UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA DE PLACAS NO CICLO BRASILIANO :
AS OROGENIAS DOS CINTURÕES
DOM FELICIANO E RIBEIRA
NO RIO GRANDE DO SUL

Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

Orientador: Prof. Dr. Mario Cesar Heredia Figueiredo

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

1991

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA DE PLACAS NO CICLO BRASILIANO :
AS OROGENIAS DOS CINTURÕES
DOM FELICIANO E RIBEIRA
NO RIO GRANDE DO SUL

Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

Orientador: Prof. Dr. Mario Cesar Heredia Figueiredo

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. M.C.H.de Figueiredo</u>	<u>M.C.H. Figueiredo</u>
Examinadores:	<u>Dr. E.Soliani Junior</u>	<u>E. Soliani Jr.</u>
	<u>Dr. R.A.Fuck</u>	<u>R.A. Fuck</u>
	<u>Dr. U.G.Cordani</u>	<u>U.G. Cordani</u>
	<u>Dr. A.M.Coimbra</u>	<u>A.M. Coimbra</u>

SÃO PAULO
1991

Esta tese é dedicada ao
Professor e Geólogo Maurício
Ribeiro por sua inestimável
contribuição ao conhecimento
geológico do Escudo Gaúcho no
Rio Grande do Sul.

TIJOLO COM UM DESENHO LÓGICO
COM TIJOLO

(CHICO BUARQUE DE HOLANDA)

Às minhas meninas Gi, Daniela, Júlia e Marina
e à memória da inesquecível Ubaldina.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004927

AGRADECIMENTOS

A realização desta tese só foi possível graças à colaboração de diversos colegas, cuja participação explicitamos no Cap. 01, Empresas de Geologia, particularmente a CBC e CPRM do RS e DINAMIGE do Uruguai, entidades acadêmicas, em especial os Institutos de Geociências da USP e UFRGS, e órgãos de apoio à pesquisa científica, a FAPESP e o CNPq.

Entre os colegas destacam-se o Prof. Dr. Mario Cesar Heredia Figueiredo a quem agradecemos por sua precisa orientação, acompanhamento em trabalho de campo, discussões, sugestões, apoio, companheirismo e amizade.

Outro colega a quem somos gratos, cujos conhecimentos e atividade conjunta em várias etapas de campo, acompanhadas por profícuas discussões e o estabelecimento de uma sólida amizade, que permitiram o aprimoramento de partes desta tese e completa revisão de outras, é o Prof. Dr. Rômulo Machado.

Por diversas vezes o autor foi assessorado em trabalhos de campo pelo prestimoso colega e amigo Geólogo MSc. Nelson Vieira Jr., cujos profundos conhecimentos de petrologia ígnea reformularam muitos conceitos que tínhamos nesta área, e a revisão que fez do texto da tese obrigou-nos a modificá-la em vários trechos. Por sua inestimável ajuda agradecemos.

Outros colegas que contribuíram revisando o texto da tese, apontando incorreções e fazendo valiosas sugestões para seu aprimoramento foram o Prof. Dr. Roland Trompette e o Prof. Dr. Armando Marcio Coimbra aos quais somos gratos.

Agradecemos também aos Prof. Dr. Renato Rodolfo Andreis e Prof. Dr. Gerardo Bossi pela iniciação que deram ao autor no estudo de rochas sedimentares e seus paleoambientes, e aos colegas Geólogos MSc. Ernesto Luis Lavina, MSc. Ubiratan Ferruccio Faccini e MSc. Paulo Sergio Gomez Paim, cuja formação nesta área do conhecimento e acompanhamento em diversas etapas de campo permitiram ao autor levar a termo vários capítulos desta tese.

Muitos colegas participaram em trabalhos de campo do autor no RS. destacadamente os amigos Geólogos MSc. José Domingos Faraco Gallas, MSc. Magda Bergman, MSc. Rubens Luis Monteiro, Dr. Ricardo

Sallet, Jose Maria Jamardo, Dr. Antonio Jorge Vasconcelos Garcia, Sérgio Kolling e MSc. Roberto Naime, aos quais agradecemos pelas discussões, sugestões, companheirismo e amizade.

Para a realização dos trabalhos de campo, além do fundamental apoio da FAPESP e CNPq, em algumas ocasiões fomos auxiliados por Empresas de Geologia como a CBC, graças à intervenção do Dr. Marcelo José Ribeiro, CPRM, graças aos colegas Gilberto Ramgrab e Eduardo Camozzato e, no Uruguai, à DINAMIGE, graças ao Dr. Roberto Ghiringuelli. A estes colegas, nossa gratidão.

Durante o desenvolvimento destes trabalhos, discussões e sugestões de alguns colegas foram importantes, esclarecendo pontos e motivando modificações na visão da autor. Entre estes colegas, aos quais somos gratos, destacamos os Geólogos Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves, Prof. Dr. Enio Soliani Jr., Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani e o Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei.

Para o desenvolvimento desta tese conseguimos realizar algumas determinações radiométricas Rb-Sr no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP graças ao apoio do Prof. Dr. Koji Kawashita e de sua equipe técnica, aos quais somos gratos. Por outro lado, necessitamos revisar dados pré-existentes e contamos com a incansável e prestimosa colaboração de Helen Sonoki e Ivone Sonoki a quem somos gratos.

Os veículos utilizados nos trabalhos de campo foram obtidos graças ao prestimoso auxílio do colega Durval José de Oliveira a quem agradecemos.

Os colegas Itacy Kroehne e Rodrigo Juan Machaca Váscon foram incansáveis na confecção das figuras que ilustram esta tese. À arte deles nossa gratidão.

Fomos socorridos pelo colega Reynaldo Peña Castellon na confecção do mapa geológico que acompanha esta tese. Pela sua inestimável ajuda somos gratos.

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

A digitação final desta tese foi efetuada pelo colega e ex-aluno Geólogo Eduardo Jun Shinohara a quem agradecemos.

A impressão em Laser desta tese só foi possível graças à prestimosa ajuda da colega e ex-aluna Karina Roberta Baldin Vancini; a reprodução por xerox graças ao colega Elias Pereira e encadernação graças ao colega Dalton Machado da Silva. A estes colegas nossa gratidão.

Inúmeros colegas dos Institutos de Geociências da USP e UFRGS e de Empresas de Geologia contribuíram indiretamente para a realização desta tese. A eles nossa gratidão.

Finalmente agradecemos à pessoa mais profundamente envolvida nesta tese, companheira em todas suas etapas, datilografando o texto preliminar, revisando e corrigindo, sugerindo e modificando, compreendendo as circunstâncias e, principalmente, amando o autor, Gisele Figueiredo de Souza Arnoni, a minha Gi.

INDICE

RESUMO	1
ABSTRACT	4
PARTE I	7
INTRODUÇÃO	7
CAPÍTULO 01	8
A TESE	8
<u>INTRODUÇÃO</u>	8
<u>MÉTODO DE TRABALHO</u>	9
<u>EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS</u>	11
 CAPÍTULO 2	
O CRÁTON RIO DE LA PLATA E OS CINTURÕES DOM FELICIANO E RIBEIRA NO SUL DO BRASIL E URUGUAI	12
<u>INTRODUÇÃO</u>	12
<u>O CRÁTON RIO DE LA PLATA</u>	15
O BLOCO FLORIDA	17
O BLOCO LUIS ALVES	19
SÍNTESE HISTÓRICA DO CRÁTON RIO DE LA PLATA	22
<u>OS CINTURÕES DOM FELICIANO E RIBEIRA</u>	23
O CINTURÃO DOM FELICIANO	24
O CINTURÃO RIBEIRA	27
 PARTE II	
O CINTURÃO DOM FELICIANO	34
CAPÍTULO 03	35
AS ESTRUTURAS DO CINTURÃO DOM FELICIANO	35
<u>INTRODUÇÃO</u>	35
<u>UNIDADES TECTÔNICAS DO CINTURÃO DOM FELICIANO</u>	35
<u>ESTRUTURAÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO</u>	36
CAPÍTULO 04	39
O BATÓLITO PELOTAS	39
<u>INTRODUÇÃO</u>	39
<u>UNIDADES DO BATÓLITO PELOTAS</u>	40
<u>O COMPLEXO GRANÍTICO-GNÁISSICO PINHEIRO MACHADO</u>	43
GRANITÓIDES PORFIRÍTICOS	44

ORTOGNAISSES & MIGMATITOS	46
ENCRAVES MÁFICOS	46
ESTRUTURAÇÃO DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO	48
As estruturas E1	49
As estruturas E2	52
GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO	53
LITOQUÍMICA E ORIGEM DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO	58
CONCLUSÕES	65
<u>OS LEUCOGRANITOS CORDILHEIRA</u>	65
ESTRUTURAÇÃO DOS LEUCOGRANITOS CORDILHEIRA	66
As estruturas E1	67
As estruturas E2	68
ORIGEM DOS LEUCOGRANITOS CORDILHEIRA	69
<u>A SUÍTE GRANÍTICA DOM FELICIANO</u>	71
ESTRUTURAÇÃO DA SUÍTE GRANÍTICA DOM FELICIANO	73
GEOCRONOLOGIA DA SUÍTE DOM FELICIANO	75
LITOQUÍMICA DA SUÍTE DOM FELICIANO	75
ORIGEM DA SUÍTE DOM FELICIANO	77
<u>OS GABROS PASSO DA FABIANA</u>	80
ESTRUTURAÇÃO DOS GABROS PASSO DA FABIANA	82
ORIGEM DOS GABROS PASSO DA FABIANA	86
<u>GRANITOS ALCALINOS & OUTROS PLÚTONS</u>	88
<u>HIPOABISSAIS & EFUSIVAS DO BATÓLITO PELOTAS</u>	89
SIENITOS & ROCHAS BÁSICAS ASSOCIADAS	90
DIQUES RIOLÍTICOS ASPEREZAS	91
Estruturação dos Diques Riolíticos Asperezas	93
Idade dos Diques Riolíticos Asperezas	94
Origem dos Diques Riolíticos Asperezas	95
TUFOS & IGNIMBRITOS ANA DIAS	96
<u>ENCRAVES METASSEDIMENTARES</u>	97
XENÓLITOS DE PARAGNAISSES	98
OS MÁRMORES MATARAZZO	99
OS RITMITOS CERRO CHATO	100
<u>SÍNTESE HISTÓRICA DO BATÓLITO PELOTAS</u>	101
 CAPÍTULO 05	 103
O BATÓLITO ENCRUZILHADA DO SUL	103

<u>INTRODUÇÃO</u>	103
<u>UNIDADES DO BATÓLITO ENCRUZILHADA DO SUL</u>	105
<u>OS GNAISSES CHANÃ</u>	107
OS PARAGNAISSES	109
OS ORTOGNAISSES	110
ESTRUTURAÇÃO DOS GNAISSES CHANÃ	110
ORIGEM DOS GNAISSES CHANÃ	112
<u>O ANORTOSITO CAPIVARITA</u>	113
ESTRUTURAÇÃO DO ANORTOSITO CAPIVARITA	115
A IDADE DO ANORTOSITO CAPIVARITA	116
A ORIGEM DO ANORTOSITO CAPIVARITA	117
<u>O MONZOGRANITO PITANGUEIRAS</u>	118
ESTRUTURAÇÃO DO MONZOGRANITO PITANGUEIRAS	119
IDADE DO MONZOGRANITO PITANGUEIRAS	120
A ORIGEM DO MONZOGRANITO PITANGUEIRAS	121
<u>A SUÍTE GRANÍTICA ENCRUZILHADA DO SUL</u>	122
ESTRUTURAÇÃO DA SUÍTE ENCRUZILHADA DO SUL	123
GEOCRONOLOGIA DA SUÍTE ENCRUZILHADA DO SUL	125
LITOQUÍMICA E ORIGEM DA SUÍTE ENCRUZILHADA DO SUL	126
<u>STOCKS GRANÍTICOS TARDIOS</u>	128
<u>O SIENITO PIQUIRI</u>	132
ESTRUTURAÇÃO DO SIENITO PIQUIRI	134
ORIGEM DO SIENITO PIQUIRI	137
<u>SÍNTESE HISTÓRICA DO BATÓLITO ENCRUZILHADA DO SUL</u>	139
 CAPÍTULO 06	 141
O MIOGEOCLÍNIO LAVALLEJA E OS TERRENOS SUSPEITOS DA FAIXA TIJUCAS NO RIO GRANDE DO SUL	141
<u>INTRODUÇÃO</u>	141
<u>O MIOGEOCLÍNIO LAVALLEJA</u>	143
<u>TERRENO SERRA DAS ENCANTADAS</u>	145
ESCAMAS TECTÔNICAS DOS GNAISSES ENCANTADAS	148
ESCAMAS TECTÔNICAS DO MIOGEOCLÍNIO LAVALLEJA	153
GRANITOS MILONÍTICOS PORONGOS	159
Estruturação dos Granitos Miloníticos Porongos	165

Origem e Idade dos Granitos	
Miloníticos Porongos	168
<u>TERRENO CERRO DA ÁRVORE</u>	172
ESTRUTURAÇÃO DO TERRENO CERRO DA ÁRVORE	176
ORIGEM DO TERRENO CERRO DA ÁRVORE	177
<u>TERRENO SERRA DOS PEREIRA</u>	180
ESTRUTURAÇÃO DO TERRENO SERRA DOS PEREIRA	181
ORIGEM DO TERRENO SERRA DOS PEREIRA	184
<u>SÍNTESE HISTÓRICA DO MIOGEOCLÍNIO LAVALLEJA</u> <u>E DOS TERRENOS SUSPEITOS DA FAIXA TIJUCAS NO RS</u>	186
 CAPÍTULO 07	189
A ANTEFOSSA CAMAQUÃ	189
<u>INTRODUÇÃO</u>	189
<u>ANTEFOSSA CAMAQUÃ: A ANTEFOSSA DO CINTURÃO</u> <u>DOM FELICIANO NO RS.</u>	190
<u>O GRUPO CAMAQUÃ E A ESTRATIGRAFIA DA ANTEFOSSA</u> <u>CAMAQUÃ</u>	191
FORMAÇÃO ARROIO DOS NOBRES	193
Flysch Vale do Piquiri	195
Cunha Rudítica Vargas	197
Molassa Boici	201
Estruturação da Formação Arroio dos Nobres	203
Idade da Formação Arroio dos Nobres	205
MOLASSA GUARITAS	207
Ruditos Pedra das Torrinhas	207
Arenitos Guarda Velha	208
Arenitos Pedra Pintada	211
Ritmitos Varzinha	213
Andesitos Rodeio Velho	214
Estruturação da Molassa Guaritas	214
Idade da Molassa Guaritas	216
<u>SÍNTESE HISTÓRICA DA ANTEFOSSA CAMAQUÃ</u>	216
 CAPÍTULO 08	220
A EVOLUÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO	220
<u>INTRODUÇÃO</u>	220
<u>ABERTURA E ESPALHAMENTO DO OCEANO ADAMASTOR</u>	220

O ESTÁGIO RIFT-VALLEY NO CINTURÃO DOM FELICIANO	221
O ESTÁGIO OCEÂNICO NO CINTURÃO DOM FELICIANO	221
<u>FECHAMENTO E SUBDUÇÃO DO OCEANO ADAMASTOR</u>	222
<u>COLISÃO CONTINENTAL NO CINTURÃO DOM FELICIANO</u>	225
EVENTO SIN-COLISIONAL E1	225
EVENTO TARDI-COLISIONAL E2	227
O EVENTO PÓS-COLISIONAL E3	229
<u>CONSIDERAÇÕES FINAIS</u>	229
 PARTE III	232
O CINTURÃO RIBEIRA	232
 CAPÍTULO 09	233
O CINTURÃO RIBEIRA E SEU EMBASAMENTO CRATÔNICO NO RIO GRANDE DO SUL	233
<u>INTRODUÇÃO</u>	233
<u>ESTRUTURAÇÃO DO CINTURÃO RIBEIRA NO RIO GRANDE DO SUL</u>	234
<u>AS UNIDADES DO CINTURÃO RIBEIRA NO RIO GRANDE DO SUL</u>	236
<u>O EMBASAMENTO TRANSAMAZÔNICO</u>	237
OS GRANULITOS SANTA MARIA CHICO	238
GRANITÓIDES & GNAISSES BAGÉ	239
<u>A PLATAFORMA CARBONÁTICA PEDREIRAS</u>	240
 CAPÍTULO 10	244
O TERRENO RIO VACACAÍ	244
<u>INTRODUÇÃO</u>	244
<u>AS UNIDADES DO TERRENO RIO VACACAÍ</u>	246
<u>OFIOLITOS DO TERRENO RIO VACACAÍ: OS TESTEMUNHOS DO OCEANO CHARRUA</u>	246
PRINCIPAIS LITOFACIES DOS OFIOLITOS DO TERRENO RIO VACACAÍ	249
IDADE DOS OFIOLITOS	252
CONSIDERAÇÕES GERAIS	253
<u>OS GNAISSES CAMBAÍ: ESCAMAS TECTÔNICAS DAS RAÍZES DE UM ARCO DE ILHAS INTRA-OCEÂNICO</u>	254
CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA	255

IDADE DOS GNAISSES CAMBAÍ	256
CONSIDERAÇÕES FINAIS	258
<u>AS SUPRACRUSTAIS VACACAÍ: SEDIMENTAÇÃO E VULCANISMO DE ARCO DE ILHAS</u>	259
METAVULCANO-SEDIMENTARES CAMPESTRE	260
METAGRAUVACAS ARROIO DAS PEDRAS	261
OS FILITOS DE IBARÉ	262
<u>A FORMAÇÃO MARICÁ: MOLASSAS DO TERRENO RIO VACACAÍ ?</u>	262
<u>EVOLUÇÃO DO TERRENO RIO VACACAÍ</u>	264
CAPÍTULO 11	268
O ORÓGENO BOM JARDIM	268
INTRODUÇÃO	268
<u>PALEOGEOGRAFIAS E EVENTOS DO ORÓGENO BOM JARDIM</u>	268
<u>OS GRANITOS DO ORÓGENO BOM JARDIM: RAÍZES DE UM ARCO MAGMÁTICO TIPO CORDIHERANO</u>	270
OS GRANITOS PRECOCE-OROGÊNICOS	271
OS GRANITOS SIN-OROGÊNICOS	276
OS GRANITOS TARDI-OROGÊNICOS	286
OS GRANITOS PÓS-OROGÊNICOS OU ANOROGÊNICOS	287
<u>A BACIA DE RETRO-ARCO SANTA BÁRBARA</u>	289
A FORMAÇÃO BOM JARDIM: VULCANISMO SIN-OROGÊNICO E SEDIMENTAÇÃO FLYSCH NA BACIA DE RETRO-ARCO SANTA BÁRBARA	290
Os Shoshonitos Hilário	291
O Flysch Mangueirão	294
OS RIOLITOS ACAMPAMENTO VELHO O VULCANISMO TARDI-OROGÊNICO DA BACIA DE RETRO-ARCO SANTA BÁRBARA	297
A MOLASSA SANTA BÁRBARA: SEDIMENTAÇÃO TARDI-OROGÊNICA NA BACIA DE RETRO ARCO SANTA BÁRBARA	299
Os Conglomerados Coxilha	301
Os Arcósios Serra do Segredo	302
Os Arcósios Cerro Alegre	303
Os Ritmitos Lanceiros	303
A Molassa Santa Bárbara no Orógeno Bom Jardim	304

OS RIOLITOS DA SERRA TUPANCI: VULCANISMO ANOROGÊNICO NA BACIA DE RETRO-ARCO SANTA BÁRBARA ?	305
<u>EVOLUÇÃO DO ORÓGENO BOM JARDIM</u>	307
 PARTE IV	312
CONSIDERAÇÕES FINAIS	312
 CAPÍTULO 12	313
OROGENIAS DO CICLO BRASILIANO NO RIO GRANDE DO SUL: CONSIDERAÇÕES FINAIS E SÍNTESE	313
<u>INTRODUÇÃO</u>	313
<u>O CONTINENTE RIO DE LA PLATA E SUAS COBERTURAS MARGINAIS</u>	314
<u>A OROGENIA PIRATINI: MARGEM ATIVA DO CONTINENTE RIO DE LA PLATA OU MICROPLACA EXÓTICA?</u>	316
<u>A OROGENIA CAMBAÍ: UM SISTEMA DE ARCOS DE ILHAS DO OCEANO CHARRUA</u>	319
<u>A OROGENIA RIO VACACAÍ UMA COLISÃO ARCO DE ILHAS - CONTINENTE</u>	322
<u>A OROGENIA PORONGOS: UMA COLISÃO SISTEMA CORDILHERANO-CONTINENTE</u>	323
<u>A OROGENIA BOM JARDIM: UM SISTEMA CORDILHERANO AUTÓCTONE</u>	325
<u>A OROGENIA SERRA DO HERVAL: UM EVENTO TRANSPRESSIONAL TARDI-COLISIONAL</u>	329
<u>O EVENTO PÓS-OROGÊNICO GUARITAS: O ENCERRAMENTO DO CICLO BRASILIANO NO RIO GRANDE DO SUL</u>	331
<u>O EVENTO SERRA TUPANCI: UM POSSÍVEL EVENTO ANOROGÊNICO NO RIO GRANDE DO SUL</u>	333

ÍNDICE DAS FIGURAS

Fig. 2.1

Estruturação brasileira do sul do Brasil
(PR, SC e RS) e Uruguai 14

Fig. 3.1

Esboço geológico com as principais unidades
tectônicas do Cinturão Dom Feliciano no RS
destacando, no Batólito Pelotas, os
Leucogranitos Cordilheira. 37

Fig. 4.1

Mapa geológico do Batólito Pelotas na
região de Pinheiro Machado, RS (simplificado
de mapeamento feito por Rubens Luis Monteiro
e Antonio Romalino S. Fragoso Cesar). 42

Fig. 4.2

Secção geológica parcial no Batólito
Pelotas entre Pinheiro Machado e Capão
do Leão ao longo da BR-293. 45

Fig. 4.3

Estruturas E1 e E2 dos Granitóides
Porfiríticos (GP) do Complexo Pinheiro
Machado e dos Leucogranitos Cordilheira
(LC) na Zona de Cisalhamento Dorsal do
Canguçu, na região de Quitéria (extraído
de Fernandes et al., 1989, 54

Fig. 4.4

Isócronas Rb-Sr do Complexo
Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado. 56

Fig. 4.5

Isócronas Rb-Sr do Complexo Pinheiro Machado. 57

Fig. 4.6

Diagrama de Harker (1909) de variação de óxidos de elementos maiores (em peso %) versus sílica para (A) encraves máficos, ortognaisses e migmatitos e (B) granitóides porfiríticos (extraído de Figueiredo et al., 1990b).

