mais dos três episódios de geração de rochas ígneas acontecidos nos intervalos de 670 - 650 m.a. (porções centrais dos complexos

graníticos de São Sepé e Lavras do Sul e Granito Timbaúva), 570 - 530 m.a. (bordos dos complexos de São Sepé e Lavras do Sul, parte do Complexo Granítico Santo Afonso, granitos Cerro da Cria, Jaguari e Suíte Intrusiva Saibro) e, por fim, 470 - 460 m.a. quando do "emplacement" do Granito da Ramada e dos microgranitos intrusivos no Complexo de São Sepé (fig. 90). As razões iniciais Sr87/Sr86 apontadas pelos respectivos diagramas isocrônicos, variáveis de 0,704 a 0,707, indicam para essas suítes uma gênese conseqüente de refusões de materiais siálicos infracrustais com importantes contribuições mantélicas;

- o Batólito Granítico de Caçapava do Sul, em primeira aproximação, não teve confirmada uma evolução polifásica. Algumas idades K-Ar de maior valor e alguns pontos analíticos que se posicionam abaixo do segmento isocrônico de referência existente sugerem a possibilidade de evolução múltipla do batólito;

O Complexo Granítico de Lavras do Sul, um batólito zonado reverso aproximadamente circular, tem os granodioritos e monzogranitos (shoshoníticos) do centro e os pertita-granitos periféricos correlacionáveis às duas primeiras fases intrusivas do Ciclo Brasileiro. A faixa de transição, de sienogranitos pertíticos, com características isotópicas e petrográficas intermediárias aos termos extremos fornece uma "idade" isocrônica da ordem de 590 m.a.. A geoquímica dos elementos maiores e terras raras, o coeficiente de partição de alguns elementos-traço e razões elementares demonstram que os três tipos não se relacionam por diferenciação magmática. As facies petrográficas de núcleo e de bordo têm, respectivamente, afinidade calci-alkalina e alcalina, enquanto as rochas transicionais são vistas como litologias híbridas geradas por as-

simulação parcial da primeira pelo magma jovem. O valor de 590 m. a., ao nível dos conhecimentos atuais, não tem seu significado perfeitamente compreendido, podendo representar um valor anômalo resultante de diagrama isocrônico no qual incluíram-se amostras de proveniências diversas, uma "idade" conseqüente de rejuvenescimento isotópico parcial ou, até mesmo, a época de um pulso magnético ímpar na evolução geológica regional. As sericitas derivadas desse complexo, com idades K-Ar de 600 m.a., sugerem que as soluções hidrotermais que afetaram o maciço e as suas encaixantes não foram fenômenos tardios à evolução do mesmo e sim que as mineralizações tiveram um caráter polifásico. A ocorrência de rochas charnoquíticas com características ígneas e concordantes com o diagrama isocrônico das rochas periféricas do maciço de Lavras permitem supor que as mesmas correspondem a diferenciados de bordo do batólito em questão;

- o Granito Jaguarí tem idade isocrônica de 540 m.a., concordante com a facies periféricas do Complexo de Lavras, porém com razão inicial menor, mantélica, de 0,7029, o que o diferencia da unidade anterior.

CAPÍTULO VI

OS DEPÓSITOS MOLÁSSICOS E VULCANITOS ASSOCIADOS DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

1. Considerações Iniciais e Síntese Geológica

Como resultado da instabilidade geotectônica que afetou o Escudo do Rio Grande do Sul nos tempos finais do Brasiliano, instalou-se, na estrutura denominada de Antefossa do Sudeste (Fragoso Cesar et al., 1982a), um espesso pacote rochoso representado por seqüências marinho-transicionais, complexos vulcano-sedimentares e depósitos fluvio-lacustres e eólicos, que compõem a unidade molássica do Cinturão Dom Feliciano.

Após o reconhecimento pioneiro de Carvalho (1932), o conjunto litológico foi repetidamente estudado por vários pesquisadores e subdividido em três unidades estratigráficas maiores, separadas por discordâncias, Formação Maricá, Grupo Bom Jardim e Grupo Camaquã, em ordem cronológica, conforme apresentado por Carraro et al. (1974) e Willig et al. (1974).

A Formação Maricá (Série Maricá de Leinz et al., 1941), em parte também denominada de Formação Pessegueiro (Santos et al., 1978), representa a unidade basal dos depósitos molássicos, repousando sobre litologias ígneas e metamórficas mais antigas através de profunda superfície de discordância. Revelando indícios locais de metamorfismo de soterramento ou de contato junto aos granitos de Lavras do Sul, da Ramada e de São Sepé, apresenta-se regionalmente dobrado segundo um padrão senoidal, com faixas de recumbên-

cia e cavalgamento, ruptura e cataclase (Ribeiro e Fantinel, 1978).

O Grupo Bom Jardim (Ribeiro et al., 1966) foi definido como unidade composta de vulcanitos de composições andesítica e riolítica intercalados com litologias piroclásticas e epiclásticas. Essencialmente sedimentar na porção basal e vulcânico no topo, como originalmente descrito, Ribeiro et al. (op. cit.) propuseram, respectivamente, as formações Arroio dos Nobres (com os membros Mangueirão e Vargas) e Crespos (membros Hilário e Acampamento Velho), separadas por discordância angular. Este conjunto foi posteriormente redefinido, passando a exibir uma unidade superior reclassificada como Formação Acampamento Velho (Cordani et al., 1974) e outra batizada de Formação Cerro dos Martins (Santos et al., 1978). Esta, por sua vez, admitiu uma litofácies vulcanogênica (Andesito Hilário) e outra sedimentogênica, que tem recebido diversas denominações (Arroio dos Nobres ou Vargas) com diferentes classificações na hierarquia estratigráfica.

Por fim, o Grupo Camaquã foi dividido em duas formações discordantemente sobrepostas, Santa Bárbara e Guaritas, de acordo com Robertson (1966).

Na década de 80, o que se tem observado são tentativas de análise e entendimento da evolução global dos depósitos molássicos e simplificação do quadro estratigráfico calcado no reconhecimento de que unidades outrora distintamente denominadas, nada mais são que variações faciológicas de uma entidade litológica maior.

Com este espírito, destacam-se os trabalhos de Jost (1984) e Fragoso Cesar et al. (1984), nos quais os referidos autores recomendam, com base no decréscimo do metamorfismo e deformações e na

inversão de paleocorrentes, a subdivisão do pacote sedimentar em dois subconjuntos referidos como molassas precoces e tardias, dentro das quais puderam ser identificadas diversas seqüências e fácies sedimentares.

Para Fragoso Cesar et al. (op. cit.), as molassas precoces correspondem a um espesso pacote marinho, fortemente dobrado e afetado por falhamentos de empurrão vergentes para NW, onde se reconhecem seqüências de leques marinhos representados por turbiditos de águas profundas, intercalados com ruditos, e seqüências marinhas de águas rasas geradas por ação de ondas, com eventuais exposições subaéreas. A essas molassas precoces encontram-se intercalados derrames básicos a intermediários (Hilário) de afinidade alcalina (Roisenberg et al., 1983).

As molassas tardias são predominantemente continentais, com possíveis sedimentos marinhos rasos na porção basal. Os ambientes deposicionais reconhecidos foram o marinho raso (ou lacustre?), o piemontico, o fluvial entrelaçado, o deltaico e o eólico, com escassos e localizados derrames básicos a intermediários intercalados na porção basal da seqüência (Rodeio Velho).

Como início de revisão estratigráfica, Fragoso Cesar et al. (1984) propuseram que todo o conjunto molássico fosse englobado em uma única unidade estratigráfica maior e recorreram à definição original de Carvalho (1932 - Série de Camaquan), reunindo-o no Grupo Camaquã.

Em novo ensaio, Fragoso Cesar et al. (1985) caracterizaram o Grupo Camaquã como composto pelas unidades litoestratigráficas re-

definidas como Formação Maricá (correspondendo às molassas precoces e subdividida nos membros Mangueirão, Vargas, Pessegueiro e Hilário), Formação Acampamento Velho (vulcanitos riolíticos e dacíticos com vulcanoclásticas e epiclásticas subordinadas) e Formação Guaritas, para a qual são reconhecidas facies e associações de facies (associação de arenitos e ruditos, arenitos com estratificação cruzada de grande porte, associação de arenitos e pelitos), passíveis de mapeamento, mas ainda não caracterizadas como membros. Nesta categoria, apenas os vulcanitos Rodeio Velho.

2. Interpretação Geocronológica

Os primeiros dados geocronológicos obtidos de forma sistemática nos vulcanitos associados aos depósitos molássicos do Grupo Camaquã são creditados a Minioli e Kawashita (1970¹⁹⁷¹), havendo apenas uma datação anterior conseguida por Ribeiro e Teixeira (1971), todas pelo método K-Ar.

Cordani et al. (1974) incrementaram os conhecimentos geocronológicos relativos à Formação Acampamento Velho, através de análises Rb-Sr em RT. Na oportunidade, interpretaram as idades variáveis de 510 a 535 m.a., dos "andesitos" Hilário, como mínimas, facto imposto pela precária retentividade do Ar por parte dos feldspatos ou rochas feldspáticas utilizadas nas análises. Um dado interessante é aquele fornecido por um hornfels conseqüente da intrusão do Maciço de Lavras, cujo valor similar ao do granito causador do metamorfismo do contato corresponde à idade mínima da encaixante. As litologias cujos resultados foram inferiores parecem ser portadoras de fenómenos hidrotermais posteriores à sua formação (tab. 30).

De acordo com os mesmos autores, os riolitos da Formação Acampamento Velho apresentam concordância entre as idades obtidas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr (tab. 31). Esta semelhança nos valores temporais seria diagnóstica de boa retentividade dos feldspatos componentes da rocha, não se registrando as alterações hidrotermais comuns nos vulcanitos Hilário. Três pontos analíticos foram incluídos em diagrama isocrônico Rb-Sr para amostras dos granitos Ramada e São Sepé (fig. 61) e revelaram bom alinhamento com o segmento de 525 m.a. (Cordani et al. 1974).

Nos dias que correm, apesar de novas determinações Rb-Sr e K-Ar terem sido realizadas pelo Projeto RADAMBRASIL e pela DOCEGEO (tabs. 30 e 31), as interpretações há pouco comentadas permanecem inalteradas. Em síntese, a Formação Maricá, por suas relações de contato, é mais antiga que os granitóides periféricos dos complexos São Sepé e Lavras do Sul (527 ± 7 e 554 ± 25 m.a., respectivamente). As idades K-Ar disponíveis para os vulcanitos associados são, em geral, menores (idades mínimas), variando de 510 a 570 m.a. (tab. 30), com alguns resultados inferiores devidos, possivelmente, ao estado de preservação das amostras utilizadas. Os dois pontos analíticos Rb-Sr do Membro Hilário não permitem qualquer comentário adicional, já que apresentam baixos valores para a razão Rb-Sr e obtenção de idades convencionais.

Os vulcanitos ácidos da Formação Acampamento Velho, se tratados isoladamente, acrescentando-se os pontos analíticos conseguidos por Sartori (1978) e Projeto RADAMBRASIL (Teixeira, 1982), continuam admitindo a mesma interpretação já elaborada por Cordani et al. (op. cit.). Em diagrama isocrônico de referência, acusam idade de 529 ± 4 m.a. (fig. 85). O ponto MH-275 não foi considera-

do no cálculo da idade há pouco mencionada, pois a amostra coletada exibe importante diaclasamento que pode ter permitido a atuação de processos intempéricos e a abertura parcial do sistema químico com o conseqüente desvio de sua posição verdadeira. Os pontos CT-6 e CT-38, já abordados por Sartori (1978), parecem pertencer a um segmento isocrônico pouco mais jovem, confirmando a hipótese do autor de dois pulsos vulcânicos ácidos pós-tectônicos na evolução geológica do Escudo gaúcho (fig. 85). Se forem retirados, a idade aparente e também a razão inicial se mantêm.

As idades K-Ar, com média em 550 m.a., sugerem que a gênese dessa unidade deu-se na época considerada (pulso magmático precoce), já que são litologias que se sujeitaram a um resfriamento rápido.

Uma importante contribuição à cronologia dos depósitos sedimentares da Bacia do Camaquã e das mineralizações cupríferas associadas foi dada por Bonhomme e Ribeiro (1983), através da datação de frações argilosas pelo método K-Ar. A tentativa de datar a época da mineralização baseou-se no fato de que as argilas que se associam aos minérios são, no geral, neoformadas ou muito transformadas pelo evento mineralizador, podendo ser o valor obtido considerado como próximo da idade de "mise en place".

Paralelamente, amostras de argilas do Membro Mangueirão e da Formação Guaritas foram tomadas nas proximidades da Mina Camaquã, com a finalidade de compararem-se os resultados relativos à deposição das unidades encaixantes dos veios mineralizados.

As duas idades fornecidas pelo Membro Mangueirão, com 535 +-

16 e 572 $\pm$ 17 m.a., por serem derivadas de illitas anquimetamórficas, correspondem ao fim do episódio tectono-termal responsável por tais alterações, sendo o evento deposicional certamente mais antigo que os valores comentados.

As idades de 524 $\pm$ 16 e 529 $\pm$ 16 m.a. obtidas na Formação Guaritas, cujas illitas são diagenéticas, demonstram que esta unidade ficou imune àquele episódio e parecem significar a consolidação dos sedimentos originais, embora possam corresponder a idade da área fonte dos materiais argilosos detríticos.

No caso das argilas relacionadas aos filões cupríferos, a obtenção de idades concordantes independentemente da fração analisada (tab. 32) afasta a suspeita de perdas de Ar por difusão e permite considerar o valor médio de 465 m.a. como a idade da reconcentração filoneana do cobre na Mina Camaquã. Finalmente, as argilas coletadas em zonas de circulação de águas, além das diferenças mineralógicas, também mostraram valores temporais menores e mais dispersos (de 350 a 470 m.a.), demonstrando que a ação lixiviante da água intersticial exerce influência marcante nas idades a serem obtidas.

3. Correlação com os Eventos Plutônicos

Como bem assinalam Fragoso Cesar et al. (1985), vários pesquisadores têm sugerido, em base a dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos, uma contemporaneidade, e até co-magmaticidade, entre os vulcanitos associados aos depósitos molássicos e alguns termos litológicos pertencentes a complexos ou suítes graníticas intrusivas na porção oeste do Escudo do Rio Grande do Sul.

Segundo Nardi (1984) e Nardi e Lima (1985), os granodioritos e monzogranitos do núcleo do Complexo Granítico de Lavras do Sul podem ser correlacionados, de acordo com as análises geoquímicas, aos vulcanitos do Membro Hilário, ambos com carácter shoshonítico.

Os granitóides subalcalinos e alcalinos, como aqueles que compõem as frações periféricas dos complexos de São Sepé e Lavras do Sul, e produzem efeitos metamórficos de contato na unidade Maricá, são imaginados co-magmáticos dos vulcanitos da Formação Acampamento Velho (Cordani et al., 1974; Sartori, 1978).

Em relação a essas hipóteses, alguns comentários adicionais podem ser feitos, levando-se em conta a totalidade das informações radiométricas hoje disponível.

Para o Membro Hilário, apenas duas análises Rb-Sr foram realizadas, face às razões desfavoráveis destes elementos nesse tipo de rocha (tab. 30). Além disso, as amostras isotópicamente estudadas provêm de ocorrências diferentes (E de Lavras do Sul e E de Dom Pedrito; fig. 86), o que torna insegura qualquer tentativa de interpretação.

A contemporaneidade e a similaridade magnética são mais visíveis entre os riolitos da Formação Acampamento Velho (episódio efusivo precoce, com cerca de 530 m.a.) e os termos graníticos periféricos dos complexos de São Sepé (granitos sub-alcalinos) e de Lavras do Sul (pertita-granitos). Retirados os pontos MH-275, pelas razões já expostas nos comentários à fig. 85, e CT-6 e CT-38, pertencentes a um possível episódio efusivo tardio, o ajuste das suítes ígneas a um segmento isocrônico comum é bastante bom (figs.

87 e 88), apesar da diversidade de proveniência das amostras. Este comportamento colinear, em ambas as associações, não parece fruto do acaso.

Fato idêntico repete-se com o conjunto de microgranitos intrusivos do Complexo de São Sepé e riolitos do Cerro Tupanci e os monzogranitos do "stock" da Ramada (fig. 89), que acusam, individualmente, a mesma idade de cristalização (cerca de 465 m.a.) e razões iniciais muito similares (respectivamente 0,7102 e 0,7108). Estudos geoquímicos posteriores poderão determinar se estas litologias correspondem ou não a corpos co-magmáticos diferenciados, intrudidos em níveis crustais diferentes ou derramados na superfície.

A figura 90 correlaciona as diversas manifestações magnéticas acontecidas no domínio da porção ocidental do Escudo do Rio Grande do Sul. Nela é possível a visualização de três episódios de geração de rochas ígneas, nos intervalos temporais de 670 - 650, 570 - 530 e 470 - 460 m.a.. As razões iniciais conseguidas oscilam, nos dois primeiros, de 0,703 a 0,708 sugerindo, para a maioria das suítes magnéticas, uma gênese a partir de materiais siálicos infracrustais com contribuições variáveis do manto litosférico. O magmatismo terminal, por seu turno, com razões de 0,710 - 0,711, pode ter derivado de fontes situadas no manto, mas as contribuições infra e supracrustais foram mais efetivas que nos casos precedentes.

4. Considerações Finais

Em base aos dados há pouco abordados, vale enfatizar que:

- por relações de contato, a Formação Maricá é mais antiga que os granitos periféricos dos complexos de Lavras e de São Sepé e, geoquimicamente, o Membro Hilário que a intercala é correlativo da fração central do batólito de Lavras. A Formação Acampamento Velho, por sua vez, parece compor-se de rochas ácidas geradas em dois pulsos magmáticos distintos, um ocorrido há cerca de 530 m.a. e outro há 465 m.a.;

- o estudo radiométrico das argilas do Grupo Camaquã e das mineralizações cupríferas associadas apontam, para o Membro Mangueirão, anquimetamórfico, valores K-Ar de 570 e 535 m.a., interpretados como relacionados à implantação de tais características, sendo o evento deposicional mais antigo. Para a Formação Guaritas, as illitas diagenéticas forneceram 530 e 525 m.a. e correspondem à consolidação dos sedimentos originais. A concentração filoneana do cobre na Mina Camaquã se deu há cerca de 465 m.a.;

- a co-magmaticidade dos termos plutônicos e vulcânicos do oeste do Rio Grande do Sul foi testada pela associação dos termos relacionáveis em diagramas isocrônicos comuns. Assim, verificou-se que a afinidade entre o Membro Hilário e os núcleos dos complexos de São Sepé e Lavras do Sul não é evidente. A similaridade é mais visível entre os riolitos da Formação Acampamento Velho (episódio efusivo ácido precoce - Acampamento Velho) e os termos periféricos dos maciços da Lavras e de São Sepé. Por fim, os microgranitos deste maciço e os riolitos do Cerro Tupanci (episódio efusivo ácido tardio - Cerro Tupanci) são correlativos do "stock" da Ramada. Temporalmente equivalente, e talvez geneticamente relacionada a este evento magmático terminal, deu-se a concentração do cobre nos filões da Mina Camaquã.

CAPÍTULO VII

COMPARTIMENTAÇÃO E MODELO DE EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA PARA O ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

1. Considerações Iniciais

O exame de artigos científicos concernentes à possíveis subdivisões geotectônicas e à proposição de modelos evolucionários para o Escudo do Rio Grande do Sul, publicados por vários autores ao longo da última década, demonstra que as hipótese elaboradas basearam-se ou em critérios litológicos e seus supostos significados petroTECTÔNICOS, ou em critérios estruturais e geoquímicos, nem sempre levando em conta os dados de cunho geocronológico, parte de um acervo, até então, fragmentário e carente de interpretações integradas.

Reconhecendo a importância das metodologias de levantamento geológico empregadas e acima mencionadas, é preciso, contudo, lembrar que, ao longo da história da Terra, a geração de associações de rochas, com características geoquímicas e estruturais similares, tem ocorrido nos mais diferentes intervalos de tempo, em ambientes geotectônicos às vezes distintos. A recorrência de condições geológicas é fato bem documentado na literatura especializada e os exemplos numerosos. Cordani e Brito Neves (1982), nos comentários relativos ao Cráton do São Francisco, chamam a atenção para o fato de que diversos complexos rochosos interpretados como "greenstone belts" no Estado da Bahia, à semelhança do Cinturão Barama - Mazaruni no Cráton Amazônico (Gibbs, 1980; apud Cordani e Brito Neves, op.cit.), têm idade proterozóica inferior, o que

Indica que o regime responsável pela origem e evolução dessas sequências permaneceu ativo até, pelo menos, 2.000 m.a. passados.

Tarney et al. (1976), face às analogias litológicas, metamórficas e estruturais identificadas, e usando exemplos modernos do Pacífico Ocidental, bem como baseados nos mecanismos supostos pelos quais as bacias marginais parecem ser geradas, propuseram que o ambiente geotectônico dessas entidades é o correspondente atual dos "greenstone belts" arqueanos. As bacias marginais são comuns nos tempos fanerozóicos e talvez a mais significativa equivalência geológica aos antigos cinturões vulcano-sedimentares corresponda o Complexo "Rocas Verdes" do Chile Meridional, cuja gênese iniciou-se no Cretáceo.

Por isso, a proposição de um modelo de evolução crustal precisa reunir a maior quantidade de informações advinda dos mais diferentes setores das geociências. Entre estes, o que posiciona no tempo os eventos geológicos deve ser merecedor de atenção e crédito, sempre que executado de forma judiciosa, sob pena de atribuímos todo um quadro de acontecimentos regionais a mecanismos e processos particulares de um dado intervalo de tempo, quando, na verdade, poderiam ser decorrentes de procedimentos outros, temporalmente diferenciados.

2. A Compartimentação do Escudo do Rio Grande do Sul

A obtenção de cerca de 230 novos dados geocronológicos, como parte deste trabalho, e a reinterpretação integrada de todas as análises radiométricas existentes para o Escudo Sul-rio-grandense, perfazendo um total de mais de cinco centenas, tal como apresenta-

da nos capítulos anteriores, permitiram a constatação de que as rochas cristalinas e cristalofilianas que se expõem no Estado, qualquer que seja a área considerada, resultaram, na sua grande maioria, da implantação e do desenvolvimento do Ciclo Brasileiro na região. Em outras palavras, pelo menos com base nos métodos radiométricos utilizados, não foi possível delimitar províncias geológicas evoluídas em ciclos orogênicos distintos, como se observa no Escudo Uruguaio (Ferrando e Fernandez, 1971) ou no Catarinense (Kaul e Teixeira, 1982).

As idades transamazônicas (ou questionáveis sugestões de valores ainda mais velhos) denotam apenas a presença de um embasamento antigo a aflorar de forma esporádica (Gnaisses Encantadas, Gabro de Mata Grande e, possivelmente, Complexo de Pedras Pretas) ou restrita (Complexo Granulítico Santa Maria Chico).

Assim, o Escudo do Rio Grande do Sul parece admitir uma compartimentação em domínios e subdomínios calcada somente em motivos geotectônicos, já que os conjuntos rochosos que o constituem aceitam interpretações petroectônicas particulares, mas origem e evolução sincrônicas.

Os comentários feitos nos parágrafos anteriores revelam que estamos considerando como do Proterozóico Superior unidades litológicas referidas como Gnaisses Cambaí e seqüências máfica-ultramáficas e vulcano-sedimentares metamorfizadas, denominadas de Complexo Ibaré, Complexo Palma e Complexo Bossoroca, entre outros. Este procedimento implica ainda em correlação entre as seqüências metavulcano-sedimentares do Bloco São Gabriel e, pelo menos, parte do Grupo Porongos, bem como dos Gnaisses Cambaí e litologias simi-

lares do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, no Bloco Encruzilhada. Todo o conjunto comporia, então, o domínio ocidental.

Aparentemente contemporâneos às supracrustais há pouco mencionadas, e constituindo o domínio oriental, são, na maior parte, os granitóides de variadas facies petrográficas pertencentes ao que até agora denominamos de Complexo Granitóide de Leste (fig. 91).

2.1. O Bloco Dom Feliciano: exposição principal de batólito granitóide de evolução brasileira

O complexo Granitóide de Leste, aflorante na porção oriental do Escudo do Rio Grande do Sul e correspondente ao Bloco Dom Feliciano, está sendo encarado por Fragoso Cesar, Figueiredo, Soliani Jr. e Faccini (em prep.) como um batólito composto, multi-intrusivo e polifásico (Batólito Pelotas), a conter diversas suítes (no sentido de Henderson et al., 1980) ou super-unidades (no sentido de Pitcher, 1979) de granitóides e plútons gerados por sucessivos episódios magmáticos relacionados às fases tectônicas da faixa móvel em que se encontra.

Como lembram os autores, o termo "batólito" é empregado para descrever uma área contínua de exposição de granitóides de composição variada, formada por corpos plutônicos de configuração múltipla, à qual se associam septos supra e infracrustais, em tudo similares aos clássicos batólitos fanerozóicos de algumas regiões orogênicas, conforme discutidos, por exemplo, por Pitcher (1983).

Uma possível continuidade desta massa granítica para o Uru-

guai e sul de Santa Catarina permite que se a considere de dimensões comparáveis às do Batólito de Sierra Nevada, na Califórnia (Pitcher, op. cit.) ou do Batólito da Costa, no Perú (Cobbing e Pitcher, 1972).

No Rio Grande do Sul, o Batólito Pelotas tem sua área de exposição definida pelos depósitos de cobertura das bacias do Paraná e de Pelotas, a norte e leste, respectivamente, e por uma conspícua feição estrutural designada de "Zona de Falhas da Dorsal de Canguçu" (Picada, 1971; figs. 91 e 92), a oeste, que o separa da distinta associação litológica do Escudo ocidental. Para sul, ingressa de forma fisicamente contínua no Uruguai.

Fragoso Cesar et al. (op. cit.) reconheceram, em caráter preliminar e em base a critérios petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, três suítes ou super-unidades de granitóides que são sinteticamente descritas e que se distribuem, grosso modo, como esquematizado na figura 93. Os conjuntos litológicos reconhecidos foram aqueles cuja individualização mostrou-se compatível com os levantamentos realizados em escala regional, correspondendo a uma primeira aproximação sob este novo enfoque. A semelhança dos batólitos de Sierra Nevada e da Costa do Perú (Bateman e Dodge, 1970 e Pitcher, 1974; apud Pitcher, 1978), no Batólito Pelotas o elemento silício torna-se mais importante com o tempo, identificando-se a geração de termos precoces dos tipos tonalíticos e quartzodioríticos até termos tardios de caráter sienogranítico a K-feldspato granítico. No entanto, como assinala o mesmo autor, cada super-unidade (associação de rochas consangüíneas) revela um ritmo próprio no sentido básico - ácido, de tal forma que facies petrográficas mais ácidas de uma super-unidade precoce podem ser con-

fundidas com as facies mais básicas da suíte seguinte, equivalendo a claros episódios de recorrência petrogenética ao longo do tempo.

As características a seguir apresentadas permitem atribuir à entidade uma evolução geológica de acordo com os preceitos da Tectônica de Placas, sendo constituída de litologias representativas de níveis crustais profundos, interpretadas como correspondentes à exposição das raízes de um arco magmático polifásico, conforme suspeitado por Ribeiro e Fantinel (1978) e endossado por Fragoso Cesar et al. (1982a, b), Issler (1982) e Jost et al. (1984), entre outros, conseqüente da aproximação e colisão dos continentes que incluíam os crátons do Rio de La Plata e do Kalahari.

Granitóides deformados da fase precoce - Ainda em estágio de mapeamento, e portanto não representada na figura 93, esta suíte tem as suas melhores exposições na área de Piratini embora possa ser encontrada ao longo de toda a estrutura batolítica. Mostra-se como enclaves de configurações diversas, de dimensões de alguns centímetros a vários quilômetros, com distintos graus de digestão e aspecto petrográfico de gnaisses migmatíticos com estrutura predominante estromatítica composta por bandas de espessuras centimétrica a decimétrica.

Trata-se de tonalitos (também trondhjemitos) e quartzo-dioritos melano e leucocráticos, com ocorrência subordinada de termos dioríticos e granodioríticos, metamorfizados na facies anfibolito.

Petrograficamente parecem pertencer à série calci-alkalina tonalítica (baixo-K) e poderiam ser classificados como granitóides do tipo I (Cordilheirano), representando o resultado de subducção

de tipo B (Benioff) com consumo de placa oceânica sob margem continental ativa (Andina) desenvolvida no bordo oriental do Cráton do Rio de La Plata.

Diagramas isocrônicos Rb-Sr de referência forneceram para estas litologias, como já visto, valores temporais entre 860 e 825 m.a., com razões iniciais de 0,706 e 0,707.

Granodioritos e monzogranitos da fase principal - Os granitóides que compõem esta suíte constituem mais de 50% da área exposta do batólito e apresentam várias facies petrográficas, com predominância de granodioritos e monzogranitos, sendo que raramente aparecem tonalitos e sienogranitos, com textura comum porfirítica e, subordinadamente, equigranular a inequigranular fina a grosseira.

Portadores de estruturas primárias de estágio magmático, são reconhecidos bandeamentos ígneos com intercalações decimétricas de duas ou mais facies, lineações de megacristais de K-feldspato frequentemente imbricados, orientação de enclaves da suíte gnáissica precoce em diferentes graus de digestão, entre outros. Como estruturas tectônicas, pouco importantes, mencionamos a presença de faixas de protomilonitos, milonitos e blastomilonitos demarcando zonas de falhas transcorrentes, e diaclasamento generalizado, com preenchimento de velos e filões por termos quartzo-feldspáticos como pegmatitos, aplitos, riolitos e microgranitos, além de apófises granitóides próximas de intrusões da suíte granítica tardia. Excepcionalmente, inclui ainda enclaves de metassedimentitos como mármore, xistos e quartzitos. Enclaves granulíticos (?) têm sido atribuídos a esta associação (Horbach et al., 1984).

Os dados petrográficos sugerem uma correspondência dos mesmos à série calci-alcalina granodiorítica (médio-K) tratando-se, provavelmente, de granitóides do tipo I (Caledoniano), consequentes de fusão parcial de granitóides I (Cordilheirano) da suíte gnáissica, com possíveis contribuições mantélicas e infracrustais (fig. 94), por encurtamento e espessamento da crosta em período sin a tardi-collisional. Estas suposições baseiam-se no fato de que o conjunto rochoso é portador de uma facies gnáissicas (precoce) e contem enclaves da suíte anterior ou comporta-se como neossoma de termos migmatíticos, o que insinua uma origem crustal.

A idade de referência da suíte em foco é de 775 ± 36 m.a. e a razão inicial de 0,706, coerente com o intervalo próprio da "associação tipo", é adequada para um material-fonte crustal há pouco acrescido por diferenciação do manto.