59

Fig. 4.7

Diagrama de variação de elementos traços (em ppm) versus sílica para (A) encraves máficos, ortognaisses e migmatitos e (B) granitóides porfiríticos (extraído de Figueiredo et al., 1990b).

60

Fig. 4.8

Diagrama da razão cálcio/álcalis versus sílica (Brown, 1982) para (A) encraves máficos, ortognaisses e migmatitos e (B) granitóides porfiríticos (extraído de Figueiredo et al., 1990b).

61

Fig. 4.9

Diagrama multicatiônico R1-R2 (La Roche et al., 1980) para (A) classificação de rochas ígneas e (B) adaptado por Batchelor & Bowden (1985) para classificação petrotectônica (dados extraídos de Figueiredo et al., 1990b, e Philipp, 1990).

62

Fig. 4.10

Diagrama QAP de Streckeisen (1976) do Complexo Pinheiro Machado mostrando seu trend calci-alcálico granodiorítico (Lameyre & Bowden, 1982) de diferenciação (análises modais extraídas de Frantz & Remus, 1986 e Philipp, 1990).

64

Fig. 4.11

Diagrama QAP de Streckeisen (1976) de granitos da Suíte Dom Feliciano (extraído de Frantz & Remus, 1986).

72

Fig. 4.12

Isócronas Rb-Sr da Suíte Granítica Dom Feliciano.

76

Fig. 4.13

Diagramas litoquímicos de granitos da Suíte
Dom Feliciano (extraído de Figueiredo et al., 1990b.). 79

Fig. 4.14

Esboço simplificado da geologia da região de
Pinheiro Machado destacando os Gabros Passo
da Fabiana. 83

Fig. 4.15

Mapa magnético e suas anomalias referidas aos
corpos básico-ultrabásicos profundos do Batólito
Pelotas. 85

Fig. 4.16

Perfis magnetométricos e modelamento de corpos
básico-ultrabásicos profundos do Batólito Pelotas 87

Fig. 4.17

Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Diques
Riolíticos Asperezas na região de Pinheiro Machado
(extraído de Soliani Jr., 1986). 94

Fig. 4.18

Fraturamento e formação de diques em granito
parcialmente cristalizado (modificado de
Hibbard & Watters, 1985). 96

Fig. 5.1

Esboço geológico simplificado do Batólito
Encruzilhada do Sul 106

Fig. 5.2

Esboço geológico da região de Quitéria-Capivarita
(simplificado e modificado de Fernandes et al., 1989)
mostrando o limite entre o Batólito Pelotas e o
Batólito Encruzilhada do Sul através da Zona de
Cisalhamento Dorsal do Canguçu. 108

Fig. 5.3

Isócrona Rb-Sr de referência do Monzogranito
Pitangueiras (Dados extraídos de Soliani Jr., 1986). 121

Fig. 5.4

Isócrona Rb-Sr de referência da Suíte Granítica
Encruzilhada do Sul (dados de Cordani et al., 1974
e Teixeira, 1982a, compilados em Soliani Jr., 1986). 127

Fig. 6.1

Secções geológicas esquemáticas da Faixa Tijuca
do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai (extraídas de
Fragoso Cesar et al., 1989). 146

Fig. 6.2

Secção geológica esquemática no Terreno Serra das
Encantadas ao longo da BR-392 (modificado de Machado,
Fragoso & Faccini, 1987). 150

Fig. 6.3

Estereogramas na Escama Tectônica do Passo do Valero
dos Gnaisses Encantadas 152

Fig. 6.4

Diagramas isocrônicos de unidades do Terreno Serra
das Encantadas. 153

Fig. 6.5

Estereograma em dobras E1 de escamas tectônicas
de mármore aflorantes na BR-392. Os estereogramas
A e B foram medidos, respectivamente, nas ocorrências
ocidental e oriental do Cerro do Espinhaço (extraído
de Machado et al., 1987). 158

Fig. 6.6

Estereogramas nos Granitos Miloníticos Porongos
ao longo da BR-392 (vide Fig. 6.2) (extraído de
Machado et al., 1987) 168

Fig. 6.7

Diagramas geoquímicos em amostras de metavulcânicas do Terreno Cerro da Árvore (dados extraídos de Jost, 1981). 174

Fig. 6.8

Secção esquemática na dobra-nappe da Serra dos Pereira (Terreno Serra do Pereira), na região entre Piratini e Torrinhas 181

Fig. 6. 9

Estereogramas no Terreno Serra dos Pereira na região entre Piratini e Torrinhas. 182

Fig. 7.1

Mapa geológico preliminar da Antefossa Camaquã com suas principais unidades e localidades de referência. 191

Fig. 7.2

Secção esquemática na porção norte (A-A'), central (B-B') e centro-sul (C-C') da Antefossa Camaquã 193

Fig. 7.3

Secção colunar sem escala da Formação Arroio dos Nobres na região das Minas do Camaquã (adaptado de Faccini et al., 1987) 197

Fig. 7.4

Secção colunar em pequena parcela da Cunha Rudítica Vargas ao longo do Passo da Capela, a 4 Km a leste de Santana da Boa Vista (extraída de Fragoso Cesar, 1983). 199

Fig. 7.5

Quadro paleoambiental, paleogeográfico e lito-faciológico da Molassa Guaritas. Os quadros de facies e fases foram adaptados de Paim (1990) e Paim et al. (1990). 209

Fig. 7.6

Evolução paleogeográfica da Molassa Guaritas na porção central da Antefossa Camaquã (extraído, com simplificações, de Paim, 1990). 214

Fig. 7.7

Evolução esquemática da Antefossa Camaquã do Cinturão Dom Feliciano 217

Fig. 8.1

Evolução do Cinturão Dom Feliciano e sua relação com o Cinturão Gariep do sudoeste africano 223

Fig. 8.2

Modelo especulativo da colisão entre as Placas Rio de La Plata e Kalahari 214

Fig. 9.1

Esboço geológico do Cinturão Ribeira no RS (base geológica extraída de Santos et al., 1989, com diversas modificações). 234

Fig. 10.1

Modelo esquemático da cunha do obducção do Terreno Rio Vacacaí sobre o Cráton Rio de La Plata (cruzes) apontando possíveis paleogeografias, limites tectônicos de obducção e transformância e os principais corpos ofiolíticos (em preto) com sua 247

Fig. 10.2

Diagramas AFM comparando trends de (A) arcos de ilhas típicos (extraído de Brown, 1982) com (B) Gnaisses Cambaí (extraído, com simplificações, de Silva Filho, 1984). 256

Fig. 10.3

Diagramas isocrônicos Rb-Sr dos Gnaisses Cambaí (extraídos de Soliani Jr., 1986). 258

Fig. 10.4

Modelo evolutivo do Terreno Rio Vacacaí.

264

Fig. 11.1

Distribuição esquemática dos granitos do Orógeno Bom Jardim no Bloco São Gabriel com suas idades Rb-Sr e razões iniciais Sr87/Sr86.

271

Fig. 11.2

Diagramas isocrônicos Rb-Sr de granitos e riolitos do Orógeno Bom Jardim no Bloco São Gabriel divididos em função de grupos magmáticos e da posição geográfica dentro de cada grupo. Todos os diagramas, exceto B1, estão contidos em Soliani Jr.

273

Fig. 11.3

Modelos e alternativas paleogeográficas para a evolução do Cinturão Ribeira no RS durante o Proterozóico Superior e Cambriano Inferior considerando idades radiométricas Rb-Sr e razões iniciais Sr87/Sr86 frente às posições geográficas de corpo

274

Fig. 11.4

Modelo evolutivo para o Maciço Granítico de Lavras do Sul por fracionamento convectivo sugerido por Vieira Jr. & Soliani Jr. (1989)

278

Fig. 11.5

Modelo estrutural da Sheet Granítica Caçapava do Sul.

280

Fig. 11.6

Diagrama isocrônico Rb-Sr do magmatismo pós-orogênico ou anorogênico que afeta o Bloco São Gabriel.

287

Fig. 11.7

Secções geológicas esquemáticas na Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara

291

Fig. 11.8

A Molassa Santa Bárbara na região do Passo
do Tigre (extraída de Becker & Fernandes, 1982)
com a individualização dos Conglomerados Coxilha
(Facies de leque aluvial associação conglomerática)
Arcósios Serra do Segredo (Facies de leque aluvial) 299

Fig. 12.1

Hipotética evolução brasileira do Escudo Gaúcho no
RS com os principais eventos dos Cinturões Dom
Feliciano e Ribeira. 315

RESUMO

A exposição do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul compreende duas faixas móveis brasileiras de orientação geral em torno de NE-SW tectonicamente justapostas: (1) O Cinturão Dom Feliciano e (2) o Cinturão Ribeira. Antes desta justaposição, que deve ter ocorrido no Cambriano Superior (≤ 530 Ma), estes cinturões tiveram evoluções separadas e distintas relacionadas ao desenvolvimento de dois oceanos neo-proterozóicos e suas interações com uma massa continental interposta: (1) o Oceano Adamastor, situado a leste do Continente Rio de La Plata e envolvido nas orogenias do Cinturão Dom Feliciano, e (2) o Oceano Charrua, a oeste deste continente e responsável pelas orogenias do Cinturão Ribeira.

A edificação do Cinturão Dom Feliciano resulta de três orogenias superpostas: (1) a Orogenia Piratini (885-775 Ma), um sistema andinotipo representado por (meta)granitóides calci-alcalinos de raiz de arco magmático e por (meta)seqüênias vulcano-sedimentares de bacia de retro-arco; (2) a Orogenia Porongos (650-620 Ma), caracterizada pela colisão do sistema anterior contra a margem oriental do Continente Rio de La Plata afetando seu embasamento e cobertura miogeoclinal com o empilhamento de nappes das unidades pré-colisionais sob condições metamórficas variáveis de xistos verdes inferior a anfíbolito superior e geração de sheets sin- e tardi-tectônicas de leucogranitos e, refletindo o relevo então criado, sedimentação flysch localmente preservada; e (3) a Orogenia Serra do Herval (~550 Ma), um evento tardi-colisional transpressional relacionado à instalação de grandes zonas de cisalhamento sub-verticais sinistrais, dobramentos em padrão "domo & bacia" e intensa formação de granitos sub-alcalinos associados a enxames de diques riolíticos, platôs riolíticos e pequenos corpos básico-ultrabásicos às expensas de fusões crustais profundas e mantélicas associadas, em superfície, à espessa (~ 6.000 m) sedimentação flysch & molasse na Antefossa Camaquã.

Como resultado da interação entre o Oceano Charrua e o Continente Rio de La Plata também ocorreram três orogenias na formação do Cinturão Ribeira no Rio Grande do Sul, cujas

distinções decorrem de sua disposição neste, se no Bloco São Gabriel ou no Bloco Taquarembó, limitados ao longo dos eventos orogênicos pela Transformante Ibaré: (1) a Orogenia Cambaí (≥ 770 - ≥ 650 Ma), cujos produtos estão restritos ao Bloco São Gabriel, representa a geração de um sistema de arco de ilhas no Oceano Charrua por subducção oceânica para oeste e instalação de um arco magmático intraoceânico constituído por (meta)granitóides calci-alcalinos de baixo-K e baixa razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ($\leq 0,7040$) e por (meta)seqüências vulcânicas e vulcanoclásticas toleíticas de alta Al_2O_3 a calci-alcalinas de baixo-K de bacia de anté-arco limitado a sudoeste de uma região continental através da Transformante Ibaré, sobre a qual formou-se uma bacia de cisalhamento com sedimentação flysch; (2) a Orogenia Rio Vacacaí (~650Ma), referida à obducção sobre a margem ocidental do Continente Rio de La Plata e de sua cobertura miogeoclinal de nappes e escamas tectônicas de ofiolitos, ortognaisses e xistos diversos do sistema de arco de ilhas da orogenia anterior sob condições metamórficas variáveis de xistos verdes inferior a anfibolito superior e geração de granitóides calci-alcalinos por subducção residual e sedimentação molássica, sendo o conjunto alóctone restrito ao Bloco São Gabriel e balizado a sudoeste pela Transformante Ibaré durante seu transporte tectônico; e (3) a Orogenia Bom Jardim (≤ 650 - ≤ 530 Ma), um sistema andinotipo in situ, pouco deformado e não metamórfico, exposto nos Blocos São Gabriel e Taquarembó cujas distinções devem-se às duas zonas de subducção do Oceano Charrua sob o Continente Rio de La Plata situadas a oeste e limitadas pela Transformante Ibaré, sendo a mergulhante sob o Bloco Taquarembó mais afastada que a em subducção sob o Bloco São Gabriel, refletindo em plutonismo calci-alcalino a shoshonítico de raiz de arco magmático com polaridade para leste e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ variáveis de 0,7045 a 0,7067 no Bloco São Gabriel, enquanto no Bloco Taquarembó, com igual polaridade, o plutonismo avança até alcalino e possui razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mais elevadas, entre 0,7070 e 0,7077. Contemporânea a este plutonismo e caracterizando em superfície esta polaridade para leste formou-se uma bacia de retro-arco, particularmente bem preservada no Bloco São Gabriel, composta por seqüências progradacionais com igual sentido de

depósitos flysch & molasse intercalados com vulcanismo consanguíneo ao plutonismo de arco magmático.

Marcando o encerramento dos eventos orogênicos dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira, possivelmente quando eles então se conjugaram graças ao transporte tectônico de terrenos do Cinturão Dom Feliciano por falhamentos transcorrentes tardi-colisionais, o Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul, refletindo o estiramento crustal do período, foi reestruturado em horsts e grábens, sendo o produto da erosão daqueles depositados nestes como molasse durante o Evento Pós-Orogênico Guaritas (< 530 Ma).

Após o término do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul foi seu escudo reativado no Evento Anorogênico Serra Tupanci durante o Ordoviciano (~465 Ma) por intrusões graníticas plutônicas e hipoabissais localizadas associadas a vulcanismo ácido alcalino. Com o encerramento deste evento reinaram as condições plataformais de estabilidade tectônica no Rio Grande do Sul, como bem atestam as seqüências neo-paleozóicas da Bacia do Paraná neste Estado, só rompidas durante a reativação mesozóica ligada à abertura do Oceano Atlântico e o início de um novo "Ciclo de Wilson".

ABSTRACT

The Gaúcho Shield in Rio Grande do Sul State is made up of two tectonically juxtaposed NE-SW Late Proterozoic-Early Paleozoic mobile belts, the Dom Feliciano and Ribeira belts. Before the Late Cambrian (≤ 530 Ma) juxtaposition, these belts had separate and distinct evolutions related to the development of two Late Proterozoic oceanic basins and their interaction with an interposed continent. The Adamastor Ocean eastward of the Rio de La Plata Continent is related to the Dom Feliciano Belt orogenies while the Charrua Ocean westward of that continent is responsible for the Ribeira Belt orogenies.

The building up of the Dom Feliciano Belt is the result of three superposed orogenies, named Piratini, Porongos and Serra do Herval.

The Piratini Orogeny (885-775 Ma) is an Andean-type system with calc-alkaline meta-granitoids and back-arc meta-volcano-sedimentary sequences.

The Porongos Orogeny (650-620 Ma) is characterized by collision of the earlier system with the eastern margin of the Rio de La Plata Continent, affecting both its basement and miogeoclinal cover, with the piling up of nappes formed from the pre-collisional units. Metamorphism was of lower greenschist to upper amphibolite facies. Generation of syn and late-tectonic leucogranitic sheets and, reflecting the ongoing uplift, locally preserved flysch sedimentation also occur.

The Serra do Herval Orogeny (ca. 550 Ma) is a late-collisional transpressional event related to large sinistral sub-vertical shear zones, dome and basin-like folding, and generation of sub-alkaline granites associated to rhyolitic dyke swarms, rhyolitic plateaus, and small basic-ultrabasic bodies, due to mantle and deep crustal melts, associated to the thick (ca. 6,000 m) flysch and molasse sedimentation in the Camaquã Foredeep.

Three orogenies also occur in the Ribeira Belt and result from the interaction between the Charrua Ocean and the Rio de La Plata Continent. Their distinction is due to their occurrence either in the São Gabriel Block or in the Taquarembó Block,

separated during the orogenic events by the Ibaré Transform Fault.

The Cambaí Orogeny (≥ 770 - ≥ 650 Ma), whose products are restricted to the São Gabriel Block, represents the generation of an island arc system in the Charrua Ocean by westward ocean plate subduction with the formation of an intraoceanic magmatic arc made up of low-K calc-alkaline meta-granitoids with low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio (0.7040) and by metamorphosed volcanoclastic-volcanic sequences ranging from high-Al tholeiitic to fore-arc low-K calc-alkaline. This magmatic arc is separated at SW from a continental region by the Ibaré Transform Fault over which was formed a shear basin with flysch sedimentation.

The Rio Vacacaí Orogeny (ca. 650 Ma) refers to the obduction, over the western margin of the Rio de La Plata Continent and its miogeoclinal cover, of nappes and tectonic slices of ophiolites, orthogneisses and schists of the island arc system of the earlier orogeny. Metamorphism was of the lower greenschist to upper amphibolite facies. Generation of calc-alkaline granitoids by residual subduction and molassic deposition occurred as well. The allochthonous terrain formed by this orogeny is restricted to the São Gabriel Block and was limited southwestwards by the Ibaré Transform Fault during the tectonic transport.

The Bom Jardim Orogeny (≤ 650 - ≤ 530 Ma) is a little deformed, non-metamorphosed, autochthonous Andean-type system exposed in the São Gabriel and Taquarembó blocks whose distinctions are due to the different locations of the subduction zones on either side of the Ibaré Transform Fault. The subduction zone under the São Gabriel Block is reflected by a calc-alkaline to shoshonitic plutonism with eastward polarity and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios ranging from 0.7045 to 0.7067 while that under the Taquarembó Block, with the same polarity, reaches alkaline compositions and has $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios of 0.7070 to 0.7077. This same eastward polarity was formed at the surface by a coeval back-arc basin with prograded flysch and molasse deposits intercalated with volcanism, consanguineous with the magmatic arc plutonism, particularly well exposed in the São Gabriel Block.

At the end of the Dom Feliciano and Ribeira belts orogenic events, possibly when they came together due to the tectonic

transport of the Dom Feliciano Belt terrains by late-collisional transcurrent faults, the Gaúcho Shield in Rio Grande do Sul State was restructured in horsts and grabens by crustal stretching with deposition of molasse in the grabens during the Guaritas Post-Orogenic Event (<530 Ma).

After the end of the Brasiliano Cycle in Rio Grande do Sul State the Gaúcho Shield was reactivated by the Serra do Tupanci Anorogenic Event during the Ordovician (ca. 465 Ma) by localized plutonic and hypabissal granitic intrusions associated to alkaline acid volcanism. After this event, tectonically stable platform conditions were reached in Rio Grande do Sul State, as atested by the Late Paleozoic Paraná Basin sequences, reactivated during the Mesozoic due to the Atlantic Ocean opening with the beginning of a new Wilson Cycle.

PARTE I

INTRODUÇÃO

CAPÍTULO 01

A TESE

INTRODUÇÃO

Desde seu trabalho de formatura no curso de Geologia da UFRGS (Fragoso Cesar & Gallas, 1978) o autor da presente tese teve um objetivo acadêmico principal norteando sua pesquisas: verificar a aplicabilidade da Teoria de Tectônica de Placas em terrenos pré-cambrianos, usando como "laboratório geológico" a exposição de terrenos antigos do Rio Grande do Sul (RS). Em função deste objetivo investigou os grandes traços regionais (Fragoso Cesar, 1980) e ensaiou neles a aplicação da teoria (Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b); estudou sua cobertura sedimentar e vulcano-sedimentar (Fragoso Cesar, 1983; Fragoso Cesar et al., 1984, 1985) para avaliar seu caráter orogênico; pesquisou seus complexos plutônicos (Fragoso Cesar et al., 1986) para identificar antigos arcos magmáticos; deslocou-se ao Uruguai (Fragoso Cesar et al., 1987) para testar a continuidade das estruturas. Em consequência, reformulou sua visão sobre a evolução da porção oriental do escudo, tanto do RS como Uruguai (Fragoso Cesar et al., 1989), e, agora, inicia uma reavaliação de sua anterior interpretação (Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar & Soliani Jr., 1984) sobre a região ocidental onde também aplica elementos da Teoria de Tectônica de Placas (Fragoso Cesar, 1990).

Neste ponto de suas pesquisas, graças às frutíferas associações com diversos colegas especialistas, reúne uma série de informações que, acredita, demonstra que o Ciclo Brasileiro no RS produziu diversas orogenias superpostas em dois cinturões orogênicos que refletem a evolução de dois (paleo)oceanos marginando um (paleo)continente.

O ponto principal desta tese, explicitado no parágrafo anterior, retorna a um quadro já visualizado pelo Prof. Mauricio Ribeiro e colaboradores: de que no Rio Grande do Sul ocorrem

(...) duas faixas orogênicas de idade brasileira, correndo paralelamente na direção nordeste-sudoeste (Ribeiro & Fantinel, 1978; pg. 48).

MÉTODO DE TRABALHO

Para o desenvolvimento desta tese foram consideradas (1) a grande extensão da área do objeto de estudo e (2) a diversidade de temas envolvidos. O primeiro item descartou a possibilidade de mapeamento geral, mesmo em escala reduzida, sendo a alternativa adotada a construção de secções geológicas regionais, algumas esquematizadas nos capítulos subseqüentes, e seleção de áreas chaves representativas das principais estruturas para mapeamento em semi-detálhe. Destas, até o momento, foram mapeadas o Vale do Piquiri (Fragoso Cesar, 1983) e, em função da tese de Rubens Luis Monteiro, a região de Pinheiro Machado. Atualmente, para as dissertações de mestrado de Fernando Mello e Heitor Sayeg, participamos dos mapeamentos de duas outras áreas chaves: Cerro dos Porongos-Aberta dos Cerros e Vale do Boici.

O segundo item exigiu a associação com colegas especialistas. Nos trabalhos envolvendo petrologia ígnea, geoquímica e geocronologia atuamos com nosso orientador, Dr. Mário Cesar Heredia de Figueiredo (IG-USP) e com os colegas Dr. Enio Soliani Jr. (IG-UFRGS), Rubens Luis Monteiro (IG-UFMT) e Dr. Ricardo Sallet, na época pesquisador do CNPq, cujos principais resultados estão contidos em trabalhos publicados (Soliani Jr. et al., 1983, 1984; Fragoso Cesar et al., 1986; Sallet et al., 1989a, 1989b; Figueiredo et al., 1990b) e em preparação (Monteiro et al., em prep.). Nos terrenos metamórficos e deformados a associação com o Dr. Rômulo Machado (IG-USP), tanto no RS como Uruguai, foi fundamental, permitindo novas soluções para problemas estruturais e metamórficos anteriormente pouco entendidos ou ignorados (Machado & Fragoso Cesar, 1987; Machado et al., 1987; Fragoso Cesar et al. 1987, 1989). Nas regiões de rochas sedimentares contamos com a ativa participação dos colegas Ernesto Luis Lavina, Paulo Sérgio Gomez Paim e Ubiratan Ferruccio Faccini,

atualmente professores da UNISINOS, cuja cooperação resultou em várias publicações (Fragoso Cesar et al., 1984, 1985; Lavina et al., 1985; Paim et al., 1986; Faccini et al., 1987). Outros colegas contribuíram com seus conhecimentos em trabalhos de campo no RS, destacando-se Nelson Vieira Jr. (IG-UFRGS), Antonio Jorge Vasconcelos Garcia (EM-UFOP), Magda Bergman (IG-USP), Dr. Hardy Jost (IG-UNB), Dr. Miguel Basei (IG-USP), Dr. Roland Tronpette (ORSTOM), Dr. Luis Alberto D'Avila Fernandes (IG-UFRGS), Dr. Paul Taylor (DG-Oxford), Dr. Eberhard Wernick (IG-UNESP), Dr. Cláudio Riccomini (IG-USP), Dr. Armando Coimbra (IG-USP) e Frank Baars (Universidade de Cape Town). No Uruguai realizamos trabalhos de campo com os colegas Pier Rossi, Henri Masquelin, Carlos Gomez Rifas e Fernando Precciozi da DINAMIGE, e Haroldo Albanell e Raul Diaz da Universidade de Montevideo. Recentemente, estudando os diques máficos proterozóicos do Uruguai cooperamos, juntamente com os colegas Vicente Girardi (IG-USP) e Giorgio Rivalenti (Universidade de Modena), em trabalhos conjuntos com os colegas Dr. Jorge Bossi e Hector Campal da Universidade de Montevideo, estando os principais resultados contidos em Bossi et al., (1990, 1991). Em SC tivemos oportunidade de realizar uma secção transversal no Cinturão Dom Feliciano com o colega Antonio Carlos Ferreira (Votorantim).

Os trabalhos acima citados envolveram mais de 450 dias de campo, divididos em 26 etapas e estudo de cerca de 6000 afloramentos, particularmente da região leste do RS e subordinadamente no Uruguai e região oeste do RS. Das amostras então coletadas algumas foram estudadas petrograficamente, graças ao apoio dos colegas Rubens Luis Monteiro (IG-UFMT) e José Maria Azevedo Sobrinho (pós-graduando do IG-USP), e outras selecionadas para análises químicas, cujos resultados estão publicados (Figueiredo et al., 1990b), e geocronológicas, adiante discutidas.

De qualquer forma, diante da complexidade do estudo, nossos trabalhos foram insuficientes. Neste sentido, uma pesquisa bibliográfica sobre os trabalhos geológicos efetuados no RS, na medida do possível revisados em campo, foi fundamental. Os dados analíticos, outra deficiência frente a abrangência dos temas, em sua maioria foram extraídos de trabalhos anteriores, destacando-

-se, entre estes, a tese de Soliani Jr. (1986) que contém todas as análises radiométricas efetuadas no RS até sua edição, amplamente utilizadas na presente tese.

EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

Excetuando trabalhos mineiros, desde o século passado realizados no RS, os conhecimentos geológicos dos terrenos antigos, pré-gondwânicos, tiveram início com Paulino Franco de Carvalho (1932). Os diversos trabalhos posteriores, sejam mapeamentos, descrições, definições, interpretações e reavaliações das unidades tectônicas, litológicas ou litoestratigráficas destes terrenos, serão extensivamente discutidas ao longo dos capítulos subseqüentes durante as análises destas unidades.

No momento importa destacar os trabalhos que contribuíram para a aplicação da Teoria de Tectônica de Placas em terrenos antigos do RS. Destes, o pioneiro e seminal foi Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I. Tabulação e distribuição das associações petroTECTônicas do Escudo do Rio Grande do Sul de Ribeiro & Fantinel (1978). Outros se seguiram, adiante também discutidos (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Jost et al., 1984; Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b, 1986, 1989; Issler, 1982, 1983, 1986; Soliani Jr., 1986; Wernick et al., 1987; Wildner, 1990;; Tommasi & Fernandes, 1990), mas, a essência, conforme recentemente reconhecemos (Fragoso Cesar, 1990), já estava contida no primeiro: nos terrenos antigos do RS ocorrem duas faixas orogênicas paralelas relacionadas à atividade de placas durante o Ciclo brasileiro.

CAPÍTULO 02

O CRÁTON RIO DE LA PLATA E OS CINTURÕES DOM FELICIANO E RIBEIRA NO SUL DO BRASIL E URUGUAI

INTRODUÇÃO;

A estruturação dos terrenos antigos do sul do Brasil e Uruguai tem sido tema de análise de diversos pesquisadores ao longo das três últimas décadas, refletindo o avanço dos mapeamentos geológicos de pequena escala e a disponibilidade de medidas geocronológicas. As tentativas de síntese regional dos anos '60 (Almeida, 1967; Cordani et al., 1968) evoluíram, nos anos '70, para a definição do Cráton Rio de La Plata, restrito ao oeste uruguaio e Argentina, e do Cinturão Ribeira, uma faixa móvel do Pré-Cambriano Superior/Eo-Paleozóico aflorante no leste, sudeste e sul do Brasil e leste do Uruguai (Almeida et al., 1973), transversalmente compartimentada em sistemas de dobramentos e maciços medianos (Hasui et al., 1975). Nos anos '80, graças a um maior acervo de conhecimentos geológicos e geocronológicos e a descoberta de um terreno granulítico do Proterozóico Inferior (Nardi & Hartmann, 1979; Soliani Jr., 1979) justaposto a um complexo granite-greenstone no oeste do RS e de um terreno arqueano com características cratônicas em SC e PR (Cráton Luis Alves: Kaul, 1979, 1980), um novo modelo foi proposto com a inclusão destas regiões citadas no Cráton Rio de La Plata que, desta forma, estender-se-ia da Argentina e Uruguai ao oeste do RS acunhando-se para SC e PR e isolando duas faixas móveis: o Cinturão Ribeira a NW, então redimensionado e com sua extremidade meridional situada no PR, e o Cinturão Dom Feliciano,

então definido e ocupando as regiões costeiras da porção SE do Escudo Atlântico em SC e do Escudo Gaúcho* no RS e Uruguai (Fragoso Cesar, 1980).

Nos últimos anos, diversas pesquisas efetuadas no RS, particularmente estudos geocronológicos e geoquímicos, têm evidenciado a ampla ocorrência de unidades orogênicas brasileiras em regiões que julgávamos cratônicas, entre as quais o terreno granite-greenstone antes citado. Estes estudos levaram Soliani Jr. (1986) a redimensionar o Cinturão Dom Feliciano incluindo nele a porção noroeste do Escudo Gaúcho no RS composta pelo terreno granite-greenstone, então interpretado como a extensão ocidental da bacia marginal ou de retro-arco anteriormente definida para aquele cinturão (Jost & Bitencourt, 1980; Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b), e por coberturas vulcano-sedimentares e granitos relacionados a atividades tardi- e pós-tectônicas da faixa móvel. A porção sudoeste desta exposição do escudo, constituída por granulitos e gnaisses diversos do Proterozóico Inferior e afetada por vulcanismo e intrusões graníticas brasileiras, foi então entendida como um "maciço marginal" pelo citado autor: a borda reativada do Cráton Rio de La Plata por influência da atividade tectônica do Cinturão Dom Feliciano.

Os estudos e revisões que realizamos para a presente tese nos levaram a concluir que nenhum dos modelos de compartimentação tectônica antes apresentados se coaduna com a estruturação geológica do Escudo Gaúcho no RS, onde a ocorrência de duas faixas móveis tectonicamente justapostas segundo a direção NE-SW, conforme prioritariamente apontado por Ribeiro & Fantinel (1978), exige uma reformulação no quadro tectônico regional. Em função desta necessidade e com o intuito de situar as unidades brasileiras do RS em um segmento crustal mais amplo,

* Utilizamos nesta tese a designação Escudo Gaúcho como sinônimo simplificador do extenso termo Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense, cunhado por Picada (1971) em referência ao escudo que aflora no RS e Uruguai, considerando que o povo que habita as regiões deste escudo, tanto em seu trecho brasileiro como uruguaio, historicamente, por sua cultura comum independente de fronteira ou língua, é conhecido como gaúcho - gáutcho na pronúncia castelhana

Fig. 2.1 : Estruturação brasileira do sul do Brasil (PR, SC e RS) e Uruguai apontando seus possíveis limites transformantes e suturas ofiolíticas.

no caso o sudeste da Plataforma Sul-Americana, comparamos estas com suas correlatas aflorantes no Uruguai, SC e PR e concluimos que na organização da região considerada, esquematicamente representada na Fig. 2.1, conjugam-se o Cráton Rio de La Plata e os Cinturões Dom Feliciano e Ribeira devido à atividade de zonas de cisalhamento longitudinais e transversais à estruturação geral das faixas móveis envolvidas. Na montagem desta figura foram considerados: (1) a modelagem gravimétrica regional apresentada por Shukowski et al. (1991) que sustenta as correlações ali expostas; (2) a hipótese, diversas vezes discutida ao longo desta tese, da existência de falhas transformantes ativas durante a evolução do Cinturão Ribeira e responsáveis por sua diferenciação longitudinal; (3) o reconhecimento de que a compartimentação interna do Cinturão Dom Feliciano e de sua atual posição geográfica deve-se à movimentação transcorrente de falhamentos tardios em sua evolução; e (4) a interpretação à luz da Tectônica de Placas que postulamos para os terrenos brasileiros do RS e a que outros autores levantam para SC e PR (e.g., Soares, 1987; Fiori, 1990; Machiavelli, 1991).

Este modelo de estruturação regional da Fig. 2.1, apesar de altamente especulativo, é coerente com as observações disponíveis para a região e objetiva, em última instância, apontar a necessidade da mudança de ótica nas tentativas de análise de integração regional, particularmente a revisão de estruturas que podem representar limites colisionais e transformantes que, em regiões encobertas por depósitos fanerozóicos, devem ser rastreadas por métodos geofísicos. Sob esta ótica analisaremos agora, de forma sucinta, as três entidades tectônicas maiores do sul do Brasil e Uruguai e suas inter-relações.

O CRÁTON RIO DE LA PLATA

Entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano afloram rochas antigas, pré-brasileanas, com distintos graus de envolvimento nas orogenias marginais e condicionadas em blocos limitados por falhas transversais, supostamente transformantes (Fig. 2.1).

Estas rochas, que evidenciam o embasamento do pretérito Continente Rio de La Plata, estão expostas, de SW para NE, nos Blocos Florida, Taquarembó, São Gabriel e Luis Alves. A preservação estrutural e cronológica e a ausência de atividade térmica brasileira significativa nos Blocos Florida e Luis Alves permitem a aplicação neles do conceito cráton, enquanto o íntimo envolvimento dos Blocos Taquarembó e São Gabriel com a instalação do Cinturão Ribeira sugere a aplicação de outros conceitos para suas rochas antigas, tais como: "embasamento de faixa móvel", "borda cratônica reativada", "altos de embasamento", "maciço marginal", etc, de forma que na presente tese passamos a considerar apenas os Blocos Florida e Luis Alves como representantes do Cráton Rio de La Plata em contraposição aos Blocos Taquarembó e São Gabriel, visualizados como integrantes do Cinturão Ribeira.

O atual isolamento geográfico entre os Blocos Florida e Luis Alves, que em princípio poderia induzir à definição de dois crátons, reflete, desde nosso ponto de vista, a conjunção dos seguintes fatores: (1) a identificação do Cinturão Ribeira no Cráton Rio de La Plata, graças à atividade de falhamentos transversais que justapõem longitudinalmente distintas situações paleogeográficas, e (2) o contato deste complexo identado com o Cinturão Dom Feliciano feito através de falhamentos transcorrentes tardios em sua evolução que cancelaram exposições orientais tanto do Cráton Rio de La Plata como do Cinturão Ribeira. Concluimos que antes do evento de transporte tectônico do Cinturão Dom Feliciano até sua atual posição, o Cráton Rio de La Plata possuía considerável extensão para leste e continuidade geográfica entre os Blocos Florida e Luis Alves que, então, formavam um único anteparo cratônico, interposto entre dois cinturões orogênicos. Neste sentido, os dados gravimétricos tratados por Shukowski et al. (1991) mostram a continuidade física entre estes dois blocos através dos Blocos São Gabriel e Taquarembó, sendo a região cratônica recoberta por depósitos miogeoclinais da Plataforma Carbonática Pedreiras (vide Cap.09), cavalgada por nappes do Terreno Rio Vacacaí (vide Cap.10) e afetada por plutonismo, vulcanismo e sedimentação do Orógeno Bom Jardim (vide Cap.11) no Bloco São Gabriel, onde as exposições de

rochas antigas são muito limitadas, enquanto no Bloco Taquarembó, onde o embasamento cratônico possui amplas exposições com estruturas e idades antigas preservadas (vide Cap.09), a atividade do Cinturão Ribeira manifesta-se, essencialmente, por rochas graníticas e vulcânicas relacionadas ao Orógeno Bom Jardim (vide Cap.11).

O BLOCO FLORIDA

A descoberta de que a região ocidental do Escudo Gaúcho no Uruguai constitui um bloco cratônico deve-se a Bossi et al. (1967), Bossi & Ferrando (1969) e Ferrando & Fernandez (1971) que então o designaram "Zocalo Predevoniano de La Cuenca del Rio de La Plata", redefinido Cráton Rio de La Plata e estendido para a Argentina por Almeida et al. (1973) e, posteriormente, para o RS e SC por Fragoso Cesar (1980). Na presente revisão, reconhecendo que o Cráton Rio de La Plata é formado por duas exposições isoladas, além, é claro, de sua extensão argentina, denominamos Bloco Florida, em referência à cidade homônima centralmente situada neste bloco, à exposição cratônica do Uruguai.

O Bloco Florida (Fig. 2.1) é limitado a leste, através de espessa (~2Km) zona milonítica vertical NNE-SSW, do Cinturão Dom Feliciano e a norte, por cisalhamento vertical NW-SE (Falha Sarandi del Yi), do extremo meridional do Cinturão Ribeira (Bloco Taquarembó). Este último limite, que interpretamos como transformante, já havia sido apontado por Fragoso Cesar & Soliani Jr. (1984) como limítrofe entre dois terrenos cratônicos (Terreno Granite-Greenstone do Uruguai e Cinturão Granulítico Valentines) e corresponde, aproximadamente, a uma (...) intensa anomalia negativa linear identificada na modelagem gravimétrica levantada por Shukowski et al. (1991).