Convém observar que esta super-unidade compreende um complexo polidiapírico e que os resultados acima revelados devem representar apenas uma pálida aproximação à sua caracterização temporal e genética. Levantamentos geológicos de detalhe, que possibilitem uma coleta apropriada de amostras para a geocronologia e petroquímica poderão indicar no futuro a duração e o tipo do evento gerador da mesma, bem como possíveis pulsos de magmagênese.

Granitos e sienogranitos tardios - é a designação dada a um conjunto multi-intrusivo de corpos graníticos dispostos ao longo dos grandes falhamentos regionais de direção NE (fig. 93) e que recebem denominações locais próprias como mostrado na figura 12.

Trata-se de granitos equigranulares, localmente inequigranu-

lares a porfiríticos, com granulometria média a grosseira. Petrograficamente são K-feldspato granitos e sienogranitos, com subordinadas ocorrências de monzogranito e raras de quartzo-sienitos. Igualmente incomuns são os xenólitos, presentes, em especial, nas proximidades do contato com a suíte da fase principal, sendo os mesmos derivados desta e de seus enclaves gnáissicos.

Como granitos pós-tectônicos, indeformados, se deixam afetar somente por cataclasse e milonitização incipiente. Com idades Rb-Sr de referência da ordem de 550 m.a. e $R_0 = 0,709$, geoquimicamente tendentes ao intervalo transicional calci-alkalino a alcalino, correspondem a granitóides do tipo I (Caledoniano) resultantes de fusões crustais com pequena ou ausente contribuição mantélica (fig. 94). Temporalmente correlatos a esta suíte seriam, em grande parte, os derrames riolíticos da Serra das Asperexas.

Representantes hipabissais de um magmatismo tardio, do tipo A, significando a passagem para condições anorogênicas, são alguns pequenos corpos graníticos e veios quartzo-feldspáticos, cuja idade Rb-Sr e razão inicial são de cerca de 450 m.a. e 0,707, respectivamente.

Da observação da figura 93 constata-se que as suítes mais antigas ocupam maior área de afloramento na parcela meridional do batólito exposto no Rio Grande do Sul. Os granitóides da fase tardia, por sua vez, encontram-se melhor representados na porção setentrional. Este fato pode estar indicando um adernamento da entidade para NE, permitindo que se tenha, em superfície, uma visão da distribuição vertical das super-unidades. A suposição de que os gnaisses da fase precoce de evolução do Batólito Pelotas resulta-

ram de subducção de uma placa litosférica oceânica sob uma margem continental ativa implica na existência de uma crosta siálica. Embora não sejam conhecidas exposições do embasamento nos domínios do Complexo Granitóide de Leste, a porção sul é a que possui a maior probabilidade de deixar emergir rochas típicas dessa associação.

2.2. Os Blocos Encruzilhada e São Gabriel: uma fração de bacia marginal de evolução brasileira

Embora não haja unanimidade entre os autores em relação a ordem estratigráfica das unidades litológicas de oeste, a maioria aceita uma sucessão composta pelos Gnaisses Cambaí, seguidos das sequências máfica-ultramáficas de ocorrências diversas, culminando com as sequências metavulcano-sedimentares, que revelam, em conjunto, uma importante concordância estrutural, sendo que, entre as duas últimas, a concordância é metamórfico-estrutural. Este empilhamento estratigráfico representa, em verdade, a seriação já proposta por trabalhos clássicos (e.g., Carraro et al. 1974), onde a unidade basal era o Grupo Cambaí, seguido do Grupo Porongos subdividido nas formações Cerro Mantiqueiras e Vacacaí.

Com a evolução do pensamento geológico-geotectônico, e tomando como referencial de divisão a bacia molassóide do Camaquã, diversos autores (e.g., Ribeiro e Fantinel, 1978; Jost e Bitencourt, 1981; Issler, 1982; Fragoso Cesar et al., 1982 a, b, entre outros) passaram a diferenciar as ocorrências de xistos de leste, das de oeste, por critérios petrográficos e associações de rochas, a ponto do termo Porongos ficar restrito à sequência clasto-química e vulcano-sedimentar metamorfizada de leste, supostamente gerada no

Ciclo Brasileiro, enquanto o termo Vacacaí passou a especificar uma associação similar ocorrente no oeste, concordante com os gnaisses, migmatitos e granitóides diversos, e descritos como Cinturão de Rochas Verdes do Rio Vacacaí. Considerado em conjunto com o Complexo Cambaí, constituiria uma litoestrutura do tipo "granite-greenstone" atribuída ao Arqueano ou Proterozóico Inferior (Nardi e Hartann, 1979; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar e Sotiliani Jr, 1984; entre outros autores).

A obtenção de uma vintena de idades K-Ar, em minerais separados e em rocha-total, e a confecção de uma dezena de diagramas Rb-Sr, com isócronas e retas de referência, reunindo mais de 80 pontos analíticos, interpretados em conjunto com todos os dados pré-existentes e relativos aos granitóides da unidade Cambaí e metamorfitos de baixo grau que a sucedem, revelaram que, com exceção do Gabro de Mata Grande, possivelmente do Complexo Pedras Pretas e de alguns gnaisses das proximidades do Lineamento de Ibaré, todos os valores distribuíram-se no intervalo de cerca de 815 a 520 m.a. com significativa concentração entre 720 e 640 m.a. (fig. 95). A impressão de rochas jovens também é fornecida pelas razões Sr^{87}/Sr^{86} altas, até mesmos para os tempos brasileiros, dos metamorfitos do Cerro Mantiqueiras e do Complexo Bossoroca (tabs. 13 B e C), se considerarmos que os teores extremamente baixos de Rb fazem com que as razões de Sr obtidas se posicionem próximas do valor inicial.

Não está caracterizada, portanto, a evolução pré-brasileira do fragmento NW do Escudo do Rio Grande do Sul. Ao contrário, observa-se uma similaridade temporal com as rochas que compõem os blocos Dom Feliciano e Encruzilhada, confirmando, como lá, que os

limites do Ciclo Brasileiro superam o intervalo até então imaginado.

Correlações geocronológicas podem ser feitas entre os gnaisses da região de Vila Nova, no oeste, e da região de Encruzilhada do Sul, a leste. Os primeiros, através de isócronas e de retas de referência, posicionaram-se entre 700 e 650 m.a., enquanto os últimos, por diagrama isocrônico regional, com possibilidades de inclusão de termos rochosos mais jovens, forneceram cerca de 620 m.a.. Algumas idades convencionais, no entanto, de rochas com altas razões Rb/Sr, apontaram valores de 640 a 665 m.a., para, pelo menos, parte deste conjunto (tab. 7A).

Contemporâneas parecem ser também as sequências de baixo grau, já que idades Rb-Sr convencionais conseguidas em metavulcanitos do Grupo Porongos, aflorante a leste da bacia molassóide do Camaquã, e levando-se em conta as limitações e imprecisões inerentes à metodologia, parecem concordar com os resultados do ocidente (cerca de 790 m.a. em amostra com a maior razão Rb/Sr, tab. 3B).

As suposições acima expressas baseiam-se igualmente em critérios de ordem petrográfica e de associações de rochas.

Silva Filho (1984) comenta que, na região de Vila Nova, os Gnaisses Cambaí constituem uma unidade supracrustal composta por rochas metassedimentares intrudidas por magmas de composições variadas ao longo da evolução regional. Intrusões graníticas ricas em K relacionar-se-iam aos estágios finais como decorrência de fusões por espessamento crustal conseqüente das deformações impostas à área.

Da mesma forma, os gnaisses Chanã (ou do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita) aflorantes no Bloco Encruzilhada, outrora e sugestivamente atribuídos ao Grupo Cambaí, são descritos por Frantz et al. (1984) como compostos por paragnaisses seguidos por metanortositos e ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, tardiamente intrudidos por massas graníticas isotrópicas.

Em continuação, Ribeiro e Fantinel (1978), quando descrevem as rochas metamórficas aflorantes no alto estrutural que encerra o maciço de Caçapava do Sul, afirmam que "a Associação mármore dolomítico-quartzito ocorrendo ao longo de cristas continuamente alinhadas na direção NE-SW, de extensão regional, identificam o Grupo Porongos, conforme o mesmo se apresenta na localidade tipo, isto é, a região Cerro dos Porongos - Torrinhas".

A mesma correlação foi sugerida por Jost e Bitencourt (1980) considerando-se a similaridade entre o Subgrupo Cerro dos Madeiras, nas proximidades de Santana da Boa Vista, e os metamorfitos de Caçapava do Sul, no que diz respeito à grande frequência de lentes de mármore intercaladas em rochas calci-silicáticas.

Os referidos autores, em seus respectivos trabalhos, chamam a atenção para o fato de que, a ocidente de Caçapava do Sul, as sequências xistosas associam-se e sucedem a um espesso conjunto de metavulcânicas básicas, serpentinitos, peridotitos e piroxenitos aos quais intercalam-se quartzitos e mármores.

A ocorrência destes tipos litológicos máficos e ultramáficos não é, no entanto, exclusividade da fração noroeste do Escudo. Jost e Hartmann (1979), por exemplo, descrevem rodingitos associa-

dos a corpos ultramáficos a leste e oeste da bacia molassóide, respectivamente, ao sul do Município de Cachoeira do Sul e na região do Cerro da Cria, Município de São Sepé. Ribeiro (1981) relata, a noroeste de Pinheiro Machado, a existência de um corpo de peridotito serpentizado, concordante com as estruturas primárias do Grupo Porongos, no qual o autor reconhece textura "spinifex" e consagra as rochas como komatilitos, procedimento também observado em Fragoso Cesar e Soliani Jr. (1984) para rochas da fração ocidental.

Diferenças de facies entre o leste e o oeste, do tipo "... na Zona Oeste os mármorees são mais espessos e extensos e os quartzitos muito mais delgados e menos contínuos..." ou "... na Zona Oeste os componentes do 'flysch' são predominantemente argilosos, enquanto na Zona Leste predominam na sequência componentes arenosos e os detritos de tamanho de seixos e matacões são mais abundantes" (Ribeiro e Fantinel, 1978), podem, evidentemente, ser explicadas por diferenças paleogeográficas observadas na bacia deposicional.

Sobre estes argumentos é possível, então, sugerir que os blocos São Gabriel e Encruzilhada, incluído-se aqui a região ocupada pelos metamorfitos Porongos, constituem-se de sequências supracrustais intrudidas por e intercaladas com metaígneas de composições variadas, dobradas e predominantemente metamorfizadas em facies anfibolito de idade brasileira, e que permitem raras exposições do embasamento transamazônico, como no Cerro das Encantadas ou na região de Mata Grande.

A gênese dos Gnaisses Cambaí, na região de Vila Nova, foi amplamente discutida por Silva Filho (1984). Os gnaisses quartzo-

feldspáticos (dioríticos, tonalíticos e granodioríticos), quando plotados no diagrama $c \times mg$ de Niggli (fig. 96), demonstraram derivar, em grande parte, de misturas pelito-dolomito, consistente com a observação de ocorrência de lentes de mármore na área ou com a associação a camadas de quartzitos com os quais podem estar interacamadados.

A suíte intrusiva gabro-diorito-tonalito-trondhjemitito de Vila Nova, e os hornblenda-acumulados associados, têm as suas origens, em base a evidências geoquímicas diversas e às relações de campo, atribuídas ao modelo de cristalização fracionada de magmas básicos (Silva Filho, op. cit.).

A suíte granitóide, composta por intrusões tabulares de espessuras variadas e deformada por dobramentos, parece corresponder a magmatismo ainda sintectônico e, geoquimicamente, representa uma composição granítica ideal. A razão $Al/(Na + K + Ca/2)$ maior que 1.1 demonstra que esta associação litológica é peraluminosa, o que, em conjunto com o fato de que apresenta em alguns lugares fragmentos-relíquia de biotita gnaisses engolfados pelos granodioritos, leva à classificação de granitóides do tipo S. Assim, o conjunto parece resultar de fusão parcial dos gnaisses dioríticos sob condições de P e T compatíveis com aquelas encontradas no metamorfismo de facies anfibolito, mas as contribuições mantélicas perfazem importantes parcelas na formação dessas rochas (fig. 97).

Os termos finais da sequência são um dique riolítico e pegmatitos. O primeiro sugere ter sido produzido de magma profundamente situado na crosta (fig. 98), enquanto os últimos derivaram de magmas com elevado conteúdo de água.

Para a interpretação da evolução tectônica da área, Silva Filho (op. cit.) menciona a presença da suíte tonalito-trondhjemitos como feição importante. Segundo Barker (1979), lembra o autor, tais suítes podem ser encontradas em quatro situações geológicas principais, quais sejam: (1) terrenos de gnaisses cinzentos e de idade arqueana; (2) nas periferias de "greenstone-belts" arqueanos; (3) na borda de margens continentais do Proterozóico ou Paleozóico e (4) ao longo de bordas de margens continentais do Mesozóico ou Cenozóico.

Levando-se em conta apenas as informações de ordem geocronológica, somos levados a optar pela terceira alternativa.

As figuras 98 e 99 (Silva Filho, op. cit.), diagramas Rb x Sr e $K_2O \times SiO_2$, deixam claro que os trondhjemitos são continentais, o que também é confirmado pelos estudos das terras-raras que revelam padrões altamente fracionados, com valores para as terras-raras pesadas condrito-normalizadas menores do que 5 e pequena anomalia positiva de Eu (fig. 100).

Ainda da figura 98 deduz-se que os trondhjemitos podem ter sido gerados a níveis crustais de 15 a 20 km de profundidade.

Com base nas evidências em parte sintetizadas nas linhas anteriores, Silva Filho (op. cit.) conclui que o Complexo Vila Nova (Gnaisses Cambaí e metamorfitos de baixo grau) formou-se em ambiente tectônico do tipo margem continental, correspondente à categoria 3 da classificação de Barker (1979), onde as suítes tonalito-trondhjemitos podem associar-se a zonas de subducção ou a abertura de bacia marginal subsidiária, sendo tipicamente acompa-

nhada de suíte quartzo-diorito-tonalito-granodiorito-granito.

O autor citado visualiza ainda que o movimento horizontal tipo-nappe foi o mais importante elemento na evolução dos gnaisses de Vila Nova, nos quais uma suíte gabro-tonalito-trondhjemitó intrudiu rochas supracrustais durante intensa fase de "thrusting", seguida pelo encaixe sintectônico de magmas graníticos alto-K consequentes de espessamento crustal.

As condições tectônicas sob as quais estes tipos litológicos se desenvolvem, continua Silva Filho (op. cit.), parecem estar relacionadas ou à colisão de blocos litosféricos envolvendo uma margem continental passiva, ou ao fechamento de uma bacia de "back-arc" na qual a associação miogeoclinal depositou-se sobre uma margem cratônica.

A primeira hipótese carece de evidências geotectônicas conclusivas, já que exige a presença de conspícua linha de sutura entre os blocos colididos e associação litológica adequada. No Escudo do Rio Grande do Sul, a bacia molassóide do Camaquã poderia, eventualmente, ter se desenvolvido sobre e estar mascarando uma feição estrutural dessa ordem, o mesmo acontecendo para a Bacia do Itajaí. No Uruguai, no entanto, onde os depósitos molassóides são escassos, a passagem de uma área dominada pelo Ciclo Orogênico Antigo (W), para a desenvolvida durante o Ciclo Orogênico Jovem (E), respectivamente correlacionados aos diastrofismos Transamazônico e Brasileiro (Bossi, 1983), se dá de forma gradual através de uma faixa onde as idades revelam rejuvenescimentos parciais sob influência da orogênese nova (Ferrando e Fernandez, 1971).

Silva Filho (1984), em complementação, alerta para o fato de que o Complexo Vila Nova apresenta diferenças em relação às características maiores dos complexos gerados nas margens destrutivas de placas litosféricas, como: (1) o seu "trend" calci-alcálico é distinto do "trend normal" de Nockolds e Allen (1954) e, pelo menos em parte, dispõem-se as rochas ao longo do "trend" trondhjemítico de Barker e Arth (1976) (figs. 101 e 102); (2) as intrusões foram controladas por movimentos planares e não ocorrem massas diapíricas; (3) as rochas tonalíticas e granodioríticas são vários pontos percentuais mais ricas em SiO₂ quando comparadas com litologias similares de outros complexos plutônicos e (4) os teores de Na são igualmente mais elevados.

Silva Filho (op. cit.) afirma ainda que as lentes de acumulados básicos observadas na área estudada, ou os corpos ultramáficos serpentinizados ocorrentes a oeste de Vila Nova, não precisam ser, necessariamente, "greenstone-belts". Poderiam, simplesmente, representar produtos de diferenciação precoce por cristalização fracionada de magmas basálticos intrudidos paralelamente à foliação dominante dos gnaisses.

Em se tratando de bacia marginal vale lembrar que sua origem envolve extensão crustal e, em geral, um pequeno grau de espalhamento de fundo oceânico com o conseqüente "emplacement" de diápiros ultramáficos ou máficos (Windley, 1977; Tarney et al., 1976). Assim, parte das seqüências com tais características petroquímicas poderia ser encarada, de forma alternativa, como representantes de associações ofiolíticas. Os mafitos e ultramafitos encontrados nas regiões de Ibaré, Palma, Passo do Ivo e Mata Grande (Naumann et al., 1984; Garcia e Hartmann, 1981; Oliveira, 1982 e Koppe et al.,

1985) subdividem-se em tipos petrográficos coerentes com esta possível interpretação e a impossibilidade atual de enquadrá-los como restitos de crosta oceânica pode ser devida a estudos incompletos ou a características particulares que eventualmente apresentem. Trata-se apenas de um reavivamento de hipótese de trabalho uma vez que outros autores já se tinham referido a essas unidades como tal (Szubert, 1978; Ribeiro e Fantinel, 1978 e Issler, 1982 e 1983), porém em outros contextos geotectônicos.

As correlações geocronológicas e petrográficas já comentadas, entre as frações metamórficas de leste e oeste, e o padrão deformacional dessas rochas (qual seja: na área de ocorrência do Grupo Porongos a vergência estrutural é para NW (Jost, 1981; Jost e Bittencourt, 1980); na região de Vila Nova, Silva Filho (inf. verb.) relata para os gnaisses, dobramentos com planos axiais subverticais, mergulhando ora para NW, ora para SE; Naumann et al. (1984) e Koppe et al. (1985) afirmam que a foliação metamórfica NE dos complexos Palma e Bossoroca mergulha preferencialmente para NW, invertendo-se, portanto), são mais compatíveis com a estruturação sinforme de uma bacia marginal cujos metamorfitos de bordo dispõem-se espacialmente sob influência maior dos esforços compressivos, vergindo, então, para o interior da entidade. Esta referida inversão de vergência a NW propicia a suposição de que, em se tratando de borda, o embasamento pode estar exposto a oeste, ou sob os sedimentitos da Sinéclise do Paraná.

A interpretação conjunta das associações litológicas dos terrenos pré-cambrianos do Rio Grande do Sul inclina-se, assim, por uma origem conseqüente de fechamento de bacia marginal para as rochas que compõem a supraestrutura dos blocos Encruzilhada e São

Gabriel.

2.3. O Bloco Taquarembó: uma fração de Maciço Marginal no Escudo Sul-rio-grandense.

O termo maciço (Maciço Central de Goiás, Cordani e Brito Neves, 1982; Maciço Mediano Pernambuco - Alagoas, Brito Neves et al., 1982b ou Maciço Marginal de Curitiba, Campos Neto, 1985) tem sido usado de forma parcimoniosa na literatura geológica brasileira, significando, do ponto de vista geotectônico, domínios individualizáveis por uma série de características essenciais como, na maioria das vezes, intercalarem-se a cinturões dobrados, com os quais normalmente relacionam-se através de profundas zonas de falhas, revelar um padrão estrutural muito complexo (denotando uma história deformacional policíclica), apresentar dados geocronológicos sugestivos de uma origem e evolução arqueana ou proterozóica inferior de seus complexos gnáissico-migmatíticos, com intensa granitogênese do Proterozóico Superior e superposições de processos ou retrabalhamento das litologias previamente deformadas e metamorfizadas, e mostrarem-se topograficamente elevados como consequência de seus tipos litológicos constituintes (gnaisses, migmatitos e granitos, os primeiros resultantes de metamorfismo de médio a alto grau e os últimos comportando-se como grandes batólitos diapíricos ou pequenos corpos calci-alcalinos intrusivos), (Brito Neves et al., 1982 a, b).

Os qualificativos central, mediano ou marginal procuram posicionar os maciços no contexto geotectônico regional e a classificação tentativa do Bloco Taquarembó como uma parcela de maciço marginal se deve ao fato do mesmo parecer corresponder, junto com

os terrenos aflorantes nas "ilhas cristalinas" de Rivera e Aceguá, e regiões de Valentines e Nico Pérez, como será visto adiante, a uma entidade estrutural, com características transitórias, interposta aos Cinturão Dom Feliciano e Cráton do Rio de la Plata (figs. 91, 92 e 116). Nela, os terrenos pré-brasílianos estão representados por rochas granulíticas do Complexo Santa Maria Chico que se distribuem de forma quase contínua a noroeste e oeste do Bloco Taquarembó. Ocorrências de gnaisses, de composições e dimensões diversas, observados à leste, na área do Arroio do Tigre, e geocronologicamente correlatos aos granulitos, parecem representar fragmentos remanescentes deste complexo. Como feições estruturais destacam-se uma intensa cataclase paralela ao Lineamento de Ibaré e foliação dominante de direção NW.

Os granitóides mais jovens correspondem a três tipos litológicos intrusivos e essencialmente isótropos (Hartmann e Nardi, 1982): o Complexo Granítico Santo Afonso com dimensões batolíticas e composição média de monzogranito, o dacito subvulcânico Vauthier, porfirítico, com matriz fina, que se mostra semelhante ao primeiro do ponto de vista mineralógico e químico, a Suíte Intrusiva Saibro, estruturalmente mais jovem, constituída de pertitagrânitos com ocorrências locais de riebeckita e aegirina.

As relações dos granitóides Santo Afonso com os gnaisses granulíticos apontam para a intrusão dos primeiros na parte alta de uma crosta rígida sílica.

A neoformação mineral decorrente de metamorfismo de contato, com distribuição espacial aleatória, evidencia recristalização sob condições estáticas, a pequena profundidade e livre de pressões

dirigidas (Hartmann e Nardi, op. cit.). A relação geológica fundamental é a de um fragmento cratônico e granitóides intrusivos, sugestiva de Zona Marginal.

Os autores mencionados apresentam testes de alguns índices geoquímicos para as suítes Santo Afonso e Saibro. A primeira, à qual adicionaram-se as subvulcânicas Vauthier, mostra elevadas razões $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ que indicam a sua baixa alcalinidade, enquanto para a Suíte Saibro as razões conseguidas são da ordem de 1, ou pouco mais, revelando rochas se não peralcalinas, pelo menos de alcalinidade elevada.

A utilização do diagrama de Wright (1969; apud Hartmann e Nardi, 1982) revelou que as amostras do Complexo Santo Afonso posicionam-se nas proximidades da linha limítrofe entre os campos calci-alcalino e alcalino, enquanto as da Suíte Saibro são claramente alcalinas (fig. 103).

Com relação à saturação em alumina, as rochas revelaram-se predominantemente peraluminosas, o que aponta ambiente compressivo de geração.

De acordo com os índices de Petro et al. (1979; apud Hartmann e Nardi, 1982) para granitos com teores de SiO_2 entre 70 e 75%, a Suíte Saibro, através dos índices ID, CaO , $Na_2O + K_2O$ e $CaO/Na_2O + K_2O$, situou-se em ambiente distensivo, sendo que apenas a razão $FeO/FeO + MgO$ posicionou-se proximamente ao valor médio para granitos de ambientes compressivos.

A associação dos granitóides Santo Afonso e Saibro no Bloco

Taquarembó parece representar um magmatismo desenvolvido sob condições de paraplataforma. Os granitos Santo Afonso podem ser classificados como do tipo I (Caledoniano), segundo Pitcher (1983), descritos como rochas ricas em quartzo (atingem até 45% de volume de rocha), portadoras de frequentes xenólitos de dimensões diversas e composições variadas (Hartmann e Nardi, op. cit.) e razão inicial de 0,708. A Suíte Saibro define-se como do tipo A, com composição petrográfica de pertita-granito e variação para sienogranitos, pertita-sienitos e sienitos (Hartmann e Nardi, op. cit.), alcalina, ocorrendo de forma múltipla como intrusões pequenas e circulares, atestando a cratonização da área no final do Ciclo Brasileiro.

O diagrama de evolução do Sr para rochas diversas do Bloco Taquarembó (fig. 104) revela uma diversidade de material-fonte para os protólitos pré-brasileiros lá ocorrentes. O Complexo Santa Maria Chico, apesar de associado a mármore e formações ferríferas, teve uma gênese a partir de importantes contribuições do manto, assemelhando-se a termos litológicos derivados e acrescidos à crosta durante ou pouco antes do evento metamórfico que os afetou. Para os gnaisses da área do Arroio do Tigre, por outro lado, vislumbra-se uma maior participação de materiais crustais nas suas gerações. O Complexo Granítico Santo Afonso apresenta indubitável origem a partir de refusões da crosta.

2.4. Ilhas Cristalinas de Rivera e Aceguá: o prolongamento meridional do Maciço Marginal

Circundadas por sedimentitos gonduânicos da Bacia do Paraná, expõem-se no norte do Uruguai, no Departamento de Rivera e nas

proximidades da localidade de Aceguá, parcelas do embasamento pré-cambriano, sendo referidas pelos pesquisadores daquele país como "ilhas cristalinas" de Rivera e de Aceguá.

Preciozzi et al. (?) descrevem para a primeira (fig. 105), gnaisses muscovíticos e/ou biotíticos, anfibolíticos e anfibolitos, ortognaisses ácidos e básicos, quartzitos e xistos, com intercalações frequentes de rochas graníticas, incluídos indistintamente no que denominam de Complexo Basal. Entre tais rochas têm sido reconhecidos metamorfitos de facies granulito.

Além dessas, também mencionam a presença de granitóides indiferenciados e genericamente descritos como calci-alcalinos, de granulometria média a porfirítica, em geral hornblendo-biotíticos, leucogranitos, granodioritos e granitos orientados.

Mais esporadicamente encontram-se metamorfitos de baixo grau e ectinitos diversos. Granitóides de caráter tardi a pós-tectônico, de facies diorítica a granodiorítica, constituem os maciços do Arroio Carpinteria, na região centro-sul da "ilha", Amarillo, na porção centro-norte, e Vichadero, no extremo oriental (fig. 105).

Dez de doze amostras coletadas de metagranitóides quartzo-feldspáticos fortemente foliados, aflorantes ao longo da Rota 28, partindo da localidade de Minas de Corrales em direção SE (fig. 105, tab. 33D), permitiram a construção de um diagrama isocrônico Rb-Sr de referência com a indicação de um valor temporal de 2.272 ± 33 m.a. e $R_0 = 0,7013$ (fig. 106). As duas amostras não colineares (ESJ-98 e ESJ-100D) revelaram fortes indícios de alteração intempérica, o que fez com que não fossem utilizadas nos cálculos da

idade e explica os posicionamentos de seus pontos analíticos de formas discrepantes. As idades convencionais para ambas, uma vez que possuem altas razões Rb/Sr, são, respectivamente, 1.763 ± 57 e 1.982 ± 71 m.a., indiscutivelmente pré-brasílianas. Deste mesmo conjunto, plagioclásios analisados pelo método K-Ar (tab. 33C) forneceram resultados da ordem de 950 - 970 m.a., refletindo a influência parcial de um ciclo orogênico mais jovem ou escape de argônio por imperfeições no retículo cristalino dos minerais.

Os granitóides calci-alcalinos e porfiríticos do nordeste de Vichadero e cabeceiras do Arroio Amarillo definiram outro segmento isocrônico de referência com $t = 689 \pm 67$ m.a. e $R_0 = 0,7074$ (fig. 107, tab. 33D). Pela idade e característica química, estas rochas são correlatas aos granitóides associados à "fase sintectônica" do Ciclo Brasileiro no oeste gaúcho, assemelhando-se a uma associação do tipo I (Caledoniano).

Com o intuito de verificar se os pórfiros de K-feldspatos presentes nas amostras eram ou não resultantes de blastese brasileira sobre rochas mais antigas, o que poderia propiciar uma incorreção na atribuição da idade destas litologias, analisamos em paralelo porções destes minerais separados das matrizes de suas rochas originais. A colinearidade observada entre estes materiais (fig. 107) permite assegurar ao valor temporal conseguido o significado de época de cristalização da rocha, na qual também os K-feldspatos se formaram.

Provavelmente contemporâneas aos granitóides porfiríticos sejam as rochas descritas como dioritos e granodioritos, cujas idades K-Ar em biotita, plagioclásio e hornblenda posicionaram-se no

intervalo 576 - 586 m.a., num total de cinco análises (tab. 33C). Certamente mais jovens são algumas facies subvulcânicas ácidas ou diques básicos, preliminar e petrograficamente descritos como de caráter alcalino, sugestivos de uma associação do tipo A, cujos valores K-Ar em rocha-total, interpretados como próximos da geração dos corpos mencionados, situaram-se ao redor de 530 m.a. (tab. 33C).

A Ilha Cristalina de Aceguá (fig. 105) também teve algumas de suas litologias estudadas pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. Mal conhecida do ponto de vista geológico, a ela são atribuídos termos petrográficos descritos como de caráter sintectônico e indiferenciados, dos tipos graníticos heterogranulares, grosseiros, porfiroblásticos e de variadas texturas. Também presentes, granitóides de mineralogia mais básica, metagranitos e granitos orientados (Preciozzi et al., ?).

Disponíveis existem sete análises radiométricas Rb-Sr (tab. 33B) e estas parecem definir dois grupos distintos de granitóides, um de facies granodiorítica e monzogranítica (tipo I - Caledoniano) e outro com sienogranitos e K-feldspato granitos (tipo A), estes últimos com altas razões Rb/Sr.

Os diagramas Rb-Sr de referência apontam para ambos, respectivamente, valores de 664 ± 38 e 583 ± 6 m.a., com razões iniciais de 0,7077 e 0,7043 (figs. 108 e 109). Estes últimos, com idades convencionais idênticas, podem ser cronocorrelatos do Complexo Granítico Santo Afonso, enquanto os primeiros, ainda não identificados no Bloco Taquarembó, têm sua presença sugerida por uma idade K-Ar superior a 580 m.a. (tab. 20).

Os dois únicos resultados K-Ar em biotitas extraídas dos granitóides mais antigos foram da ordem de 575 a 600 m.a. (tab. 33A).

A correlação das litologias desta "ilha cristalina" de Aceguá com as de Rivera e o Bloco Taquarembó pode ser sugerida em base à presença, na primeira, de metagranitos e granitos orientados (não datados) e pela idade de cerca de 665 m.a. conseguida, comparável a valores encontrados em Rivera. A não atribuição da região de Aceguá ao Bloco Dom Feliciano se deveu ao fato de serem desconhecidas, até o momento, neste domínio, cifras temporais similares. Uma hipótese alternativa seria imaginar que estas rochas relacionam-se à bacia marginal do Cinturão Dom Feliciano, a ser comentada a seguir.