Internamente, o Bloco Florida é constituído por três associações litológicas principais: (1) Terreno Granito-Greenstone do Uruguai, (2) Enxame de Diques Máficos Ismael Cortinas e (3) Formação Piedras de Afilar.

O Terreno Granito-Greenstone do Uruguai (Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar & Soliani Jr., 1984) é composto por diversos complexos granítico-gnáissicos, dioríticos a granodioríticos

(e.g., Complexos Florida, Conchillas, Carmelo e Cerro Colorado), associados a uma faixa vulcano-sedimentar de baixo grau metamórfico e direção E-W designada Formação Paso Severino (Bossi et al., 1967) ou Greenstone Belt Paso Severino (Fragoso Cesar, 1980), com intrusões graníticas tardias (e.g., Granito Sierra Mahoma). Isócronas Rb-Sr obtidas nos granitóides gnáissicos (Umpierre & Halpern, 1971; Cingolani et al., 1990) indicam idades entre 2070 Ma e 2020 Ma com razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ iguais e inferiores a 0,703. Entre as intrusões tardias, foi datado o Granito Sierra Mahoma com idade de 1970 Ma e R_0 : 0,704 (Umpierre & Halpern, 1971). As baixas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, inclusive em isócronas de afloramento (Cingolani et al., 1990), assim como a composição diorítica-tonalítica-granodiorítica dos complexos granitóides, sugerem um ambiente de arco de ilhas para o desenvolvimento dos protolitos deste terreno granito-greenstone durante o Proterozóico Inferior.

O Enxame de Diques Máficos Ismael Cortinas, que afeta o Bloco Florida, tem sido estudado por Bossi e colaboradores (e.g., Bossi & Navarro, 1982; Bossi et al., 1989), contando, recentemente, com nossa participação (Bossi et al., 1990, 1991). São formados por centenas (ou milhares) de diques paralelos de direção N60-80E andesíticos e andesi-basálticos toleíticos, indeformados a fraturados e sem evidências de metamorfismo. Dados geocronológicos recentes (K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd) tem indicado idades em torno de 1,8 Ga (Bossi et al., 1990, 1991), caracterizando um evento de fraturamento e estiramento crustal ao longo do limite Proterozóico Inferior-Proterozóico Médio.

A Formação Piedras de Afilar, que será discutida no Cap. 06, ocorre no extremo sudeste do Bloco Florida sendo constituída por cerca de 600m de espessura de quartzo arenitos, pelitos e calcários escuros anquimetamórficos e moderadamente basculados para o quadrante sudoeste em discordância sobre granitóides do embasamento cratônico. A similaridade litológica, estratigráfica e estrutural desta unidade com a Formação Sierras Bayas (Dalla Salda & Iñiguez, 1978), que recobre o Cráton Rio de La Plata na Argentina, é sugestiva de correlação. Neste caso a idade da cobertura cratônica argentina, tida como do Proterozóico Superior em base a estromatólitos e formas algais Chuarria (Pothe de Baldis

et al., 1983), cuja diagênese supostamente estendeu-se até cerca de 770 Ma em base a análises Rb-Sr em pelitos (Bonhomme & Cingolani, 1980), pode ser aplicada à Formação Piedras de Afilar. Por outro lado, a posição geográfica desta formação junto ao Cinturão Dom Feliciano e o sentido de suas paleocorrentes indicando bacia oceânica a leste induziram-nos à interpretá-la como uma extensão cratônica do Miogeoclínio Lavalleya (vide Cap.06). Esta interpretação, se correta, leva a duas importantes conclusões: (1) situa o desenvolvimento do Miogeoclínio Lavalleya no Proterozóico Superior e (2) mostra que o Bloco Florida foi antepais do Cinturão Dom Feliciano, apesar do importante limite tectônico que os separam.

O BLOCO LUIS ALVES

Cordani (1974) apontou a ocorrência de um núcleo cratônico situado no nordeste de SC e sudeste do PR, posteriormente designado Maciço Mediano de Joinville por Hasui et al. (1975) e definido Cráton Luis Alves por Kaul (1979, 1980), sendo por nós visualizado como a extensão setentrional do Cráton Rio de La Plata (Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar et al., 1982a,b), posição recentemente corroborada por Shukowski et al. (1991). Adotando a denominação proposta por Kaul (1979, 1980) utilizamos o termo Bloco Luis Alves para esta exposição do Cráton Rio de La Plata.

O Bloco Luis Alves (Fig. 2.1) situa-se entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, sendo limitado deste por zona transcorrente vertical ENE-WSW e, de acordo com Machiavelli (1991), cavalgado por aquele através de uma zona de sutura ofiolítica de direção em torno de NE-SW. Internamente possui dois compartimentos, um a sul da Falha de Corupá, onde está ausente qualquer atividade brasileira significativa, e outro a norte, onde é afetado por vulcanismo, sedimentação e granitos brasileiros que refletem as fases tardias do Cinturão Ribeira junto à borda cratônica. As unidades contidas neste bloco são: (1) Complexo Granulítico de Santa Catarina, (2) Molassa Campo Alegre e (3) Granitos Alcalinos.

O Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann et al., 1979) é composto, essencialmente, por ortognaisses tonalíticos associados a corpos básicos de composição gábrica e anortositica contendo freqüentes encraves de piroxenitos e anfibolitos, localmente intercalando seqüências supracrustais, notadamente metassedimentos químicos (BIFs, chert, etc), com metamorfismo superposto de facies granulito e anfibolito e trend estrutural de direção NE-SW (Kaul & Teixeira, 1982; Basei, 1985; Figueiredo et al., 1990a). Os diversos estudos geocronológicos efetuados neste terreno de alto grau (e.g., Bartorelli et al., 1968; Minioli, 1972; Cordani, 1974; Girardi, 1974; Hartmann et al., 1979; Kaul & Teixeira, 1982; Basei, 1985) têm evidenciado sua idade arqueana. Basei (1985), revisando os dados anteriores e apresentando diversas análises Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb e K-Ar concluiu que a geração de seus protolitos ocorreu no Arqueano ($>2,6$ Ga), o evento de metamorfismo em facies granulítico desenvolveu-se em torno de 2,4 Ga e o de facies anfibolito, associado a migmatização, há cerca de 2,1 Ga, com resfriamento regional alcançando até $1,8 \pm 0,1$ Ga. De acordo com este autor a atividade brasileira foi localizada em zonas de falhas e referida a processos hidrotermais de curta duração e baixa temperatura em torno de 600 Ma, exceto, conforme apontado por Machiavelli (1991), nas proximidades do Cinturão Ribeira. Figueiredo et al. (1990a), em base a análises químicas, particularmente ETR, visualizaram a geração dos protolitos deste complexo em uma paleogeografia de arco de ilhas compatível tanto com os dados geológicos como com as baixas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ($<0,703$) obtidas nos diagramas isocrônicos Rb-Sr.

A Molassa Campo Alegre aflora em testemunhos de sua bacia original na porção setentrional do Bloco Luis Alves, nas denominadas "Bacias" de Campo Alegre e Corupá, constituindo uma seqüência vulcano-sedimentar não metamórfica e estruturada em suave braquissinclinal de eixo NNW-SSE a norte (Campo Alegre) e em um estreito bloco abatido e encravado no embasamento cratônico por falhas ENE-WSW a sul (Corupá). As descrições disponíveis desta molassa (Ebert, 1971; Daitx, 1979a, 1979b) e algumas observações que efetuamos ao longo da BR-280 mostram a interdigitação vertical e lateral de uma unidade clástica,

conglomerática a pelítica, com outra vulcânica, variável de básica a ácida, com os termos mais diferenciados tendendo ao topo da seqüência. A idade Rb-Sr deste vulcanismo foi preliminarmente situada em torno de 535 Ma com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,705 (dados inéditos de M. Basei in Teixeira, 1982b), indicando idade cambriana para a seqüência molássica.

A estruturação primária da unidade sedimentar desta seqüência em cunhas rudíticas, localmente fanglomerados, que se interdigitam com corpos lenticulares areno-conglomeráticos arcossianos com estratificações cruzadas, por um lado, e corpos sigmoidais arcossianos associados a turbiditos areno-pelíticos por outro, indica a deposição destas molassas em complexos de leques que, pelo menos em parte, foram deltáicos. Esta estruturação primária e o posicionamento de suas ocorrências imediatamente a sul do limite tectônico do Cinturão Ribeira com o Bloco Luis Alves sugerem que sua bacia evoluiu como uma antefossa molássica condicionada pelo relevo do bloco cavalgante (Cinturão Ribeira) e pelo abatimento em condições parcialmente subaquosas do bloco cavalgado (Bloco Luis Alves). Evidentemente, para testar esta hipótese são necessárias medidas de paleocorrentes e análise de variações faciológicas nestas molassas. De qualquer forma, é significativo que as idades K-Ar obtidas em granitóides do front cavalgante, de 592 ± 30 Ma e 561 ± 15 Ma, possivelmente refletindo resfriamento durante o levantamento tectônico (Machiavelli, 1991), sejam relativamente pouco superiores à idade Rb-Sr (~ 535 Ma) das vulcânicas intercaladas na seqüência molássica.

Alguns corpos graníticos circunscritos (e.g., Granitos Agudos, Morro Redondo, Dona Francisca, Serra Alta, Corupá e Pirai) intrudem a borda cratônica do Bloco Luis Alves junto ao cavalgamento do Cinturão Ribeira. Suas características estruturais e o predomínio de facies alcalinas e peralcalinas levaram Kaul e colaboradores (Kaul et al., 1982, 1984; Kaul, 1987) a interpretá-los como anorogênicos e relacioná-los a um evento de rifteamento desvinculado do Ciclo Brasileiro. No entanto, a posição geográfica destes granitos próximos ao Cinturão Ribeira e a idade Rb-Sr obtida por Kaul et al. (1984) nos Granitos Corupá e Morro Redondo de 506 ± 7 Ma com $R_0: 0,7062$ levantam a possibilidade deste rifteamento refletir uma

reativação tensional da borda cratônica após o cavalgamento do Cinturão Ribeira, conforme já sugerido por Basei et al. (1990a). Desta forma estes granitos estariam ainda vinculados ao Ciclo Brasileiro: seriam granitos tardi- ou pós-colisionais deste ciclo, e não anorogênicos. E, considerando a íntima associação de campo com a Molassa Campo Alegre, poderiam representar níveis plutônicos relacionados ao vulcanismo intercalado, particularmente aos níveis superiores, mais ácidos. Evidentemente estudos litoquímicos nestas vulcânicas e radiométricos mais apurados do conjunto deverão ser efetuados para testar esta hipótese.

SÍNTESE HISTÓRICA DO CRÁTON RIO DE LA PLATA

As atuais exposições do Cráton Rio de La Plata nos Blocos Luis Alves (SC,PR) e Florida (Uruguai) mostram uma longa história evolutiva, desde o Arqueano até o Cambriano Superior. Seus registros mais antigos sugerem uma aglutinação de sistemas de arcos de ilhas arqueanos (Complexo Granulítico de Santa Catarina) e éo-proterozóicos (Terreno Granite-Greenstone do Uruguai), acompanhados por complexa deformação e metamorfismo variável de facies granulito a xistos verdes, formando a região continental que no Proterozóico Superior seria individualizada como Continente Rio de La Plata.

Logo após a formação desta primitiva massa continental foi ela reativada através de adelgaçamento e estiramento crustal e invadida por centenas, ou milhares, de diques máficos toleíticos (Enxame de Diques Máficos Ismael Cortinal) há cerca de 1,8 Ga, possivelmente como um ramo abortado da abertura de um oceano meso-proterozóico ainda não caracterizado.

Esta massa continental, novamente reativada ao longo do limite Proterozóico Médio-Proterozóico Superior, foi individualizada como Continente Rio de La Plata e interposta entre duas bacias oceânicas que então se desenvolviam: Oceano Adamastor e Oceano Charrua, sendo localmente transgredida por suas águas e coberta, devido à transgressão do Oceano Adamastor, pelos depósitos marinhos da Formação Piedras de Afilar e por seus possíveis correlatos: Formação Sierras Bayas, na Argentina, e

Miogeoclínio Lavalleya em sua margem oriental, onde posteriormente se instalaria o Cinturão Dom Feliciano. Vestígios da transgressão do Oceano Charrua não estão preservados na área cratônica, mas no interior do Cinturão Ribeira, particularmente no Bloco São Gabriel (Plataforma Carbonática Pedreiras), que durante o topo do Proterozóico Superior e Cambriano se desenvolveria em sua margem ocidental.

Com a tectogênese brasileira do Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico individualizou-se, no interior do Continente Rio de La Plata, uma região não afetada pelas revoluções orogênicas marginais, o Cráton Rio de La Plata, exceto localmente, seja por reativações de falhas ou tênue metamorfismo em suas bordas, ou seja ainda por atividade vulcano-sedimentar (Molassa Campo Alegre) e plutonismo alcalino induzidos pelas orogenias vizinhas.

OS CINTURÕES DOM FELICIANO E RIBEIRA

O ponto central da presente tese é tentar demonstrar que o Escudo Gaúcho no RS é formado por dois cinturões móveis brasileiros paralelizados e tectonicamente justapostos que tiveram evoluções separadas e distintas relacionadas à superposições de orogenias induzidas por dois oceanos marginais ao Continente Rio de La Plata, um situado a leste, o Oceano Adamastor (Hartnady et al., 1985), envolvido nas orogenias do Cinturão Dom Feliciano, e outro a oeste, o Oceano Charrua (Fragoso Cesar et al., 1990), responsável pelas orogenias da região ocidental do escudo. Esta última região, de acordo com os estudos gravimétricos de Shukowski et al. (1991) e com a discussão geológica e geotectônica do presente item, constitui a extensão meridional do Cinturão Ribeira (Almeida et al. 1973), cuja localidade referencial - Vale do Ribeira - situa-se no extremo superior do mapa esquemático representado na Fig. 2.1.

Nas partes e capítulos subseqüentes desta tese serão discutidas as exposições sul-rio-grandense destes dois cinturões. No presente item, com o intuito de situar regionalmente estas

exposições, apresentaremos uma rápida síntese de cada uma destas unidades orogênicas.

O CINTURÃO DOM FELICIANO

O Cinturão Dom Feliciano (Fig. 2.1) ocupa a região oriental do Escudo Gaúcho e o extremo meridional do Escudo Atlântico mantendo contato tectônico em parte com o Cráton Rio de La Plata e em parte com o Cinturão Ribeira através de uma zona de cisalhamento transcorrente, possivelmente sinistral. Internamente, devido à atividade de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais de direções variáveis de NE-SW a N-S, ele é compartimentado nas seguintes unidades litoestruturais: (1) Faixa Tijucas, (2) Batólito Pelotas, (3) Batólito Encruzilhada do Sul e (4) Faixa Rocha, tendo os complexos batolíticos geração relacionada à atividade destes falhamentos, o que permite datá-la em torno de 550 Ma, idade obtida nos granitos sin-cinemáticos deste evento.

A Faixa Tijucas, equivalente redimensionada do Sistema de Dobramentos Tijucas de Hasui et al. (1975), compreende (1) uma série de nappes de várias paleogeografias vergentes para o quadrante noroeste, localmente intercalando (2) escamas do embasamento pré-brasiliiano (e.g., Gnaisses Encantadas, RS) e (3) flysch sin-nappismo (e.g., Flysch Arroyo Azucarera, Uruguai: Fragoso Cesar et al., 1989) e (4) uma antefossa preenchida por flysch & molasse posterior ao evento de nappismo e que marca a borda mais externa do Cinturão Dom Feliciano, denominada Antefossa Camaquã no RS (Cap. 07), Bacia do Itajaí em SC (Basei, 1985; Basei et al., 1987) e Bacia Barriga Negra no Uruguai (Fragoso Cesar et al., 1987). O plutonismo desta faixa é bastante diversificado e inclui intrusões graníticas sin- e tardi-cinemáticas ao avanço das nappes (e.g., Suítes Valsungana e Guabiruba em SC: Basei, 1985) além de vários corpos relacionados a eventos posteriores (e.g., Granitos Guazunambí, Policlínica, Treinta y tres, Sauce, Minas, etc e Sienito Sierra de Animas no Uruguai: Preciozzi et al., 1985) afetando, inclusive, a antefossa (Granito Subida em SC: Basei, 1985). Entre as paleogeografias transportadas e empilhadas como nappes ao longo desta faixa

destacam-se: (1) uma margem continental passiva definida Miogeoclínio Lavalleya (Fragoso Cesar et al., 1987, 1989), extensivamente exposta no Uruguai (e.g., Nappe Minas: Cap. 06), imbricada como escamas tectônicas no Terreno Serra das Encantadas no RS (Cap. 06) e constituindo parte do "Grupo Brusque" de SC (e.g., Seqüência Rio da Areia: Basei, 1985); (2) granitóides calci-alcalinos de raiz de arco magmático milonitizados e imbricados com outros tipos graníticos dos Granitos Miloníticos Porongos do Terreno Serra das Encantadas no RS (Cap. 06) e da Nappe Pan de Azucar no Uruguai (Fragoso Cesar et al., 1989); e (3) seqüências metavulcano-sedimentares de bacia de retro-arco reunidas nos Terrenos Cerro da Árvore e Serra dos Pereira do RS (Cap. 06).

O Batólito Pelotas (Fragoso Cesar et al., 1986, 1989), uma redefinição do Maciço Mediano de Pelotas de Hasui et al (1975), corresponde a um cinturão batolítico cambriano formado por centenas - ou milhares - de intrusões graníticas sub-alcalinas sin- e tardi-cinemáticas à atividade de zonas de cisalhamento sub-verticais de direção NE-SW associadas a enxames de diques riolíticos, platôs de piroclásticas riolíticas e pequenos corpos básico-ultrabásicos (e.g., Suíte Granítica Dom Feliciano, Diques Riolíticos Asperesas, Tufos & Ignibritos Ana Dias e Gabros Passo da Fabiana no RS: Cap 04), contendo pendentes de teto da encaixante neo-proterozóica constituída por nappes de granitóides calci-alcalinos de raiz de arco magmático (e.g., Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado no RS: Cap. 04) que intercalam sheets de 2-mica leucogranitos (e.g., Leucogranitos Cordilheira no RS : Cap. 04), escamas de flysch sin-cinemático ao nappismo (e.g., Ritmitos Cerro Chato no RS: Cap. 04) e de metassedimentos correlacionáveis ao Miogeoclínio Lavalleya (e.g. Mármore Matarazzo no RS: Cap. 04). Afetando este conjunto de unidades brasileiras, onde ainda não foram identificados representantes do embasamento antigo, ocorrem pequenos "stocks" graníticos, pelo menos em parte alcalinos, de idade possivelmente ordoviciana.

O Batólito Encruzilhada do Sul é restrito ao RS (Cap. 05). Inicialmente incorporado ao Sistema de Dobramentos Tijucas de Hasui et al. (1975) e posteriormente ao Batólito Pelotas (Fragoso

Cesar et al, 1986), apenas recentemente foi reconhecida sua individualidade (Fragoso Cesar et al., 1989; Shukowski et al., 1991). De forma análoga ao Batólito Pelotas, este batólito é também cambriano e formado por granitos texturalmente variados sin-cinemáticos às zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais (Suíte Granítica Encruzilhada do Sul) afetados por diversos stocks tardi-cinemáticos, predominantemente leucograníticos (Granitos Campinas, Pinheiro, Cerro Feio e outros) e por duas intrusões sieníticas alcalinas pós-cinemáticas (Sienito Piquiri). A encaixante do batólito, amplamente preservada, é composta por um complexo gnáissico alóctone (Gnaisses Chanã) associado a um grande corpo anortosítico (Anortosito Capivarita) e intercalando uma sheet granítica tardi-cinemática ao transporte tectônico das encaixantes gnáissicas e anortosítica (Monzogranito Pitangueiras). Os Gnaisses Chanã compreendem uma associação tectônica de paragneisses, em parte correlacionáveis aos metassedimentos do Miogeoclínio Lavalleya, e de ortogneisses tonalítico-granodioríticos similares aos calcialcalinos de raiz de arco magmático do Batólito Pelotas. Apesar de constituir uma possibilidade sempre aventada, ainda não foram identificadas unidades do embasamento pré-brasiliano neste batólito.

A Faixa Rocha compreende as unidades referidas como "Grupo Rocha" do Sistema de Dobramentos do Leste Uruguai de Hasui et al. (1975). Internamente é formada por seqüências de metagrauvacas de proveniência vulcânica e de caráter turbidítico que ocupa sua porção oriental (Flysch La Pedrera: Fragoso Cesar et al., 1989) cavalgadas por uma nappe granítica (Nappe Sierra de Rocha: Fragoso Cesar et al, 1989) situada a ocidente e composta por granitóides diversos milonitizados e em parte similares a aqueles que ocorrem como pendentes de teto no Batólito Pelotas, sendo este complexo metamórfico intrudido por diversos plútons graníticos onde destaca-se o batólito multi-intrusivo cambriano de Santa Tereza (Ferrando & Fernandez, 1971; Bossi et al., 1975). Ocorrências localizadas de gnaisses polideformados nesta faixa, como exemplificado junto à encosta oeste da Sierra de Rocha, são sugestivas da presença de um embasamento antigo, ainda não investigado cronologicamente (Fragoso Cesar et al., 1987).

O CINTURÃO RIBEIRA

Conforme discutido anteriormente, elementos levantados nesta tese levam à conclusão que os Blocos Taquarembó e São Gabriel (Caps. 09. 10 e 11) constituem a extremidade meridional do Cinturão Ribeira exigindo uma reformulação desta unidade no sul do Brasil e Uruguai. De acordo com esta, esquematizada na Fig. 2.1, na região considerada o Cinturão Ribeira é formado por quatro unidades litoestruturais: (1) Faixa Apiaí, (2) Bloco Rio Iguaçu, (3) Bloco São Gabriel e (4) Bloco Taquarembó, todos possuindo, em comum, vergência tectônica e/ou polaridade magmática, sedimentar e metamórfica para sudeste, uma distinção radical em relação ao Cinturão Dom Feliciano.

A Faixa Apiaí (Sistema de Dobramentos Apiaí: Hasui et al., 1975) ocupa a região centro-oeste e norte do Escudo Atlântico no PR ingressando no extremo sudoeste deste escudo em SP, sendo constituída por complexas associações metassedimentares, subordinadamente metavulcânicas, estruturadas como *nappes* com transporte tectônico para sudoeste, afetadas por intrusões batolíticas de granitóides diversos (Batólitos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes) e de *stocks* graníticos, e localmente cobertas por depósitos molássicos (e.g., Formação Camarinha e Grupo Castro), sendo o conjunto seccionado por grandes falhas transcorrentes dextrais de direções próximas a NE-SW, destacando-se o Lineamento Lancinha (Soares, 1987; Campanha et al., 1987; Fiori, 1990).

Trabalhos recentes, incluindo estes citados, têm aplicado os conceitos de Tectônica de Placas no entendimento da evolução desta faixa, não havendo ainda consenso. Campanha et al. (1987) visualizaram o limite sudeste desta faixa como sítio de subducção oceânica para noroeste e instalação sobre uma anterior plataforma continental de um arco magmático e bacias orogênicas associadas, tendo esta evolução ocorrido entre 1400 - 500 Ma. Soares (1987), com um modelo diametralmente oposto, sugere que a zona de subducção situar-se-ia a noroeste da faixa, estando atualmente encoberta pela Bacia do Paraná, conforme representamos na Fig. 2.1, e a litosfera oceânica da Placa Paraná mergulharia para sudeste sob esta induzindo a geração de arcos magmáticos e bacias

de retro-arco em dois eventos sucessivos, um durante o Proterozóico Médio e outro no Proterozóico Superior, encerrando com colisão continente-continente, plutonismo tardio e sedimentação molássica em bacias transpressional e transtensional, com vulcanismo associado nesta, no fim do Proterozóico e início do Paleozóico. A sudeste da faixa orogênica, de acordo com este modelo, afloraria o embasamento do antepaís cratônico.

O Bloco Rio Iguaçu, equivalente à porção noroeste do Maciço Mediano de Joinville (Hasui et al., 1975), denominado Maciço Marginal de Curitiba por Campos Neto (1984), tem sido objeto de estudos recentes do Dr. M. Basei e colaboradores (e.g., Basei et al., 1990a, 1990b, 1991; Machiavelli, 1991; Machiavelli et al., 1991) que o designaram Nappe Rio Iguaçu. Como nesta litoestrutura ocorrem também unidades autóctones adotamos aqui o termo Bloco Rio Iguaçu quando a ela nos referimos.

O Bloco Rio Iguaçu compreende as seguintes unidades: (1) gnaisses e anfibolitos parcialmente migmatizados de idade éo-proterozóica (O. Siga Jr., inf. verbal) evidenciando a presença de um embasamento continental antigo nesta litoestrutura; (2) corpos lenticulares básico-ultrabásicos dispostos ao longo de uma zona de cavalgamento mergulhante para noroeste que limita este bloco do Cráton Rio de La Plata situado a sudeste, atualmente interpretados como ofiolitos brasileiros marcando uma sutura colisional (Machiavelli, 1991); (3) granitóides calci-alcálicos alóctones aflorantes a noroeste da sutura acima citada, composicionalmente quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos, granodioritos e monzogranitos com idades isocrônicas Rb-Sr em torno de 605 Ma, razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7046 próximo à sutura e 0,707 mais afastado desta, e idades U-Pb em zircões mais elevadas (716 ± 15 e 797 ± 158 Ma), interpretados como elementos de um arco magmático andinotipo instalado em uma borda continental situada a noroeste da sutura (Machiavelli, 1991; Machiavelli et al., 1991); (4) cobertura vulcano-sedimentar autóctone éo-paleozóica (Grupo Guaratubinha), considerada molássica e correlacionada à Molassa Campo Alegre que cobre a borda do Cráton Rio de La Plata a sudeste da sutura ofiolítica (Ebert, 1971); e (5) intrusões graníticas tardias também correlacionadas às que

afetam a borda cratônica e reunidas com estas na Suíte Serra do Mar (Kaul et al., 1982, 1984).

Considerando que o Cinturão Ribeira no Paraná é representado pela Faixa Apiaí e Bloco Rio Iguaçu e está relacionado à atividade de duas zonas de subducção, uma situada a noroeste da Faixa Apiaí (Soares, 1987) e outra marcando o limite sudeste do Bloco Rio Iguaçu (Machiavelli, 1991; Machiavelli et al., 1991), e que no interior afloram frações de um embasamento ensialítico antigo, e que este evidentemente não pertence nem à porção continental da Placa Paraná nem ao Continente Rio de La Plata, registra-se a suspeita de que no interior desta faixa orogênica ocorram elementos de um outro continente ou de um microcontinente marginado por duas zonas convergentes de subducção durante o desenvolvimento deste cinturão orogênico. Por outro lado, admitindo-se o modelo de Campanha et al. (1987) para a evolução da Faixa Apiaí, a situação é ainda mais complexa porque implica na colisão de dois sistemas cordilheranos gerados por zonas de subducção com igual mergulho, um instalado na Faixa Apiaí (borda sudeste da Placa Paraná?) e outro, meridional afetando o continente ou microcontinente antes referido.

Na Fig 2.1, onde esquematizamos a primeira das possibilidades acima discutidas, incluímos no Bloco Rio Iguaçu um grande corpo alóctone sobreposto ao Bloco Luis Alves do Cráton Rio de La Plata designado por Basei et al. (1990b) de "Batólito Paranaguá", um complexo plutônico estruturado como nappe. Internamente este terreno é formado por granitóides porfiríticos foliados de idades U-Pb em zircões de 614 ± 9 Ma e Rb-Sr de 543 ± 21 Ma e Ri: 0,7083 gerados por (...) fusão da crosta inferior cujo material ter-se-ia diferenciado do manto no Proterozóico Inferior (Basei et al., 1990b. pg. 1691), além de intrusões leucograníticas tardias. Apontando as seguintes similaridades entre estes granitóides e os granitóides das Suítes Valsungana e Guabiruba da Faixa Tijucas do Cinturão Dom Feliciano em SC: (1) origem crustal da granitogênese, (2) fonte com mesma idade de residência crustal, (3) idades U-Pb em zircões muito próximas e (4) aspectos de campo e características petrográficas e mineralógicas, estes autores levantam a possibilidade do "Batólito Paranaguá" representar um terreno alóctone oriundo do Cinturão Dom

Feliciano. No entanto, comparando dados radiométricos das Suítes Valsungana e Guabiruba levantadas por Basei (1985) com os dados obtidos por Basei et al. (1990b) no "Batólito Paranaguá" constatamos algumas deficiências nas similaridades acima apontadas. Por exemplo, as idades U-Pb não são tão próximas: 614 ± 9 Ma nos granitóides porfiríticos do Batólito Paranaguá e 647 ± 12 Ma na Suíte Valsungana; e as idades Rb-sr são marcadamente distintas: 543 ± 21 Ma e Ri: 0,708 nos granitóides porfiríticos do "Batólito Paranaguá" e 622 ± 64 Ma com Ri: 0,711 na Suíte Valsungana, encaixante dos stocks da Suíte Guabiruba que apresentam idades Rb-Sr de 644 ± 19 Ma (Ri: 0,721), 633 ± 14 Ma (Ri: 0,713) e 601 ± 40 Ma (Ri: 0,711), fragilizando, ainda mais, a correlação apontada.

Por outro lado, conforme antes citado e diversas vezes discutido ao longo desta tese, um problema adicional nesta correlação reside na descoberta de que a atual posição do Cinturão Dom Feliciano deve-se à atividade de grandes falhamentos transcorrentes tardios de direções em torno de NE-SW que o colocaram em contato com frações dos Cráton Rio de La Plata e Cinturão Ribeira, dificultando visualizar o "Batólito Paranaguá" como um terreno advindo deste através de transporte na direção NW-SE e em sentido NW. Considerando estes elementos, julgamos plausível interpretar este terreno como um corpo alóctone originalmente relacionado ao Bloco Rio Iguaçu, possivelmente formado por granitos colisionais gerados durante a colisão dos granitóides calci-alcalinos de arco magmático e paleogeografias associadas com o Bloco Luis Alves.

O Bloco São Gabriel, definido por Jost & Hartmann (1984) e redimensionado por Naumann et al. (1984), ocupa a porção noroeste do Escudo Gaúcho no RS (Fig 2.1) e será extensivamente discutido nos Caps. 09, 10, 11 e 12. Como então veremos ele é limitado do Cinturão Dom Feliciano por uma zona de cisalhamento transcorrente de direção NNE-SSW, parcialmente encoberta pelas molassas finais da Antefossa Camaquã, e do Bloco Taquarembó por uma zona de cisalhamento dextral de direção NW-SE - Lineamento Ibaré - que interpretamos como transformante (Fragoso Cesar, 1990). Internamente contém exposições localizadas do embasamento antigo que, de acordo com estudos gravimétricos (Shukowskio et al.,

1991), constituem afloramentos de uma cunha cratônica que mergulha para noroeste sob as unidades brasileiras, sendo estas formadas pelo Terreno Rio Vacacaí e Orógeno Bom Jardim.

O Terreno Rio Vacacaí (Cap. 10) é representado por um complexo alóctone de corpos básico-ultrabásicos (ofiolitos), ortognaisses calci-alcalinos de baixo-K e metavulcano-sedimentares que constituem um sistema de arcos de ilhas intraoceânico obductado sobre a margem ocidental do Continente Rio de La Plata. Os dados radiométricos disponíveis (Rb-Sr, K-Ar e U-Pb) indicam que a geração deste sistema deve ter iniciado há mais de 770 Ma e encerrado em torno de 650 Ma quando ele colidiu com a margem continental.

O Orógeno Bom Jardim (Cap. 11) é caracterizado, no Bloco São Gabriel, por um complexo orogênico cordilherano autóctone não metamórfico e pouco deformado constituído por granitos variáveis de calci-alcalinos a shoshoníticos de raiz de um arco magmático cuja polaridade de oeste para leste indica o mergulho da placa oceânica em subducção sob a borda anteriormente acrescida. Em concordância com esta polaridade, instalou-se em superfície uma bacia de retro-arco cuja sedimentação e vulcanismo também avançaram para leste. Os dados geocronológicos Rb-Sr dos granitos deste orógeno mostram que ele desenvolveu-se em três estágios: precoce-orogênico ($\leq 650 - 600$ Ma), sin-orogênico ($\sim 570 - 550$ Ma) e tardi-orogênico (~ 530 Ma), cujas idades, como regra, diminuem para leste, acompanhadas por acréscimo das razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, respectivamente 0,0047 a 0,7062, 0,7045 a 0,7050 e 0,7057 a 0,7067.

Além destas unidades, ocorrem rochas vulcânicas e graníticas de idade ordovicianas (~ 465 Ma), possivelmente anorogênicas.

Uma questão complexa é a relação deste bloco com as litoestruturas do Cinturão Ribeira situados em SC e PR devido à cobertura da Bacia do Paraná interposta. Na Fig. 2.1 especulamos ser esta feita através de uma falha transformante tipo fossa-fossa de direção NW-SE encoberta pelos depósitos gondwânicos. Esta hipótese é baseada nos seguintes elementos: (1) o plutonismo calci-alcalino do Bloco Rio Iguaçu reflete, através do acréscimo das razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de sudeste (0,7046) para noroeste (0,707), o sentido do mergulho da placa oceânica; (2) a idade Rb-

-Sr (~605 Ma) deste plutonismo sugere contemporaneidade com o plutonismo precoce-orogênico do Orógeno Bom Jardim e, este, (3), cujas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} crescem de oeste (0,7047) para leste (0,7062), está relacionado à subducção de uma placa oceânica cujo sentido de mergulho é inverso ao daquela referida ao Bloco Rio Iguaçu. Desta forma, se corretas estas medidas apontadas e seu significado, impõe-se um limite transformante entre estes blocos, pelo menos durante o período citado.

O Bloco Taquarembó, definido por Naumann et al. (1984) para englobar as unidades da porção sudoeste do Escudo Gaúcho no RS, é aqui redimensionado, conforme esquematizado na Fig. 2.1, com a inclusão de unidades uruguaias. A principal diferença deste bloco em relação às demais litoestruturas do Cinturão Ribeira é a presença de amplas exposições do embasamento cratônico preservando as estruturas e idades antigas. Este embasamento é constituído por complexos granulíticos (e.g., Granulitos Santa Maria Chico no RS: Nardi & Hartmann, 1979; Granulitos Valentines no Uruguai: Bossi et al., 1975) associados a gnaisses de facies anfibolito e granitóides diversos, com idade Rb-Sr referíveis ao Proterozóico Inferior e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} baixas (< 0,703) indicativas de acresção crustal neste período, que relacionamos ao desenvolvimento de um cinturão móvel de alto grau metamórfico de direção geral em torno de NW-SE, o Cinturão Granulítico Valentines (Fragoso Cesar & Soliani Jr., 1984). Apesar da preservação das exposições do embasamento, o caráter orogênico deste bloco é evidenciado pelas múltiplas intrusões graníticas brasileiras variáveis de calci-alcalinas a alcalinas que o afetam, localmente associadas a vulcanismo e sedimentação. Os estudos radiométricos nestas unidades orogênicas, tanto no RS (Soliani Jr., 1986) como no Uruguai (Soliani Jr., 1986; Cordani & Soliani Jr., 1990), sugerem que o plutonismo deste bloco é contemporâneo ao que afeta o Bloco São Gabriel, particularmente durante os eventos precoce- e sin-orogênico do Orógeno Bom Jardim, possuindo a mesma polaridade porém com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} mais elevadas (0,7070 a 0,7077), indicativas de locus plutônicos mais afastados da zona de subducção, como representado na Fig. 2.1.

Os limites deste bloco, exceto com o Cinturão Dom Feliciano que é feito por transcorrência NNE-SSW, é marcado por falhas de direção NW-SE. Aquela que o separa do Bloco São Gabriel, conforme tentaremos demonstrar nos Caps. 10, 11 e 12, possui caráter transformante (Transformante Ibaré), e associa-se a metassedimentos turbidíticos (Filitos de Ibaré: Cap. 10) que interpretamos como depósitos de uma bacia de cisalhamento. Outro limite, que o separa do Cráton Rio de La Plata e caracteriza o extremo meridional do Cinturão Ribeira, é inferido em base, principalmente, à ocorrência de uma intensa anomalia gravimétrica negativa linear segundo a direção NW-SE apontada por Shukowski et al. (1991), coincidente com a Falha Sarandi del Yi (Preciozzi et al., 1985). Por outro lado, coincide, também, com a faixa metassedimentar da Formação Arroyo Grande descrita por Fernandez & Preciozzi (1974) como uma seqüência clástica de arenitos e conglomerados imaturos, localmente paraconglomerados, que se associam a derrames básicos. A hipótese que levantamos (Fig. 2.1) é que este limite é também transformante e que a Formação Arroyo Grande é coetânea com a atividade deste limite preenchendo uma bacia de cisalhamento.

PARTE II

O CINTURÃO DOM FELICIANO
NO RIO GRANDE DO SUL

CAPÍTULO 03

AS ESTRUTURAS DO CINTURÃO DOM FELICIANO

INTRODUÇÃO

A individualização de um cinturão móvel brasileiro situado no extremo sudeste da Plataforma Sul-Americana teve início no Uruguai com os trabalhos da equipe do Prof. Dr. Jorge Bossi (e.g., Bossi et al., 1967; Ferrando & Fernandez, 1971) que caracterizaram o *Zocalo del Este y Sureste* como uma faixa de dobramentos do Pré-Cambriano Superior/Éo-Paleozóico, posteriormente englobada no Cinturão Ribeira por Almeida et al. (1973) e Hasui et al. (1975). Em um trabalho de revisão bibliográfica e colagem de mapas analisando correlações, defendemos que a faixa móvel era uma entidade independente que ao longo da costa atlântica estendia-se para o sul do Brasil (RS e SC) estando separada do Cinturão Ribeira pelo Cráton Rio de La Plata designando-a, então, Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980), uma redefinição do "Cráton Dom Feliciano" de Issler et al. (1965) e Picada (1971).

UNIDADES TECTÔNICAS DO CINTURÃO DOM FELICIANO

Conforme discutimos no Cap. 02, utilizamos como base a compartimentação proposta por Hasui et al. (1975) com algumas modificações e individualizamos no Cinturão Dom Feliciano as seguintes litoestruturas maiores (Fig. 2.1.): (1) Faixa Tijucas, (2) Batólito Encruzilhada do Sul, (3) Batólito Pelotas e (4) Faixa Rocha, sendo esta restrita ao Uruguai.

No RS (Fig 3.1), o Batólito Pelotas (Cap. 04) limita-se das demais litoestruturas por uma espessa (> 2 km) zona de cisalhamento transcorrente sinistral NE-SW designada Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Zona de Fraturas Profundas da

Dorsal do Canguçu: Picada, 1971), localmente deslocada por uma falha transcorrente sinistral N-S (Falha Passo do Marinheiro: Picada, 1971) que em parte marca o limite ocidental do Batólito Encruzilhada do Sul (Cap. 05). A Faixa Tijuca, a terceira e mais complexa litoestrutura do Cinturão Dom Feliciano, no RS é composta por três terrenos metamórficos tectonicamente justapostos pela ação conjugada de diversas falhas transcorrentes, os Terrenos Serra das Encantadas, Cerro da Árvore e Serra dos Pereira (Cap. 06), e parcialmente encoberta pelos depósitos de flysch e molasse da Antefossa Camaquã (Cap. 07), com suas unidades basais tectonicamente encaixadas nos terrenos metamórficos e as superiores discordantemente sobrepostas, inclusive transgredindo sobre o Cinturão Ribeira na região oeste do escudo.

ESTRUTURAÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO

As diversas unidades litológicas que compõem as unidades tectônicas do Cinturão Dom Feliciano no RS foram individualizadas de acordo com dois critérios principais: (1) sua composição litológica e (2) sua estruturação tectônica. Adicionalmente, na medida do possível, dados radiométricos apuraram os dois critérios utilizados.