No diagrama de evolução do Sr para as rochas das áreas em foco (fig. 110) fica patente uma importante contribuição do manto na geração dos metagranitóides transamazônicos e K-feldspato granitos anorogênicos, enquanto as demais litologias analisadas derivam de fundidos da crosta.

2.5. Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu: estrutura limite entre as entidades batólito e bacia marginal do Cinturão Dom Feliciano

Definido por Picada (1971), este sistema de falhas tem direção principal N40°E e aloja corpos graníticos e gnáissicos recortados por brechas, milonitos e cataclasitos de grandes dimensões.

Com cerca de 250 km de comprimento, tem seus extremos recobertos por sedimentitos da Bacia do Paraná e se deixa seccionar em

duas metades pelas falhas transcorrentes N-S do Sistema Passo do Marinheiro (Picada, op. cit.) (fig. 91).

Nos seus 5 a 10 quilômetros de largura, alinham-se concordantes com os ectinitos Porongos, diversos corpos dos denominados granitos Cordilheira e Augen Gnaisses Vigia, com dispersas ocorrências de graissens (fig. 83). Em perfil transversal, pode-se encontrar até uma dezena de falhas associadas, cujos planos subverticais mergulham 70 a 85 graus para SE (Picada, op. cit.).

De acordo com Fragoso Cesar et al. (em prep.), a Suíte Cordilheira compõe-se de corpos estratóides e lenticulares de granitóides claros à muscovita ou a duas micas, com pontuações de turmalina e/ou biotita. Petrograficamente, são granodioritos e monzogranitos, raramente sienogranitos, de granulação média a grossa, predominantemente equigranular.

Os Augen Gnaisses Vigia associam-se aos leucogranitos Cordilheira e possuem composição e forma de jazimento similares. Trata-se de gnaisses oftalmíticos claros com porfiroblastos de K-feldspato e plagioclasio estirados.

O contato entre estas unidades, e com os metassedimentos intercalados, ou são tectônicos, ou são gradacionais e suas características claramente sinorogênicas. Leucogranitos maciços, contendo xenólitos de metassedimentitos dobrados, sugerem que pelo menos parte da Suíte Cordilheira é tardi e/ou pós-tectônica.

Em suma, a feição pode ser encarada como uma faixa sincinemática de granitóides do tipo S encaixados em uma linha de sutura

intraplacas (subducção tipo A de Ampferer), entre o arco magmático tipo Andino e a bacia marginal do ocidente (figs. 91, 92 e 93).

2.6. O Lineamento de Ibaré: estrutura limite entre as entidades Bacia Marginal do Cinturão Dom Feliciano e Maciço Marginal

Originalmente referida como Fossa do Jaguarí, originada por um sistema de falhas tensionais, de traçado irregular, com deslocamentos verticais de blocos de até centenas de metros (Willig et al., 1974), esta feição passou a ser denominada Lineamento de Ibaré (figs. 91 e 92) após a publicação de Hartmann e Nardi (1983), embora não tenha sido, até o presente, merecedora de estudos mais detalhados.

A importância geológica desta estrutura reside no fato de que a mesma é a entidade divisora de terrenos com características metamórficas e tectônicas distintas. Ao sul, ficam os terrenos de facies granulítica e foliação regional NW, enquanto ao norte as rochas são de facies xistos verdes a anfibolito, orientadas segundo NE.

Naumann et al. (1984) consideraram o complexo granulítico como o equivalente profundo das supracrustais de baixo grau e vislumbraram, para a justaposição de ambos, a ascensão do bloco meridional, através do lineamento em pauta, com seu conseqüente desgaste erosivo até a exposição dos níveis basais da crosta.

Os resultados geocronológicos comentados neste trabalho demonstram, no entanto, que não há identidade temporal entre as fra-

ções em discussão, fato que já era sugerido pelos "trends" estruturais regionalmente discordantes. O paralelismo da foliação observado nos dois blocos nas proximidades de Ibaré (Naumann et al., op. cit.) parece relacionar-se ao comportamento rígido do mais antigo durante o desenvolvimento e estruturação do mais novo. O lineamento de Ibaré, então, separaria frações crustais com resistente embasamento, na fração meridional, e subestrutura deformável ao norte.

Apesar dos granitóides intrusivos corresponderem a uma alta percentagem no volume de rocha aflorante ao sul do sistema de falhas, a frequência de rochas mais antigas que o Brasileiro, a diminuição dos termos gnáissicos e a disposição das lineações de forma predominantemente ortogonal ao "trend" nordeste do Cinturão Dom Feliciano, fato obviamente constatado na "ilha cristalina" de Rivera (fig. 105), foram os critérios determinantes para a proposição tentativa da entidade Maciço Marginal no contexto geotectônico da área (fig. 116).

Não se pode, contudo, tomar tal feição-limite de forma absoluta, já que são conhecidos alguns afloramentos de gnaisses anfibolíticos transamazônicos ao norte da estrutura, região do Cerro Mantiqueiras, bem como gnaisses quartzo-feldspáticos brasileiros a sul, nas proximidades do Arroio do Tigre.

As reativações tardias a que esteve sujeito o sistema de fraturas ficam evidenciadas no interior da zona falhada onde os sedimentitos gonduânicos da Bacia do Paraná (Subgrupo Itararé e Formação Rio Bonito) apresentam mergulhos de alto ângulo.

Para noroeste, o Lineamento de Ibaré tem sua continuidade interrompida pelos depósitos de cobertura do Fanerozóico, enquanto que na direção sudeste parece infletir no sentido anti-horário. As regiões de afloramento de granitóides cortadas pelos arroios das Palmas e Velhaco, posicionadas a SE de Lavras e sul da área das Minas do Camaquã, trariam muita luz à caracterização de tal feição (fig. 91).

3. Modelo de Evolução Geotectônica para o Escudo Sul-rio-grandense

3.1. Aspectos Gerais

No início do presente relatório procuramos apresentar de forma sintética a evolução dos conhecimentos sobre a geotectônica das rochas pré-cambrianas do Rio Grande do Sul, em particular, e do Brasil Meridional e Uruguai, no geral, constatando serem vários os autores que sugeriram modelos de desenvolvimento, na grande maioria calcados na teoria da Tectônica de Placas (Ribeiro e Fantinel, 1978; Jost e Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar et al., 1982b; Issler, 1982 e 1983).

Para servir de base à apresentação e discussão dos dados geocronológicos obtidos e interpretados de forma integrada com os pré-existentes, elegemos, por nos parecer mais adequado às informações e conclusões geológicas disponíveis, o modelo evolutivo proposto por Fragoso Cesar et al. (1982b), obedecendo, no geral, a compartimentação estrutural por eles apresentada.

Após os levantamentos e estudos aqui abordados, deduz-se que

tal modelo resiste ao, agora maior, acervo de dados radiométricos e estes permitiram um melhor ajuste dos mecanismos de geração das rochas envolvidas, propiciou a correção e/ou o entendimento de alguns aspectos controversos e o detalhamento de fenômenos anteriormente vagos, indefinidos ou apenas delineados.

A diferença maior constatada reside na necessidade de recompactimentar-se o Escudo gaúcho, do ponto de vista geotectônico, suprimindo-se a área de exposição do Cráton do Rio de La Plata, atribuindo ao Bloco Taquarembó a conotação de maciço marginal e ampliando-se, em consequência, os domínios do Cinturão Dom Feliciano, com o Bloco São Gabriel passando a fazer parte de sua bacia marginal.

Altera-se também o intervalo de tempo dentro do qual a faixa orogênica brasileira do sul do país evoluiu, registrando-se a geração de rochas desde 850 até 450 m.a. passados.

3.2. Estabelecimento do Quadro Cronoestratigráfico

As litologias transamazônicas aflorantes no Escudo do Rio Grande do Sul, associadas às unidades cronocorrelatas de Santa Catarina e Uruguai, permitem que se imagine para o Brasil Meridional, uma ampla área crustal desenvolvida no tempo mencionado, em cuja borda oriental superpuseram-se fenômenos geológicos do Ciclo Brasileiro.

Acompanhando-se o quadro cronoestratigráfico estabelecido por Basei (1985) para o Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina, percebe-se que o mesmo pode ser aplicado para o prolongamento da en-

tidade no Rio Grande do Sul, nos dois terços finais de sua história evolutiva, já que os eventos iniciais não foram lá reconhecidos. Denominaremos, de maneira informal e apenas para referência, os estágios de evolução do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul, usando, para tanto, designações geográficas onde estes episódios, pelo menos ao nível dos conhecimentos atuais, encontram-se melhor representados.

O fenômeno orogênico sul-rio-grandense, do Proterozóico Superior, como vislumbrado por este trabalho, é precedido por uma deposição plataformar, em margem continental passiva, identificada pelo Subgrupo Cerro dos Madeiras, basal no Grupo Porongos, há mais de 850 m.a. (fig. 114). Por volta desses tempos começa o fechamento de um oceano proto-Atlântico, com subdução de crosta oceânica para sob a placa litosférica continental sul-americana, caracterizando uma subdução do tipo B de Benioff. Como consequência, instala-se na borda continental cavalgante, um arco magmático do tipo Andino cujas rochas resultantes se deixam representar pelos granitóides deformados da fase precoce (calci-alcalinos do tipo I - Cordilheirano), representantes do Evento Piratini. Como feição associada à subdução e aos processos tectônicos em sistemas de arco, implanta-se, a oeste, uma ampla bacia marginal que passou a receber sedimentos clásticos e químicos, aos quais associaram-se manifestações magmáticas básicas, em especial a ocidente, e intermediárias a ácidas a oriente, nas proximidades do arco vulcânico. O volume do magmatismo básico e ultrabásico desta fase de evolução, normalmente abundante, parece ter sido pequeno, ou pelas condições dúcteis da crosta, ou por sua espessura elevada que não permitiu um fraturamento intenso da mesma, graças a ajustes internos.

Por volta de 800 m.a. atrás, deu-se a colisão das paleoplacas que incluíam os crátons do Rio de La Plata e do Kalahari, consistindo na primeira fase de deformação, quando foi gerada a Zona de Fraturas da Dorsal de Canguçu, uma sutura de colisão intraplaca (subdução do tipo A de Ampferer) entre o arco magmático e a bacia marginal, em cujo interior posicionou-se a Suíte Cordilheira, do tipo S, associada aos Augen Gnaisses Vigia, ambos granitóides sin-colisionais (Fragoso Cesar et al., em prep.). Os metamorfitos consequentes devem ter desenvolvido sua primeira foliação, enquanto as deposições sedimentares intercaladas a manifestações vulcânicas prosseguiram no âmbito da bacia.

Com o encurtamento e espessamento crustal, o arco magmático evoluiu para o tipo Caledoniano e proporcionou a formação dos granitóides da fase principal (tipo I - Caledoniano) sin a pós-colisional, resultante da fusão parcial da suíte precoce e de possíveis rochas do embasamento (Evento Pinheiro Machado). Os efeitos deste fenômeno de colisão não são claros no domínio da bacia marginal, mas registram-se em seus metamorfitos idades desta ordem (fig. 95).

O incremento de rigidez na área do arco magmático e o prosseguimento dos esforços confinantes produziram o fechamento da bacia marginal, com a implantação da foliação NE em todo o cinturão e o estabelecimento da predominante vergência NW. Este parece ter sido o principal evento tectono-termal acontecido (Evento Vila Nova), produzindo o pico metamórfico nas sequências supracrustais e está evidente na figura 95, confirmando a importância do período temporal compreendido entre 750 e 650 m.a..

A esta época pertence o magmatismo sintectônico de tendência trondhjemítica e calci-alcalina do Complexo Vila Nova e, possivelmente, o vulcanismo de diferenciados máficos e ultramáficos. Em estágio tardi-tectônico, intercalado às sequências clásticas e químicas em processo deposicional, associaram-se episódios ígneos de caráter intermediário a ácido. Pode pertencer a esta etapa o Anortosito Capivarita.

O soerguimento regional que se seguiu propiciou a colocação de diápiros granitoídes ainda sob regime compressivo (núcleos dos complexos São Sepé, Lavras, etc.), derivados do processo de subducção ou da fusão de material crustal jovem (figs. 111, 112 e 113). Contemporâneo ou ligeiramente subsequente foi o início da deposição dos sedimentos molassóides, aos quais intercalam-se vulcanitos de composição shoshonítica (Formação Maricá). O Sienito Piquiri pode representar uma das últimas manifestações magmáticas desta fase.

Ao redor dos 550 m.a., observa-se um novo pulso tectônico que resultou em dobramentos de eixos de direção NE e planos axiais mergulhantes para sudeste, correspondendo às primeiras deformações dos depósitos molássicos e à terceira fase do Cinturão Dom Feliciano. Reativações inversas dos principais lineamentos, sugeridas pelo padrão de decréscimo das idades K-Ar, no sentido leste, transversalmente ao arco magmático, e a colocação final de granitoídes, agora em regime distensivo (Suíte Dom Feliciano, no lado leste; frações de bordo dos complexos de São Sepé e Lavras do Sul, granitos Caçapava e Jaguarí, na bacia marginal, e Santo Afonso e Saibro, na borda do maciço marginal hoje exposto) constituíram os principais episódios desta fase (Evento Dom Feliciano). As gêneses

destes corpos granitóides dos tipos I e/ou A pode ter se dado a partir de refusões crustais, de materiais mantélicos ou de materiais híbridos (figs. 111, 112 e 113). O encerramento do pulso aconteceu com as manifestações vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho (fig. 113), persistindo a acumulação molassóide (Formação Guaritas).

Como atividade final registraram-se amplas inflexões descontínuas, observadas com facilidade na sequência molassóide tardia (segunda fase deformacional nas molassas e quarta fase no cinturão), acompanhadas de reativações transcorrentes nos principais lineamentos. Magmatismo básico e ácido do tipo A, esparsos nos domínios da bacia marginal (Granito da Ramada, vulcanitos do Cerro Tupancí e microgranitos intrusivos do Complexo de São Sepé, figs. 111 e 113) e do Batolito Pelotas (veios e filões quartzo-feldspáticos) representam as últimas manifestações ígneas registradas, há 460 m.a. (Evento Tupancí/Ramada).

Seguiu-se, então, o resfriamento regional e a estabilização tectônica da área (Quadro Cronoestratigráfico - tabela 36).

4. Possíveis correlações de entidades geotectônicas na porção meridional do Escudo Atlântico e ajustes com a Província Damara.

As entidades geotectônicas que compõem o quadro geológico do Pré-Cambriano na porção meridional do Escudo Atlântico afloram de maneira descontínua, em parte recobertas por sedimentitos da Bacia do Paraná, em parte por sedimentos inconsolidados da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e o Uruguai, ficando difícil, às vezes, a identificação e correlação de suas parcelas, sobretudo em se

tratando dos terrenos ocidentais (fig. 116).

Entre o Rio Grande do Sul e o Uruguai é clara a correspondência dos granitóides do Batólito Pelotas e das supracrustais da bacia marginal (grupos Porongos e Lavalleya), uma vez que suas exposições revelam uma continuidade física quase completa.

Os metamorfitos da Bacia Frontal (Fragoso Cesar et al., 1982a) ocorrem somente no Uruguai, não sendo conhecida qualquer outra área ectinítica em posição geográfica similar, ou seja, a leste do Batólito Pelotas (fig. 115).

Para norte, a partir de Porto Alegre, o que se observa é uma ausência de exposições do embasamento até a altura de Tubarão (SC) (fig. 116), agravada pelos poucos conhecimentos geológicos em disponibilidade para a fração meridional do Escudo Catarinense. A porção setentrional desta unidade é a melhor conhecida, superpondo-se diversos trabalhos, entre os quais destaca-se o de Basei (1985). Este autor relata que, no âmbito do Grupo Brusque, o magmatismo do tipo S é o dominante, enquanto que internamente ao Cinturão Dom Feliciano passam a prevalecer os granitóides do tipo I, embora sejam ainda comuns os da primeira categoria.

Em ordem cronológica, Basei (op. cit.) relaciona, para a região, os granitóides foliados indiferenciados aflorantes a oeste de Florianópolis, do tipo S e idade de 640 ± 20 m.a. e R_o de 0,708 a 0,711. Temporalmente similar é a Suíte Valsungana (640 ± 20 m.a.; $R_o = 0,711$), também do tipo S. A Suíte Guabiruba viria a seguir, com $t = 620 \pm 20$ m.a. e R_o variável de 0,712 a 0,721, sendo também do tipo S. Para encerrar o estágio sin a tardi-tectô-

nico, o autor menciona a Suíte São Pedro de Alcântara, do tipo I e idade da ordem de 600 ± 20 m.a., com $R_o = 0,708$. Relacionadas ao estágio tardi a pós-tectônico seriam as suítes Pedras Grandes (do tipo I, com R_o de $0,710$ a $0,728$) e Subida (tipo A, com R_o de $0,700$ a $0,705$), ambas com cerca de 540 ± 20 m.a..

Em outro trecho, o autor mencionado relata não ter obtido, na área trabalhada, indicações da presença de materiais rochosos derivados do consumo de placa oceânica, questionando a correlação entre os terrenos cristalinos catarinenses e a porção oriental do Rio Grande do Sul, alegando diferenças radiométricas superiores a 200 m.a. e diferenças geológicas, em se tratando dos tipos petrográficos tonalíticos e quartzo-dioríticos não ocorrentes naquele Estado.

Com base na associação litológica atribuída ao Bloco Encruzilhada (para e ortognaisses intrudidos por, pelo menos, duas gerações de granitóides isótopos - Frantz et al., 1984) e nas idades radiométricas discutidas neste trabalho (620 ± 10 m.a. e $R_o = 0,708$ para os primeiros e $560 - 550$ m.a. e $R_o = 0,716 - 0,718$ para os últimos, sendo o mais jovem correlacionável à Suíte Dom Feliciano) é possível sugerir que no Estado de Santa Catarina aflora um conjunto rochoso similar ao do Bloco Encruzilhada, ou seja, uma associação de bacia marginal, onde os granitóides do tipo I (e.g. Suíte Pedras Grandes) representariam apófises do magmatismo desenvolvido no vizinho batólito, à semelhança do que se dá com a Suíte Dom Feliciano que intrude os metamorfitos da bacia marginal, no Bloco Encruzilhada. Se é isto o que ocorre, o limite entre as entidades geotectônicas brasileiras (batólito - bacia marginal) poderia corresponder, na fração setentrional, à alternativa da figu-

ra 116. Um dado que corrobora esta hipótese vem a ser as idades da ordem de 700 m.a. conseguidas nos biotita gnaisses da Catinga e na Faixa Ribeirão da Prata, a noroeste do cinturão, similares àquelas encontradas nas proximidades de Vila Nova, no Rio Grande do Sul.

é preciso manter em mente a possibilidade de termos aflorando, no sul do Escudo Catarinense, uma fração do Batolito Pelotas representada pelos granitóides da fase tardia (Suíte Pedras Grandes - SC $\approx$ Suíte Dom Feliciano - RS).

Ferrando e Fernandez (1971), baseados em Hart (1966) e Um-
pierre e Halpern (1971), asseguram que na metade ocidental do Es-
cudo Uruguaio os granitóides sintectônicos têm idades compreendi-
das entre 2.100 e 2.040 m.a., com o único granitóide pós-tectônico
datado em 1.995 m.a. (valores temporais corrigidos para $\lambda_{Rb87} =$
 $1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$, seg. Steiger e Jäger, 1977). Nas proximidades
da faixa brasileira, a leste, a obtenção de idades se torna difí-
cil, com tendências a valores menores e significativa indetermina-
ção por dispersão dos pontos analíticos. Como exemplos, mencionam
os granitóides de Nico Pérez e Cerro Colorado, cujas análises po-
sicionam-se entre os segmentos isocrônicos de 1.700 e 2.000 m.a.,
e os granodioritos de Soca, com valores de 1.600 m.a., além das i-
dades brasileiras de cerca de 580 m.a. em migmatitos e granitos
intrudidos. A conclusão dos autores é a de que a região de Nico
Pérez (fig. 115) deve ter sido afetada em distintos graus pela o-
rogênese brasileira contígua, mas o caráter cratônico continua
preservado. Esta zona de influência do ciclo mais jovem parece es-
tar inclusa no triângulo delimitado pelas falhas que ligam Piriá-
polis a Sarandí del Yí (S.Y.) e Fray Bentos a Valentines (V.)

(figs. 115 e 116).

Ao norte do falhameto Fray Bentos - Valentines, Bossi (1983) descreve, tentativamente, um núcleo primitivo, do qual também faria parte a "ilha cristalina" de Rivera (fig. 115). Segundo o cientista, a falha de direção leste-oeste representa o bordo meridional de ocorrência de piroxenitos e quartzitos augíticos, além de separar fragmentos crustais estruturalmente distintos (N70ºE para as rochas geradas no Ciclo Orogênico Antigo e N70ºW para as demais situadas ao norte). Em adição, menciona que há diferenças do ponto de vista econômico, encerrando o "Núcleo Primitivo" possíveis jazimentos de ouro, ferro e mármore intensamente recristalizados.

Como vimos nos itens 2.1. e 2.2. deste capítulo, a "ilha cristalina" de Rivera e o Bloco Taquarembó representam frações crustais onde afloram metagranitóides transamazônicos, com foliação NW, intimamente associados a granitóides brasileiros, geralmente isótropos, com idades variáveis entre 650 e 550 m.a., sendo que estes últimos podem superar em área os primeiros. Por similaridade geológica, Bossi (op. cit.) correlaciona os metamorfitos e granitóides da "ilha" de Rivera aos da região de Valentines. Embora não haja dados quantitativos relativos a esta última região, as mesmas foram, neste trabalho, reunidas, pelos motivos já expostos nos itens mencionados e em caráter tentativo, na entidade Maciço Marginal.

Os depósitos molassóides sedimentares e vulcano-sedimentares dos grupos Itajaí (SC), Camaquã (RS) e formações Piedras de Afilar e Sierra de Ánimas (Uruguai) parecem ser temporalmente correla-

tos, mas a conotação de Antefossa Molássica só pode ser aplicada para as acumulações das extremidades norte e sul do Cinturão Dom Feliciano. No Estado do Rio Grande do Sul, a disposição da molassa no contexto geotectônico caracteriza, diferentemente, uma Intra-fossa.

Por outro lado, a compartimentação geotectônica e os estágios de evolução estabelecidos para a porção meridional do Escudo Atlântico revelam um notável e significativo ajuste geológico e geocronológico com os terrenos do sudoeste da África.

Kröner (1982), em base a dados Rb/Sr, demonstrou que a história evolutiva do Cinturão Damara (tab. 37) foi consideravelmente mais longa do que a da maioria dos cinturões fanerozóicos conhecidos, tal como já enfatizado para o Cinturão Dom Feliciano. A similaridade temporal entre os dois orógenos não se restringe à duração total do episódio diastrófico, mas é também evidente a equivalência dos pulsos de magmagênese e de deformação registrados nos domínios de ambas as áreas. Assim, seriam correspondentes, respectivamente, os eventos Palmental - Pinheiro Machado, Usakos - Vila Nova, Salem - Dom Feliciano e, por fim, Alaskito - Tupancí/Ramada, como se deduz da observação comparada das tabelas 36 e 37. Correlativo ao Evento Piratini, Kröner (op. cit.) não especifica qualquer episódio termal, mas menciona a intrusão de sienito e vulcanismo ácido como manifestações magmáticas pré-orogênicas.

O conjunto de entidades geotectônicas fica completo com a justaposição dos continentes sul-americano e africano, após o trabalho de Hartnady et al. (1985), que, ao sumarizarem a evolução crustal do SW da África nos tempos do Proterozóico, afirmam que

reconstruções paleomagnéticas para os crátons do Kalahari e do Congo são sugestivas da existência, no Pré-Cambriano Superior, de um oceano (denominado Adamastor) a separar tais fragmentos crustais, prologando-se e ampliando-se para sul até a Província Transantártica (fig. 117).

A origem e o posterior fechamento desse oceano, ao longo da sutura ofiolítica representada, de forma quase contínua, pelas faixas de corpos anfibolíticos e metabasálticos do entorno ocidental do Cráton do Kalahari (fig. 118), são fenômenos aos quais recorrem os mencionados autores para explicar uma série de aspectos até então controvertidos na evolução geotectônica dos cinturões Damara, Gariep e Saldania. A subducção da litosfera oceânica para sob o Cráton do Rio de La Plata, no processo de fechamento do mar Adamastor, é que motiva a implantação do arco magmático hoje representado pelas exposições profundas do Batolito Pelotas.

5. Recomendações Finais

A história evolutiva e as entidades tectônicas que compõem os terrenos pré-cambrianos do Escudo Sul-rio-grandense, tal como divisadas neste relatório, basearam-se, essencialmente, como visto nos capítulos anteriores, em dados radiométricos obtidos através dos métodos K-Ar e Rb-Sr, sendo quantitativamente pouco expressivos os resultados advindos de outros sistemas isotópicos. O acervo geocronológico hoje disponível para a área mencionada soma cerca de cinco centenas de análises. Uma parcela importante deste total tem que ser entendida como idades mínimas (K-Ar) dos materiais rochosos investigados, significando épocas de resfriamento, fenômeno geológico associado aos levantamentos epirogenéticos regionais,

cuja posição no tempo precisa ser também determinada.

A fração maior é de idades Rb-Sr, convencionais ou isocrônicas, mas os resultados foram, em grande parte, conseguidos de conjuntos de rochas nem sempre cogenéticas, considerados, portanto, como valores de referência. Apesar disso, a obtenção de idades similares, pela construção de numerosos diagramas isocrônicos, derivados de grupos de amostras provenientes de áreas distintas de uma mesma unidade litodêmica, nos leva a crer que tais cifras temporais são merecedoras de crédito e têm o significado genético a elas atribuído quando das interpretações correspondentes.

Estamos convencidos de que o quadro temporal ora apresentad~~x~~ encontra-se estabelecido nos seus termos mais gerais e não deverá sofrer no futuro alterações significativas. Há, no entanto, muito por fazer no sentido de aprimorar ou refutar os modelos de evolução geotectônica propostos para a região por vários autores e definir como verdadeiras ou falsas hipóteses até agora apenas deli-
neadas.

Prosseguir na aplicação dos métodos K-Ar ou Rb-Sr passa a ter sentido somente no caso de levantamentos sistemáticos para o entendimento da história térmica de áreas definidas ou na obtenção de valores isocrônicos de amostras consanguíneas associados a um perfeito controle das relações estruturais das litologias estudadas, à semelhança das investigações realizadas na área de Vila Nova. Este deve ser o procedimento nos estudos a serem realizados nos domínios do Batolito Pelotas, onde, em um mesmo afloramento, são observados vários pulsos magmáticos que podem estar temporalmente separados por dezenas ou centenas de milhões de anos. Como

agravante, em tais entidades geotectônicas, a possível recorrência de tipos petrográficos torna inviável a associação dos mesmos em um único diagrama isotópico.

Fenômenos geológicos como a época da diferenciação a partir do manto e acreção à crosta, o tempo de residência na litosfera, os graus e tipos de contaminação, a passagem dos magmas precursorres por ciclo sedimentar anterior ou retrabalhamentos por superposição de evento orogênico são informações complementares que podem ser conseguidas pela combinação de duas ou mais metodologias geocronológicas. Em consequência, recomendamos a obtenção de um número maior de dados Pb-Pb, U-Pb em zircões e Sm-Nd, este sobretudo para o estabelecimento das idades dos conjuntos máficos e ultramáficos do oeste que, por inadequação dos teores de Rb e Sr, não foram ainda conhecidas e podem estar relacionadas a mais de um episódio magmático.

Gostaríamos que os pensamentos aqui expressos fossem tomados apenas como alternativas possíveis e que ficassem sujeitos a investigações ulteriores com o intuito de melhor conhecer e bem utilizar os parâmetros e o potencial geológicos do Escudo Sul-riograndense. Assumir algumas das idéias discutidas neste trabalho implica em alteração de conceitos vigentes, em reformulações de cunho estratigráfico, em mudanças nas orientações de futuros trabalhos geológicos e na modificação da estratégia de prospecção de recursos econômicos.

AGRADECIMENTOS

A realização do presente trabalho só foi possível graças ao apoio advindo de pessoas e de instituições às quais o autor gostaria de externar seu profundo reconhecimento.

Ao Prof. Dr. Umberto G. Cordani, orientador, meu preito de gratidão pelos ensinamentos recebidos, estímulo, discussões e sugestões jamais negadas, e exemplo de profissional da ciência geocronológica, incansável e dedicado às suas atividades docentes e de pesquisa.

O mesmo sentimento é extensível ao Prof. Dr. Koji Kawashita que, além de ter estado sempre à disposição para ensinar e discutir, foi o responsável maior pelas análises espectrómetricas aqui apresentadas, através de um trabalho revelador de abnegação ímpar.

Agradecemos também aos colegas professores e geocronólogos Antonio Romalino S. Fragoso Cesar, Colombo Celso Gaeta Tassinari, Wilson Teixeira e Miguel Ângelo S. Basel, do Instituto de Geociências da USP, Oswaldo Siga Jr., Raimundo Montenegro G. de Montalvão e Roberto da Silva Issler, do Projeto RADAMBRASIL, pelo auxílio emprestado nos diferentes momentos do andamento desta pesquisa e pelos esclarecedores debates que, em muito, influenciaram nas interpretações e conclusões aqui assumidas.

Com os professores Breno Corrêa da Silva Filho, Hardy Jost, Lauro V. Stol Nardi, Léo Afrâneo Hartmann, Maria de Fátima Biten-court e José Carlos Frantz, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Pedro Luiz P. Sartori e Olavo

J. Bortolotto, do Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Maria, Luiz Alberto D'Ávila Fernandes, Farid Chemale Jr., Carlos Henrique Nowatzki e Milton Antonio A. dos Santos, da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, pela colaboração e incentivos constantes e, em vários casos, pela cedência de amostras de suas áreas de estudo, cujos resultados em muito enriqueceram este trabalho, o autor considera-se em débito.

Aos doutores Gérard Poupeau, Stephen Moorbath e Paul N. Taylor, o primeiro do Centro Brasileiro de Pesquisa Físicas (RJ) e os seguintes da Universidade de Oxford (Inglaterra), por terem proporcionado a oportunidade de realizarem-se determinações geocronológicas por Traços de Fissão e pelo método Pb-Pb, bem como, ao Dr. Martin Halpern, da Universidade do Texas, por ter permitido a utilização de dezenas de análises Rb-Sr ainda inéditas, que muito contribuíram para o entendimento de alguns dos aspectos pesquisados e, algumas vezes, foram decisivas no equacionamento e resolução de problemas levantados, consignamos os melhores agradecimentos.

Toda a gratidão é igualmente endereçada aos técnicos e funcionários do CPGeo, Ivone Sonoki e Helen Sonoki, Cláudio Comerlati, José Elmano de A. Gouveia, Jorge Gouveia de Almeida, Margarida Martins, Cláudio dos Santos, José Roberto Medeiros, Décio Duarte Rosas e Claudete Salinas, ao físico Kei Sato, pela mais variada colaboração emprestada ao longo do estudo representado por estes escritos.

Externamos todo o nosso agrado aos primos Joaquim Floriano de Toledo Netto e Lygia Bastos Aguiar de Toledo que, através de

seu carinho e atenção, sempre tornaram amena a nossa permanência em São Paulo.

Finalmente, agradecemos a bolsa de pós-graduação oferecida pela CAPES, através do Convênio PICD/UFRGS, com a qual fomos contemplados durante parte do tempo dedicado ao presente levantamento, e a todas aquelas pessoas que das mais diferentes maneiras contribuíram para a efetivação do trabalho ora apresentado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. (1973)
The Precambrian evolution of the south american cratonic margin south of the Amazon river. In: **The Ocean Basin and Margins**, (Nairn & Stehli, Eds.), Plenum, p. 1411-1446, New York.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. e FUCK, R.A. (1977)
Províncias estruturais brasileiras. **Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste**, p. 363-391, Campina Grande.

AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. (1966)
Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. **Geoch. et Cosmoch. Acta**, 30: 159-189.

ARDEN, J. e GALE, N.H. (1974) Separation of trace amounts of uranium and thorium and their determination by mass spectrometric isotope dilution. **Anal. Chem.**, 46: 2-9.

ARMSTRONG, R.L. (1966) K-Ar dating of plutonic and volcanic rocks in orogenic belts. In: **Potassium-Argon Dating**, (O.A. Schaeffer & J. Zähringer, Eds.), p. 117-131, Springer - Verlag, Heidelberg.

BARKER, F. (1979) Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: **Trondhjemites, dacites and related rocks**, (F. Barker, Ed.), p. 1-12, Elsevier, Amsterdam.

BARKER, F. e ARTH, J.G. (1976) Generation of Trondhjemitic-tona-

litic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites.
Geology, 4: 596-600.

BASEI, M.A.S. (1984) O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina.
Relatório de Atividades, Fapesp, São Paulo (Inédito).

BASEI, M.A.S. (1985) Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina.
Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências
do IG/USP, São Paulo (Inédito).

BITENCOURT, M.F. (1983) Metamorfitos da região de Caçapava do Sul,
RS. Geologia e relações com o corpo granítico. Atas do 19
Simp. Sul-bras. Geol., p. 37-48, Porto Alegre.

BITENCOURT, M.F. e HARTMANN, L.A. (1984) Reconhecimento geoquímico
dos xistos magnesianos da região do Passo Feio, Caçapava do
Sul, RS. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 6: 2607-2614, Rio de
Janeiro.

BONHOMME, M.G. e RIBEIRO, M.J. (1983) Datações K-Ar das argilas
associadas a mineralizações de cobre da Mina Camaquã e de suas
encaixantes. Atas do 19 Simp. Sul-bras. Geol., p. 82-88, Por-
to Alegre.

BOSSI, J., FERRANDO, L. e ALBANELL, H. (1967) Basamento cristali-
no del Sureste de Uruguay. UNESCO (Inédito).

BOSSI, J. (1983) Breve reseña sobre el conocimiento geológico del
Escudo Predevoniano en Uruguay (Sud América). Zbl. Geol. Pala-
ont. Teil I (3/4):417-429, Stuttgart.

- BRITO NEVES, B.B.; BEURLIN, H. e SANTOS, E.J. (1982) Characteristics and mineralizations of the Archaean and Early Proterozoic of the Borborema Province, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12 (1-3):234-239 (Anais do ISAP), São Paulo.
- BRITO NEVES, B.B.; SIAL, A.N.; RAND, H.M. e MANSO, V.V. (1982) The Pernambuco - Alagoas Massif, Northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12 (1-3):240-250 (Anais do ISAP), São Paulo.
- BROOKS, C.; HART, W. e WENDT, J. (1972) Realistic use of two-error regression treatments as applied to Rubidium-Strontium data. *Rev. Geophysics and Space Physics*, 10 (2):551-577.
- CAMPOS NETO, M.C. (1985) Evolução do Pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. *Atas do 5º Simp. Reg. Geol.*, (Mesas Redondas), SBG/SP, vol. 2, p. 561-585, São Paulo.
- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUCCI, C.A.; JOST, H. e PINTO, J.F. (1974) *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. IG/UFRGS, Porto Alegre.
- CARVALHO, P.F. (1932) Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Bol. Inst. Geol. Min. do Brasil*, 66: 1-72, Rio de Janeiro.
- CHAPMAN, C.A. (1976) Structural evolution of the White Mountain Series. *Geol. Soc. Am., Mem.* 146, p. 281-300.
- CHEMALE JR., F. (1982) *Geologia da região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-

Graduação em Geociências da UFRGS, Porto Alegre (inédito).

COBBING, E.J. e PITCHER, W.S. (1972) The coastal batholith of central Peru. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 128: 421-460.

COLEMAN, R.G. e PETERMAN, Z.E. (1975) Oceanic plagiogranite. *Jour. Geophys. Res.*, 80: 1.099-1.108.

CONDIE, K.C. (1973) Archaean magmatism and crustal thickening. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 2.981-2.992.

CORDANI, U.G. (1974) Comentário sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Assunción e Curitiba. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, texto explicativo das folhas Assunción e Curitiba, DNPM, p. 58-72, Brasília.

CORDANI, U.G. (1980) Fundamentos de interpretação geocronológica. *Bol. nº 6 do XXXI Congr. Bras. Geol.*, Camboriú.

CORDANI, U.G.; HALPERN, M. e BERENHOLC, M. (1974) Comentários sobre as determinações geocronológicas na Folha Porto Alegre. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, texto explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim, DNPM, p. 70-84, Brasília.

CORDANI, U.G. e BRITO NEVES, B.B. (1982) The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12 (1-3):78-88 (Anais do ISAP), São Paulo.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; THOMAS FILHO, A. e

- CUNHA, F.M.B. (1984) Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência - Técnica - Petróleo*, 15: 1-70, Petrobrás, (CENPES-DIVEX), Rio de Janeiro.
- CORDANI, U.G.; SATO, K. e MARINHO, M.M. (1985) The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. *Precamb. Res.*, 27 (1-3):187-213, Amsterdam.
- DEROS, L.F. e FERNANDES, L.A.D. (1981) Rochas charnockíticas no Escudo Sul-rio-grandense. *Acta Geol. Leop.*, 13 (9):25-44, S. Leopoldo.
- DRESCH, R.A.C.; FIGUEIREDO Fº, P.M.; FORMOSO, M.L.L. (1973) Comentários sobre algumas datações radiométricas de rochas pré-cambrianas do Rio Grande do Sul. *II Congr. Latino-amer. de Geol.*, p. 1617 - 1623, Caracas.
- FAURE, G. (1977) *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, 464 p., New York.
- FAURE, G. e POWELL, J.L. (1972) *Strontium Isotope Geology*. Springer-Verlag, 188p., New York.
- FERRANDO, L.A. e FERNANDEZ, R.N. (1971) Esquema Tectônico Cronoestratigráfico del Predevoniano en Uruguay. *An. XXX Congr. Bras. Geol.*, 1: 199-210, São Paulo.
- FORMOSO, M.L.L. (1972) *Geologia da Folha de Capivarita, RS*. Tese

de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IG/USP, São Paulo (inédito).

FORMOSO, M.L.L. e CARRARO, C.C. (1968) Anortosito de Capivarita, Rio Pardo, R.S. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **40** (3):361-372, Rio de Janeiro.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1980) O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-riograndense. *An. XXXI Congr. Bras. Geol.*, **5**: 2879-2892, Camboriú.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E. e SOLIANI JR., E. (1982a) Associações Piroclásticas do Cinturão Dom Feliciano (SE de Plataforma Sul-americana). *An. XXXII Congr. Bras. Geol.*, **1**: 1-12, Salvador.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E. e SOLIANI JR., E. (1982b) Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. *An. XXXII Congr. Bras. Geol.*, **1**: 13-23, Salvador.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. e SOLIANI JR., E. (1984) Compartimentação tectônica do Cráton do Rio de La Plata. *An. XXXIII Congr. Bras. Geol.*, **5**: 2426-2434, Rio de Janeiro.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; LAVINA, E.L.; PAIM, P.S.G. e FACCINI, U.F. (1984) A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. *An. XXXIII Congr. Bras. Geol.*, **7**: 3272-3283, Rio de Janeiro.

- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FACCINI, U.B.; PAIM, P.S.G.; LAVINA, E.L. e ALTAMIRANO, J.R.F. (1985) Revisão da Estratigrafia das Massas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. Atas IIº Simp. Sul-bras. Geol., p. 477-491, Florianópolis.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI JR., E. e FACCINI, U.F. (em prep.) O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul.
- FRANTZ, J.C. e JOST, H. (1983) Petrologia dos granitos estaníferos do Rio Grande do Sul. Atas 12º Simp. Sul-bras. Geol. p. 49-67, Porto Alegre.
- FRANTZ, J.C.; LIMA, E.F.; MACHADO, R.P. e NAUMANN, M.P. (1984) Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul, RS. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 5: 2407-2416, Rio de Janeiro.
- GARCIA, M.A.M. e HARTMANN, L.A. (1981) Petrologia do Complexo Palma, RS. Acta Geol. Leop. 13 (9):51-122, S. Leopoldo.
- GIRARDI, V.A.V. (1973) Descrição petrográfica das rochas do Embasamento do Rio Grande do Sul. CPGeo - IG/USP, S. Paulo (rel. int., inédito).
- GONI, J.C. (1961) O rapakivi Lavras, jazidas metalíferas associadas, Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Esc. Geol., UFRGS, 7: 1-91, Porto Alegre.
- GONI, J.C. (1962) Origine des roches ultrabasiqes et serpentineuses du Pré-Cambrien du Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de

gisement et minéralisation. Bol. Esc. Geol., UFRGS, 12: 1-89, Porto Alegre.

GONI, J.C.; GOSO, H. e ISSLER, R.S. (1962) Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-rio-grandense. Avulso da Esc. Geol., UFRGS, 3: 1-105, Porto Alegre.

HALPERN, M.; CORDANI, U.G. e BERENHOLC, M. (1974) Geochronology of Rio Grande do Sul State, Southeastern Brazil. CPGeo - IG/USP, São Paulo (rel. int., inédito).

HART, S. (1966) Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning Continental Drift. Geol. Soc. Am., Annual Meeting, San Francisco.

HARTMANN, L.A. (1982) Textura metamórfica de olivina em talcoserpentinóis da região de Mata Grande (RS). Acta Geol. Leop., 16 (12):179-188, São Leopoldo.

HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. e ORLANDI FQ, V. (1979). Complexo granulítico de Santa Catarina - Descrição e Implicações genéticas. Acta Geol. Leop., 10 (6):45-75, São Leopoldo.

HARTMANN, L.A. e JOST, H. (1980) Gnaisses Alcalinos da Antiforme Capané (RS). Acta Geol. Leop., 11 (7):13-25, São Leopoldo.

HARTMANN, L.A. e NARDI, L.V.S. (1982) Os Granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS. - Geologia, petrografia e química dos elementos

maiores, com interpretação geotectônica. *Acta Geol. Leop.*, 16 (12):153-178, São Leopoldo.

HARTMANN, L.A. e NARDI, L.V.S. (1983) Contribuição à Geologia da região oeste do Escudo Sul-rio-grandense. *Atas do 12 Simp. Sul-bras. Geol.*, p. 9-18, Porto Alegre.

HARTNADY, C.; JOUBERT, P. e STOWE, C. (1985) Proterozoic crustal evolution in Southwestern Africa. *Episodes*, 8 (4):236-244, Ontário.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. e COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5 (4):257-266, São Paulo.

HENDERSON, J.B.; CALDWELL, W.G.E. e HARRISON, J.E. (1980) Amendment of code concerning terminology for igneous and high-grade metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 91 (6):374-376.

④ ¹⁹⁸⁶ HORBACH, R. et al. (no prelo) Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SH.22/21 e SI.22. Porto Alegre - Uruguaiana e Lagoa Mirim. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 33).

HORBACH, B.; MARIMON, R.G e KUCK, L. (1984) Ocorrências de rochas granulíticas no Maciço Pelotas, Escudo Sul-rio-grandense. *An. XXXIII Congr. Bras. Geol.*, 7: 3143-3150, Rio de Janeiro.

ISSLER, R.S. (1982) Evento geodinâmico Brasileiro - Fechamento de oceano e colisão continental dos crátons Rio de la Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. *An. XXXII Congr.*

Bras. Geol., 1: 24-38, Salvador.

ISSLER, R.S. (1983) Evolução crustal da faixa arco-fossa Tijucas e faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. **Atas do 12 Simp. Sul-bras. Geol., p. 19-36, Porto Alegre.**

ISSLER, R.S. (1984) Granitos e granitóides da Região Sul. Projeto RADAMBRASIL, 54 p., Florianópolis (rel. int., inédito).

ISSLER, R.S.; JOST, H. e VILLWOCK, J.A. (1965) Esboço preliminar da geotectônica no Escudo Rio-grandense. Conferência proferida no núcleo rio-grandense da SBG, Porto Alegre.

ISSLER, R.S.; BURGUER JR., C. e ROISEMBERG, A. (1967) Coronito da área de Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. **An. XXI Congr. Bras. Geol., p. 182-197, Curitiba.**

ISSLER, R.S.; DRESCH, A.C. e ROISEMBERG, A. (1973) Geocronologia do Gabro de Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. **Rev. Bras. Geoc., 3 (2):124-127, São Paulo.**

JOST, H. (1966) Complexos básicos e ultrabásicos do Alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. **Notas e Estudos da Esc. Geol., UFRGS, 1 (2):55-61, Porto Alegre.**

JOST, H. (1970a) Pre-metamorphic sequence of Vacacaí Formation, Porongos Group, Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e Estudos da Esc. Geol., UFRGS, 2 (1):5-14, Porto Alegre.**

JOST, H. (1970b) Esboço geológico da Folha "Cabeceiras do Rio Vacacaí", São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Esc. Geol., UFRGS, 16: 1-47, Porto Alegre.

JOST, H. (1981) *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, South Brasil*. The University of Georgia (Ph.D. Thesis), Athens.

JOST, H. (1984) Sedimentação e vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. An. XXIII Congr. Bras. Geol., 7: 3241-3257, Rio de Janeiro.

JOST, H. e VILLWOCK, J.A. (1966) Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano no Rio Grande do Sul. Notas e Estudos da Esc. Geol., UFRGS, 1 (1):13-26, Porto Alegre.

JOST, H. e BITENCOURT, M.F. (1980) Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Acta Geol. Leop., 11 (7):27-59, São Leopoldo.

JOST, H. e HARTMANN, L.A. (1979) Rodíngitos do Rio Grande do Sul, Brasil. Acta Geol. Leop., 10 (6):77-91, São Leopoldo.

JOST, H. e HARTMANN, L.A. (1984) A Província Mantiqueira: Setor Meridional. In: *Pré-Cambriano do Brasil* (Almeida, F.F.M. e Ha-sui, Y. Eds.), Edit. Edgard Blücher Ltda, p. 345-368, São Paulo.

JOST, H.; FRANTZ, J.C. e WERNICK, E. (1984) Implicações geotectônicas da variação composicional temporal e regional dos gra-

nitóides do Ciclo Brasileiro no Escudo Sul-rio-grandense. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 6 :2978-3000, Rio de Janeiro.

JOST, H.; FRANTZ, J.C. e BRÖD, J.A. (1984) Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-rio-grandense. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 4: 1707-1720, Rio de Janeiro.

JOST, H.; BRÖD, J.A.; HOLZ, M.; KUHN, A.; FLOR, M.A.D.; KRONBAUER, A. e DILLEMBURG, S. (1984) Geologia estrutural, petrografia e petrologia do Sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. An. IIº Simp. Sul-bras. Geol., p. 63-81, Florianópolis.

KAUL, P.F.T. (1979) Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico do Nordeste de Santa Catarina e Leste do Paraná: reavaliação de dados e correlação com a África. Atas IIº Simp. Reg. Geol., 1 :1-15, Rio Claro.

KAUL, P.F.T. (1980) O Cráton de Luís Alves. An. XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2677-2683, Camboriú.

KAUL, P.F.T. e TEIXEIRA, W. (1982) Archaean and Proterozoic complexes of Santa Catarina, South-southeastern Brazil: an outline of their geological evolution. Rev. Bras. Geoc., 12 (1-3): 172-182 (Anais do ISAP), São Paulo.

KAWASHITA, K. (1972) O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IG/USP, São Paulo

(inédito).

KNIJNIK, P.R. (1974) Carta geológica do Brasil ao Milionésimo.

Texto Explicativo da Folha Uruguaiana, DNPM, 34 p., Brasília.

KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A.; LISBOA, P.F.C. e MONTEIRO, R.N.

(1985) Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bos-soroca, São Sepé, RS. An. IIº Simp. Sul-bras. Geol., p. 32-36, Florianópolis.

KÖPPEL, V. e GRUNENFELDER, M. (1979) Isotope Geochemistry of

lead. In: Lectures in Isotope Geochemistry (E. Jäger e J.C. Hunsiker, Eds.), Springer-Verlag, p. 134-153, New York.

KRÖNER, A. (1982) Rb-Sr geochronology and tectonic evolution of

the Pan-African Damara Belt of Namibia, Southwestern Africa. Am. Jour. Sci., 282: 1471-1507.

LEINZ, V.; BARBOSA, A.F. e TEIXEIRA, G.a. (1941) Mapa geológico

Caçapava - Lavras. Bol. Div. Prod. Min., Secr. Agric. Ind. e Com., 90: 1-39, Porto Alegre.

LEINZ, V. e PINAGEL, H. (1945) Estanho e Tungstênio no Rio Grande

do Sul. Parte I - Geologia da área mineralizada. Bol. Div. Fom. Prod. Min. DNPM, 70: 1-90, Rio de Janeiro.

MACEDO, M.H.F. (1982) Les systemes isotopiques rubidium-stroncium

et potassium-argon dans les sédiments carbonatés. Application à la datation du Protérozoïque sédimentaire du Brésil dans les Etats de Bahia et Santa Catarina. Tese de Doutorado, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, França (inédito).

- MACEDO, M.A.F.; BASEI, M.A.S.; BONHOMME, M.G. e KAWASHITA, K. (1984) Dados geocronológicos referentes às rochas metassedimentares do Grupo Itajaí (SC). *Rev. Bras. Geol.*, 14 (1):30-34, São Paulo.
- MARINI, O.; DELLA FAVERA, J. (1963) *Geologia da Quadrícula Arroio São Sepé*, RGS. Esc. Geol. UFRGS (trabalho de graduação), Porto Alegre (inédito).
- Mc INTYRE, G.A.; BROOKS, C.; COMPTON, W. e TUREK, A. (1966) The statistical Assessment of Rb-Sr Isochrons. *Jour. of Geophys. Res.*, 71 (22):5459-5468, Richmond.
- MURATORI, A. e LOPES, J.A (1963) *Geologia da Quadrícula Arroio São Sepé*, RGS. Esc. Geol. UFRGS (Trabalho de Graduação), Porto Alegre (inédito).
- MINIOLI, B. (1972) *Aspectos geológicos da região litorânea Pícaras - Barra Velha (SC)*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IG/USP, São Paulo (inédito).
- MINIOLI, B. e KAWASHITA, K. (1971) Contribuição à estratigrafia do Eo-paleozóico do "Escudo Rio-grandense". *An. do XXV Congr. Bras. Geol.*, 1: 193-198, São Paulo.
- MOORBATH, S. (1975) Geological interpretation of whole-rock isochron from high-grade gneiss terrains. *Nature*, 255 (5507): 391, Londres.
- MOREIRA, M.L.O e MARIMON, M.P.C. (1982) Estudo petrográfico e

litoquímico das rochas graníticas do Escudo Sul-rio-grandense.

An. XXXII Congr. Bras. Geol., 2: 566-576, Salvador.

MOREIRA, M.L.O. e MARIMON, M.P.C. (1984) Petrografia dos granulitos do leste do Escudo Sul-rio-grandense. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 9: 4463-4471, Rio de Janeiro.

NAESER, C.W. (1967) The use of apatite and sphene for fission-track age determinations. Bull. Geol. Soc. Amer., 78 #1523-1526.

NAIME, R. (em prep.) Geologia do Complexo Granítico Ramada e do Granito Cerro da Cria. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre.

NAIME, R. e VEIGEL, R. (1985) Feições geológicas da zona do Arroio das Capivaras, Mata Grande, São Sepé, RS. Atas. IIº Simp. Sul-bras. Geol., p. 37-45, Florianópolis.

NARDI, L.V.S. (1984) Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil. Univ. de Londres, 268p., Tese de Doutorado (inédito).

NARDI, L.V.S. e HARTMANN, L.A. (1979) O Complexo Granulítico Santa Maria Chico no Escudo Sul-rio-grandense. Acta Geol. Leop., 10 (6):45-75, São Leopoldo.

NARDI, L.V.S. e HARTMANN, L.A. (1980) Estudo geoquímico de rochas granulíticas do oeste do Escudo Sul-rio-grandense. Acta Geol. Leop., 12 (8):3-18, São Leopoldo.

NARDI, L.V.S. e LIMA, E.F. (1985) A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. Rev. Bras. Geol., 15 (2):139-146, São Paulo.

NAUMANN, M.P. (1984) O Complexo vulcano-sedimentar ultramáfico e granitóides da região de Ibaré, RS. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre (inédito).

NAUMANN, M.P. e HARTMANN, L.A. (1984) Cornubianitos ultramáficos e metassomatitos associados da região do Arroio Corticeira, Ibaré, RS. An. XXXII Congr. Bras. Geol., 9: 4279-4290, Rio de Janeiro.

NAUMANN, M.P.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.C. e CEMALE JR.F. (1984) Sequências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré - Palma, RS.- Geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 5: 2417-2425, Rio de Janeiro.

NOCKOLDS, S.R. e ALLEN, R. (1953) The geochemistry of some igneous rocks series. Geoch. Cosmoch. Acta, 4: 242-65.

OLIVEIRA, M.T.G. (1982) Petrologia do Maciço Máfico-ultramáfico Passo do Ivo, São Gabriel, Rio Grande do Sul. Acta Geol. Leop., 16 (11):131-218, São Leopoldo.

PETRO, W.L.; VOGUEL, T.A. e WILBAND, J.T. (1979). Major element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. Chem. Geol., 26: 217-235.

- PICADA, R.S. (1965) Ocorrência de migmatitos, granitos e graissens controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul, RS. **Bol. Esc. Geol., UFRGS, 14: 7-59, Porto Alegre.**
- PICADA, R.S. (1966) Sobre a ocorrência de rochas lamboaníticas no Complexo Encruzilhada, RS. **Notas e Estudos da Esc. Geol., UFRGS, 1 (2):9-13, Porto Alegre.**
- PICADA, R.S. (1967) Estudos preliminares sobre a evolução geoquímica e mineralógica do Maciço Granítico Encruzilhada. **Publ. Esp. Esc. Geol., UFRGS, 14: 1-87, Porto Alegre.**
- PICADA, R.S. (1971) Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. **An. XXV Congr. Bras. Geol., 1: 167-191, São Paulo.**
- PINHEIRO MACHADO, R. (em prep.) Ultramafitos e Gnaisses do Cerro Mantiqueiras, RS. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre.
- PITCHER, W.S. (1978) The anatomy of a batholit. **Jour. Geol. Soc. Lond., 135: 157-182, London.**
- PITCHER, W.S. (1982) Granite type and tectonic environment. In: **Mountain Building Processes, (K.J. Hsü, Ed.), Academic Press, p. 18-40, New York.**
- PITCHER, W.S. (1983) Granite: typology, geological environment and melting relationships. In: **Migmatites, melting and metamorphism, (M.P. Atherton e C.D. Gribble, Eds.), p. 277-286,**

London.

PORADA, H. (1979) The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African -
Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as
interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*,
57: 237-265, Amsterdam.

POUPEAU, G. (1981) Fission-track dating. *Ciência e Cultura*, 33
(3):325-352, Rio de Janeiro.

POUPEAU, G.; SOLIANI JR., E.; KAWASHITA, K.; BAITELLI, R.; BER-
BERT, M. e CESAR, M.F. (1985) Um perfil geocronológico
(K-Ar/Tracos de Fissão) leste - oeste no Escudo Sul-rio-gran-
dense. *Atas IIº Simp. Sul-bras. Geol.*, p. 308-321, Florianó-
polis.

PRECIOZZI, F.; SPOTURNO, J.; HEINZEN, W. e ROSSI, P. (?) *Repúbli-
ca Oriental del Uruguay - Carta Geológica*. Min. Ind. En.,
Dir. Nac. Min. Geol. Esc. 1:500 000, Montevideo.

REGO, I.T.S.F. (1981) Aspectos petrológicos e geoquímicos do Com-
plexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas, Rio Grande do Sul.
Acta Geol. Leop., 15 (10):197-278, São Leopoldo.

REISCHEL, J.L. (1980) Mineralizações auríferas associadas ao Com-
plexo Granítico de Lavras do Sul, RS. *An. XXXII Congr. Bras.
Geol.*, 3: 1700-1712, Camboriú.

REMUS, M.V.R. (em prep.) O Complexo Vulcano-sedimentar do Arroio
Cambaizinho, RS. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Gradua-

ção em Geociências, UFRGS, Porto Alegre.

- RIBEIRO, M.J. (1978) Mapa provisional do Cobre no Escudo Sul-rio-grandense. Nota Explicativa. DNPM (Série Geol., 3; Seção Geol. Econ., 1), 104 p., Brasília.
- RIBEIRO, M. (1970) Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Div. Geol. Min. Bras., 247: 1-142, DNPM, Rio de Janeiro.
- RIBEIRO, M. (1977) Mapa Geológico da Quadrícula de Piratini, RS. Fund. Zoobot. Est. R.G.Sul, Publ. Esp. nº 2, Esc. 1:50000 Porto Alegre.
- RIBEIRO, M. (1981) Ocorrência de komatiitos no Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Sér. Geol., 6: 79-82, Porto Alegre.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.A.; FIGUEIREDO FQ, P.M. e TESSARI, R.I. (1966) Geologia da Quadrícula de Cacapava do Sul, RS. Bol. Div. Fom. Prod. Min., DNPM, 127: 1-232, Rio de Janeiro.
- RIBEIRO, M. e TEIXEIRA, C.A.S. (1970) Datações de rochas do Rio Grande do Sul e sua influência nos conceitos estratigráficos e geotectônicos locais. Iheringia, Sér. Geol., 3: 109-120, Porto Alegre.
- RIBEIRO, M. e FANTINEL, L.M. (1978) Associações petroectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I - Tabulação e distribuição das associações petroectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Sér. Geol., 5: 19-54, Porto Alegre.

RIBEIRO, M. e LICHTENBERG, E. (1978) Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. An. XXX Congr. Bras. Geol., 6: 2451 - 2463, Recife.

ROBERTSON, J.F. (1966) Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava - Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. Notas e Estudos da Esc. Geol., UFRGS, 1 (2):41-54, Porto Alegre.

ROISENBERG, A.; LOSS, E.L.; ALTAMIRANO, J.A.F. e FERREIRA, A.C. (1983) Aspectos petrológicos e geoquímicos do vulcanismo pré-cambriano/eo-paleozóico do R.G.S., com base nos elementos maiores. Atas 12 Simp. Sul-bras. Geol., p. 273-285, Porto Alegre.

SANTOS, E.L.; BECKEL, J.; MACEDO, P.M.; GONZALES FQ, F. e CHABAN, M. (1978). Divisão lito-estratigráfica do Eo-cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-rio-grandense. An. XXX Congr. Bras. Geol., 2: 670-684, Recife.

SARTORI, P.L.P. Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS. Modelo Evolucionar de Granitos do Sul do Brasil. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IG/USP, São Paulo (inédito).

SARTORI, P.L.P. e RUEGG, N.R. (1979) O Complexo Granítico São Sepé, Rio Grande do Sul, e a evolução das rochas graníticas da região orogênica do Sudeste. Bol. Inst. Geoc. USP, 10: 69-78, São Paulo.

SARTORI, P.L.P. e KAWASHITA, K. (1985) Petrologia e geocronologia do Batólito Granítico de Caçapava do Sul, RS. Atas IIº Simp. Sul-bras. Geol., p. 102-115, Florianópolis.

SCHNEIDER, A.W.; LOSS, E.L. e PINTO, J.F. (1974) Mapa Geológico da Folha de Porto Alegre, RS. IG/UFRGS, Mapa nº 7, Porto Alegre.

SILVA FQ, B.C. (1984) Geology of the polyphase deformed precambrian terrane of the Vila Nova region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. Part I: Petrogenesis. Acta Geol. Leop., 27 (17):35-152, São Leopoldo.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B. e FOLFARO, V.J. (1974) Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 4: 61-84, Porto Alegre.

SOLIANI JR., E. (1979) Tópicos Especiais em Geocronologia - Relatório Final. Curso de Pós-Graduação em Geociências, IG/USP, 50p., São Paulo (inédito).

SOLIANI JR., E.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; TEIXEIRA, W. e KAWASHITA, K. (1984) Panorama geocronológico da porção meridional do Escudo Atlântico. An. XXXIII Congr. Bras. Geol., 5: 2435-2449, Rio de Janeiro.

STEIGER, R.H. e JÄGER, E. (1977) Subcomission on Geochronology: convention on the use of decay constants in Geo- and Cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 36: 359-362, Amsterdam.

SZUBERT, E.C. (1978) Uma associação ofiolítica completa, Palma, São Gabriel, RS: geologia e questões estratigráficas. An. XXX Congr. Bras. Geol., 1: 467-476, Recife.

TARNEY, J.; DALZIEL, I.W. e WIT, M.J. (1976) Marginal Basin "Rocas Verdes" Complex from S. Chile: a model for Archaean Greenstone Belt formation. In: The Early History of the Earth, (Windley, B.F., Ed.), John Wiley & Sons, p. 131-146, London.

TATSUMOTO, M.; KNIGHT, R.J. e ALLEGRE, C.J. (1973) Time difference in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. Science, 180: 1279-1283.

TEIXEIRA, C.A.S. (1969) Relatório de estágio no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. CPGeo - IG/USP, São Paulo (inédito).

TEIXEIRA, E.A. e LEINZ, V. (1942) Ouro no Bloco Butiá. Bol. Div. Fom. Prod. Min., DNPM, 50: 1-81, Rio de Janeiro.

TEIXEIRA, W. (1982a) Folhas SH.22 - Porto Alegre, SI.22. Lagoa Mirim e SH.21 - Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis (rel. int., inédito).

TEIXEIRA, W. (1982b) Folhas SG.21 - Assunción, SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. Considerações sobre os dados radiométricos e evolução geocronológica. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis (rel. int., inédito).

TESSARI, R.I. e PICADA, R.S. (1966) Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS. Bol. Div. Fon. Prod. Min. DNPM, 124: 1-147, Rio de Janeiro.

TILTON, G.R. (1973) Isotopic lead ages of chondritic meteorites. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 321-329, Amsterdam.

UFRGS (1980) Mapeamento Geológico da Folha de Lavras do Sul, RS. Inst. Geoc., Trabalho de Graduação, Porto Alegre (inédito).