Sob o aspecto de estruturação tectônica, dando continuidade a nossos trabalhos (Machado & Fragozo Cesar, 1987; Machado et al., 1987), concluímos que o Ciclo Brasileiro no RS imprimiu três principais Eventos de Estruturação no Cinturão Dom Feliciano, que codificamos pela sigla E: E₁, E₂ e E₃ (Fragoso Cesar et al., 1989), refletindo os três estágios evolutivos colisionais que afetaram este cinturão, respectivamente sin-colisional, tardi-colisional e pós-colisional.

Durante o Evento de Estruturação E₁, relacionado ao estágio sin-colisional e conseqüente encurtamento e espessamento crustais sob condições metamórficas de xistos verdes a anfibolito superior, formaram-se zonas de cisalhamentos sub-horizontais associadas a transporte de nappes e dobramentos apertados a

isoclinais, frequentemente redobrados coaxialmente (tipo 3 de Ramsay, 1967), com eixos sub-horizontais de direções próximas a NE-SW, e foliação plano-axial variável de ardósiana a gnáissica ou milonítica. Unidades sin- a tardi-tectônicas a este evento incluem sheets de 2-mica leucogranitos e granitos gerados por fusão mista (crustal e mantélica), com foliação variável de incipiente a milonítica e, localmente, depósitos tipo flysch anquimetamorfizados e tectonicamente imbricados entre as nappes.

O Evento de Estruturação E_2 caracteriza o estágio tardi-colisional com estabelecimento de zonas de cisalhamento sub-verticais transpressionais de direção variável de NE-SW a N-S e componente inversa vergente para NW, sendo o responsável pela organização do Cinturão Dom Feliciano em blocos tectônicos justapostos e por sua colagem tectônica junto ao Cinturão Ribeira. Além das zonas de cisalhamento gerou dobramentos mesoscópicos a macroscópicos, abertos a fechados, de planos axiais verticalizados e eixos sub-horizontais de direções predominantes em torno de NE-SW e NW-SE criando padrão de interferência de "domos & bacias" (tipo 1 de Ramsay, 1967), com foliações plano-axiais variáveis de clivagem de fratura espaçada a clivagem de crenulação. O magmatismo sin- a tardi-tectônico deste evento foi formidável, constituindo os grandes batólitos multi-intrusivos do cinturão, associados a enxames de diques e corpos básicos e, localmente, atividade vulcânica piroclástica. A sedimentação, bem representada na Antefossa Camaquã, compreende cerca de 6000 m de espessura de depósitos tipo flysch na base transicionando para molasse no topo.

O Evento de Estruturação E_3 , relacionado ao relaxamento pós-colisional, teve pequena magnitude e está caracterizado pela atividade transtensional de falhamentos NE-SW com soerguimento de horsts e abatimento de grábens, com sedimentação expressiva (>600m de espessura) de molasse sub-horizontal na Antefossa Camaquã, na base intercalando derrames básicos a intermediários. O plutonismo do evento é pouco conhecido e possivelmente restringe-se a pequenos plútons sieníticos e graníticos com tendência a alcalinos, não sendo descartada a possibilidade deste plutonismo ser posterior, anorogênico.

CAPÍTULO 04

O BATÓLITO PELOTAS

INTRODUÇÃO

O grande complexo plutônico que aflora na porção oriental do Escudo do Rio Grande do Sul foi recentemente definido como um batólito composto, multi-intrusivo e polifásico relacionado à evolução do Ciclo Brasileiro sendo, então, denominado de Batólito Pelotas (Fragoso Cesar et al., 1986). Outras designações e/ou interpretações haviam sido aplicadas a este batólito em trabalhos anteriores. Carvalho (1932) incluiu-o em seu **Complexo Cristalino** e postulou uma idade arqueana (Arcaica); Goñi et al. (1962) o consideraram um representante do embasamento mais antigo, com idade do Pré-Cambriano Inferior, a **Formação Cambaí** então definida; Tessari & Picada (1966) ensaiaram sua subdivisão interna, reunindo suas unidades dentro do **Grupo Porongos** do Pré-Cambriano Superior, representado no batólito pela **Formação Cambaí** (migmatitos), **Complexo Granítico Dom Feliciano** e **Granito Cordilheira & Migmatitos Associados**; Tessari & Giffoni (1970) adotaram a mesma divisão, ampliando-a com os enxames de diques dos **Riolitos Asperozas**. No mesmo ano, Picada (1971), aprimorando o modelo tectônico sugerido em conferência no Núcleo Rio-Grandense da Sociedade Brasileira de Geologia por Issler et al. (1965), defendeu que esta estrutura estaria separada do Orógeno Porongos do Pré-Cambriano Superior pela **Zona de Fraturas Profundas da Dorsal do Canguçu** e constituiria seu antepaís, o **Cráton Dom Feliciano** formado por rochas do Pré-Cambriano Médio ou Inferior. Posteriormente, refletindo o trabalho de geocronologia no escudo do Rio do Sul efetuado por Cordani et al. (1974), que apontava a presença de rochas graníticas do Pré-Cambriano Superior nesta suposta área cratônica, Hasui et al. (1975)

redefiniram-na como um alto de embasamento antigo afetado pela atividade tectônica e magmática do Ciclo Brasileiro e a denominaram Maciço Mediano Pelotas.

O primeiro passo para uma abordagem moderna deste batólito deveu-se a Ribeiro & Fantinel (1978) que o designaram (...) Maciço Granítico do Leste, constituído principalmente de rochas graníticas de proporções batolíticas (op.cit., pg. 30), então interpretado como raiz de um arco magmático (op. cit., pg. 29), hipótese adotada em diversos trabalhos posteriores (e.g., Frago Cesar et al., 1982a, 1982b; Jost et al., 1984; Wernick et al., 1987). A etapa seguinte, já utilizando dados estruturais, geocronológicos e geoquímicos, permitiu a separação de granitóides relacionados à subdução oceânica e, portanto, gerados em arco magmático, daqueles posteriores, derivados de condições sin-, tardi- ou pós-colisionais (Fragoso Cesar et al., 1986, 1989; Soliani Jr., 1986; Sallet et al., 1989a; Philipp, 1990; Figueiredo et al., 1990b), e sua separação em mapeamentos geológicos de semi-detálhe (Frantz & Remus, 1986; Remus et al., 1987; Fernandes et al., 1989; Philipp, 1990; Monteiro, em prep.).

O avanço dos conhecimentos sobre este complexo plutônico levou a um melhor entendimento de seus limites tectônicos, subdivisão estratigráfica, idades, filiações petroquímicas e evolução tectônica. Atualmente, como exposto no Quadro 4.1, individualiza-se neste batólito diversas unidades plutônicas, hipoabissais, efusivas e supracrustais metassedimentares, cujos dados geocronológicos disponíveis apontam suas gerações durante o desenvolvimento do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul.

UNIDADES DO BATÓLITO PELOTAS

O Batólito Pelotas é uma complexa estrutura granítica marginada por espessas faixas miloníticas transcorrentes sinistrais de direção em torno de NE-SW ocorrente desde o sudeste de Santa Catarina até o sudeste do Uruguai, cuja extensão

superior a 1000km e largura, no RS, de até 100 km o caracterizam como um dos grandes batólitos do mundo, comparável a Sierra Nevada, Peninsular Range, Costeiro do Peru e outros (Fragoso Cesar et al., 1986). Seu limite oriental aflora apenas no sudeste uruguaio onde, através da Zona de Cisalhamento Alferes-Cordillera (Masquelin, 1989), separa-se da Nappe Granítica Sierra de Rocha (Fragoso Cesar et al., 1989). A oeste, seu limite com outras unidades do escudo (Terreno Serra dos Pereira e Batólito Encruzilhada do Sul, no RS) é marcado pela Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (Zona de Fraturas Profundas da Dorsal do Canguçu : Picada, 1971) e pela Falha Passo do Marinheiro deste mesmo autor (Fig. 3.1), ambas no Rio Grande do Sul.

Quadro 4.1: - UNIDADES DO BATÓLITO PELOTAS NO RIO GRANDE

UNIDADES PLUTÔNICAS

Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado
Leucogranitos Cordilheira
Suíte Granítica Dom Feliciano
Gabros Passo da Fabiana
Granitos Alcalinos & Outros Plútons

HIPOABISSAIS & EFUSIVAS

Sienitos & Rochas Básicas Associadas
Diques Riolíticos Asperezas
Ignimbritos & Tufos Ana Dias

ENCRAVES METASSEDIMENTARES

Xenólitos de Paragnaisses
Mármore Matarazzo
Ritmitos Cerro Chato

Estudos recentes (e.g., Fragoso Cesar et al., 1989, Sallet et al., 1989a; Figueiredo et al., 1990b; Monteiro, em prep.) têm mostrado que esta batólito é, em essência, uma estrutura multi-

Fig 4.1 : Mapa geológico do Batólito Pelotas na região de Pinheiro Machado, RS (simplificado de mapeamento feito por Rubens Luis Monteiro e Antonio Romalino S. Fragoso Cesar).

LEGENDA: 1 - sienitos (pós- E_2); 2 - granitos tipo Cerro dos Cachorros (pós- E_2); 3 - Diques Riолíticos Asperezas (sin- E_2); 4 - Suíte Granítica Dom Feliciano; 5 - Gabros Passo da Fabiana; 6 e 7 - Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado: 6 - Granitóides Porfiríticos e 7 - Migmatitos; 8 - mega-xenólito de paragneisse; 9 - falhamentos sub-verticais; 10 - atitude de foliação S_1 ; 11 - atitude de foliação sub-vertical S_2 ; 12 - sentido de vergência tectônica; 13 - direção de fluxo ígneo; 14 - ocorrência de fluorita; 15 - Cidade de Pinheiro Machado; 16 - Rodovia Federal BR- 293; 17 - ferrovia

-intrusiva do Cambriano (~550 Ma) relacionada à instalação de grandes zonas de transcorrência NE-SW profusamente injetadas por centenas de plútons da Suíte Granítica Dom Feliciano sob condições sin- a tardi-cinemáticas. Associadas a estas injeções houve atividade sin-plutônica de pequenos corpos básicos (Gabros Passo da Fabiana) e de diversos enxames dos Diques Riolíticos Asperezas alimentando, em superfície, efusões dos Ignimbritos & Tufos Ana Dias. Dentro da grande massa granítica então formada, que deve compreender cerca de 70% da área de exposição do batólito, ocorrem pendentes de teto de seu embasamento pré-cambriano, por vezes com áreas superiores a 100 km², representado pelo Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado e pelos Leucogranitos Cordilheira, bem como por escamas tectônicas de metassedimentos, os Ritmitos Cerro Chato e Mármore Matarazzo, estes contendo pequenos diques e soleiras pré-tectônicas dos Sienitos & Rochas Básicas Associadas. Como intrusões terminais da atividade do batólito, possivelmente ordovicianas, ocorrem corpos circunscritos pós-tectônicos ou anorogênicos de Granitos Alcalinos & Outros Plútons.

O COMPLEXO GRANÍTICO-GNÁISSICO PINHEIRO MACHADO

Em diversos trechos do Batólito Pelotas ocorrem rochas plutônicas deformadas, gnáissicas, por vezes migmatizadas, como regra correlacionadas, ao longo dos anos '60 e '70, à Formação ou Grupo Cambaí (e.g., Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Schneider et al., 1974; Ribeiro, 1977), cujas definições originais (Goñi et al., 1962; Jost & Villwock, 1966) referiam-se a migmatitos da região ocidental do escudo (vide cap. 10). Outros trabalhos, utilizando-se de terminologias já desvinculadas destes conceitos, reuniram estas unidades no Complexo Canguçu (Teixeira, 1982a, Horbach et al., 1986), ou desmembraram-nas em Granitóides de Fase 1 e Granitóides de Fase 2 (Frantz & Remus, 1986), Gnaisses Piratini e Suíte Granítica Pinheiro Machado (Fragoso

Cesar et al., 1986; Philipp, 1990; Figueiredo et al., 1990b) ou, ainda, Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e Metagranito Quitéria (Fernandes et al., 1989). Embora em mapeamentos de semi-detálhe tenha sido possível individualizar unidades dentro deste complexo, a nível regional é prudente mantê-lo indiferenciado, pois sua diversidade interna não é, ainda, suficientemente entendida. Tendo isto em vista, propomos aqui englobá-las no Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado, em referência à cidade homônima cuja região possui excelentes exposições de seus principais litotipos. Apesar da prioridade do termo Complexo Canguçu para esta associação é desaconselhável o seu emprego pois já havia referências na literatura geológica do RS ao Granito Canguçu (e.g., Carraro et al., 1974), um pequeno plúton aflorante na cidade que lhe emprestou o nome e que faz parte da Suíte Granítica Dom Feliciano (Fragoso Cesar et al., 1986).

O Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado é, litologicamente, muito variado compreendendo: (1) granitóides porfiríticos, (2) ortognaisses, (3) migmatitos e (4) encraves máficos, apresentando-se comumente milonitizado e contendo xenólitos, principalmente de paragnaisses, testemunhos da encaixante deste complexo ígneo.

GRANITÓIDES PORFIRÍTICOS

Os Granitóides Porfiríticos constituem a unidade de maior destaque dentro do Complexo Pinheiro Machado, mantendo regionalmente suas características petrográficas, texturais e estruturais, tendo sido mapeados nas regiões de Porto Alegre (Migmatitos Embrechíticos, in Schneider et al., 1974), Quitéria (Metagranito Quitéria, in Fernandes et al., 1989; Fig. 5.2), entre Pelotas e Canguçu (Granito Monte Bonito, in Philipp, 1990) e Pinheiro Machado (Monteiro, em prep.; Fig. 4.1). Outras denominações empregadas para estes granitóides incluem: Formação Vigia (Picada, 1971), migmatitos oftalmíticos (Ribeiro, 1983), e parte dos Granitóides de Fases 1 e 2 de Frantz & Remus (1986).

Fig 4.2 : Secção geológica parcial no Batólito Pelotas entre Pinheiro Machado e Capão do Leão ao longo da BR-293.

LEGENDA: 1, 2 e 3: Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado. 1 - com foliação gnáissica e milonítica S_1 ; 2 - com foliação protomilonítica a milonítica S_2 ; 3 - granito tipo Capão do Leão; 4 e 5 - Suíte Granítica Dom Feliciano. 4 - granitos isótropos com fraturamento espaçado; 5 - com cataclase incipiente a milonítico; 6 - enxame de Diques Riolíticos Serra das Asperezas; 7 - Gabros Passo da Fabiana; 8 - falhas transcorrentes, 9 - falhas transcorrentes com componente inversa.

Petrograficamente são formados por monzogranitos com subordinada participação de sienogranitos, granodioritos, tonalitos e quartzo-monzonitos. Esta variação é função direta do teor do arcabouço de megacristais de K-feldspatos, que localmente atingem 6 cm de diâmetro máximo, em matriz média a grosseira equigranular-hipidiomórfica, composicionalmente variável de quartzo-diorítica a monzogranítica (Fragoso Cesar et al., 1986; Philipp, 1990). A mineralogia destes granitóides, sintetizando nossas análises com as disponíveis em trabalhos de outros autores (Frantz & Remus, 1986; Philipp, 1990), é constituída por

plagioclásio (25-45%) de An 25 a An 30 (oligoclásio), microclínio (12-34%) e quartzo (14-30%) como essenciais; biotita (5-15%) e, por vezes, hornblenda (<5%) como sub-essenciais; esfeno, alanita, magnetita, zircão e apatita como acessórios, além de pirita e outros sulfetos disseminados ou em fraturas.

ORTOGNAISSES & MIGMATITOS

Rochas plutônicas equigranulares, localmente com fenocristais esparsos ou porfiríticas, como regra gnáissicas, localmente migmatizadas associam-se concordantemente aos Granitóides Porfiríticos, tendo sido mapeadas na região de Pinheiro Machado (Monteiro, em prep., Fig. 4.1), Quitéria (Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, in Fernandes et al., 1989; Fig. 5.2), Monte Bonito (Granodioritos Equigranulares, in Philipp, 1990), Canguçu e Piratini (parte dos Granitóides de Fase 1, in Frantz & Remus, 1986), Porto Alegre (migmatitos, in Schneider et al., 1974) e em outras localidades.

Petrograficamente são tonalitos e granodioritos, com subordinada participação de monzogranitos e escassos quartzo-dioritos, ocorrendo sienogranitos apenas nos mobilizados neossômicos. De acordo com nossas análises petrográficas e as contidas em Frantz & Remus (1986) e Philipp (1990), sua mineralogia essencial é constituída por plagioclásio (30-50%) de An 18 a An 40 (oligoclásio e andesina), microclínio (2-30%) e quartzo (12-30%), com biotita (11-23%) e hornblenda (0-8%) como sub-essenciais, e esfeno, alanita, magnetita, zircão e apatita como acessórios.

ENCRAVES MÁFICOS

Uma das características mais marcantes das unidades do Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado é a presença constante, em todas as suas exposições, de encraves máficos. Eles foram detalhadamente estudados por Philipp (1990) na região de

Monte Bonito, e estão sendo investigados por Monteiro (em prep.) na região de Pinheiro Machado.

Philipp (1990) dividiu estes encraves em três tipos: (1) anfibolitos, (2) dioritos equigranulares e (3) microdioritos, considerando os anfibolitos como xenólitos e os demais como autólitos.

Os encraves máficos possuem dimensões centimétricas a decimétricas, localmente métricas, e formas diversas: sub-arredondadas, elípticas, sub-angulosas ou angulosas, com contatos nítidos lobados ou gradacionais, neste caso marcado por schlierens de biotita e hornblenda. Suas cores são escuras, com tons de verde, cinza ou preto quando são; castanhas, rosas ou avermelhadas quando intemperizados.

Os anfibolitos possuem granulometria média a grossa em estrutura bandada fina (2-8mm), regular e relativamente contínua, alternando níveis félsicos (plagioclásio $\pm$ hornblenda $\pm$ diopsídio) e máficos (hornblenda e diopsídio), discordantes à foliação das encaixantes. Sua mineralogia essencial é constituída por plagioclásio (30-45%) de An 27 a An 29 (oligoclásio cálcico), hornblenda (35-40%) e diopsídio (2-30%), com esfeno, apatita e opacos como acessórios (Philipp, 1990).

Os dioritos equigranulares possuem granulometria média a grossa. Variam de maciços a organizados em bandas (1-10cm) irregulares e descontínuas, por vezes concordantes com a foliação das encaixantes. As bandas são mal definidas em níveis félsicos feldspáticos e máficos com concentrações de hornblenda e biotita. Sua mineralogia essencial contém plagioclásio (35-60%) de An 29 a An 38 (andesina e oligoclásio cálcico), hornblenda (15-30%) e biotita (10-30%); quartzo, K-feldspatos, esfeno, apatita, alanita, zircão e opacos como acessórios. Modalmente caem no campo dos dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos (Philipp, 1990).

Os microdioritos predominam entre os encraves máficos, sendo abundantes em todas unidades ocorrendo, inclusive, no interior dos dioritos equigranulares. Modalmente são dioritos, subordinadamente quartzo-dioritos e tonalitos, como regra

isótopos, ocasionalmente foliados. Seus minerais essenciais são plagioclásio (40-60%) de An 35 a An 39 (andesina sódica), hornblenda (até 45%), biotita (10-36%) e, algumas vezes, quartzo (0-17%); esfeno, apatita, zircão e opacos são acessórios (Philipp, 1990).

ESTRUTURAÇÃO DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO

A observação dos mapas regionais que abrangem o Batólito Pelotas, seja na escala 1:1.000.000 (e.g., Carraro et al., 1974; Willig et al., 1974; Horbach et al., 1986; Santos et al., 1989), 1:600.000 (Santos et al., 1989) ou 1:250.000 (e.g., Tessari & Giffoni, 1970), mostra que as rochas granito-gnáissicas, independente da terminologia utilizada (Cambai, Canguçu, etc.), dominam amplamente o batólito, particularmente em sua porção meridional. No entanto, nossas observações de campo ao longo das secções transversais ao batólito e no mapeamento da região de Pinheiro Machado alteram substancialmente esta proporção, assim como o seu significado.