UFRGS (1981) Projeto Torquato Severo - Passo do Tigre. Inst. Geoc., Trabalho de Graduação, Porto Alegre (inédito).

UMPIERRE, M. e HALPERN, M. (1971) Edades estroncio rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. Rev. Assoc. Geol. Argentina, 26 (2):133-151, Buenos Aires.

UNISINOS (1979) Geologia de parte das Folhas de Ibaré e Três Cerros, RS. Depto. Geoc., Centro Tecnológico, Trabalho de Graduação, São Leopoldo (inédito).

UNISINOS (1980a) Projeto Erval. Depto. Geoc., Centro Tecnológico, Trabalho de Graduação, São Leopoldo (inédito).

UNISINOS (1980b) Projeto Cerro Chato. Depto Geoc., Centro Tecnológico, Trabalho de Graduação, São Leopoldo (inédito).

UNISINOS (1982) Projeto Encruzilhada do Sul. Depto. Geoc., Centro Tecnológico, Trabalho de Graduação, São Leopoldo (inédito).

UNISINOS (1983a) **Projeto Delfino**. Depto. Geoc., Centro Tecnológico, Trabalho de Graduação, São Leopoldo (inédito).

UNISINOS (1983b) **Projeto Várzea do Capivarita**. Depto. Geoc., Centro Tecnológico, Trabalho de Graduação, São Leopoldo (inédito).

UNISINOS (1984a) **Projeto Canguçu (Iª Parte)**. Depto. Geoc., Centro Tecnológico, Trabalho de Graduação, São Leopoldo (inédito).

UNISINOS (1984b) **Projeto Canguçu (IIª Parte)**. Depto. Geoc., Centro Tecnológico, Trabalho de Graduação, São Leopoldo (inédito).

UNISINOS (1985) **Projeto Piratini**. Depto. Geoc., Centro Tecnológico, Trabalho de Graduação, São Leopoldo (inédito).

VILLWOCK, J.A. e LOSS, E.L. (1970) Um novo tipo de complexo básico-ultrabásico na faixa serpentinitica do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. **Notas e Estudos da Esc. Geol., UFRGS**, 2 (1):15-22, Porto Alegre.

VLACH, S.R.F. e CORDANI, U.G. (1985) A sistemática Rb/Sr em rochas granitóides: considerações interpretativas, limitações e exemplos brasileiros. Workshop sobre granitogênese e mineralizações associadas, Caruarú, PE (inédito).

YORK, D. (1966) Least-squares fitting of a straight line. **Can. Jour. Phys.**, 44: 1079-1086.

YORK, D. e FARQUHAR, R.M. (1972) The Earth's age and geochronolo-

99. Pergamon Press, 178p., Oxford.

WERNICK, E. e PENALVA, F. (1978) Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do Sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 8 (2): 113-133, São Paulo.

WERNICK, E.; DIDIER, J.; ARTUR, A.C. e HORMANN, P. (1984) Caracterização da zona marginal charnockítica do Complexo Socorro nos arredores da cidade homônima, SP/MG. *An. XXXIII Congr. Bras. Geol.*, 6: 2919-2934, Rio de Janeiro.

WILLIAMSON, J.H. (1968) Least-Squares fitting of a straight Line. *Can. Jour. Phys.*, 46: 1845-1847.

WILLIG, C.D.; VALENTINI, N.; CONTE, C.N.; ZIR FILHO, J.A. e MONACO, O.A. (1974) Carta geológica do Brasil ao Milionésimo. Texto Explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim, DNPM, 99 p., Brasília.

WINDLEY, B.F. (1977) *The Evolving Continents*. John Wiley & Sons, 385 p., New York.

FIG. 1 - LOCALIZAÇÃO DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL E PRINCIPAIS VIAS DE ACESSO.

Fig. 2: Esboço geológico e geotectônico do extremo meridional do Escudo Atlântico (modificado de Fragozo Cesar e Soliani Jr., 1984).

Fig. 3: Estágios evolutivos na formação do proto-Oceano Atlântico Sul, no Prê-Cambriano Superior: (a) estágio "rift"; (b) estágio "Mar Vermelho" e estágio "Atlântico", com indicação dos depósitos da Associação de Margem Continental Passiva, seg. Frago Cesar et al. (1982a).

- Legenda: 1 - Associação de Margem Continental Passiva (e cobertura cratônica correlata);
 2 - Associação de Bacia Marginal (e cobertura cratônica correlata);
 3 - Associação de Arco Magmático;
 4 - Associação de Bacia Frontal;
 5 - Associação Ofiolito-Mélange.

Fig. 4: Seção hipotética do Cinturão Dom Feliciano e borda oeste do Cinturão Gariep no Proterozóico Superior: compartimentação paleogeográfica e associações petroTECTÔNICAS, seg. Fragoso Cesar et al. (1982a).

FIG. 5 - ASSOCIAÇÕES PETROTECTÔNICAS DO CINTURÃO DOM FELICIANO ATRAVÉS DE UMA SEÇÃO GEOLÓGICA HIPOTÉTICA E TRANSVERSAL À UNIDADE GEOTECTÔNICA.

FIG.6 - LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS PARA OS GNAISSES ENCANTADAS E ANDESITOS DOS METAMORFITOS CERRO CAMBARÁ. BASE GEOLÓGICA EXTRAÍDA DE JOST (1981).

Fig. 7: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Gnaisses Encantadas, seg. Cordani et al. (1974).

Fig. 8: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Gnaisses Encantadas e possibilidades de interpretação, seg. Soliani Jr. et al. (1984).

Fig. 9: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Gnaisses Encantadas com os novos pontos analíticos e possibilidades de interpretação.

Fig. 10: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Gnaisses Encantadas com exclusão dos pontos discrepantes.

- Depósitos de Cobertura
- Grupo Porongos
- Gnaisses Encantadas
- Outras unidades litológicas do ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE
- Ponto de coleta de amostra

0 25 50 75 Km

FIG. 11 - ÁREA DE OCORRÊNCIA DOS GNAISSES ENCANTADAS E GRUPO PORONGOS , NO RIO GRANDE DO SUL , E LOCALIZAÇÃO DO PONTO DE COLETA DA AMOSTRA RB-265 (TEIXEIRA, 1982). A REGIÃO DELIMITADA NO MAPA CORRESPONDE À ÁREA DA "FAIXA DE DOBRAMENTOS TIJUCAS" ESTUDADA POR JOST E BITENCOURT (1980) E JOST (1981) .

"BLOCO
ENCRUZILHADA"

"BLOCO
DOM
FELICIANO"

- Depósitos de cobertura
- Suite Intrusiva Encruzilhada
- Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita
- Sienito Piquiri
- Anortosito Capivarita
- Vulcanitos ácidos
- Suite Intrusiva Campinas
- Suite Intrusiva Dom Feliciano
- Complexo Granitóide de Leste
- Outras litologias do Escudo Sul-rio-grandense

0 25 50 75 Km

SISTEMAS DE FALHAS

1 - Passo do Marinheiro

2 - Vigia - Roque

FIG. 12 - GRANITOS E GRANITÓIDES DA PORÇÃO LESTE DO RIO GRANDE DO SUL, SEGUNDO ISSLER (1984) (MODIFICADO).

Fig. 13: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas graníticas com características sintectônicas da porção oriental do Escudo Sul-rio-grandense, seg. Cordani et al. (1974).

Fig. 14: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas graníticas com características pós-tectônicas da porção oriental do Escudo Sul-rio-grandense, seg. Cordani et al. (1974).

Fig. 15: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides diversos do Complexo Canguçu (Complexo Granitóide de Leste), seg. Teixeira (1982).

Fig. 16: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas do Complexo Granitóide Encruzilhada do Sul, seg. Teixeira (1982).

Fig. 17: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas da Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões (Suíte Dom Feliciano), seg. Teixeira (1982).

Fig. 18: Retas de melhor ajuste (Rb-Sr em RT) de amostras da Suíte Intrusiva Campinas, seg. Teixeira (1982).

FIG. 19 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS, COM DATAÇÃO RADIOMÉTRICA, NOS DOMÍNIOS DO COMPLEXO GRANITÓIDE DE LESTE E SUÍTE INTRUSIVA D. FELICIANO (BLOCO DOM FELICIANO). BASE GEOLÓGICA SEGUNDO WILLIG ET AL. (1974), CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO, FOLHAS PORTO ALEGRE E LAGOA MIRIM, COM MODIFICAÇÕES. OS PONTOS 27 a 39 SÃO PRECEDIDOS PELA SIGLA ESJ.

Fig. 20: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos granitóides foliados do Complexo Granitóide de Leste. Pontos com simbologias diferentes participam de segmentos isocrônicos diferentes. A identificação dos mesmos po de ser feita na tabela 5 ou nas figuras 23 e 24.

Fig. 21: Isócrona Rb-Sr de migmatitos da porção sul do Complexo Granitóide de Leste.

Fig. 22: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de migmatitos da porção sul do Complexo Granitóide de Leste.

Fig. 25: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides não foliados do Complexo Granitóide de Leste. O segmento isocrônico II deriva de amostras cogenéticas.

Fig. 26: Isócrona Rb-Sr de granitóides cogenéticos, não foliados, do Complexo Granitóide de Leste.

FIG. 27 - PERFIL GEOCRONOLÓGICO (K-Ar / TRAÇOS DE FISSÃO) PINHEIRO MACHADO - PELOTAS .

Fig. 28: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas graníticas da Suíte Dom Feliciano.

Fig. 29: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos vulcanitos ácidos da região de Pinheiro Machado.

Fig. 30: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitôides do Bloco Encruzilhada. O segmento isocrônico I foi definido por amostras foliadas e o segmento II por amostras isotropas. Os pontos 278 A, B e C são cogenéticos e definem uma isôcrona de 551 ± 7 m.a..

FIG. 31 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS, COM DATAÇÃO RADIOMÉTRICA, NOS DOMÍNIOS DO BLOCO ENCRUZILHADA. BASE GEOLÓGICA SEGUNDO TESSARI E PICADA (1966), COM MODIFICAÇÕES

Fig. 32: Reta de melhor ajuste (Rb-Sr em RT) de amostras do Sienito Piquiri. Excluindo-se o ponto 291, os resultados do diagrama isocrônico passam a ser: $t = 606 \pm 98 \text{ m.a.}$; $R_o = 0,7060$ e $\text{MSWD} = 0,33$.

Fig. 33: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de anfibolitos do Complexo Granitóide de Leste.

FIG. 34 - ÁREAS DE OCORRÊNCIA DOS TERRENOS "GRANITE - GREENSTONE" E GRANULÍTICOS NA PORÇÃO OESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE, SEGUNDO ISSLER (1984) (MODIFICADO).

Fig. 35: Mapa geológico da área de Mata Grande (seg. Issler et al., 1973) e a localização dos pontos amostrados.

- MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SÃO SEPÉ, RS -

Fig. 36: Mapa geológico da região de São Sepé (seg. Sartori, 1978) e as localizações do Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas e dos pontos amostrados.

FIG.37 - ESBOÇO GEOLÓGICO DOS TERRENOS DO TIPO "GRANITE - GREENSTONE" (BLOCO SÃO GABRIEL) DO RIO GRANDE DO SUL (SEG. RIBEIRO, 1978, COM MODIFICAÇÕES) E LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS.

Fig. 38: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóide indiferenciado associado à unidade Cambaí na região central do Bloco São Gabriel.

Fig. 39: Localização das sondagens que atingiram o embasamento da Bacia do Paraná, com informações petrográficas e/ou geocronológicas, seg. Cordani et al., 1984. A ênfase é dada aos poços perfurados no Rio Grande do Sul.

53°45'

FIG. 40 - LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DO ARROIO CAMBAZINHO (1), VILA NOVA (2) E SANGA DO VELOCINDO - MATA GRANDE (3), NA PORÇÃO SETENTRIONAL DO BLOCO SÃO GABRIEL.

Fig. 41: Localização das subáreas estudadas por Silva Filho (1984), na região de Vila Nova, de onde provêm as amostras que compõem os diagramas isocrônicos apresentados nas figuras 45, 46, 47, 48 e 50.

Fig. 42: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides diversos da área de Vila Nova.

Fig. 43: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides da área da Sanga do Velocindo - Mata Grande.

Fig. 44: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides da área do Arroio Cambaizinho, seg. Remus (em prep.). Os pontos assinalados com círculos cheios são devidos a Cordani et al. (1974) e Teixeira (1982) e se incluídos nos cálculos da idade esta passa a ser de 644 ± 17 m.a..

Fig. 45: Isôcrona Rb-Sr dos gnaisses dioríticos da subárea IV da região de Vila Nova.

Fig. 46: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos tonalitos e trondhjemitos da subárea IV da região de Vila Nova.

Fig. 47: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos granodioritos e adamelitos da região de Vila Nova.

Fig. 48: Isócrona Rb-Sr dos pegmatitos da subárea II da região de Vila Nova.

FIG. 49 - TENDÊNCIAS DECRESCENTE DAS IDADES E CRÉSCENTE DAS RAZÕES INICIAIS DOS GNAISSES E SUÍTES INTRUSIVAS DA UNIDADE CAMBAÍ, NA REGIÃO DE VILA NOVA, DE ACORDO COM A CRONOLOGIA ESTRUTURAL DEFINIDA POR SILVA FILHO (1984).

Fig. 50: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos gnaisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambaí, na região de Vila Nova. O ponto 28 não foi utilizado no cálculo dos valores acima fornecidos.

Fig. 51: Tentativas de interpretação geocronológica dos granitôides Cambaí na região central do Bloco S. Gabriel.

Fig. 52: Tentativas de interpretação geocronológica dos granitóides Cambaí na região meridional do Bloco S. Gabriel. Os pontos ESJ-11 B e E pertencem ao Bloco Taquarembó.

Fig. 53: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos granitóides da região meridional do Bloco São Gabriel, com definição de valor temporal sem significado geológico conhecido. Os retângulos externos aos pontos correspondem aos erros inerentes às análises isotópicas.

Fig. 54: Distribuição das principais associações litológicas da região oeste do Escudo Sul-rio-grandense e localização dos pontos amostrados no Bloco Taquarém. Figura extraída e adaptada de Hartmann e Nardi (1983).

Fig. 55: Isócrona Rb-Sr do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, seg. Soliani Jr. et al. (1984). A idade $t(\text{Williamson})$ é a que está sendo utilizada neste trabalho. Os retângulos externos aos pontos correspondem aos erros inerentes às análises isotópicas.

Fig. 56: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas gnáissicas e migmatíticas da porção meridional do Bloco São Gabriel e do Bloco Taquarembô. Quando não indicado, os pontos 11 e 14 são precedidos pela sigla ESJ e os 13 pela sigla AFL.

Fig. 57: Diagrama Pb-Pb de rochas dos pontos AFL-1 e AFL-2 do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

Fig. 58: Diagrama Pb-Pb de rochas do ponto AFL-5 do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

Fig. 59: Diagrama Pb-Pb de rochas do ponto AFL-13 do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

Fig. 60: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas graníticas das regiões de Caçapava do Sul e Lavras do Sul, seg. Cordani et al. (1974).

Fig. 61: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos granitos São Sepé, Ramada e riolitos Acampamento Velho, seg. Cordani et al. (1974), com a adição dos pontos discordantes da figura anterior relativos ao Granito de Caçapava do Sul.

Fig. 62: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de amostras de rochas granito-monzoníticas da parte central do Complexo Granítico de São Sepê, seg. Sartori (1978).

Fig. 63: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de amostras do granito subalcalino periférico do Complexo Granítico de São Sepê, seg. Sartori (1978).

Fig. 64: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência reunindo amostras de microgranitos de intrusões menores do Complexo Granítico de S. Sepê e de riolitos do Cerro Tupancí, seg. Sartori (1978).

FIG. 65 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO
DAS SUÍTES GRANÍTICAS INTRUSIVAS
RAMADA E CERRO DA CRIA. (Seg. NAIME,
em prep.)

Fig. 66: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos monzogranitos Ramada e pertita-granito Cerro da Cria, seg. Naime (em prep.).

Fig. 67: Mapa geológico da região de Caçapava do Sul, seg. Sartori e Kawashita (1985), e localização dos pontos amostrados.

Fig. 68: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de rochas do Batólito Granítico de Caçapava do Sul.

24

Fig. 69: Diagrama isocrônico Rb-Sr com pontos analíticos de rochas graníticas do Batólito de Caçapava do Sul, seg. Sartori e Kawashita (1985).

Fig. 70: Mapa de localização dos pontos analíticos, com indicação de facies petrográficas, do Batólito Granítico de Caçapava do Sul, seg. Sartori e Kawashita (1985). Os limites da área e o contorno do corpo granítico correspondem, aproximadamente, aos da figura 67. Os teores de Rb, Sr (em ppm) e o valor da razão Rb/Sr podem ser vistos na tabela 25 C.

Fig. 71: Superfície de tendência (4º grau) que representa a variação da concentração de Rb no Batólito Granítico de Caçapava do Sul. Os teores de Rb são diretamente proporcionais aos números da superfície de tendência (ver tab. 25 C).

Fig. 72: Superfície de tendência (4º grau) que representa a variação da concentração de Sr no Batólito Granítico de Caçapava do Sul. Os teores de Sr são diretamente proporcionais aos números da superfície de tendência (ver tab. 25 C).

Fig. 73: Superfície de tendência (4º grau) que representa a variação da razão Rb/Sr no Batólito Granítico de Caçapava do Sul. Os valores da razão Rb/Sr são diretamente proporcionais aos números da superfície de tendência (ver tab. 25 C).

FIG. 74 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA REGIÃO DE LAVRAS DO SUL, SEGUNDO NARDI (1984), COM MODIFICAÇÕES. OS PONTOS ASSINALADOS CORRESPONDEM AOS LOCAIS DE COLETA DAS AMOSTRAS ANALISADOS E TODOS SÃO PRECEDIDOS DA SIGLA ESJ- LN, COM EXCEÇÃO DOS GA, VL e LS. PARA OS CHARNOQUITOS AS SIGLAS ESTÃO COMPLETAS.

Fig. 75: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência do Complexo Granítico de Lavras do Sul. A identificação dos pontos pode ser feita nas figuras seguintes, conforme acima indicado. Os pontos assinalados com uma cruz correspondem a amostras de charnóquitos.

Fig. 76: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granodioritos e monzogranitos da porção central do Complexo Granítico de Lavras do Sul. Os pontos cheios correspondem a rochas charnoquíticas associadas e parecem definir um segmento isocrônico mais jovem. Todos os pontos, com exceção do 240 e daqueles iniciados por I, são precedidos pela sigla ESJ-LN.

Fig. 77: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de sienogranitos da faixa transicional do Complexo Granítico de Lavras do Sul. Todos os pontos são precedidos da sigla ESJ-LN.

FIG. 80 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA ÁREA DOS GRANITOS JAGUARÍ E TIMBAÚVA COM LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS.

Fig. 81: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de sienogranitos do Batólito Jaguarí.

Fig. 82: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de sienogranitos Jaguarí e pertita-granitos Lavras do Sul. Com exceção dos pontos iniciados por JA, os demais são precedidos por ESJ-LN.

Fig. 83: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de tonalitos e grano_dioritos Timbaúva, seg. Naumann (1984).

Fig. 84: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência do Complexo Granítico Santo Afonso.

Fig. 85: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de riolitos da Formação Acampamento Velho. Os pontos CT, já incluídos em segmento isocrônico de cerca de 465 m.a. (Sartori, 1978), foram aqui considerados para o cálculo da idade isocrônica geral da unidade. O ponto MH-275 apresentou problemas analíticos como decorrência de diaclasamento.

FIG. 86 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE PARTE DOS SEDIMENTITOS E VULCANITOS MOLÁSSICOS DO ESCUDO SUL - RIO - GRANDENSE, COM A LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS.

Fig. 87: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitos subalcalinos de bordo do Complexo Granítico de São Sepé e riолitos da Formação Acampamento Velho.

Fig. 88: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de pertita-granitos do Complexo Granítico de Lavras do Sul e riолitos da Formação Acampamento Velho. Com exceção dos pontos LK e MH, os demais são precedidos da sigla ESJ-LN.

Fig. 89: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de monzogranitos do Complexo Granítico Ramada, riolitos do Cerro Tupancí e microgranitos intrusivos do Complexo Granítico de São Sepé.

Fig. 94: Diagrama de evolução do Sr de granitóides do Batólito Pelotas.

Fig. 95: Histograma de distribuição de idades K-Ar e Rb-Sr no Bloco São Gabriel.

Fig. 96: Diagrama de Niggli (c x mg) para gnaisses quartzo-feldspáticos do Complexo Vila Nova, seg. Silva Filho (1984).

Fig. 97: Diagrama de evolução do Sr para granitóides dos blocos São Gabriel e Encruzilhada.

Fig. 98: Diagrama Rb x Sr de rochas intrusivas do Complexo Vila Nova. Os campos assinalados são para (A) trondhjemitos e quartzodioritos, (B) granófiros e riolitos da Islândia e (C) granófiros do Mar Vermelho (Coleman e Peterman, 1975). As linhas tracejadas separam campos distintos de profundidade de geração de magmas (Condie, 1973), seg. Silva Filho (1984).

Fig. 99: Diagrama K_2O x SiO_2 de rochas intrusivas do Complexo Vila Nova comparadas com os campos de Coleman e Peterman (1975). (A) trondhjemitos continentais e (B) granófiros continentais, seg. Silva Filho (1984).

Fig. 100: Distribuição de La, Ce e Y condrito-normalizados para dioritos, tonalitos e trondhjemitos do Complexo Vila Nova comparados com terras raras condrito-normalizadas de trondhjemitos de vários contextos tectônicos, seg. Silva Filho (1984).

Fig. 101: Diagrama ternário K-Na-Ca de rochas intrusivas do Complexo Vila Nova. As tendências calci-alkalina "normal" e gabo - trondhjemítica da suíte do sudoeste da Finlândia (Nockolds e Allen, 1953; Barker e Arth, 1976, respectivamente), foram assinaladas para comparação, seg. Silva Filho (1984).

Fig. 102: Diagrama ternário normativo Q-Ab-Or para rochas intrusivas do Complexo Vila Nova. As tendências calci-alcalina (X) e trondhjemítica (Y) são de Barker e Arth (1976), seg. Silva Filho (1984).

Fig. 103: Diagrama de Wright (1969) para as rochas graníticas do Bloco Taquarembó, seg. Hartmann e Nardi (1982).

Fig. 104: Diagrama de evolução do Sr de rochas do Bloco Taquarembó.

55°W

FIG.105 - ESBOÇO GEOLÓGICO DAS "ILHAS CRISTALINAS" DE ACEGUÁ E RIVERA (seg. Preciozzi et al.,?) E LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS.

31°38'S

32°S

54°12'W

0 10 20 Km

LOCALIDADES :

A = Aceguá

IN = Isidoro Noblia

V = Vichadero

MC = Minas de Corrales

I.C.R. = "Ilha Cristalina" de Rivera

I.C.A. = "Ilha Cristalina" de Aceguá

Cobertura fanerozóica

Granitos heterogranulares, grosseiros, porfiroblásticos e metagranitos e granitos orientados indiferenciados

Leucogranitos, granodioritos, microgranodioritos e dioritos com texturas variadas: I - Las Flores; II - Amarillo; III - Vichadero

Granitos indiferenciados. Granitos calco-alcálinos de granulometria média a porfíroide; leucogranitos, granodioritos, metagranitos e granitos orientados

Metamorfitos de baixo grau

Ectinitos indiferenciados

Complexo basal. Gnaisses biotíticos e/ou muscovíticos. Gnaisses anfibolíticos e anfibolitos. Ortogneisses ácidos e básicos, quartzitos, leptinitos e xistos; migmatitos e granulitos.

--- Limite internacional

==== Rodovia

~ Limite geológico extraformacional

- - - Limite geológico intraformacional

- - - Falha

- - - Limites tectônicos

(87)

Ponto de coleta de amostra

(Todas as amostras são precedidas da sigla ESJ)

0 10 20 30 Km

Fig. 106: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de metagranitóides quartzo-feldspáticos das proximidades de Minas de Corrales, "Ilha Cristalina" de Rivera, Uruguai. Os pontos ESJ-98 e ESJ-100 D, por revelarem indícios de alterações intempéricas, não foram considerados para o cálculo da idade.

Fig. 107: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granitóides porfíricos das proximidades de Vichadero e cabeceiras do Arroio Amarillo, "Ilha Cristalina" de Rivera, Uruguai. Os pontos K-F correspondem a K-feldspatos extraídos das amostras de idêntica nomenclatura.

Fig. 108: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de granodioritos da "Ilha Cristalina" de Aceguá, Brasil/Uruguai.

Fig. 109: Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de K-feldspato granitos da "Ilha Cristalina" de Aceguá, Brasil/Uruguai.

Fig. 110: Diagrama de evolução do Sr de metagranitóides e granitóides das "ilhas cristalinas" de Rivera e Aceguá.

Fig. 111: Diagrama de evolução do Sr de granitóides do Complexo Granítico de São Sepê.

COMPLEXO DE LAVRAS DO SUL E JAGUARÍ

- A = Granodioritos e monzogranitos da porção central
- B = Pertita-granitos da porção periférica
- C = Sienogranitos Jaguarí

Fig. 112: Diagrama de evolução do Sr de granitóides do Complexo Granítico de Lavras do Sul.

Fase pré-orogênica

1000-850 m.a. (?)

Fase extensiva

850-800 m.a.

Fase vulcânica e sedimentar
(Início da fase colisional)

800-750 m.a.

Fase colisional e fechamento da bacia
(deformação - granitóides sinorogênicos)

750-650 m.a.

Intrusão dos granitos potássicos e magmatismo terminal

650-550 m.a.
450 m.a.

Fig. 114: Evolução geotectônica esquemática do Cinturão Dom Feliciano no Estado do Rio Grande do Sul. A construção das seções geológicas transversais à faixa móvel foram baseadas em Tarney et al. (1976).

REFERENCIAS

1 .	4 .	7 ++	10
2 .	5 .	8 xx	11
3 .	6 .	9	12

Referencias: 1 Formación Arroyo Grande - 2 Formación Paso Severino - 3 Formación Montevideo - 4 Grupos Lavalleja y Carapé - 5 Grupo Rocha - 6 Formación Sierra de Anímas - 7 Granitos sin-orogénicos - 8 Granitos postorogénicos - 9 Núcleo primitivo (tentativo) - 10 Ciclo orogénico antiguo - 11 Ciclo orogénico moderno - 12 Límite orogénico - SY Ciudad de Sarandí del Yí - V Pueblo Valentines. L. C. Límite Contestado. Aprobado por el S.G.M. Res. 8/1983.

Fig. 115: Principais unidades pré-Devonianas do Escudo Uruguaiô, seg. Bossi (1983).

FIG. 116 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICO TENTATIVA DA PORÇÃO MERIDIONAL DO ESCUDO ATLÂNTICO.

Fig. 117: Evolução geodinâmica da Província Damara por fechamento do Oceano Adamastor, seg. Hartnady et al. (1985). TRP é um pólo de rotação tectônica entre os crâtons Kalahari e Congo, do Proterozóico Superior.

Fig. 118: Configuração tectônica da Província Damara, SW da África, seg. Hartnady et al. (1985). SCCB = "Southern Cape Conductive Belt". As hachuras horizontais representam relictos oceânicos da geossutura Adamastor: N = corpo básico de No kaneng; NNC = Complexo Naukluft Nappe; M = Anfibolito Mat chless; G = metabasaltos Grootderm; B = metabasaltos Bud-getown. M, G e B associam-se a importantes anomalias gravimétricas na plataforma continental interna (linhas tracejadas). As setas apontam a vergência tectônica.

LEGENDA PARA AS TABELAS DE PONTOS ANALÍTICOS K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb E
TRAÇOS DE FISSÃO DE UNIDADES ROCHOSAS DOS ESCUDOS SUL-RIO-GRAN-
DENSE E URUGUAIO.

- (*) Valores normalizados para $Sr86/Sr88 = 0,1194$;
 (**) Valores obtidos por diluição isotópica;
 (***) Ver tabela nº 34 para valores obtidos por diluição isotópi-
 cas e fornecidos em um/g de amostras estudadas por Cordani
 et al. (1974) e Halpern et al. (1974).

Constantes utilizadas:

$$\lambda_{Rb87} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$$

$$\lambda_{K40} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

$$\lambda_{totK40} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

$$\%atm K40 \text{ em } K_{tot} = 0,01167$$

Todas as idades convencionais Rb-Sr foram obtidas para um valor de
 $R_0 = 0,705$.

Nas tabelas com determinações por Traços de Fissão:

N = número total de traços contados;

n = número de cristais;

Df = densidade dos traços fósseis;

Di = densidade dos traços induzidos.

Referências:

- 1 - Este trabalho;
- 2 - Bonhomme e Ribeiro (1983);
- 3 - Cordani et al. (1974);
- 4 - Cordani et al. (1984);
- 5 - DOCEGEO - CPGeo (inédito);
- 6 - Dresch et al. (1973);
- 7 - Formoso (1972);
- 8 - Halpern et al. (1974);
- 9 - Issler et al. (1983);
- 10 - Minioli e Kawashita (1971);
- 11 - Naime (em prep.);
- 12 - Naumann (1984);
- 13 - Pinheiro Machado (em prep.);
- 14 - Poupeau et al. (1985);
- 15 - Remus (em prep.);
- 16 - Ribeiro e Teixeira (1970);
- 17 - Robertson (1966);
- 18 - Sartori (1978);
- 19 - Sartori e Kawashita (1985);
- 20 - Soliani Jr. et al. (1984);
- 21 - Teixeira (1982).

Os pontos analíticos atribuídos aos trabalhos referidos como 3 e 8 na lista acima tiveram seus erros relativos às razões $Rb87/Sr86$ e $Sr87/Sr86$ calculados como um valor médio estatístico fixado, respectivamente, em 1 e 0.1%.

Int. standard	Measured values (errors 2 sigma)	Mean and mean error
Eimer and Amend	0.7074 ± 0.0011	0.7081 ± 0.00017 SDM ($\sigma_{\bar{X}}$) = 0.0002
	0.7080 ± 0.0011	
	0.7077 ± 0.0007	
	0.7091 ± 0.0014	
	0.7082 ± 0.0014	
	0.7069 ± 0.0011	
	0.7077 ± 0.0006	
	0.7085 ± 0.0010	
	0.7085 ± 0.0009	
NBS-987	0.7100 ± 0.0016	0.71028 ± 0.00040 SDM ($\sigma_{\bar{X}}$) = 0.00018
	0.7110 ± 0.0016	
	0.7106 ± 0.0013	
	0.7105 ± 0.0007	
	0.70963 ± 0.00043	
	0.70994 ± 0.00040	

Tabela 1: Composição isotópica do Sr de padrões interlaboratoriais conforme medições realizadas no CPGeo/USP, durante os anos de 1981 e 1982 (Cordani et al., 1985).

Tabela 2: Determinações radiométricas dos Gnaisses Encantadas.

A) Análises Rb-Sr em rocha-total:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
1	257A	Aplito	----	61,5	268,6	0,663	0,7243	3
2	257D	Gnaisse	----	40,0	887,1	0,130	0,7061	3
3	257F	Gnaisse	----	26,7	770,0	0,100	0,7061	3
4	248	Gnaisse	----	25,7	307,3	0,242	0,7126	3
5	RG-220	Gnaisse	5439	55,5	694,9	0,230 ± 0,005	0,7094 ± 0,0005	21
6	LK-289C.1	Gnaisse	5595	98,53(**)	837,03(**)	0,341 ± 0,007	0,7118 ± 0,0015	21
7	LK-298C.2	Gnaisse	5596	54,64(**)	861,03(**)	0,184 ± 0,004	0,7104 ± 0,0013	21
8	ESJ-115B	Gnaisse	7698	64,7	517,5	0,362 ± 0,010	0,71486 ± 0,00023	1
9	ESJ-115C	Gnaisse	7699	71,5	318,0	0,652 ± 0,018	0,72264 ± 0,00033	1
10	ESJ-115F	Gnaisse	7700	61,0	660,8	0,267 ± 0,008	0,71481 ± 0,00015	1
11	ESJ-115G	Gnaisse	7701	108,2	501,8	0,625 ± 0,018	0,72116 ± 0,00013	1
12	ESJ-116D	Gnaisse	7702	73,8	636,9	0,336 ± 0,009	0,71374 ± 0,00013	1
13	ESJ-116E	Gnaisse	7703	43,9	708,0	0,179 ± 0,005	0,70839 ± 0,00028	1
14	ESJ-117B	Gnaisse	7704	74,5	355,5	0,607 ± 0,017	0,71529 ± 0,00010	1
15	ESJ-117C	Gnaisse	7705	61,8	795,1	0,225 ± 0,006	0,71090 ± 0,00020	1

B) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Mineral	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad.(cc STP)/g	⁴⁰ K A atm.	Idade(m.a.)	Ref.
16	257 D	Gnaisse	Biotita	----	6,1418	154,5 x 10 ⁻⁶	6,83	553 ± 10	3
17	ESJ-H-50	Anfibolito	Anfibólio	4998	0,5970	3,4129 x 10 ⁻⁵	7,96	1.077 ± 41	1

Tabela 3: Determinações radiométricas do Grupo Porongos.

A) Análises Rb-Sr em rocha-total:

N. N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
(Subgrupo Cerro dos Madeiras, Formação Arroio dos Neves)								
18 RB-265	Gnaiss	5694	205,7	591,8	1,01 ± 0,03	0,7182 ± 0,011	915 ± 159	21
(Subgrupo Cerro da Árvore, Metamorfitos Cerro Cambará)								
19 ESJ-HH7-1D	Metandesito	5821	186,7	78,0	6,979 ± 0,196	0,7837 ± 0,0026	789 ± 39	1
20 ESJ-HH7-1E	Metandesito	6159	176,6	121,0	4,247 ± 0,119	0,7626 ± 0,0010	949 ± 45	1
21 ESJ-HH7-2C	Metandesito	6158	137,6	180,4	2,218 ± 0,062	0,7541 ± 0,0011	1.542 ± 83	1

Tabela 4: Subdivisão geológica-geotectônica da porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, domínio dos granitóides. (não há conotação estratigráfica).

BLOCO DOM FELICIANO:

Complexo Granitóide de Leste - Granitóides e granitóides cataclásticos indivisos, gnaisses, migmatitos, granulitos (?), ultramafitos, pegmatitos e mármores.

Suíte Intrusiva Dom Feliciano - Granitos Arroio dos Ladrões, Capão do Leão, Canguçu, Fortaleza, Pedras Altas, Arroio do Boate, Cantagalo, Independência, Ponta Grossa, Santana e Itapoã.

Suíte Intrusiva Campinas - "Stocks" Cerro Branco, Campina, Taboleiro e Paulista. Granito Figueiras.

Manifestações Vulcânicas Associadas - Riolito Asperezas e Cerro Chato.

BLOCO ENCRUZILHADA:

Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita - Paragnaisses, metanortositos (*) e ortognaisses.

Suíte Intrusiva Encruzilhada - Granitóides granodioríticos a monzograníticos e sienogranitos.

Sienito Piquiri ().**

Pegmatitos e mármores .

(*) Litologia atribuída ao Complexo Granitóide de Leste;

(**) Litologia atribuída à Suíte Intrusiva Dom Feliciano.

Tabela 5: Determinações radiométricas do Complexo Granitóide de Leste.

A) Análises Rb-Sr em rocha-total dos granitóides foliados:

N.	N. de Campo	N. na fig.20	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	87 Rb / Sr	86 Sr / Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
22	LK-169	1	Granulito	5594	47,54(**)	768,46(**)	0,179+-0,004(**)	0,7096 +- 0,0006	----	21
23	LK2588	2	Charnoenderbito	5497	63,6	676,2	0,272 +- 0,068	0,7099 +- 0,0011	----	21
24	LK-135	3	Tonalito	5597=5504	115,54(**)	443,46(**)	0,772 +- 0,017	0,7179 +- 0,0009	----	21
25	ESJ-36A	4	Migmatito	5278	144,4	438,8	0,95 +- 0,02	0,7195 +- 0,0010	1.062+-164	1
26	ESJ-36B	5	Migmatito	5279	155,3	489,2	0,92 +- 0,02	0,7174 +- 0,0007	943 +- 162	1
27	210A	6	Granito	----	143,4	438,8	0,944	0,7169	----	8
28	210B	7	Granito	----	136,1	401,5	0,980	0,7170	----	8
29	218A	8	Gnaiss	----	142,8	344,3	1,20	0,7189	----	3
30	223B	9	Migmatito	----	135,2	307,2	1,27	0,7225	----	3
31	LK-171A	10	Granodiorito	5498	173,2	359,6	1,396 +- 0,035	0,7210 +- 0,0006	----	21
32	226A	11	Granito	----	183,1	357,0	1,48	0,7221	----	3
33	223A	12	Migmatito	----	162,9	297,7	1,58	0,7232	----	3
34	ESJ-29D	13	Migmatito	5276	157,5	278,1	1,64 +- 0,03	0,7264 +- 0,0010	912 +- 97	1
35	223C	14	K.felds pegm.	----	190,4	295,6	1,86	0,7269	----	3
36	217B	15	Gnaiss	----	22,5	338,6	1,88	0,7289	----	3
37	ESJ-29F	16	Migmatito	5277	218,0	288,5	2,19 +- 0,04	0,7329 +- 0,0017	892 +- 87	1
38	211B	17	Granito	----	302,5	350,6	2,50	0,7341	----	8
39	ESJ-29B	18	Migmatito	5275	195,0	106,4	5,34 +- 0,11	0,7714 +- 0,0010	871 +- 38	1
40	216	19	Granodiorito	----	61,4	935,0	0,19	0,7064	----	8
41	215A	20	Granito	----	151,0	484,1	0,901	0,7115	----	8
42	211A	21	Granito	----	(***)	(***)	2,37	0,7287	----	8
43	6F-331	22	Gnaiss	5499	175,4	120,1	4,249 +- 0,0056	0,7628 +- 0,0089	939 +- 45	21
44	T0-1-RS	--	Granodiorito	MIT-7302	201,8	186,1	3,09	0,7337	640 +- 57	6
45	220B	--	Anfibolito	----	64,8	960,0	0,195	0,7068	----	8
46	225A	--	Anfibolito	----	157,5	642,0	0,708	0,7098	----	8
47	226C	--	Anfibolito	----	227,6	156,9	4,200	0,7562	850 +- 43	8

Tabela 5: Determinações radiométricas do Complexo Granitóide de Leste.

B) Análises Rb-Sr em rocha-total dos granitóides não foliados e das efusivas ácidas:

Granitóides não foliados:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
48	208	Granito	----			284	3,026	573	3
49	215C	Granito	----	116,8	178,9	1,89	0,7245	---	3
50	215D	Pegmatito	----	26,8	215,4	0,36	0,7116	---	3
51	215E	Pegmatito	----	319,2	186,9	4,96	0,7476	602 +- 35	3
52	218C	Granito	----	157,4	182,0	2,51	0,7305	712 +- 63	3
53	221B	Granito	----	210,8	270,9	2,25	0,7266	671 +- 69	8
54	221C	Granito	----	217,3	145,6	4,33	0,7450	647 +- 39	8
55	222	Granito	----	169,3	167,9	2,92	0,7320	647 +- 54	8
56	224	Granito	----	136,7	135,8	2,92	0,7304	610 +- 54	8
57	228	Granito	----	161,8	194,3	2,41	0,7290	696 +- 65	8
58	231	Granito	----	149,0	252,9	1,70	0,7206	---	8
59	234	Adamelito	----	203,9	177,6	3,33	0,7349	626 +- 48	8
60	220D	Granito	----	152,1	218,8	2,01	0,7200	523 +- 75	8
61	220E	Granito	----	76,3	187,5	1,17	0,7149	---	8
62	220G	Granito	----	163,5	453,2	1,043	0,7137	---	8

Efusivas Ácidas:

63	GF-330	Riolito	5164	224,7	11,71(**)	58,078 +- 1,206	1,1777 +- 0,0015	571 +- 12	21
64	GF-453.1	Qz. Monzonito	5651	151,2	199,7	2,197 +- 0,062	0,7320 +- 0,0016	860 +- 85	21
65	GF-453.3	Riolito	5652-5440	182,8	157,7	3,34 +- 0,094	0,7400 +- 0,0009	735 +- 50	21

Tabela 5: Determinações radiométricas do Complexo Granitóide de Leste.

C) Análises K-Ar:

N.	N de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar (cc STP)/g.	⁴⁰ ZAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
						-5			
66	RS-14	Granito	Biotita	2353	4,8486	14,32 x 10 ⁻⁵	2,27	635 ± 27	5
						-5			
67	2208	Anfibolito	Anfibólio	2850	0,2931	0,6890 x 10 ⁻⁵	58,27	522 ± 16	3
						-5			
68	LK-112	Gabro	Plagioclásio	4580	0,4808	2,763 x 10 ⁻⁵	26,92	459 ± 14	21
						-5			
69	GF-371A	Norito	RT	4585	0,1579	0,4503 x 10 ⁻⁵	38,84	611 ± 18	21
						-5			
70	GF-371B	Anfibolito	RT	4578	0,2776	0,6971 x 10 ⁻⁵	13,83	553 ± 16	21
						-5			
71	LK-169	Granulito	Biotita	4586	6,7878	19,69 x 10 ⁻³	4,56	625 ± 18	21
						-3			
72	ESJ-27	Granito	Biotita	4612	5,1950	0,1590 x 10 ⁻³	3,62	654 ± 11	1
						-3			
73	ESJ-29E	Migmatito	Biotita	4638	6,9172	0,1921 x 10 ⁻³	1,72	602 ± 9	1
						-3			
74	ESJ-31	Granito	Biotita	4590	6,5730	0,1786 x 10 ⁻³	4,42	592 ± 14	1
						-4			
75	ESJ-32	Blastomilon.	Biotita	4591	4,8002	0,7658 x 10 ⁻⁴	22,23	370 ± 7	1
						-3			
76	ESJ-33A	Migmatito	Biotita	4645	6,2972	0,1607 x 10 ⁻³	2,96	560 ± 8	1
						-3			
77	ESJ-34	Migmatito	Biotita	4647	6,4288	0,1577 x 10 ⁻³	1,02	542 ± 13	1
						-3			
78	ESJ-35	Migmatito	Biotita	4694	3,9660	0,1025 x 10 ⁻³	6,31	567 ± 14	1
						-3			
79	ESJ-37	Gnaiss	Biotita	4692	6,8682	0,1674 x 10 ⁻³	5,79	539 ± 16	1
						-5			
80	ESJ-38	Granito Catacl.	Biotita	4696	5,5452	10,9 x 10 ⁻⁵	7,60	446 ± 5	1
						-3			
81	ESJ-39	Granito	Biotita	4614	6,7596	0,1609 x 10 ⁻³	4,93	528 ± 6	1
						-6			
82	T0-1-RS	Granodiorito	Biotita	1653	6,367	156,3 x 10 ⁻⁶	4,37	541 ± 27	6

Tabela 6: Determinações radiométricas da Suíte Intrusiva Dom Feliciano.

A) Análises Rb-Sr em rocha-total:

N. N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
83 LK-179B	Granito	----	165,3	317,2	1,51 ± 0,377	0,7211 ± 0,0005	---	21
84 212	Granito	----	228,0	350,0	1,88	0,7246	---	3
85 213	Granito	----	181,5	23,6	21,7	0,8794	---	3
86 214	Granito	----	(***)	(***)	1,86	0,7221	---	8
87 219C	Granito	----	(***)	(***)	46,9	1,069	---	3

Tabela 7: Determinações radiométricas de Granitóides do "Bloco Encruzilhada".

A) Análises Rb-Sr em rocha-total:

N.	N de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
88	278A	Granito	----	264,2	72,8	10,6	0,8	609 ± 27	3
89	278B	Granito	----	209,6	20,1	28,6	0,9378	522 ± 17	3
90	278C	Granito	----	225,3	14,4	40,4	1,037	494 ± 15	3
91	280	Granodiorito	----	(***)	(***)	0,798	0,7143	----	8
92	281	Granito	----	296,8	92,0	9,36	0,7908	617 ± 29	3
93	282	Granito	----	410,4	74,6	16,1	0,8607	662 ± 29	3
94	283	Granito	----	305,8	162,8	5,46	0,7569	665 ± 43	3
95	285	Granito	----	338,2	255,5	3,84	0,7419	594 ± 51	3
96	286	Granito	----	343,8	29,2	33,2	0,9878	----	3
97	287	Granito	----	186,8	500,0	1,08	0,7179	----	8
98	288	Migmatito	----	379,0	162,4	6,80	0,7670	640 ± 36	8
99	289	Granito	----	248,8	74,7	9,70	0,7862	586 ± 23	8
100	LK-161B	Microgranito	5501	363,2	119,5	8,863 ± 0,25	0,7849 ± 0,0007	610 ± 24	21
101	LK-194	Granito Catacl.	5502	316,8	92,6	9,985 ± 0,28	0,7933 ± 0,0008	599 ± 23	21
102	LK-199	Granito Catacl.	5503	306,2	119,2	7,486 ± 0,21	0,7778 ± 0,0007	653 ± 27	21

B) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	XK	⁴⁰ Ar (cc STP)/g.	⁴⁰ Ar atm	Idade (m.a.)	Ref.
103	Form.1	Granito	Biotita	2234	6,404	15,31 x 10 ⁻⁵	6,35	533 ± 39	7
104	Form.1	Granito	Anfibólio	2233	0,9209	4,87 x 10 ⁻⁵	14,17	1.015 ± 13	7

C) Análise K-Ar em rocha carbonática :

105	290	Mármore	Flogopita	2856	7,1448	19,49 x 10 ⁻⁵	7,16	606 ± 18	3
-----	-----	---------	-----------	------	--------	--------------------------	------	----------	---

Tabela B: Determinações radiométricas do Anortosito Capivarita e rochas associadas.

A) Análises Rb-Sr em rocha-total:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
106	276A	Anortosito	----	----	885,0	-----	0,7027	8
107	276C	Anortosito	----	----	735,0	-----	0,7033	8
108	279	Anfibolito	----	----	167,8	-----	0,7033	8

B) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ΣK	⁴⁰ Ar (cc STP)/g.	⁴⁰ XAr atm	Idade(m.a)	Ref.
109	Form.2	Anortosito	Plagioclásio	1999	0,2500	$6,48 \times 10^{-6}$	29,92	568 ± 28	7
110	276-B	Anfibolito	Plagioclásio	2855	0,2380	$5,47 \times 10^{-6}$	70,25	----	3
111	279	Anfibolito	Anfibólio	2838	0,3310	$10,93 \times 10^{-6}$	84,36	----	3
112	RG-213	Anfibolito	Biotita	4707	6,1424	$173,25 \times 10^{-6}$	7,12	610 ± 18	21

Tabela 9: Determinações radiométricas do Sienito Piquiri e Granito Campinas:

A) Análises Rb-Sr em rocha-total do Sienito Piquiri:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
113	291	Sienito	----	335,0	1.200,0	0,813	0,7145	8
114	292	Sienito	----	434,0	1.050,0	1,190	0,7164	8
115	293	Sienito	----	292,0	1.750,0	0,481	0,7104	8
116	294	Sienito	----	362,0	1.500,0	0,695	0,7117	8

B) Análises K-Ar do Sienito Piquiri:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar (cc STP)/g.	⁴⁰ XAr atm	Idade(m.a)	Ref.
117	293	Sienito	Anfibólio	2845	0,7080	⁻⁵ 1,878 x 10	34,38	580 ± 25	3

C) Análises Rb-Sr do Granito Campinas:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a)	Ref.
118	GF-282	Granodiorito	5732	211,9	340,6	1,81 ± 0,05	0,7363 ± 0,0008	1059 ± 85	21
119	CF-19	Granodiorito	4817	297,5	319,7	2,70 ± 0,08	0,7449 ± 0,0010	954 ± 64	1
120	CF-78	Granodiorito	5884	185,5	479,8	1,42 ± 0,04	0,7294 ± 0,0013	1.058 ± 122	21
121	RG-578	Granodiorito	5917	239,6	301,8	2,30 ± 0,06	0,7389 ± 0,0016	1.077 ± 74	21

Tabela 10: Determinações radiométricas de granitóides do Complexo Granitóide de Leste por Traços de Fissão.

N. N. de Campo	Litologia	Material	Temperatura(°C)	Observ.	Traços fósseis			Traços induzidos			Idade (m.a.)	Ref.			
					5 2			5 2							
					N	n	Df+-1σ(10/cm)	N	n	Di+-1σ(10/cm)					
122 ESJ-27	Granito	Apatita	Ambiente	A	846	40	20,98 +- 0,75	852	40	21,13 +- 0,99	273 +- 16	14			
			300	A	702	40	17,41 +- 0,55	701	40	17,38 +- 0,64	276 +- 13				
			310	A	607	40	15,05 +- 0,42	616	40	15,28 +- 0,33	271 +- 10				
			320	A	497	40	12,33 +- 0,72	490	40	12,15 +- 0,81	279 +- 25				
			Ambiente	B	693	30	17,46 +- 0,86	784	30	19,76 +- 0,97	244 +- 17				
			300	B	638	30	16,08 +- 0,87	711	30	17,92 +- 1,10	248 +- 20				
			310	B	950	30	17,96 +- 0,86	869	30	16,42 +- 0,72	300 +- 20				
			320	B	853	30	16,12 +- 0,85	819	30	15,48 +- 0,71	286 +- 20				
			123 ESJ-29	Migmatito	Apatita	Ambiente	A	992	40	24,60 +- 1,11	963	40	23,88 +- 1,10	283 +- 18	14
						300	A	883	40	21,90 +- 0,54	842	40	20,88 +- 0,61	288 +- 11	
						310	A	922	40	22,87 +- 0,60	933	40	23,14 +- 0,54	272 +- 10	
						320	A	768	40	19,05 +- 0,60	769	40	19,07 +- 0,63	275 +- 13	
Ambiente	B	1150				40	21,74 +- 0,98	1.193	40	22,55 +- 0,97	266 +- 17				
300	B	807				40	15,25 +- 0,94	929	40	17,56 +- 0,92	240 +- 19				
310	B	960				40	18,14 +- 1,00	1.023	40	19,33 +- 1,03	259 +- 20				
320	B	810				40	15,31 +- 0,87	834	40	15,76 +- 0,71	268 +- 19				
124 ESJ-33	Migmatito	Apatita				Ambiente	A	938	40	23,26 +- 0,87	917	40	22,74 +- 0,79	281 +- 14	14
						300	A	872	40	21,63 +- 0,62	837	40	20,76 +- 0,61	287 +- 12	
						310	A	827	40	20,51 +- 0,71	787	40	19,52 +- 0,64	289 +- 14	
						320	A	771	40	19,12 +- 0,61	753	40	18,67 +- 0,55	282 +- 12	

Tabela 10: Determinações radiométricas de granitóides do Complexo Granitóide de Leste por Traços de Fissão.

N.	N. de Campo	Litologia	Material	Temperatura(°C)	Observ.	Traços fósseis			Traços induzidos			Idade (m.a.)	Ref.		
						5 2			5 2						
						N	n	Df±1σ(10/cm)	N	n	Di±1σ(10/cm)				
125	ESJ-33	Migmatito	Apatita	Ambiente	B	979	40	18,50 ± 0,81	1.012	40	19,13 ± 0,80	266 ± 16	14		
						300	B	810	40	15,13 ± 0,82	789	40	14,31 ± 0,75	282 ± 21	
						310	B	641	40	12,11 ± 0,66	678	40	12,81 ± 0,65	261 ± 19	
						320	B	580	40	10,96 ± 0,62	616	40	11,64 ± 0,59	260 ± 20	
126	ESJ-37	Gnaiss	Apatita	Ambiente	A	943	40	23,39 ± 0,10	997	40	24,73 ± 0,90	261 ± 10	14		
						300	A	848	40	21,03 ± 0,44	898	40	22,27 ± 0,60	260 ± 9	
						310	A	814	40	20,19 ± 0,48	873	40	21,65 ± 0,53	257 ± 9	
						320	A	768	40	19,50 ± 0,62	797	40	19,77 ± 0,57	265 ± 12	

Obs.: O tempo de aquecimento das amostras, conforme a coluna 5, foi de 1 hora.

Tabela 11: Correspondência entre as idades-plateau por traços de fissão em apatitas e idades K-Ar em biotitas, ao longo do perfil Pinheiro Machado-Pelotas, seg. Poupeau et.al.,(1985), com modificações (ver fig. 27).

Amostra	Obs.	Datações por TF t-pl $\pm$ 2 σ	Média	Datações K-Ar tK - Ar $\pm$ 1 σ
		6 (10 anos)		6 (10 anos)
ESJ-27	A	273 $\pm$ 14	270	654 $\pm$ 1
	B	267 $\pm$ 19		
ESJ-29E	A	279 $\pm$ 12	269	602 $\pm$ 9
	B	259 $\pm$ 19		
ESJ-31	-	----	---	592 $\pm$ 14
ESJ-32	-	----	---	370 $\pm$ 7
ESJ-33A	A	285 $\pm$ 13	276	560 $\pm$ 8
	B	267 $\pm$ 19		
ESJ-34	-	----	---	542 $\pm$ 13
ESJ-35	-	----	---	567 $\pm$ 14
ESJ-37	A	260 $\pm$ 10	260	539 $\pm$ 16
ESJ-38	-	----	---	446 $\pm$ 24
ESJ-39	-	----	---	528 $\pm$ 6

Tabela 12: Determinações radiométricas das seqüências Máfica-ultramáficas e Vulcano-sedimentares do "Bloco São Gabriel".

A) Análises K-Ar do Gabro de Mata Grande:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	ZAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
127	RS-4A	Gabro	Plag.	2352	0,1426	23,49 x 10 ⁻⁶	9,69	2.183 ± 100	9
128	RS-4B	Gabro	Plag.	2354	0,4672	50,00 x 10 ⁻⁶	9,53	1.826 ± 55	9
129	RG-256	Gabro	Plag.	4703	0,1236	15,70 x 10 ⁻⁶	10,61	1.867 ± 56	21

B) Análises K-Ar do Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas:

130	P-122	Anfibolito	Plag.	3043	0,1478	7,70 x 10 ⁻⁶	48,01	1.004 ± 55	18
131	P-123	Anfibolito	Plag.	3054	0,7770	4,85 x 10 ⁻⁶	36,95	839 ± 29	18
132	PP-118	Gabro	Plag.	4400	0,0165(**)	0,74 x 10 ⁻⁶	82,12	891 ± 79	1
133	PP-127	Anortosito	Plag.	4393	1,1244	13,9 x 10 ⁻⁶	26,92	293 ± 7	1
134	PP-129	Gabro	Plag.	4390	0,4116	9,501 x 10 ⁻⁶	16,34	514 ± 17	1

C) Análise K-Ar de Metabásica de Palma:

135	RB-281.2	Metabásica	RT	4790	3,018	76,83 x 10 ⁻⁶	2,95	559 ± 17	21
-----	----------	------------	----	------	-------	--------------------------	------	----------	----

D) Análise K-Ar de Metagabro do Arroio do Jaques:

136	RG-409C	Metagabro	Plag.	4792	1,0625	24,47 x 10 ⁻⁵	10,90	513 ± 15	21
-----	---------	-----------	-------	------	--------	--------------------------	-------	----------	----

Tabela 12: Determinações radiométricas das seqüências Máfica-ultramáficas e Vulcano-sedimentares do "Bloco São Gabriel".

E) Análise K-Ar de Serpentinó do Cerro Matiqueiras:

137	LK-408.2	Serpentinó	RT	4706	0,0128	$5,195 \times 10^{-7}$	71,90	911 +- 276	21
-----	----------	------------	----	------	--------	------------------------	-------	------------	----

F) Análises K-Ar de Calci-silicáticas das regiões de Mata Grande e Palma:

138	MG-IV-43	Calci-silicáticas	Anfibólio	4808	0,1098	$3,517 \times 10^{-6}$	36,03	681 +- 44	1
139	ESJ-F-120A	Calci-silicáticas	Anfibólio	4888	0,2729	$10,71 \times 10^{-6}$	11,83	805 +- 38	1

G) Análise K-Ar de Muscovita-xisto da região de Taboleiro:

140	ESJ-13	Muscovita-xisto	Muscovita	4846	7,7179	$0,2616 \times 10^{-3}$	2,19	712 +- 20	1
-----	--------	-----------------	-----------	------	--------	-------------------------	------	-----------	---

H) Análise K-Ar de Gabro de Esmeralda:

141	ES-2-RS	Gabro	Feldspato	4815	3,3753	$78,69 \times 10^{-6}$	47,5	518 +- 25	4
-----	---------	-------	-----------	------	--------	------------------------	------	-----------	---

Tabela 13: Determinações radiométricas das seqüências Máfica-ultramáficas do "Bloco São Gabriel".

A) Análise Rb-Sr do Gabro de Mata Grande:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
142	225	Gabro	----	18,1(***)	824,0	0,063	0,7032	8

B) Análises Rb-Sr de ultramafitos do Cerro Mantiqueira:

143	236A	Ultramafito	-----	<5(***)	<5(***)	----	0,7065	8
144	236B	Ultramafito	-----	<5(***)	88,5	----	0,7022	8

C) Análises Rb-Sr de ultramafitos da Seqüência Lajeado, Complexo Bossoroca:

145	MTG-01	Metaperidotito	6668	<5	12,2	----	0,70698 ± 0,00051	1
146	MTG-02	Metaultramafito	6669	<5	<5	----	0,70921 ± 0,00044	1
147	MTG-03	Metaultramafito	6670	<5	8,9	----	0,70737 ± 0,00041	1
148	MTG-04	Metaultramafito	6671	13,5	117,7	0,332 ± 0,009	0,70564 ± 0,00027	1

Tabela 14: Determinações radiométricas do Complexo Metamórfico Passo Feio (= Formação Arroio das Ilhas).

A) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/G)	XAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
149	HEM-16.2	Microdiorito	RT	4100	1,3478	$42,56 \times 10^{-6}$	4,71	666 ± 20	5
150	RG-389	Metabasalto	RT	4289	0,2486	$67,73 \times 10^{-6}$	20,98	593 ± 22	21
151	ESJ-MF-50	Musc. quartzito	Muscovita	4995	8,4619	$214,07 \times 10^{-6}$	4,80	556 ± 9	1

B) Análise Rb-Sr:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
152	ESJ-MF-070	Riodacito	5819	43,68(**)	126,94(**)	$0,996 \pm 0,007$	$0,7138 \pm 0,0013$	618 ± 167	1

Tabela 15: Determinações radiométricas dos gnaisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambai.

A) Análises K-Ar da região do Cerro Mantiqueiras:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	ZAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
153	237C	Migmatito	Anfibólio	2788	0,8850	2,942 x 10 ⁻⁵	3,11	700 +- 21	3
154	238	Anfibolito	Anfibólio	2789	0,5350	1,949 x 10 ⁻⁵	23,65	755 +- 23	3
155	239	Anfibolito	Anfibólio	2842	0,6400	2,256 x 10 ⁻⁵	18,65	736 +- 22	3
156	PM-85E	Gnaisse	Hornblenda	5161	0,7884	2,5504 x 10 ⁻⁵	17,45	685 +- 12	13
157	PM-95I	Gnaisse	Hornblenda	5160	0,5881	2,0603 x 10 ⁻⁵	6,61	731 +- 10	13
158	PM-95G	Gnaisse	Hornblenda	5162	0,6099	2,2286 x 10 ⁻⁵	13,10	757 +- 12	13
159	PM-81	Gnaisse	Hornblenda	5163	0,2372	0,8800 x 10 ⁻⁵	38,06	767 +- 23	13
160	PM-82A	Metahornblendito	Hornblenda	5164	0,1152	4,6125 x 10 ⁻⁶	44,40	816 +- 28	13

B) Análises K-Ar da porção setentrional (Vila Nova e Mata Grande):

161	PG-273B.2	Metatonalito	Biotita	4708	6,8266	21,958 x 10 ⁻⁵	2,78	682 +- 29	21
162	MG-VI-99	Anfibolito	Anfibólio	4847	0,7064	2,318 x 10 ⁻⁵	14,32	694 +- 23	1

C) Análises K-Ar em testemunhos de sondagem nos domínios da Bacia do Paraná:

163	RD-1-RS	Gnaisse	Muscovita	4758	7,531	14,42 x 10 ⁻⁵	10,45	436 +- 6	4
164	RD-1-RS	Gnaisse	Muscovita	4775	7,531	18,70 x 10 ⁻⁵	4,4	547 +- 7	4
165	IT-1-RS	Granodiorito	Feldspato	4910	0,539	10,815 x 10 ⁻⁶	41,15	455 +- 19	4

Tabela 15: Determinações radiométricas dos gnaisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambaí.

D) Outras análises K-Ar:

N.	Local	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)		λAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
166	Ibaré	ESJ-21	Aplito	RT	4845	2,6429	⁻⁴ 0,3197 x 10		27,52	287 +- 6	1
167	Palma	ESJ-47	Metagranito	Biotita	4958	4,2481	⁻⁶ 56,67 x 10		31,30	314 +- 5	1
168	Ibaré	MN-67	Tremolitito	Tremolita	5159	0,0259	⁻⁷ 1,8507 x 10		98,10	—	12

Tabela 16: Determinações radiométricas dos gnaisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambai.