O mapeamento da região de Pinheiro Machado (Fig. 4.1: Monteiro, em prep.) evidenciou que o complexo granítico-gnáissico homônimo ocorre como "manchas" no interior da massa granítica multi-intrusiva da Suíte Dom Feliciano. A manutenção de coerência estrutural entre estas "manchas" (e.g., foliações, lineações, eixos de dobras, etc.) é sugestiva de que representam pendentes de teto afundados na massa granítica intrusiva sem modificações substanciais na sua posição original. Em outras regiões mapeadas (e.g., Quitéria e Monte Bonito), a continuidade física e a estruturação do complexo em áreas de várias dezenas de km² indicam exposições da encaixante "in situ", ou próximas da situação anterior às intrusões da Suíte Dom Feliciano. Finalmente, no interior desta suíte, particularmente próximo ao contato de seus plútons com a encaixante granito-gnáissica, são comuns xenólitos do Complexo Pinheiro Machado de dimensões centimétricas a métricas.

As evidências extraídas dos mapeamentos acima referidos (Monteiro, em prep.; Fernandes et al., 1989; Philipp, 1990) e de nossas observações em secções transversais no batólito, mostram que as exposições do Complexo Pinheiro Machado representam restos, preservados em diversas dimensões e sob distintas condições, da encaixante regional das unidades posteriores, porém com áreas expostas em proporções significativamente menores àquelas registradas nos mapas regionais. Em função desta discrepância e da falta de mapeamentos de semi-detalle com a qualidade dos acima referidos, que envolvam toda a área do batólito no RS, não diferenciamos o Complexo Pinheiro Machado no mapa 1:600.000 anexo, reunindo-o com a Suíte Dom Feliciano e outras unidades ainda não devidamente mapeadas.

Internamente, as exposições do Complexo Pinheiro Machado contêm estruturas de dois eventos principais, organizadas em estruturas E_1 e E_2 , com as estruturas E_3 manifestando-se apenas como reativações de falhas da estruturação E_2 .

As estruturas E_1

As estruturas E_1 estão relacionadas à instalação de zonas de cisalhamento sub-horizontais que afetam o Complexo Pinheiro Machado, interpretadas como defomações produzidas por transporte tectônico de suas unidades à maneira de nappes (Fragoso Cesar et al., 1989). Estas, com frequência, evidenciam duas fases de dobramentos apertados a isoclinais coaxiais NE-SW (tipo 3 de Ramsay, 1967), apontando vergência para NW e gerando foliações plano axiais variáveis de gnáissica a francamente miloníticas. Nos granitóides porfiríticos, em particular, ocorrem estruturas primárias, geradas durante o processo magmático, concordantes com as estruturas tectônicas, sugestivas de que sua formação foi concomitante a estas (Fragoso Cesar et al., 1986; Fernandes et al., 1989; Philipp, 1990).

Entre as estruturas primárias destacam-se (Fragoso Cesar et al., 1986, Philipp, 1990): (1) orientação de megacristais de K-feldspatos, (2) imbricação freqüente destes megacristais, (3)

orientação de biotita e hornblenda na matriz, (4) orientação de schlierens, (5) orientação de encraves e (6) paralelismo de foliações de fluxo ígneo em zonas de contatos de distintas unidades.

A fábrica tectônica produzida pelas zonas de cisalhamento sub-horizontais, superficialmente abordada em Fragoso Cesar et al. (1986), foi detalhadamente discutida por Fernandes et al. (1989) e Philipp (1990), sendo então apontadas, particularmente por Fernandes et al. (1989), as seguintes feições: (1) deformação plástica de minerais, com recristalização de quartzo e feldspatos e formação de augens de K-feldspatos contornados por grãos de biotita; (2) bandamento marcado pela alternância milimétrica de bandas quartzo-feldspáticas e máficas, sendo as quartzo-feldspáticas geralmente contínuas, por vezes boudinadas nas zonas de alta deformação; (3) ocorrência de porfiroclastos de feldspatos envolvidos por matriz de grão mais fino caracterizando textura milonítica de alta deformação no bandamento; (4) dobras isoclinais de dimensões centimétricas a decimétricas com espessamento de charneiras e limbos boudinados, além de charneiras de dobras intrafoliais marcadas por bandas de material quartzoso e quartzo-feldspático freqüentemente boudinados e circundados pela matriz e (5) dobras apertadas afetando o conjunto.

Esta deformação ocorreu sob condições de facies xistos verdes a anfibolito (Fernandes et al., 1989), localmente atingindo fusão parcial e gerando migmatitos estromáticos com bandas neossômicas centimétricas, como exemplificado em afloramento a 9 km a E da cidade de Pinheiro Machado.

A deformação acima discutida, responsável pelo caráter gnáissico do Complexo Pinheiro Machado, como regra preservou texturas e estruturas ígneas, como já exemplificadas pelas estruturas primárias de fluxo, permitindo a identificação, a nível regional, de seus protolitos magmáticos. Por outro lado, em algumas regiões esta deformação foi mais intensa propiciando a geração extensiva, em áreas de dezenas de km², de blastomilonitos e milonito xistos, com segregação de quartzo, transformação de K-

feldspato em sericita, cominuição destes minerais com geração de ultramilonitos e filonitos, e outros processos afins, criando uma associação litológica com aspecto de seqüências sedimentares dobradas e metamorfizadas. Estas ocorrências têm sido confundidas com quartzitos, meta-arcósios, xistos e filitos, com intercalações de meta-basitos (e.g., "Xistos & Quartzitos de Erval": Fragoso Cesar et al., 1986), só recentemente tendo seu caráter de milonitos evoluídos sobre protolitos ígneos reconhecido (Fragoso Cesar et al., 1989).

Em síntese, as exposições do Complexo Pinheiro Machado em meio à massa granítica da Suíte Dom Feliciano são interpretadas como restos preservados, em posições próximas às originais, da encaixante do Batólito Pelotas. A deformação apontada pelas zonas de cisalhamento dúctil sub-horizontais que o afetam é sugestiva de que este complexo é alóctone, tendo se instalado na região, anteriormente às intrusões da Suíte Dom Feliciano, como nappes, com os níveis de mais intensa deformação representados por rochas miloníticas diversas, por vezes com aspecto metassedimentar, marcando a base das principais escamas tectônicas constituintes destas. As estruturas primárias de fluxo ígneo, particularmente identificadas nos Granitóides Porfiríticos, mostram-se concordantes com as estruturas tectônicas indicando que parte do complexo cristalizou durante o transporte tectônico, possivelmente em seus estágios precoces, pois a foliação milonítica com frequência mostra a destruição da primária. Desta forma, o Complexo Pinheiro Machado pode ser constituído por plutonitos pré- e sin-tectônicos ao evento de nappismo, gerador das estruturas E_1 , com os Granitóides Porfiríticos representando corpos sin-tectônicos e, pelo menos em parte, os ortognaisses e migmatitos os pré-tectônicos. Por outro lado, esta estruturação primária pode ser bem anterior à tectônica, bastando que as intrusões dos Granitóides Porfiríticos tenham ocorrido em ambiente compressivo como, por exemplo, a região de retaguarda de um arco magmático onde ele tende a cavalgar a bacia de retro-arco ainda durante sua geração.

Uma discussão ainda em aberto é a direção e sentido de transporte tectônico do Complexo Pinheiro Machado. Fernandes et al. (1989) e Philipp (1990), considerando as lineações primárias e de estiramento mineral comuns em suas unidades, defendem que este transporte ocorreu segundo a direção NE-SW obtida nas lineações. Fernandes et al. (1989), no entanto, consideraram os Granitóides Porfiríticos (Metagranito Quitéria, na terminologia destes autores) sin-tectônicos a um evento deformacional posterior, D_2 , e as unidades gnáissicas associadas, então denominadas Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, anteriores ao evento D_1 destes autores e, interpretaram o evento D_2 , em base principalmente ao estiramento mineral e lineações primárias, como transcorrente e de direção NE-SW. Porém, o evento D_1 , que acreditamos gerador das estruturas E_1 acima discutidas, foi por estes autores interpretado como responsável por transporte tectônico segundo a direção E-W. Em trabalho anterior (Fragoso Cesar et al., 1989), considerando vergência de dobras precoces e de sigmóides tectônicas em níveis miloníticos e gnáissicos das regiões de Erval e Pinheiro Machado, respectivamente, visualizamos que o transporte como nappes do Complexo Pinheiro Machado foi de SE para NW. Quanto ao estiramento mineral, em qualquer unidade do Complexo Pinheiro Machado, ocorre em duas direções principais, uma mais abundante, entre E-W e NE-SW e outra subordinada, entre N-S e NW-SE (e.g., mapa de lineações de Philipp, 1990). Acreditamos que esta última, coerente com as sigmóides e dobras precoces, registra o avanço das nappes para NW, enquanto a outra está relacionada a um evento tectônico posterior, gerador das estruturas E_2 , onde foram também formados estiramentos minerais e, possivelmente, transposta parte daqueles da fase anterior.

As estruturas E_2

Uma das características mais notáveis do Batólito Pelotas é a ocorrência de um complexo e entrelaçado sistema de falhamentos de

direção preferencial em torno de NE-SW, responsável pela geração das estruturas E_2 que, como veremos em item posterior, precederam e acompanharam a instalação multi-intrusiva da Suíte Dom Feliciano.

No Complexo Pinheiro Machado estas estruturas estão relacionadas a milonitização vertical superposta à anterior, sub-horizontal, deformando esta em dobras abertas a fechadas com a foliação milonítica ocupando posição plano-axial e tendo impressa lineações de estiramento de direção NE-SW, sub-horizontais, evidenciando o caráter transcorrente destas zonas.

A milonitização desta fase tardia gerou protomilonitos, milonitos, ultramilonitos e filonitos, possuindo particular destaque nos limites laterais do Batólito Pelotas, como exemplificado pela Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (Fig. 4.3), de movimentação sinistral (Fernandes et al., 1989), onde rochas milonitizadas foram confundidas, também, com metassedimentos (e.g., Picada, 1971; Fragoso Cesar et al., 1986; e em diversos outros trabalhos) embora sejam rochas ígneas transformadas (Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar et al., 1989; Fernandes et al., 1989).

GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO

Estudos geocronológicos no Complexo Pinheiro Machado são devidos aos trabalhos de Cordani et al. (1974), Teixeira (1982a) e Soliani Jr. (1986) que reúnem 26 análises Rb-Sr, além de diversas K-Ar, todas tabuladas no último trabalho citado. Por não termos controle de campo de todos os afloramentos amostrados para análise radiométrica, selecionamos as análises Rb-Sr de afloramentos visitados, ou seja, as plotadas nos diagramas isocrônicos das Figs. 4.4 A, B e D, com exceção da Fig. 4.4 C que contém amostras de locais que não estudamos. Para complementar estes estudos foram feitas oito novas análises do CPGeo-USP, cinco de granitóides porfiríticos e três de granitos isotrópicos associados, anteriormente não investigados (Figs. 4.5 A e B).

Fig 4.3 : Estruturas E_1 e E_2 dos Granitóides Porfiríticos (GP) do Complexo Pinheiro Machado e dos Leucogranitos Cordilheira (LC) na Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu, na região de Quitéria (extraído de Fernandes et al., 1989, com modificações na terminologia e hierarquização estrutural).

- A- Vista em planta da geometria da zona de cisalhamento;
- B- Detalhes mostrando as texturas de S_1 nos LC e GP;
- C- Dobras isoclinais D_2 afetando S_1 dos GP e LC;
- D- Detalhes mostrando S_2 , plano-axial das D_2 , nos LC e GP;
- E- Pequenas dobras isoclinais D_2 extremamente cilíndricas afetando S_1 do LC.

A isócrona de referência da Fig. 4.4 A (Fig. 33 in Soliani Jr., 1986) contém amostras de encraves máficos (anfíbolito, diorito e tonalito) coletadas ao longo da Br-392 entre Canguçu e a ligação desta rodovia com Piratini (análises 225 A e 226 C), e na estrada que liga Pedro Osório a Arroio Grande, junto à Pedreira Matarazzo (análise 220 B). A isócrona aponta idade de 884 ± 19 Ma e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Ro) de 0,7027 para estes encraves.

A isócrona de afloramento da Fig. 4.4 B (Fig. 21 in Soliani Jr., 1986) foi construída com análises em três litotipos do migmatito aflorante em corte de estrada da Br-293 a 9 km a E de Pinheiro Machado (análises ESJ-29 B, D e F) apontando geração de seus protolitos ou do evento de migmatização a cerca de 861 ± 38 Ma com Ro de 0,7062.

A isócrona de referência da Fig. 4.4 C (Fig. 24 in Soliani Jr., 1986) envolve análises em diversos tipos litológicos (granitóides diversos, ortognaisses e migmatitos). Algumas são de afloramentos que estudamos e pertencem ao Complexo Pinheiro Machado e outras são de locais ainda não investigados, possivelmente correlatas às demais. A idade apontada é de 775 ± 36 Ma com Ro: 0,7060.

Com o auxílio de Ivone Sonoki e Helen Sonoki do CPGeo-USP selecionamos e plotamos em diagrama isocrônico análises de amostras de afloramentos estudados que representassem toda a gama litológica do Complexo Pinheiro Machado (Fig. 4.4 D), obtendo idade de 865 ± 24 e Ro: 0,7053, concordante com a isócrona de afloramento da Fig. 4.4 B, porém com Ro mais baixo por influência dos encraves máficos.

As isócronas acima discutidas, particularmente das Figs. 4.4 A, B e D, possivelmente indicam um evento - ou eventos - de geração dos protolitos do Complexo Pinheiro Machado entre 885-860 Ma, envolvendo diversos tipos litológicos, mas não determinam - apenas sugerem na Fig. 4.4 C - a idade de geração de suas unidades tardias representadas pelos granitóides porfiríticos. Dada esta limitação foram feitas cinco análises Rb-Sr em amostras de granitóides porfiríticos, sendo quatro de um único afloramento, situado no acesso oeste da cidade de Pinheiro

Fig 4.4 : Isócronas Rb-Sr do Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado.

- A- Isócrona de referência em encraves máficos;
 B- Isócrona de afloramento em migmatitos;
 C- Isócrona de referência em granitoides, ortognaisses e migmatitos;
 D- Isócrona de referência do Complexo Pinheiro Machado.

(Figs. A, B e C: extraídas de Soliani Jr., 1986; Fig. D: isócrona recalculada com dados contidos em Soliani Jr., 1986).

Machado, a 100 metros da Br-293. Na coleta foram selecionadas amostras não deformadas, apenas com estruturas primárias. A idade isocrônica obtida (Fig. 4.5 A) foi de 783 ± 29 Ma com $Ro: 0,7052$. Excluindo desta isócrona o ponto 60A, para que se constitua

efetivamente em uma isócrona de afloramento, a idade altera-se pouco, ficando 781 ± 32 Ma e Ro igual, 0,7052. Foram também analisadas três amostras de uma pedra em Capão do Leão de granito (s.s.) isótropo róseo acizentado com tênue foliação por fluxo ígneo. Por constituir um granito altamente diferenciado todos os pontos situaram-se muito afastados da origem, com elevadas razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$. De qualquer forma, quando plotados em isócrona apontaram idade compatível com os granitóides porfiríticos, de 763 ± 66 Ma e Ro muito elevada, 0,749. Esta razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ não possui controle dado o grande afastamento dos pontos em relação à origem, mas pode indicar uma origem por fusão crustal para estes granitos. Por outro lado, plotando estas análises junto com as dos granitóides porfiríticos (Fig.4.5 B), obtém-se idade isocrônica de 790 ± 5 Ma com Ro: 0,7050, sugerindo fortemente contemporaneidade destes granitos com os granitóides porfiríticos, isto é, incluindo-os no Complexo Pinheiro Machado.

Fig. 4.5 : Isócronas Rb-Sr do Complexo Pinheiro Machado.

A- Isócrona do afloramento DF-FC 24 na cidade de PM (com inclusão da análise DF-FC 60 A). Excluído esse ponto (DF-FC 60 A) a idade fica 781 ± 32 Ma e Ro 0,7052.

B- Mesma isócrona incluindo os granitos isótopos da Pedreira Capão do Leão.

Embora os estudos geocronológicos no Complexo Pinheiro Machado sejam ainda preliminares, pois não foram precedidos por mapeamentos faciológicos e estudos litoquímicos para garantir a cogeneticidade das amostras analisadas e separar conjuntos de idades de significado geológico mais apurado, os dados existentes são bastante sugestivos de que o plutonismo gerador dos protolitos deste complexo ocupou um longo intervalo de tempo, possivelmente da ordem de 100 milhões de anos. As idades obtidas situam-se preferencialmente entre 885-860 Ma com R_o variável de 0,7027 a 0,7062 e envolvem, em essência, os termos litológicos menos evoluídos. Já as idades isocrônicas mais jovens, entre 790-775 Ma e R_o em torno de 0,705, caracterizam o plutonismo tardio do complexo, com geração dos granitóides porfiríticos, concomitantes - ou ligeiramente anteriores - a intrusões de granitos altamente evoluídos, com elevada razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} .

LITOQUÍMICA E ORIGEM DO COMPLEXO PINHEIRO MACHADO

Para caracterizar a evolução petrogenética, a fonte e o ambiente de formação do Complexo Pinheiro Machado consideramos seus principais aspectos químicos, petrográficos, mineralógicos e isotópicos.

Estudos litogeoquímicos no Complexo Pinheiro Machado só foram realizados recentemente e, excluindo aqueles discutidos em Horbach et al. (1986) referentes ao Complexo Canguçu, onde não conseguimos discriminar análises do Complexo Pinheiro Machado de outras unidades associadas, retringem-se aos trabalhos de Philipp (1990) e Figueiredo et al. (1990b), sendo o primeiro efetuado em amostras da região de Monte Bonito, junto à extremidade oriental da Br-392, e o outro, de caráter regional, em amostras que coletamos ao longo da Br-293, particularmente na região de Pinheiro Machado, Br-392 e outras localidades.

Em Figueiredo et al. (1990b) dividimos o Complexo Pinheiro Machado em duas unidades fundamentais, uma constituída por

encraves máficos, ortognaisses e migmatitos e outra por granitóides porfiríticos denominados, adotando a terminologia de Frago Cesar et al. (1986), Gnaisses Piratini e Granitóides Pinheiro Machado, respectivamente. No diagrama de Harker (1909) observa-se que estas unidades poderão ser subdivididas com mais acuidade em trabalhos futuros. Analisando-se os encraves máficos,

Fig 4.6 : Diagrama de Harker (1909) de variação de óxidos de elementos maiores (em peso %) versus sílica para (A) encraves máficos, ortognaisses e migmatitos e (B) granitóides porfiríticos (extraído de Figueiredo et al. , 1990b).

ortognaisses e migmatitos constata-se que duas amostras, dos termos mais silíceos, possuem teores consideravelmente mais baixos de K_2O (Fig. 4.6 A), além de ligeiras quebras nos trends de outros elementos, como no CaO . O empobrecimento de K_2O destas amostras é acompanhado pelo de Rb (Fig. 4.7 A), o que aponta significado petrogenético e não simplesmente erro analítico. Nos granitóides porfiríticos situação similar ocorre. Três amostras (Fig. 4.6 B) distinguem-se por teores mais elevados de Mg e Fe com boa coerência composicional sugerindo que estas, também, possuem duas seqüências distintas, levemente diferentes, com

Fig. 4.7 : Diagrama de variação de elementos traços (em ppm) versus sílica para (A) encraves máficos, ortognaisses e migmatitos e (B) granitóides porfiríticos (extraído de Figueiredo et al., 1990b).

trends bem definidos, mesmo em relação aos elementos traços (Fig. 4.7 B), com exceção de Nb e Y. O enriquecimento em Rb e o empobrecimento em Sr e Ba, com o acréscimo de SiO_2 , sugerem um aumento na razão K-feldspato/plagioclásio durante sua evolução. Estas características do Complexo Pinheiro Machado sugerem que, entre os termos mais ácidos dos ortognaisses e migmatitos, ocorrem testemunhos de uma seqüência ligeiramente mais primitiva, o mesmo acontecendo entre os granitóides porfiríticos.