A) Análises Rb-Sr de graníticas da zona do Arroio do Jaques:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
169	244	Granito	---	127,2	266,2	1,38	0,7176	638 +- 109	3
170	245	Granito	---	132,8	56,4	5,05	0,7506	640 +- 36	3
171	246	Granito	---	140,1	80,2	6,80	0,7651	630 +- 46	3

B) Análises Rb-Sr de granitóides diversos da área de Vila Nova:

172	ESJ-01	Gnaisse	4533	62,5	467,5	0,39 +- 0,01	0,7080 +- 0,0019	----	1
173	ESJ-02	Gnaisse	4534	71,6	506,2	0,41 +- 0,01	0,7084 +- 0,0012	----	1
174	ESJ-03	Gnaisse	4535	47,4	485,9	0,28 +- 0,01	0,7070 +- 0,0010	----	1
175	ESJ-04	Gnaisse	4536	37,7	456,5	0,24 +- 0,01	0,7086 +- 0,0018	----	1
176	ESJ-05	Gnaisse	4537	42,2	438,6	0,28 +- 0,01	0,7067 +- 0,0009	----	1
177	252	Migmatito	----	84,9	206,6	1,19	0,7145	560 +- 126	8
178	253B	Migmatito	----	46,2	518,0	0,257	0,7063	----	8
179	253C	Migmatito	----	54,3	390,8	0,401	0,7063	----	8
180	RG-273.B1	Gnaisse	5592	44,01(**)	540,34(**)	0,236 +- 0,005	0,7054 +- 0,0012	----	21
181	RG-273.B2	Metatonalito	5449	55,4	447,3	0,36 +- 0,01	0,7060 +- 0,0008	----	21

Tabela 16: Determinações radiométricas dos gnaisses e suétes intrusivas associadas à unidade Cambai.

C) Análises Rb-Sr de granitóides diversos da área da Sanga do Velocindo e Mata Grande:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
182	ESJ-40A	Gnaisse	5822	56,29(**)	423,12(**)	0,385 ± 0,003	0,7070 ± 0,0009	---	1
183	ESJ-41B	Gnaisse	5818	87,4	232,1	1,09 ± 0,03	0,7145 ± 0,0015	609 ± 162	1
184	ESJ-B-02	Migmatito	5609	31,38(**)	592,03(**)	0,153 ± 0,005	0,7052 ± 0,0012	---	1
185	ESJ-B-09	Migmatito	5600	98,1	206,0	1,38 ± 0,04	0,7170 ± 0,0016	610 ± 130	1
186	R-4-116	Migmatito	5610	18,85(**)	433,37(**)	0,126 ± 0,004	0,7053 ± 0,0017	---	1
187	R-VI-43	Granodiorito	5614	45,34(**)	426,26(**)	0,308 ± 0,008	0,7080 ± 0,0007	---	1
188	R-VI-129A	Granodiorito	5615	34,24(**)	871,67(**)	0,114 ± 0,003	0,7055 ± 0,0012	---	1
189	254A	Granito	----	20,6	920,0	0,065	0,7037	---	8

Tabela 16: Determinações radiométricas dos gnaisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambai.

D) Análises Rb-Sr de granitóides diversos da área do Arroio Cambaizinho:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
190	MR-04	Monzogranito	7134	121,6	181,1	1,946 ± 0,055	0,72321 ± 0,00048	655 ± 76	15
191	MR-05	Granodiorito	7133	82,0	176,9	1,343 ± 0,038	0,71591 ± 0,00050	570 ± 109	15
192	MR-15	Granodiorito	7130	59,4	334,6	0,514 ± 0,015	0,70829 ± 0,00032	----	15
193	MR-20C	Granodiorito	7129	119,6	221,1	1,567 ± 0,044	0,71783 ± 0,00049	574 ± 93	15
194	MR-55	Monzogranito	7128	110,5	149,5	2,138 ± 0,060	0,72377 ± 0,00028	616 ± 68	15
195	MR-88A	Granodiorito	7258	98,4	260,2	1,095 ± 0,031	0,71347 ± 0,00012	543 ± 129	15
196	MR-88C	Monzogranito	7257	90,8	261,4	1,006 ± 0,028	0,71298 ± 0,00015	557 ± 140	15
197	MR-88E	Granodiorito	7131	82,2	313,5	0,759 ± 0,021	0,71154 ± 0,00250	----	15
198	MR-98	Granodiorito	7132	125,2	181,0	2,005 ± 0,057	0,72259 ± 0,00040	615 ± 73	15
199	250	Migmatito	----	83,5	91,9	2,63	0,7274	596 ± 59	8
200	LK-487.B	Granodiorito	5449	123,3	985,0	0,36 ± 0,01	0,7079 ± 0,0006	----	21

Tabela 16: Determinações radiométricas dos gnaisses e suítes intrusivas associadas à unidade Cambai.

E) Análises Rb-Sr dos gnaisses dioríticos de Vila Nova:

N.	N. de Campo	Sub-área	n. na fig.50	Litologia	N. Laborat.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr	Ref.
201	ESJ-A1	IV	1	Gnaiss diorítico	7998	60,2	532,4	0,327 ± 0,009	0,70668 ± 0,00024	1
202	ESJ-A2	IV	2	Gnaiss diorítico	7999	38,8	625,5	0,179 ± 0,005	0,70553 ± 0,00015	1
203	ESJ-A3	IV	3	Gnaiss diorítico	8000	67,5	601,8	0,325 ± 0,009	0,70690 ± 0,00012	1
204	ESJ-GR-4	IV	4	Gnaiss diorítico	8001	56,4	570,9	0,286 ± 0,008	0,70691 ± 0,00025	1
205	ESJ-GR-5	IV	5	Gnaiss diorítico	8002	38,6	482,1	0,232 ± 0,007	0,70618 ± 0,00022	1
206	ESJ-GR-6	IV	6	Gnaiss diorítico	8003	62,8	484,5	0,375 ± 0,011	0,70772 ± 0,00015	1
207	ESJ-GR-8	IV	7	Gnaiss diorítico	8004	31,3	509,1	0,178 ± 0,005	0,70557 ± 0,00034	1
208	ESJ-GR-9	IV	8	Gnaiss diorítico	8005	75,0	377,3	0,575 ± 0,016	0,70950 ± 0,00011	1
209	ESJ-AL-7	IIIC	9	Gnaiss granítico	7997	99,0	338,0	0,848 ± 0,024	0,71169 ± 0,00016	1

F) Análises Rb-Sr dos tonalitos e trondhjemitos de Vila Nova:

210	ESJ-T-6	IV	10	Tonalito	8006	44,2	437,4	0,292 ± 0,008	0,70656 ± 0,00023	1
211	ESJ-B3-C	IV	11	Trondhjemito	8007	37,4	540,5	0,200 ± 0,006	0,70597 ± 0,00023	1
212	ESJ-B3-D	IV	12	Tonalito	8008	51,0	593,6	0,249 ± 0,007	0,70623 ± 0,00017	1
213	ESJ-B3-E	IV	13	Tonalito	8009	61,3	534,0	0,332 ± 0,009	0,70729 ± 0,00017	1
214	ESJ-M28-5	IV	14	Trondhjemito	8010	21,0	564,6	0,108 ± 0,003	0,70490 ± 0,00028	1
215	ESJ-M28-8	IV	15	Trondhjemito	8011	22,5	494,6	0,132 ± 0,004	0,70526 ± 0,00011	1

Tabela 16: Determinações radiométricas dos gnaisses e suétes intrusivas associadas à unidade Cambai.

G) Análises Rb-Sr dos granodioritos e adamelitos de Vila Nova:

N.	N. de Campo	Sub-área	n. na fig.50	Litologia	N. Laborat.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr	Idade (m.a.)	Ref
216	ESJ-AT-4	IIIA	16	Adamelito	8014	70,4	232,7	0,876 ± 0,025	0,71217 ± 0,00020	----	1
217	ESJ-AL-2	IIIC	17	Adamelito	8015	53,3	301,4	0,512 ± 0,014	0,70861 ± 0,00021	----	1
218	ESJ-AL-3	IIIC	18	Adamelito	8016	62,8	284,7	0,639 ± 0,018	0,70962 ± 0,00021	----	1
219	ESJ-C6-B	I	19	Granodiorito	8017	78,8	282,3	0,808 ± 0,023	0,71156 ± 0,00034	----	1
220	ESJ-C8	I	20	Granodiorito	8018	81,3	233,8	1,007 ± 0,028	0,71326 ± 0,00015	----	1
221	ESJ-G1	IV	21	Granodiorito	8019	55,1	457,5	0,349 ± 0,010	0,70749 ± 0,00016	----	1
222	ESJ-RB-3	II	22	Granodiorito	8024	58,0	389,2	0,431 ± 0,012	0,70780 ± 0,00009	----	1
223	ESJ-RPM-54	II	23	Adamelito	8025	62,2	325,7	0,553 ± 0,016	0,70886 ± 0,00049	----	1

H) Análises Rb-Sr dos pegmatitos de Vila Nova:

224	ESJ-RPM-51	II	24	Pegmatito	8021	74,6	834,9	0,259 ± 0,007	0,70652 ± 0,00017	----	1
225	ESJ-RPM-53	II	25	Pegmatito	8022	96,9	876,3	0,320 ± 0,009	0,70715 ± 0,00009	----	1
226	ESJ-RPM-59	II	26	Pegmatito	8023	124,7	852,3	0,423 ± 0,012	0,70806 ± 0,00020	----	1

I) Análises Rb-Sr de outros tipos litológicos de Vila Nova:

227	ESJ-EB-1	IV	27	Anfibolito	8012	53,6	743,4	0,209 ± 0,006	0,70532 ± 0,00011	----	1
228	ESJ-RT-II	IIIB	28	Riolito	8020	300,8	50,9	17,306 ± 0,484	0,82758 ± 0,00025	497 ± 16	1
229	ESJ-ARD-1	II	29	Tonalito	8013	46,5	454,6	0,296 ± 0,008	0,70615 ± 0,00018	----	1

Tabela 17: Determinações radiométricas Rb-Sr dos metagranitóides Cambai na Região de Palma e Arroio do Jaques.

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr	⁸⁶ Sr	Ref.
						/	/	/	/	
230	LK-445	Metadiorito	5448	107,8	235,1	1,33	+ 0,03	0,7174	+ 0,0007	21
231	243	Gnaiss	—	2,5	640,0	0,011		0,7050		8
232	ESJ-L-3	Monzodiorito	5607	71,06(**)	629,49(**)	0,327	+ 0,008	0,7079	+ 0,0017	1
233	ESJ-L-5	Diorito	5608	28,90(**)	974,34(**)	0,086	+ 0,003	0,7060	+ 0,0012	1
234	ESJ-FPA-1	Metagranito	5611	61,74(**)	690,77(**)	0,259	+ 0,006	0,7082	+ 0,0014	1
235	ESJ-FPA-2	Metagranito	6333	57,6	666,7	0,250	+ 0,007	0,70645	+ 0,00029	1
236	ESJ-FPA-3	Metagranito	6334	38,9	633,0	0,178	+ 0,005	0,70564	+ 0,00028	1
237	ESJ-FPA-4	Metagranito	5612	49,27(**)	1006,12(**)	0,142	+ 0,004	0,7054	+ 0,0010	1

Tabela 18: Determinações radiométricas Rb-Sr dos metagranitóides Cambai na Região do Cerro Mantiqueiras.

A) Metagranitóides transamazônicos:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
238	ESJ-11B(+)	Gnaiss	5266	45,18(**)	952,47(**)	0,137 ± 0,004	0,7078 ± 0,0018	1
239	ESJ-11E(+)	Gnaiss	5268	107,6	384,7	0,81 ± 0,02	0,7274 ± 0,0013	1
240	ESJ-14B	Gnaiss	5269	7,17(**)	467,8	0,044 ± 0,001	0,7057 ± 0,0010	1
241	ESJ-14C	Gnaiss	5270	1,79(**)	516,4	0,010 ± 0,001	0,7043 ± 0,0007	1
242	ESJ-14E	Gnaiss	5271	11,30(**)	208,3	0,157 ± 0,004	0,7082 ± 0,0003	1

B) Metagranitóides brasileiros:

243	237B	Migmatito	----	39,5	476,6	0,239	0,7039	8
244	237C	Migmatito	----	67,1	587,0	0,330	0,7047	8
245	237D	Migmatito	----	28,2	880,0	0,093	0,7030	8
246	237E	Migmatito	----	41,1	420,0	0,283	0,7075	8
247	239	Anfibolito	----	22,8	915,0	0,072	0,7023	8

(+) Amostras do Bloco Taquarém.

42

Tabela 18: Determinações radiométricas Rb-Sr dos metagranitóides Cambai na Região do Cerro Mantiqueiras.

C) Metagranitóides de posição isocrônica indefinida:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
248	LK-396	Gnaïsse	5593	20,05(**)	301,48(**)	0,192 ± 0,006	0,7058 ± 0,0005	21
249	PM-74	Gnaïsse	6538	14,4(**)	389,4	0,123 ± 0,004	0,70460 ± 0,00087	13
250	PM-81	Gnaïsse	6537	9,4(**)	479,0	0,057 ± 0,002	0,70450 ± 0,00054	13
251	PM-95B	Gnaïsse	6539	16,5(**)	619,4	0,077 ± 0,003	0,70439 ± 0,00039	13
252	PM-95H	Gnaïsse	6540	16,1(**)	324,6	0,143 ± 0,005	0,70483 ± 0,00033	13
253	PM-95J	Gnaïsse	6619	23,0(**)	694,1	0,096 ± 0,004	0,70440 ± 0,00052	13
254	ESJ-15B	Anfibolito	5272	17,09(**)	245,3	0,202 ± 0,006	0,70670 ± 0,00010	1
255	ESJ-15C	Anfibolito	5273	25,99(**)	294,88(**)	0,255 ± 0,008	0,7070 ± 0,0031	1

Tabela 19: Determinações radiométricas Rb-Sr do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

A) Análises realizadas no CPGeo-IG/USP e no NCGG-UFGA:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
256	AFL-13/I	Gnaiss	4085	57,7	923,3	0,181 ± 0,005	0,7072 ± 0,0006	20
257	AFL-13/IV	Gnaiss	4086	12,9	995,3	0,037 ± 0,001	0,7031 ± 0,0008	20
258	AFL-13/V	Gnaiss	4402	11,1	985,4	0,033 ± 0,001	0,7030 ± 0,0023	20
259	AFL-13/VII	Gnaiss	4087	48,94(**)	1.020,27(**)	0,139 ± 0,003	0,7056 ± 0,0015	1
260	AFL-13/VIII	Gnaiss	5311	10,16(**)	1.088,4	0,027 ± 0,001	0,7032 ± 0,0016	1
261	AFL-1/I	Granulito	4982	----	----	----	0,7020 ± 0,0001	1
262	AFL-1/IV	Granulito	4983	----	----	----	0,7018 ± 0,0011	1
263	AFL-1/VI	Granulito	4984	----	----	----	0,7022 ± 0,0012	1
264	AFL-3/II	Granulito	4985	----	----	----	0,7029 ± 0,0009	1
265	AFL-5/II	Gnaiss	4986	----	----	----	0,7040 ± 0,0010	1
266	AFL-5/V	Gnaiss	4987	----	----	----	0,7028 ± 0,0007	1

Tabela 19: Determinações radiométricas Rb-Sr do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

B) Análises realizadas no IGS-Londres:

N.	N. de Campo	Litologia?	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
267	AFL-13/I	Gnaiss	---	---	---	0,182 ± 0,018	0,70681 ± 0,00007	1
268	AFL-13/IV	Gnaiss	---	---	---	0,038 ± 0,004	0,70240 ± 0,00007	1
269	AFL-13/V	Gnaiss	---	---	---	0,033 ± 0,001	0,70200 ± 0,00007	1
270	AFL-13/VII	Gnaiss	---	---	---	0,147 ± 0,015	0,70640 ± 0,00007	1
271	AFL-13/VIII	Gnaiss	---	---	---	0,027 ± 0,003	0,70255 ± 0,00007	1

C) Análises Rb-Sr de outros granitóides foliados do Bloco Taquarém:

272	GF.460.1	Gnaiss	5450	103,5	725,2	0,41 ± 0,01	0,7118 ± 0,0007	21
273	GF 540	Dacito	5441	69,6	873,7	0,23 ± 0,01	0,7091 ± 0,0009	21
274	PTT-VII-79	Gnaiss	5824	54,7	1.050,3	0,15 ± 0,04	0,7084 ± 0,0009	1
275	PTT-VIII-251	Gnaiss	6335	108,4	630,4	0,498 ± 0,014	0,71103 ± 0,00017	1
276	PTT-III-115	Gnaiss	6336	77,3	478,3	0,468 ± 0,013	0,71565 ± 0,00006	1
277	PTT-II-99	Gnaiss	5823	92,7	397,0	0,68 ± 0,019	0,7175 ± 0,0014	1
278	ESJ-11B(+)	Gnaiss	5266	45,18(**)	952,47(**)	0,137 ± 0,004	0,7078 ± 0,0018	1
279	ESJ-11E(+)	Gnaiss	5268	107,6	384,7	0,81 ± 0,02	0,7274 ± 0,0013	1
280	ESJ-14B	Gnaiss	5269	7,17(**)	467,8	0,044 ± 0,001	0,7057 ± 0,0010	1
281	ESJ-14C	Gnaiss	5270	1,79(**)	516,4	0,010 ± 0,001	0,7043 ± 0,0007	1
282	ESJ-14E	Gnaiss	5271	11,30(**)	208,3	0,157 ± 0,004	0,7082 ± 0,0003	1

Tabela 20: Determinações radiométricas K-Ar do Bloco Taquarembó.

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	ZAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
283	AFL-1/IV	Granulito	Plagioclásio	4281	0,1371	$0,4786 \times 10^{-5}$	46,06	730 +- 27	1
284	AFL-1/IV	Granulito	Anfibólio	4284	0,3266	$0,3128 \times 10^{-4}$	2,65	1.555 +- 38	1
285	AFL-4/I	Granulito	Anfibólio	4282	0,3227	$0,3205 \times 10^{-4}$	4,75	1.595 +- 62	1
286	AFL-4/I	Granulito	Plagioclásio	4283	0,2402	$0,1293 \times 10^{-4}$	8,26	1.028 +- 26	1
287	GF-493	Anfibolito	Anfibólio	4709	0,4179	$4,995 \times 10^{-5}$	0,42	1.796 +- 54	21
288	GF-497	Gabro	Plagioclásio	4704	0,3878	$1,238 \times 10^{-5}$	18,44	677 +- 30	21
289	GF-517.1	Anortosito	Plagioclásio	4705	0,1468	$0,4647 \times 10^{-5}$	31,11	674 +- 30	21
290	AL-1-RS	Granulito	Feldspato	4911	2,064	$2,3276 \times 10^{-4}$	2,1	1.731 +- 41	4
291	ESJ-06	Anortosito	Plagioclásio	4401	0,2077	$0,5438 \times 10^{-5}$	35,27	574 +- 21	1
292	ESJ-48	Granodiorito	Biotita	4957	3,3681	$0,8025 \times 10^{-4}$	6,05	528 +- 8	1
293	ESJ-49	Granitóide porfir.	Biotita	4959	7,3851	$0,1962 \times 10^{-3}$	3,20	581 +- 26	1

Tabela 21: Determinações radiométricas Pb-Pb do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

N.	N de Campo	Litologia	206	204	207	204	208	204	Ref.
			Pb	/ Pb	Pb	/ Pb	Pb	/ Pb	
294	AFL-1/II	Granulito	18,335	+ 0,018	15,630	+ 0,016	38,304	+ 0,038	1
295	AFL-1/III	Granulito	15,722	+ 0,016	15,268	+ 0,015	35,150	+ 0,035	1
296	AFL-1/IV	Granulito	15,811	+ 0,016	15,310	+ 0,015	36,404	+ 0,036	1
297	AFL-1/VII	Granulito	15,579	+ 0,016	15,212	+ 0,015	35,470	+ 0,035	1
298	AFL-2/II	Granulito	15,461	+ 0,015	15,160	+ 0,015	34,793	+ 0,035	1
299	AFL-2/III	Granulito	15,811	+ 0,016	15,160	+ 0,015	35,047	+ 0,035	1
300	AFL-2/IV	Granulito	15,861	+ 0,016	15,255	+ 0,015	35,278	+ 0,035	1
301	AFL-2/V	Granulito	15,543	+ 0,016	15,218	+ 0,015	35,324	+ 0,035	1
302	AFL-5/I	Granulito	16,523	+ 0,017	15,341	+ 0,015	35,081	+ 0,035	1
303	AFL-5/II	Granulito	15,781	+ 0,016	15,183	+ 0,015	34,754	+ 0,035	1
304	AFL-5/III	Granulito	15,037	+ 0,015	15,073	+ 0,015	34,622	+ 0,035	1
305	AFL-5/IV	Granulito	14,982	+ 0,015	15,053	+ 0,015	34,616	+ 0,035	1
306	AFL-5/V	Granulito	15,244	+ 0,015	15,114	+ 0,015	34,799	+ 0,035	1
307	AFL-5/VI	Granulito	16,443	+ 0,016	15,287	+ 0,015	34,391	+ 0,035	1
308	AFL-13/I	Gnaiss	14,988	+ 0,015	15,056	+ 0,015	35,132	+ 0,035	1
309	AFL-13/II	Gnaiss	15,830	+ 0,016	15,157	+ 0,015	35,780	+ 0,036	1
310	AFL-13/IV	Gnaiss	15,424	+ 0,015	15,043	+ 0,015	36,308	+ 0,036	1
311	AFL-13/V	Gnaiss	15,886	+ 0,016	15,147	+ 0,015	35,725	+ 0,036	1
312	AFL-13/VII	Gnaiss	14,716	+ 0,015	15,003	+ 0,015	34,860	+ 0,035	1
313	AFL-13/VIII	Gnaiss	15,877	+ 0,016	15,196	+ 0,015	35,823	+ 0,030	1

Tabela 22: Determinações radiométricas por Traços de Fissão do Complexo Granulítico Santa Maria Chico:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	Temperatura(°C)	Traços fósseis			Traços induzidos			Idade(m.a.)	Ref.
							Df+-1σ(10 /cm)			Di+-1σ(10 /cm)		
					5	2		5	2			
					N	n		N	n			
314	AFL-2	Granulito	Apatita	Ambiente	265	40	6,57 +- 0,37	343	40	8,51 +- 0,49	214 +- 17	14
				300	226	40	5,60 +- 0,26	288	40	7,14 +- 0,33	217 +- 14	14
				310	180	40	4,46 +- 0,24	231	40	5,73 +- 0,43	215 +- 20	14
				320	138	40	3,42 +- 0,32	173	40	4,29 +- 0,25	220 +- 24	14

Obs.: O tempo de aquecimento das amostras, conforme a coluna 5, foi de 1 hora.

Tabela 23: Determinações radiométricas do Complexo Granítico de São Sepé.

A) Análises Rb-Sr do granitos monzoníticos da parte central:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
315	38	Granito	---	139,4	181,9	2,223 ± 0,063	0,72732 ± 0,00144	704 ± 80	18
316	61	Granito	---	157,0	155,3	2,935 ± 0,083	0,73441 ± 0,00126	703 ± 60	18
317	66	Granito	---	94,4	226,5	1,208 ± 0,033	0,71769 ± 0,00108	---	18
318	128	Granito	---	78,3	256,4	0,885 ± 0,025	0,71480 ± 0,00143	---	18
319	135	Granito	---	151,0	179,7	2,438 ± 0,069	0,72941 ± 0,00080	702 ± 65	18

B) Análises Rb-Sr dos granitos subalcalinos periféricos:

320	29	Granito	---	232,6	21,4	32,208 ± 0,921	0,94819 ± 0,00120	530 ± 16	18
321	34	Granito	---	211,8	84,8	7,268 ± 0,206	0,76199 ± 0,00114	550 ± 27	18
322	84	Granito	---	249,8	45,4	16,124 ± 0,459	0,83150 ± 0,00191	551 ± 20	18
323	91	Granito	---	184,9	15,2	36,144 ± 1,035	0,97641 ± 0,00126	527 ± 16	18
324	132	Granito	---	237,0	35,7	19,493 ± 0,555	0,85367 ± 0,00288	535 ± 20	18
325	133	Granito	---	209,9	51,7	11,694 ± 0,248	0,79812 ± 0,00078	551 ± 20	18
326	256	Granito	---	183,2	64,5	8,272 ± 0,234	0,76999 ± 0,00124	551 ± 25	18
327	266	Granito	---	197,0	14,1	36,2	0,9810	---	3
328	267A	Granito	---	239,3	39,9	17,5	0,8359	523 ± 17	3
329	268	Granito	---	184,9	43,6	12,4	0,7986	530 ± 19	3

Tabela 23: Determinações radiométricas do Complexo Granítico de São Sepé.

C) Análises Rb-Sr dos microgranitos intrusivos e dos riolitos do Cerro Tupanci:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} (*)$	Idade(m.a.)	Ref.
330	9	Microgranito	---	229,5	7,7	$91,501 \pm 2,644$	$1,32261 \pm 0,0041$	474 ± 14	18
331	99	Microgranito	---	210,5	7,3	$91,981 \pm 2,683$	$1,33385 \pm 0,00424$	480 ± 14	18
332	120	Microgranito	---	244,9	6,0	$115,689 \pm 2,487$	$1,4642 \pm 0,00259$	420 ± 12	18
333	121	Microgranito	---	296,2	7,5	$123,642 \pm 3,642$	$1,53560 \pm 0,00220$	472 ± 14	18
334	129	Microgranito	---	231,8	6,4	$103,447 \pm 2,364$	$1,39301 \pm 0,00298$	432 ± 13	18
335	CT6	Riolito	---	71,0	18,0	$11,505 \pm 0,326$	$0,78609 \pm 0,00119$	495 ± 20	18
336	CT38	Riolito	---	81,1	14,2	$16,718 \pm 0,475$	$0,82189 \pm 0,00105$	491 ± 17	18

D) Análises K-Ar de rochas relacionadas ao Complexo:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	$\frac{^{40}\text{Ar}}{\text{rad(cc STP/g)}}$	ZAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
337	RS-12	Granito	Feldspato	2361	4,3281	$98,05 \times 10^{-6}$	3,01	506 ± 22	6
338	RG-250	Hornfels	Plagioclásio	4801	0,5607	$11,57 \times 10^{-6}$	27,26	468 ± 34	21

Tabela 24: Determinações radiométricas das suítes graníticas Ramada e Cerro da Cria.

A) Análises Rb-Sr dos monzogranitos da porção setentrional do "stock" da Ramada:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
339	BN-59	Monzogranito	8035	124,3	162,3	2,221 ± 0,063	0,72623 ± 0,00015	670 ± 66	11
340	BN-63	Monzogranito	8026	148,4	91,7	4,699 ± 0,132	0,74087 ± 0,00022	536 ± 34	11
341	BN-64	Monzogranito	8027	128,6	140,1	2,662 ± 0,075	0,72730 ± 0,00012	588 ± 55	11
342	BN-257	Monzogranito	8030	103,9	243,1	1,238 ± 0,035	0,71701 ± 0,00018	----	11
343	BN-259	Monzogranito	8031	133,8	87,8	4,425 ± 0,125	0,74026 ± 0,00020	559 ± 35	11
344	BN-247	Monzogranito	8036	97,1	103,9	2,710 ± 0,076	0,72837 ± 0,00016	605 ± 54	11
345	BN-200A	Monzogranito	8033	127,3	101,8	3,629 ± 0,102	0,73587 ± 0,00010	597 ± 42	11
346	271	Granito	----	96,3	191,7	1,45	0,7190	----	3
347	272	Granito	----	----	----	3,88	0,7373	----	3
348	273	Granito	----	126,7	92,7	3,96	0,7394	608 ± 41	3

B) Análises Rb-Sr do pertita-granito Cerro da Cria:

349	BN-417B	Sienogranito	8037	170,87(**)	8,46(**)	61,2384 ± 0,3949	1,19715 ± 0,00037	564 ± 4	11
350	BN-417B	Sienogranito	8037	172,53(**)	8,47(**)	61,7076 ± 1,4611	1,18691 ± 0,00482	547 ± 14	11

Tabela 25: Determinações radiométricas do Batólito Granítico de Caçapava do Sul.

A) Análises Rb-Sr:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	87 Rb / 86 Sr	87 Sr / 86 Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
351	260	Granito	----	130,0	28,3	13,4	0,8034	515 +- 18	3
352	262	Granito	----	70,6	515,0	0,396	0,7079	----	3
353	263	Granito	----	164,0	9,0	47,1	1,0604	----	3
354	264A	Granito	----	70,7	383,9	0,532	0,7090	----	3
355	ESJ-EP-55C	Granito	5820	61,7	472,9	0,38 +- 0,01	0,7097 +- 0,0008	----	1
356	C-1	Leucogranito	7231	134,2(**)	28,2(**)	13,911 +- 0,061	0,81641 +- 0,00052	562 +- 11	19
357	C-4	Leucogranito	7232	95,6(**)	35,1(**)	7,940 +- 0,068	0,76922 +- 0,00046	567 +- 19	19
358	C-5	Granodiorito	7233	51,8	594,7	0,252 +- 0,007	0,70528 +- 0,00033	----	19
359	C-7	Leucogranito	7234	193,9(**)	17,5(**)	32,939 +- 0,124	0,96328 +- 0,00028	550 +- 5	19
360	C-8	Leucogranito	7235	183,1(**)	9,6(**)	57,505 +- 0,417	1,15583 +- 0,00079	550 +- 5	19
361	C-10	Sienogranito	7236	80,7(**)	95,8(**)	2,442 +- 0,049	0,72400 +- 0,00039	546 +- 59	19
362	C-18	Monzogranito	7237	103,8	215,5	1,395 +- 0,039	0,71477 +- 0,00032	----	19
363	C-19	Sienogranito	7238	56,5	422,8	0,387 +- 0,011	0,70758 +- 0,00024	----	19
364	C-23	Sienogranito	7239	91,1	242,5	1,088 +- 0,031	0,71326 +- 0,00018	----	19
365	C-25	Leucogranito	7240	83,3	163,4	1,477 +- 0,042	0,71781 +- 0,00011	----	19
366	C-29	Monzogranito	7241	78,2	300,3	0,754 +- 0,021	0,71046 +- 0,00028	----	19
367	C-30	Sienogranito	7242	97,5	158,0	1,788 +- 0,051	0,71751 +- 0,00024	----	19
368	C-31	Sienogranito	7243	75,3	292,9	0,744 +- 0,021	0,71082 +- 0,00028	----	19
369	C-33	Monzogranito	7244	90,4	199,7	1,311 +- 0,037	0,71452 +- 0,00013	----	19
370	C-34	Granodiorito	7245	63,1	428,3	0,427 +- 0,012	0,71066 +- 0,00015	----	19
371	C-41	Leucogranito	7246	83,0(**)	48,1(**)	5,060 +- 0,020	0,74445 +- 0,00012	547 +- 28	19
372	C-47	Granodiorito	7247	56,4	479,3	0,341 +- 0,010	0,70806 +- 0,00023	----	19
373	C-11	Monzogranito	7417	86,6	331,8	0,756 +- 0,021	0,71191 +- 0,00010	----	19
374	C-15	Granodiorito	7418	77,5	482,5	0,465 +- 0,013	0,70849 +- 0,00008	----	19
375	C-38	Granodiorito	7419	68,2	547,3	0,361 +- 0,010	0,70863 +- 0,00026	----	19
376	C-49	Granodiorito	7420	55,8	86,9	0,332 +- 0,009	0,70988 +- 0,00005	----	19

Tabela 25: Determinações radiométricas do Batólito Granítico de Caçapava do Sul.

B) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	XK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	XAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
377	C.S.	Granito	Biotita	----	----	----	----	506 (?)	17
378	GA-3-RS	Granito	K-feldspato	0501	3,7460	⁻⁶ 96,91 x 10	6,46	567 ± 14	10
379	GA-4-RS	Granito	Biotita	2180	6,8210	⁻⁷ 18,84 x 10	5,00	599 ± 25	10
380	VL-8-8-67	Granito	Biotita	1102	7,12	⁻⁷ 19,30 x 10	1,10	590 ± 12	10

Tabela 25: Determinações radiométricas do Batólito Granítico de Caçapava do Sul.

C) Teores de Rb-Sr e razões Rb/Sr por fluorescência de raios-X (análises semi-quantitativas):

N. nas figs. 67 e 70	Facies petrográfica	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	N. nas figs. 67 e 70	Facies petrográfica	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	N. nas figs. 67 e 70	Facies petrográfica	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr
1	Leucogranito	132	28	4,743	18	Monzogranito	97	204	0,473	35	Monzogranito	77	265	0,288
2	Sienogranito	83	447	0,187	19	Sienogranito	55	421	0,131	36	Sienogranito	140	176	0,797
3	Monzo-granodiorito	80	473	0,169	20	Sienogranito	79	281	0,280	37	Monzogranito	61	251	0,245
4	Leucogranito	102	39	2,633	21	Monzogranito	81	411	0,197	38	Monzogranito	65	527	0,123
5	Monzo-granodiorito	54	568	0,095	22	Sienogranito	61	339	0,157	39	Leucogranito	100	144	0,695
6	Sienogranito	99	284	0,349	23	Sienogranito	86	208	0,412	40	Monzogranito	86	348	0,248
7	Leucogranito	191	15	12,651	24	Sienogranito	78	193	0,404	41	Leucogranito	84	43	1,930
8	Leucogranito	176	9	19,623	25	Leucogranito	81	165	0,491	42	Monzogranito	51	540	0,095
9	Sienogranito	92	118	0,781	26	Sienogranito	84	303	0,277	43	Monzogranito	50	427	0,118
10	Sienogranito	55	69	0,807	27	Monzogranito	73	326	0,224	44	Sienogranito	113	187	0,603
11	Monzogranito	74	284	0,262	28	Monzogranito	76	317	0,240	45	Monzogranito	71	300	0,236
12	Monzogranito	78	501	0,155	29	Monzogranito	76	280	0,271	46	Monzogranito	67	253	0,266
13	Leucogranito	99	125	0,790	30	Sienogranito	92	153	0,600	47	Monzogranito	53	371	0,144
14	Monzogranito	68	434	0,156	31	Sienogranito	70	280	0,248	48	Monzogranito	69	277	0,248
15	Monzogranito	74	491	0,150	32	Monzogranito	77	241	0,320	49	Monzogranito	51	448	0,114
16	Sienogranito	65	284	0,228	33	Monzogranito	87	177	0,493					
17	Sienogranito	78	236	0,327	34	Monzogranito	67	394	0,170					

Tabela 26: Determinações radiométricas do Complexo Granítico de Lavras do Sul.

A) Análises Rb-Sr:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
381	240	Granito	----	(***)	(***)	0,360	0,7074	----	3
382	LS-3	Granito	----	208,6	127,1	4,770 ± 0,134	0,74180 ± 0,00185	----	18
383	ESJ-LN-23C	Granito	6892	138,0	750,2	0,532 ± 0,015	0,70868 ± 0,00048	----	1
384	ESJ-LN-703C	Granito	6893	122,6	926,4	0,383 ± 0,011	0,70768 ± 0,00025	----	1
385	ESJ-LN-605C4	Granito	7706	133,2	789,6	0,488 ± 0,014	0,70879 ± 0,00015	----	1
386	ESJ-LN-605-C7	Granito	7707	134,1	847,1	0,458 ± 0,013	0,70853 ± 0,00018	----	1
387	ESJ-LN-704C	Granito	6900	136,5	959,6	0,412 ± 0,012	0,70709 ± 0,00014	----	1
388	ESJ-LN-712CT	Granito	7106	159,9	564,3	0,810 ± 0,023	0,71086 ± 0,00026	----	1
389	ESJ-LN-712CT-11	Granito	7708	160,9	539,9	0,863 ± 0,024	0,71200 ± 0,00030	----	1
390	ESJ-LN-712CT-13	Granito	7709	179,9	572,9	0,909 ± 0,026	0,71224 ± 0,00013	----	1
391	ESJ-LN-T717	Granito	6894	195,3	474,0	1,193 ± 0,034	0,71396 ± 0,00025	----	1
392	ESJ-LN-T706	Granito	6895	197,4	244,7	2,338 ± 0,066	0,72339 ± 0,00024	552 ± 62	1
393	ESJ-LN-202-T33	Granito	7710	199,1	394,1	1,463 ± 0,041	0,71665 ± 0,00014	----	1
394	ESJ-LN-202-T36	Granito	7741	199,2	346,6	1,665 ± 0,047	0,71865 ± 0,00017	----	1
395	ESJ-LN-705-P1	Granito	6896	192,0	133,8	4,165 ± 0,117	0,73647 ± 0,00030	530 ± 37	1
396	ESJ-LN-705-P2	Granito	6897	176,7	75,7	6,789 ± 0,191	0,75765 ± 0,00027	544 ± 26	1
397	ESJ-LN-715P	Granito	6898	208,7	62,7	9,703 ± 0,272	0,79073 ± 0,00050	548 ± 22	1
398	ESJ-LN-211-P18	Granito	7711	195,2	118,1	4,801 ± 0,135	0,74430 ± 0,00011	574 ± 33	1
399	ESJ-LN-211-P21	Granito	7712	189,3	126,9	4,331 ± 0,122	0,74067 ± 0,00012	578 ± 36	1
400	ESJ-LN-211-P22	Granito	7713	201,5	147,5	3,965 ± 0,112	0,73569 ± 0,00030	543 ± 39	1
401	ESJ-LN-211-P25	Granito	7714	201,2	116,1	5,034 ± 0,142	0,74505 ± 0,00014	558 ± 32	1

Tabela 26: Determinações radiométricas do Complexo Granítico de Lavras do Sul.

B) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	ZAr atm	Idade (m.a.)	Ref.
402	(?)	Granito	Biotita	----	---	-----	----	570(?)	17
403	GA-1-RS	Granito	Feldspato	0522	5,1240	⁻⁶ 137,1 x 10	1,90	584 +- 15	10
404	VL-10-7-67	Granito	Biotita	1069	5,2800	⁻⁶ 140,8 x 10	1,84	582 +- 45	10
405	RG-405	Granito	Biotita	4774	6,3928	⁻⁶ 152,1 x 10	2,32	527 +- 17	21
406	ESJ-LN-622	Granito	Sericita	5436	8,8332	⁻⁶ 244,02 x 10	5,79	600 +- 8	1
407	ESJ-LN-5E	Granito	Sericita	5448	8,7181	⁻⁶ 241,75 x 10	12,25	602 +- 13	1

C) Análises Rb-Sr dos charnoquitos associados ao Complexo Granítico de Lavras do Sul:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
408	ESJ-I-635A	Charnoquito	5599	147,5	813,4	0,530 +- 0,015	0,7091 +- 0,0013	----	1
409	ESJ-I-644	Charnoquito	5613	81,8	906,7	0,260 +- 0,008	0,7070 +- 0,0010	----	1

409

Tabela 27: Determinações radiométricas dos Sienogranitos Jaguari.

A) Análises Rb-Sr:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade(m.a.)	Ref.
410	JA-12	Sienogranito	----	----	----	5,590 ± 0,157	0,74510 ± 0,00186	---	18
411	JA-13	Sienogranito	----	----	----	3,070 ± 0,086	0,72870 ± 0,00182	---	18
412	JA-14	Sienogranito	----	----	----	5,990 ± 0,168	0,74610 ± 0,00187	---	18
413	JA-18	Sienogranito	----	----	----	21,887 ± 0,613	0,87360 ± 0,00218	---	18

B) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	ZAr atm	Idade (m.a.)	Ref.
414	VL-12-7-67	Granito	Biotita	1078	6,7420	165,4 × 10 ⁻⁶	2,93	541 ± 42	10
415	VL-12-7-67	Granito	Biotita	1354	6,7500	187,0 × 10 ⁻⁶	12,21	601 ± 27	10
416	VL-13-7-67	Granito	Biotita	1375	6,8740	197,7 × 10 ⁻⁶	7,18	620 ± 27	10

Tabela 28: Determinações radiométricas da Suíte Granítica Timbauva.

A) Análises Rb-Sr:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
417	MN-63	Tonalito	6541	99,0	296,8	0,966 ± 0,027	0,71344 ± 0,00006	12
418	MN-63A	Tonalito	6542	86,6	331,5	0,756 ± 0,021	0,71080 ± 0,00032	12
419	MN-167	Granodiorito	6543	110,6	270,6	1,184 ± 0,033	0,71606 ± 0,00011	12
420	MN-199A	Granodiorito	6544	78,2	386,0	0,586 ± 0,017	0,71036 ± 0,00008	12
421	MN-201A	Granodiorito	6545	118,8	273,2	1,260 ± 0,036	0,71627 ± 0,00023	12
422	MN-204	Granodiorito	6546	90,2	317,7	0,822 ± 0,023	0,71209 ± 0,00042	12

B) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	%K	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	%Ar atm	Idade (m.a.)	Ref.
423	MN-63A	Tonalito	Plagioclásio	5156	1,4227	⁻⁵ 3,5817 x 10	28,40	554 ± 14	12
424	MN-63A	Tonalito	Biotita	5157	5,4119	⁻⁴ 1,4158 x 10	16,60	572 ± 10	12
425	MN-63A	Tonalito	Hornblenda	5158	3,8240	⁻⁵ 9,7087 x 10	9,26	585 ± 16	12

Tabela 29: Determinações radiométricas das suítes graníticas intrusivas no Bloco Taquarém.

A) Complexo Granítico Santo Afonso:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade (m.a.)	Ref.
426	AFL-8/I	Monzogranito	4080	110,4	195,6	1,640 ± 0,046	0,7203 ± 0,0013	----	1
427	AFL-8/II	Monzogranito	4081	105,9	247,9	1,190 ± 0,033	0,7170 ± 0,0009	----	1
428	AFL-8/III	Monzogranito	4082	115,1	234,4	1,420 ± 0,040	0,7197 ± 0,0010	----	1
429	AFL-10/II	Monzogranito	4083	82,5	632,9	0,380 ± 0,011	0,7117 ± 0,0028	----	1
430	AFL-10/IVB	Monzogranito	4084	182,8	157,0	3,380 ± 0,095	0,7358 ± 0,0031	----	1
431	AFL-14/I	Monzogranito	5312	105,55(**)	812,68(**)	0,383 ± 0,010	0,7104 ± 0,0010	----	1
432	AFL-14/III	Monzogranito	4089	86,2	867,6	0,290 ± 0,008	0,7107 ± 0,0015	----	1
433	AFL-14/IV	Monzogranito	4090	116,1	852,8	0,390 ± 0,011	0,7106 ± 0,0014	----	1
434	AFL-14/V A	Monzogranito	4091	119,1	943,9	0,370 ± 0,010	0,7108 ± 0,0010	----	1

B) Suíte Intrusiva Saibro (Granito Santa Juliana):

435	GF-515	Riebeckita granito	5693	84,39(**)	14,09(**)	17,567 ± 0,149	0,8444 ± 0,0009	557 ± 9	21
-----	--------	--------------------	------	-----------	-----------	----------------	-----------------	---------	----

Tabela 30: Determinações radiométricas do Membro Hilário (Formação Maricá).

A) Análises Rb-Sr:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Ref.
436	RB-271	"Andesito"	5696	52,7	375,3	0,41 ± 0,01	0,7081 ± 0,0014	21
437	RG-427B	"Andesito"	5591	43,64(**)	650,33(**)	0,1914 ± 0,005	0,7094 ± 0,0010	21

B) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	ZAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
438	MS0	"Andesito"	RT	1651	2,4092	56,28 x 10 ⁻⁶	3,07	519 ± 26	16
439	GA-2-RS	"Andesito"	RT	533	1,6540	39,86 x 10 ⁻⁶	13,03	533 ± 14	10
440	GA-2-RS	"Andesito"	RT	461	2,2451	51,73 x 10 ⁻⁶	8,73	513 ± 16	10
441	GA-2-RS	"Andesito"	Feldspato	499	1,0440	23,87 x 10 ⁻⁶	44,60	510 ± 15	10
442	VL-9-7-67	"Andesito"	RT	1350	1,0803	25,59 x 10 ⁻⁶	25,13	525 ± 24	10
443	2/525	Hornfels	RT	492	2,1920	57,06 x 10 ⁻⁶	19,91	570 ± 12	10
444	P-224	"Andesito"	Plagioclásio	3213	0,7450	17,06 x 10 ⁻⁶	15,59	510 ± 8	18
445	BL-6	Basalto	RT	3995	1,1885	13,41 x 10 ⁻⁶	3,30	269 ± 5	5
446	RS-17	Lamprófiro	RT	2342	1,0592	21,83 x 10 ⁻⁶	3,81	465 ± 20	6

Tabela 31: Determinações radiométricas da Formação Acampamento Velho.

A) Análises Rb-Sr:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade (m.a.)	Ref.
447	NH-247	Riolito	----	151,4	3,9	80,60	1,3162	---	3
448	NH-265A	Riolito	----	84,8	94,6	2,60	0,7234	497 ± 59	3
449	NH-265B	Riolito	----	96,7	180,7	1,55	0,7199	---	3
450	NH-274	Riolito	----	126,1	9,8	32,9	0,9578	---	3
451	NH-275	Riolito	----	90,6	4,6	48,7	1,0101	---	3
452	LK-369.1	Riolito	5697	69,6	<u>186,1</u>	1,08 ± 0,03	0,7134 ± 0,0017	---	21
453	CT6 (1)	Riolito	----	71,0	18,0	11,505 ± 0,326	0,78609 ± 0,00119	495 ± 20	18
454	CT38 (1)	Riolito	----	81,1	14,2	16,718 ± 0,475	0,82189 ± 0,00105	491 ± 17	18

B) Análises K-Ar:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	ZAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
455	2/433	Ignimbrito	RT	494	4,0370	⁻⁶ 92,96 x 10	7,73	512 ± 9	10
456	VL-11-7-67	Ignimbrito	RT	1066	4,1460	⁻⁶ 110,6 x 10	2,94	582 ± 11	10
457	BL-38 (?)	Riodacito	RT	3993	2,7000	⁻⁶ 68,09 x 10	1,23	554 ± 10	5
458	BL-38 (?)	Riodacito	Plagioclásio	3994	1,5230	⁻⁶ 39,05 x 10	2,50	563 ± 13	5

(1) Pontos já listados na tabela 23 C.

183

Tabela 32: Determinações radiométricas em sedimentitos molássicos do Escudo Sul-rio-grandense.

A) Análises K-Ar em argilas do Membro Mangueirão (Formação Maricá):

N.	N. de Campo	Material	Fração granulométrica	índice cristalinidade	XK 0 2	Ar rad(cc STP/g) 40	Idade(m.a.)	Ref.
459	79-MB-153	Argila	< 2 μ m	4,8	5,45	$109,4 \times 10^{-6}$	535 $\pm$ 16	2
460	79-MB-159	Argila	< 2 μ m	3,9	5,93	$128,8 \times 10^{-6}$	572 $\pm$ 17	2

B) Análises K-Ar em argilas da Formação Guaritas:

461	79-MB-163	Argila	< 2 μ m	8,7	5,36	$106,2 \times 10^{-6}$	529 $\pm$ 16	2
462	79-MB-167	Argila	< 2 μ m	8,1	6,02	$117,9 \times 10^{-6}$	524 $\pm$ 16	2

C) Análises K-Ar em argilas associadas aos filões cupríferos da Mina Camaquã:

463	79-MB-168	Argila-zona seca	< 2 μ m	7,2	7,81	$131,0 \times 10^{-6}$	457 $\pm$ 11	2
464	"	"	< 0,2 μ m	não determinado	7,35	$124,2 \times 10^{-6}$	460 $\pm$ 11	2
465	"	"	0,2 - 0,8 μ m	não determinado	8,24	$140,8 \times 10^{-6}$	464 $\pm$ 11	2
466	"	"	0,5 - 2 μ m	5,1	8,26	$144,7 \times 10^{-6}$	474 $\pm$ 11	2
467	79-MB-169	"	< 2 μ m	6,1	7,93	$138,8 \times 10^{-6}$	474 $\pm$ 11	2
468	79-MB-170	"	< 2 μ m	6,6	7,82	$133,7 \times 10^{-6}$	464 $\pm$ 11	2
469	79-MB-171	Argila-zona de circulação de H ₂ O	< 2 μ m	não determinado	4,99	$72,4 \times 10^{-6}$	401 $\pm$ 10	2
470	"	"	< 0,2 μ m	não determinado	4,89	$72,4 \times 10^{-6}$	409 $\pm$ 10	2
471	"	"	0,2 - 0,5 μ m	8,2	5,49	$68,4 \times 10^{-6}$	350 $\pm$ 8	2
472	"	"	0,5 - 2 μ m	7,1	5,46	$72,5 \times 10^{-6}$	371 $\pm$ 9	2

440

Tabela 33: Determinações radiométricas de granitóides das "ilhas cristalinas" de Aceguá e Rivera.

A) Análises K-Ar de granitóides de Aceguá:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	XAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
473	ESJ-58	Granito	Biotita	5581	7,1333	⁻⁶ 196,79 x 10	3,02	599 ± 10	1
474	ESJ-62D	Granito	Biotita	5580	5,9046	⁻⁶ 155,05 x 10	6,05	575 ± 14	1

B) Análises Rb-Sr de granitóides de Aceguá:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Laboratório	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr (*)	Idade (m.a.)	Ref.
475	ESJ-57C	Granito	7683	151,04(**)	17,78(**)	25,0756 ± 0,1484	0,91218 ± 0,00054	580 ± 7	1
476	ESJ-59	Granito	7684	149,9	48,6	8,990 ± 0,252	0,78000 ± 0,00019	585 ± 23	1
477	ESJ-61	Granito	7685	190,75(**)	9,73(**)	59,4622 ± 0,4374	1,20028 ± 0,00156	584 ± 5	1
478	ESJ-62A	Granito	7686	151,8	327,5	1,343 ± 0,038	0,72024 ± 0,00016	795 ± 106	1
479	ESJ-62C	Granito	7687	115,4	499,5	0,669 ± 0,019	0,71412 ± 0,00014	----	1
480	GF-567	Granodiorito	5443	102,3	707,0	0,42 ± 0,01	0,7113 ± 0,0010	----	21
481	GF-568	Microgranito	5695	190,2	192,7	2,86 ± 0,08	0,7358 ± 0,0016	753 ± 66	21

Tabela 33: Determinações radiométricas de granitóides das "ilhas cristalinas" de Aceguá e Rivera.

C) Análises K-Ar de granitóides de Rivera:

N.	N. de Campo	Litologia	Material	N. Laboratório	ZK	⁴⁰ Ar rad(cc STP/g)	ZAr atm	Idade(m.a.)	Ref.
482	ESJ-65	Granito catacl.	Biotita	5579	0,5712	⁻⁶ 8,92 x 10	58,18	366 ± 31	1
483	ESJ-70	Granito	Biotita	5578	0,7737	⁻⁶ 13,90 x 10	50,99	414 ± 29	1
484	ESJ-80C	Granito pórfir.	Biotita	5577	2,0727	⁻⁶ 47,94 x 10	9,43	515 ± 11	1
485	ESJ-82	Microgranito	RT	5683	2,8056	⁻⁶ 66,00 x 10	9,07	523 ± 13	1
486	ESJ-84	Vulc. básica	RT	5684	2,3101	⁻⁶ 56,03 x 10	9,49	537 ± 15	1
487	ESJ-89	Vulc. básica	RT	5685	2,5496	⁻⁶ 61,79 x 10	4,01	536 ± 11	1
488	ESJ-101B	Metagranitóide	Plagioclásio	5582	3,8115	⁻⁶ 189,73 x 10	2,91	968 ± 14	1
489	ESJ-65	Metagranitóide	Plagioclásio	5575	3,7414	⁻⁶ 180,38 x 10	2,74	946 ± 31	1
490	ESJ-106B	Tonalito	Plagioclásio	5583	0,6906	⁻⁶ 15,68 x 10	26,08	507 ± 12	1
491	ESJ-106B	Tonalito	Hornblenda	5611	0,1042	⁻⁶ 2,79 x 10	51,18	586 ± 22	1
492	ESJ-111A	Granodiorito	Plagioclásio	5573	0,4881	⁻⁶ 13,08 x 10	19,03	584 ± 15	1
493	ESJ-111A	Granodiorito	Biotita	5574	6,7434	⁻⁶ 179,03 x 10	7,89	580 ± 8	1
494	ESJ-111B	Granodiorito	Plagioclásio	5587	2,7050	⁻⁶ 60,27 x 10	14,20	499 ± 12	1
495	ESJ-111B	Granodiorito	Biotita	5588	5,5716	⁻⁶ 146,84 x 10	8,24	576 ± 10	1
496	ESJ-112A	Diorito	Biotita	5569	6,2300	⁻⁶ 165,06 x 10	2,28	579 ± 20	1
497	ESJ-112B	Diorito	Biotita	5572	1,7273	⁻⁶ 27,57 x 10	18,35	370 ± 7	1

440

Tabela 33: Determinações radiométricas de granitóides das "ilhas cristalinas" de Aceguá e Rivera.

D) Análises Rb-Sr de granitóides de Rivera:

N.	N. de Campo	Litologia	N. Labor.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	87	86	87	86	Idade (m.a)	Ref.
						Rb / Sr	Sr / Sr (*)	Sr / Sr (*)	Sr / Sr (*)		
498	ESJ-67B	Granito porfirítico	7688	15,95(**)	1.139,85(**)	0,0405 ± 0,0003	0,70779 ± 0,00041	---	---	---	1
499	ESJ-69A	Tufo	7691	279,66(**)	12,48(**)	68,3523 ± 0,4211	1,26234 ± 0,00104	572 ±	4	1	1
500	ESJ-72A	Granito porfirítico	7689	86,79(**)	1.032,22(**)	0,2434 ± 0,0015	0,70951 ± 0,00032	---	---	---	1
501	ESJ-72E	Granito porfirítico	7690	58,82(**)	933,93(**)	0,1823 ± 0,0011	0,70941 ± 0,00030	---	---	---	1
502	ESJ-67B	K-feldspato	7906	156,3(**)	1.478,4(**)	0,3059 ± 0,0019	0,71005 ± 0,00011	---	---	---	1
503	ESJ-72A	K-feldspato	7907	143,0(**)	1.315,3(**)	0,3148 ± 0,0030	0,71035 ± 0,00014	---	---	---	1
504	ESJ-72E	K-feldspato	7908	148,0(**)	1.200,0(**)	0,3570 ± 0,0031	0,71110 ± 0,00014	---	---	---	1
505	ESJ-77	Tonalito	7693	114,7	199,4	1,667 ± 0,047	0,72074 ± 0,00037	662 ±	87	1	1
506	ESJ-80C	Granito porfirítico	7692	118,6	758,5	0,453 ± 0,013	0,71189 ± 0,00018	---	---	---	1
507	ESJ-86	Andesito	7694	53,8	740,9	0,210 ± 0,006	0,70571 ± 0,00012	---	---	---	1
508	ESJ-87	Microgranito	7695	135,3(**)	201,0(**)	1,9519 ± 0,0671	0,72351 ± 0,00020	665 ±	75	1	1
509	ESJ-98	Metagranitóide	7966	106,8	61,5	5,089 ± 0,142	0,83396 ± 0,00017	1.763 ±	57	1	1
510	ESJ-100B	Metagranitóide	7967	54,9	159,2	1,001 ± 0,028	0,73397 ± 0,00019	2.010 ±	148	1	1
511	ESJ-100D	Metagranitóide	7968	106,7	102,5	3,038 ± 0,085	0,79172 ± 0,00022	1.982 ±	72	1	1
512	ESJ-100E	Metagranitóide	7969	104,9	128,3	2,383 ± 0,067	0,77814 ± 0,00012	2.129 ±	83	1	1
513	ESJ-100F	Metagranitóide	7970	55,9	148,9	1,090 ± 0,031	0,73841 ± 0,00017	2.127 ±	139	1	1
514	ESJ-102	Metagranitóide	7971	90,7	72,8	3,645 ± 0,102	0,81770 ± 0,00036	2.145 ±	71	1	1
515	ESJ-103A	Metagranitóide	7972	17,7	213,5	0,240 ± 0,007	0,70979 ± 0,00031	---	---	---	1
516	ESJ-103B	Metagranitóide	7973	20,8	204,1	0,295 ± 0,008	0,71108 ± 0,00019	---	---	---	1
517	ESJ-103C	Metagranitóide	7974	24,6	224,0	0,318 ± 0,009	0,71160 ± 0,00018	---	---	---	1
518	ESJ-103D	Metagranitóide	7975	22,6	198,1	0,330 ± 0,009	0,71146 ± 0,00021	---	---	---	1
519	ESJ-104	Metagranitóide	7976	106,1	138,2	2,237 ± 0,063	0,77477 ± 0,00012	2.163 ±	86	1	1
520	ESJ-112A	Diorito	7696	117,5	662,1	0,514 ± 0,015	0,71423 ± 0,00023	---	---	---	1
521	ESJ-113A	Metagranitóide	7697	118,6	246,6	1,397 ± 0,039	0,74822 ± 0,00009	2.145 ±	115	1	1

Tabela 34: Determinações dos teores de Rb e de Sr, por fluorescência de raios-X e por diluição isotópica, realizadas, respectivamente, no CPGeo-IG/USP e na Universidade do Texas, em Dallas, em amostras do Escudo Sul-rio-grandense, conforme Halpern et al. (1974).

N. amostra	Rb(ppm) (Fluor. raios-X * An. Quant.)	Sr(ppm)	Rb(μ m/g) (diluição isotópica)	Sr(μ m/g)	
208	321,8	1,0	1,051	0,0037	
210A	143,4	438,8	-----	-----	
210B	136,1	401,5	-----	-----	
211A	-----	-----	0,871	0,368	
211B	302,5	350,6	-----	-----	
212	228,0	350,0	0,740	0,393	
213	181,5	23,6	0,589	0,0272	
214	-----	-----	0,642	0,345	
215A	151,0	484,1	0,490	0,544	
215C	116,8	178,9	0,379	0,201	
215D	26,8	215,4	0,087	0,242	
215E	319,2	186,9	1,04	0,209	
216	61,4	935,0	0,199	1,05	
217B	220,5	338,3	0,716	0,380	
218A	142,8	344,3	0,464	0,387	
218C	157,4	182,0	0,511	0,204	
219C	163,5	9,0	0,531	0,0113	
220B	64,8	960,0	0,210	1,08	
220D	152,1	218,8	0,494	0,246	
220E	76,3	187,5	0,248	0,211	
220G	163,5	453,2	0,531	0,509	
221B	210,8	270,9	0,684	0,304	
221C	217,3	145,6	0,706	0,163	(continua)

(Continuação)

N. amostra	Rb(ppm) (Fluor. raios-X * An. Quant)	Sr(ppm) An. Quant	Rb(µm/g) (diluição isotópica)	Sr(µm/g)	
222	169,3	167,9	0,550	0,188	
223A	162,9	297,7	0,529	0,334	
223B	-----	-----	0,439	0,345	
223C	190,4	295,6	0,618	0,332	
224	136,7	135,8	0,444	0,152	
225A	157,5	642,0	0,511	0,722	
226A	183,1	357,0	0,594	0,401	
226C	227,6	156,9	0,739	0,176	
228	161,8	194,3	0,525	0,218	
231	149,0	252,9	0,484	0,284	
234	203,9	177,6	0,662	0,199	
236A	1,5	2,2	0,0008	0,0027	
236B	1,0	88,5	0,003	0,100	
237B	39,5	476,6	0,128	0,536	
237C	67,1	587,6	0,218	0,660	
237D	28,2	880,0	0,092	0,990	
237E	41,1	420,0	0,133	0,472	
239	22,8	915,0	0,074	1,03	
240	-----	-----	0,350	0,980	
243	2,5	640,0	0,008	0,720	
244	127,2	266,2	0,413	0,299	
245	132,8	56,4	0,455	0,090	
246	140,1	80,2	0,431	0,0634	
247	151,4	3,9	0,492	0,0061	
250	83,5	91,9	0,271	0,103	
252	84,9	206,6	0,276	0,232	(continua)

(Continuação)

N. amostra	Rb(ppm) (Fluor. raios-X * An. Quant)	Sr(ppm)	Rb(µm/g) (diluição isotópica)	Sr(µm/g)	
253B	46,2	518,6	0,150	0,583	
253C	54,3	390,8	0,176	0,440	
254A	20,6	920,0	0,067	1,034	
255	18,1	824,0	0,0405	0,927	
257A	61,5	268,6	0,200	0,301	
257D	-----	-----	0,130	0,998	
257F	26,7	770,0	0,087	0,866	
258	25,7	307,3	0,0834	0,345	
260	130,0	28,3	0,579	0,0315	
262	70,6	515,0	0,229	0,422	
263	164,0	9,0	0,532	0,0113	
264A	70,7	383,9	0,230	0,432	
265A	84,8	94,6	0,275	0,106	
266	197,0	14,1	0,640	0,0177	
267A	239,3	39,9	0,777	0,0443	
268	184,9	43,6	0,600	0,0486	
271	96,3	191,7	0,313	0,215	
272	-----	-----	0,438	0,113	
273	126,7	92,7	0,411	0,104	
274	126,7	9,8	0,411	0,0125	
275	90,6	4,6	0,351	0,0072	
276A	2,0	885,0	0,0065	0,996	
276C	1,8	735,0	0,0058	0,827	
278A	264,2	72,8	0,858	0,0811	
278B	209,6	20,1	0,681	0,0238	(continua)

100

(Continuação)

N. amostra	Rb(ppm) (Fluor. raios-X * An. Quant.)	Sr(ppm)	Rb(µm/g) (diluição isotópica)	Sr(µm/g)
278C	225,3	14,4	0,731	0,0181
279	5,4	167,8	0,0175	0,189
280	-----	-----	0,426	0,534
281	296,8	92,0	0,964	0,103
282	410,4	74,6	1,332	0,0826
283	305,8	162,8	0,993	0,182
285	338,2	255,5	1,10	0,286
286	343,8	29,2	1,12	0,0337
287	186,8	500,0	0,606	0,562
288	379,0	162,4	1,23	0,181
289	248,8	74,7	0,808	0,0833
291	335,0	1.200,0	1,09	1,34
292	434,0	1.050,0	1,41	1,18
293	292,0	1.750,0	0,948	1,97
294	362,0	1.500,0	1,18	1,69