Com relação à razão cálcio-álcalis versus sílica (Brown, 1982), a unidade de encraves máficos, ortognaisses e migmatitos (Fig. 4.8 A) apresenta um índice álcali-cálcio (Peacock, 1931) de

Fig 4.8 : Diagrama da razão cálcio/álcalis versus sílica (Brown, 1982) para (A) encraves máficos, ortognaisses e migmatitos e (B) granitóides porfiríticos (extraído de Figueiredo et al., 1990b).

cerca de 58 enquanto os granitóides porfiríticos (Fig. 4.8 B) da ordem de 53. Estes índices caracterizam os primeiros como uma seqüência cálcio-alcalina, com índice similar, por exemplo, aos granodioritos tardios do Panamá e ao Batólito Alaska Range (apud

Brown, 1982), e os granitóides porfiríticos na faixa das seqüências álcali-cálcicas, como exemplificadas por granitóides do arco continental da Nova Guiné (apud Brown, 1982).

Plotando nossos dados (Figueiredo et al., 1990b) com os contidos em Philipp (1990) no diagrama multicatiônico R_1 - R_2 (Fig. 4.9 A) de La Roche et al. (1980) observa-se que tanto

Fig 4.9 : Diagrama multicatiônico R_1 - R_2 (La Roche et al., 1980) para (A) classificação de rochas ígneas e (B) adaptado por Batchelor & Bowden (1985) para classificação petrotectônica (dados extraídos de Figueiredo et al., 1990b, e Philipp, 1990).

os ortognaisses e migmatitos como os granitóides porfiríticos caem essencialmente no campo dos tonalitos e granodioritos enquanto os encraves máficos no campo dos gabros, dioritos e monzodioritos. Os encraves máficos analisados por Philipp (1990) e um encrave analisado em Figueiredo et al. (1990b), coletado na pedreira Augusto dos Anjos, na área de estudo de Philipp (1990),

caem à esquerda da linha limítrofe do diagrama, no campo dos sienogabros e circunvizinhança, podendo representar uma unidade máfica independente das demais. Na adaptação de Batchelor & Bowden (1985) do diagrama R_1-R_2 para classificação petroectônica caracterizam-se como pré-colisionais, isto é, com geração relacionada a B-subducção, cerca de 70% das amostras analisadas consideradas no diagrama, incluindo encraves máficos (três amostras), ortognaisses & migmatitos (oito amostras) e granitóides porfiríticos (sete amostras), situando-se as restantes, em essência, no campo dos granitóides de soerguimento pós-colisional (Fig 4.9 B).

A classificação como pré-colisional para a maior parte das amostras do Complexo Pinheiro Machado é compatível com: (1) suas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,7027 e 0,7062, típicas de magmatismo de arcos magmáticos de margem continental ativa (I-Cordilheirano de Pitcher, 1982), como exemplificado nos Batólitos Peninsular Range (0,703 a 0,708) e Sierra Nevada (0,7034 a 0,708) da Califórnia, USA (in Pitcher, 1982); (2) seus minerais acessórios, particularmente zircão primário, magnetita (magnetita granitos, Ishihara, 1977), esfeno e alanita (Ivanova & Butuzona, 1968, apud Pitcher, 1979), diagnósticos de granitos tipo-I (Chappell & White, 1974); (3) suas análises petrográficas modais (Fig. 4.10) que os alinham em um trend cálcio-alcalino granodiorítico (sensu Lameyre & Bowden, 1982) bem marcado pela série grabro - diorito - quartzo diorito/tonalito - granodiorito /granito em proporções similares às medidas em margens continentais ativas (15:50:35, de acordo com Pitcher, 1979); (4) seu trend no diagrama AFM (Fig. 54, in Philipp, 1990), comparável ao do Batólito Costeiro do Peru e (5) o intervalo cronológico que elas abrangem, similar ao intervalo do plutonismo dos Andes no Peru, refletindo a longa duração da subducção da placa oceânica sob a margem continental ativa (Pitcher, 1979, 1982).

Por outro lado, seguindo o diagrama de Batchelor & Bowden (1985), algumas análises são referidas a plutonismo devido a soerguimento pós-colisional. No entanto, considerando que estas análises provêm de amostras textural, estrutural e

petrograficamente similares àquelas do campo pré-colisional, é mais razoável supor que elas sejam também pré-colisionais, porém refletindo locus plutônico mais afastado da zona de subducção, onde o magmatismo é mais diferenciado e passível de confusão com

Fig 4.10 : Diagrama QAP de Streckeisen (1976) do Complexo Pinheiro Machado mostrando seu trend calci-alcalino granodiorítico (Lameyre & Bowden, 1982) de diferenciação (análises modais extraídas de Frantz & Remus, 1986 e Philipp, 1990).

produtos sin- a pós-colisionais, como exemplificado por plútons do Batólito Cordillera Blanca do Peru (in Pitcher, 1982). Neste

ambiente encontram-se também granitos como os do Capão do Leão, de elevada diferenciação, talvez refletindo fusão parcial da crosta continental do arco magmático induzida pelo espessamento e alto fluxo térmico então reinantes.

CONCLUSÕES

O Complexo Pinheiro Machado é formado por uma suíte cálcio-alcalina expandida, variável de dioritos a granitos, afetada por metamorfismo de facies xistos verdes a anfibolito, localmente migmatizada. Sua geração ocorreu entre 885-775 Ma em uma margem continental ativa - tipo cordilherana. Suas atuais ocorrências, como pendentes de teto, devem-se a eventos posteriores, adiante discutidos.

OS LEUCOGRANITOS CORDILHEIRA

A borda ocidental do Batólito Pelotas no RS é marcada pela ocorrência de diversas sheets de leucogranitos deformados (mapa anexo e Figs. 3.1 e 5.2) denominados de Granitos Cordilheira por Picada (1963, in Tessari & Picada, 1966). Devido à sua íntima associação de campo com granitóides porfiríticos, ortognaisses e milonitos do Complexo Pinheiro Machado (Fig. 5.2) tem sido descrito como Granito Cordilheira & Migmatitos Associados (Tessari & Picada, 1966). Sua separação das unidades gnáissicas associadas deveu-se a Picada (1971). Outros trabalhos envolvendo estes granitos incluem Picada (1965, 1969), Tessari & Giffoni (1970) e Ribeiro (1977). Mais recentemente foram suscintamente discutidos por Jost et al. (1984), Frantz & Remus (1986), Fragoso Cesar et al. (1986) e Remus et al. (1987) e descritos por Horbach et al. (1986) e Fernandes et al. (1989). Designações diversas têm sido usadas em sua referência: Suíte Granítica Cordilheira (Fragoso Cesar et al., 1986), Granitóides Cordilheira do Complexo Canguçu (Horbach et al., 1986), Granito Cerro Agudo

(UNISINOS, 1985 apud Remus et al., 1987) e Metagranito Arroio Francisquinho (Fernandes et al., 1989). Por suas características mineralógicas e petrográficas, como adiante discutidas, correspondem aos que na literatura internacional têm sido classificados como leucogranitos (e.g., Lameyre, 1966; Lameyre et al., 1974; Le Fort, 1973, 1981; Vidal et al., 1982; Harris et al., 1986 e Searle & Fryer, 1986) sendo adequado, portanto, do ponto de vista descritivo, reunir estes corpos graníticos sob a designação Leucogranitos Cordilheira.

Os Leucogranitos Cordilheira são petrograficamente bastante restritos, essencialmente sienogranitos e monzogranitos, raramente granodioritos. Termos de álcali-feldspato granitos são comuns, porém com albita predominando sobre microclínio, como apontado por Tessari & Picada (1966). Sua mineralogia essencial é formada por quartzo (>30 %), K-feldspato e plagioclásio (albita e oligoclásio). A sub-essencial reúne, em teores bastante variados, muscovita, biotita e turmalina. Os acessórios são apatita, zircão, ilmenita e, ocasionalmente, granada.

Em função de sua mineralogia sub-essencial estes leucogranitos podem ser descritos como muscovita granitos, 2-mica granitos e turmalina granitos. Suas cores são sempre claras, branca-amareladas, cinza-esbranquiçada ou levemente róseas, comumente com pontuações escuras devido à biotita e/ou turmalina. A granulometria varia de equigranular média ou grossa a porfirítica, neste caso com fenocristais de microclínio atingindo até dois centímetros de diâmetro máximo. Com frequência contém enclaves de metassedimentos centimétricos a decimétricos (Fragoso Cesar et al., 1986) e associam-se a graissens e pegmatitos quartzo-feldspáticos, localmente contendo berilo, columbita e turmalina (Picada, 1965, 1966a, 1971; Tessari & Picada, 1966).

ESTRUTURAÇÃO DOS LEUCOGRANITOS CORDILHEIRA

A deformação que afeta estes leucogranitos é, em essência, a mesma observada no Complexo Pinheiro Machado, produzida por duas

fases principais, uma geradora das estruturas E_1 relacionadas a zonas de cisalhamento sub-horizontal e outra de estruturas E_2 ligadas a zonas de cisalhamento sub-vertical (Fig. 4.3). As foliações miloníticas (Sc_1 e Sc_2) então desenvolvidas foram acompanhadas, segundo Fernandes et al. (1989), de metamorfismo em facies xistos verdes superior durante a estruturação E_1 e xistos verdes inferior durante a estruturação E_2 .

As estruturas E_1

A principal característica de campo dos Leucogranitos Cordilheira é sua relação com o Complexo Pinheiro Machado condicionada à estruturação E_1 (Fig. 5.2): constitui sheets imbricadas tectonicamente com as unidades do complexo granítico-gnáissico, seja em suas principais áreas de exposição ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu ou em outras ocorrências situadas no interior do Batólito Pelotas (e.g., entre Erval e Pedro Osório; nas pedreiras Brasileira e Conde Matarazzo, entre Pedro Osório e Arroio Grande, apud Fragoso Cesar et al., 1989). Em todas estas ocorrências os leucogranitos apresentam foliação milonítica variável de tênue a intensa, gerando protomilonitos, milonitos e milonito gnaisses, estes últimos com estruturas bandadas a oftalmíticas com porfiroblastos de K-feldspato. Em termos gerais, a foliação é marcada, como salientado em Fernandes et al. (1989), por orientação planar de micas, ribbons de quartzo e feldspatos estirados.

Além da relação tectônica evidente entre os Leucogranitos Cordilheira e o Complexo Pinheiro Machado, em diversos locais podem ser observadas relações intrusivas através de apófises e diques leucograníticos finos que transectam a foliação de ortognaisses e granitóides porfiríticos (e.g., Fig. 2 in Fernandes et al., 1989), por vezes mostrando-se transpostas por esta foliação, como observado na Pedreira Brasileira, próximo a Pedro Osório (Fragoso Cesar et al., 1989). Estas relações são indicativas de que os Leucogranitos Cordilheira são sín-tectônicos à estruturação E_1 , isto é, intrudiram-se durante o

transporte tectônico do Complexo Pinheiro Machado ao longo de seus planos de foliação, simultaneamente cristalizando, sendo deformados e tendo o contato original intrusivo transposto passando a tectônico marcado por Sc_1 (Fragoso Cesar et al., 1989).

De acordo com o acima discutido, a idade da estruturação E_1 deve ser, em parte, a idade dos Leucogranitos Cordilheira. Esta idade, no entanto, não foi ainda radiometricamente definida, principalmente pela dificuldade da obtenção de amostras não intemperizadas destes leucogranitos. De qualquer forma, situa-se entre a idade mínima (< 775 Ma) do Complexo Pinheiro Machado, no qual é intrusivo, e da Suíte Granítica Dom Feliciano (>550 Ma), que o intrude.

As estruturas E_2

As estruturas E_2 que afetam os Leucogranitos Cordilheira foram detalhadamente estudadas na região de Quitéria (Fernandes et al., 1989), onde a atividade da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu imprimiu-lhes diversas feições (Fig. 4.3), tais como: (1) intensa foliação milonítica sub-vertical Sc_2 (Fig. 4.3 D), (2) dobras D_2 apertadas a isoclinais por vezes extremamente cilíndricas de eixo sub-horizontal (Figs. 4.3 C e E) e (3) estiramento mineral 20/S60W.

De acordo com Fernandes et al. (1989), esta deformação transformou em filonitos, blastomilonitos, milonitos e ultramilonitos porções consideráveis dos Leucogranitos Cordilheira, dando-lhes um aspecto metassedimentar (e.g. , "Formação Vacacaí" in Tessari & Picada, 1966; "Grupo Porongos" in Picada, 1971 e Fragoso Cesar et al., 1986). Na região de Quitéria, estas rochas afloram em faixas paralelas, de direção em torno de NE-SW e forte mergulho ($> 70^\circ$) para NW, de espessuras variáveis desde algumas centenas de metros até cerca de 2 km. São constituídas pela alternância centimétrica a métrica de quartzo-milonitos maciços e micáceos, quartzo-muscovita filonitos e blastomilonitos, como exemplificado pelo Cerro Agudo, ou por

gradação de milonitos para ultramilonitos da borda para o interior da faixa, intercalando quartzo-milonitos (Fernandes et al., 1989).

ORIGEM DOS LEUCOGRANITOS CORDILHEIRA

As características químicas (alta SiO_2 e baixo Mg, Fe e Ca apud Fragoso Cesar et al., 1986), petrográficas (2-mica granitos, muscovita granitos e turmalina granitos) e mineralógicas (muscovita, turmalina, granada e ilmenita) assim como as tectônicas (granitos sin-tectônicos), forma de ocorrência (estreita e alongada faixa de sheets graníticas; vide Fig. 3.1), enclaves de metassedimentos e associação com graissens e pegmatitos, permitem interpretar os Leucogranitos Cordilheira como gerados por fusão parcial de metassedimentos, similares a leucogranitos da Faixa Lachlan (Cinturão Tasman) da Austrália (S-granitos de Chappell & White, 1974), do Maciço Armoricano da Europa Ocidental (Lameyre et al., 1974) e do Cinturão Himalaiano (Le Fort, 1981, 1986; Searle & Fryer, 1986).

A fonte metassedimentar dos Leucogranitos Cordilheira não está ainda definida. No segmento sul de sua faixa de ocorrência (Fig. 3.1) mantém contato tectônico, ao longo de cerca de 70 km, com o Terreno Serra dos Pereira (vide Cap. 06), essencialmente metapelítico de baixo grau metamórfico, exceto em sua extremidade setentrional (Metapelitos Cerro do Facão: Jost & Bitencourt, 1980) onde o metamorfismo crescente em sentido ao Batólito Pelotas ultrapassa a isógrada da estauroлита (Jost, 1982). Em níveis ainda não exumados, estes metapelitos podem ter alcançado condições de ultrametamorfismo com produção de líquidos leucograníticos. No segmento norte, os Leucogranitos Cordilheira ocorrem próximos ou em contato tectônico com paragnaisses (Gnaisses Chanã, vide Cap. 05), outra possível fonte. Fernandes et al. (1989) discutem as condições de metamorfismo de metapelitos dos Gnaisses Chanã, em base à coexistência de cordierita com almandina e K-feldspato na ausência de muscovita,

como de alto grau restrito a um intervalo de pressões entre 4 e 8 Kb e temperatura acima de 650°C sob elevada pressão de H₂O sugerida pela presença de minerais hidratados como anfibólios e micas, além de indícios de fusão parcial (mirmequitos e textura gráfica) ao longo de contatos intergranulares.

A estruturação E₁ destes leucogranitos, imbricados entre escamas tectônicas do Complexo Pinheiro Machado e sin-tectônicos ao transporte de suas nappes, implica em uma gênese relacionada a encurtamento e espessamento crustal, levando unidades metassedimentares subjacentes às nappes a condições de elevada temperatura e pressão litostática. Sob a presença de alta pressão de H₂O, a temperatura mínima necessária para o início da fusão é rebaixada e, com a adição de boro no sistema a temperatura mínima torna-se consideravelmente menor (Chorlton & Martini, 1978 in Searle & Fryer, 1986). A mineralogia dos Leucogranitos Cordilheira, particularmente micas e turmalina, mostra a importância de fases fluidas ricas em boro durante sua cristalização, caracterizando as condições que atuaram em sua fonte metassedimentar cavalgada pelas nappes do Complexo Pinheiro Machado.

Em trabalhos anteriores (Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b, 1986, 1987, 1989) desenvolvemos um modelo para a evolução do Cinturão Dom Feliciano que envolve um arco magmático tipo andino (Complexo Pinheiro Machado), a SE, cavalgando sua bacia de retro-arco (Terrenos Serra dos Pereira e Cerro da Árvore), a NW, durante a colisão continental entre este cinturão e o Continente Kalahari do lado africano. Em que pese a necessidade de reformulações neste modelo frente aos novos conhecimentos, ele mostra-se adequado para explicar os Leucogranitos Cordilheira, então considerados sin-colisionais e gerados por fusão parcial da seqüências metapelíticas da bacia de retro-arco durante o espessamento crustal causado pelo avanço das nappes do Complexo Pinheiro Machado.

A SUÍTE GRANÍTICA DOM FELICIANO

O magmatismo que define o Batólito Pelotas como uma estrutura regional extensiva do SE uruguaio ao SE de Santa Catarina é representado por um conjunto multi-intrusivo de centenas - ou milhares - de plútons graníticos alongados segundo a direção NE-SW condicionados às zonas de cisalhamento sub-verticais. Este plutonismo foi pioneiramente estudado no RS e reportado por Tessari & Picada em conferência no núcleo do Rio Grande do Sul da Sociedade Brasileira de Geologia em 1963, sendo então designado Complexo Granítico Dom Feliciano, denominação empregada em diversos trabalhos posteriores (e.g., Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Picada, 1971; Frantz et al., 1984). Outros termos usados em sua referência incluem Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões (e.g., Moreira & Marimon, 1982; Issler, 1984; Horbach et al., 1986 e outros trabalhos da equipe do Projeto RADAMBRASIL), Granitóides de Fase 3 (Frantz & Remus, 1986) e Granito Serra do Herval (Fragoso Cesar & Gallas, 1978; Fernandes et al., 1989). Devido a sua homogeneidade petrográfica, litoquímica e isotópica que caracteriza a consangüinidade entre seus múltiplos plútons redefinimos o seu conjunto como Suíte Granítica Dom Feliciano (Fragoso Cesar et al., 1986).

Texturalmente os granitos da Suíte Dom Feliciano variam entre dois extremos: (1) biotita-granitos porfiríticos róseo-acinzentados e (2) granitos hololeucocráticos equigranulares róseo-avermelhados grossos. Entre estes dois extremos diversas facies ocorrem: (1) granitos róseo-acinzentados finos com fenocristais (<2 cm) esparsos, (2) granitos finos róseos e acinzentados, (3) granitos médios rosados e (4) granitos grossos a pegmatóides róseos. Apesar da diversidade, destacam-se os granitos róseos de granulometria média a grossa com quartzo bem desenvolvido de forma ameboidal a arredondada, pobres em máficos (hololeucocráticos), correspondendo aos granitos que Picada (1971) individualizou dentro do Complexo Granítico Dom Feliciano como Granito Cerro Frio.

Petrograficamente (Fig. 4.11) a Suíte Dom Feliciano é constituída predominantemente por sienogranitos, subordinadamente monzogranitos. Termos como K-feldspatos granitos e quartzosienitos são raros, sendo alguns portadores de anfibólios alcalinos (Frantz & Remus, 1986), podendo constituir pequenas intrusões de granitos tardios, já desvinculados desta suíte, como exemplificado por intrusões graníticas e sieníticas da região de Pinheiro Machado (Fig. 4.1). Os acessórios destes granitos são

Fig. 4.11 : Diagrama QAP de Streckeisen (1976) de granitos da Suíte Dom Feliciano (extraído de Frantz & Remus, 1986).

biotita, em teores bastante variáveis, sempre inferiores a 10%, esfeno, magnetita, ilmenita, apatita, zircão e alanita, contendo ocasionalmente fluorita.

Encraves nestes granitos, embora não sejam abundantes, incluem: (1) encraves máficos microgranulares de forma ameboidal, por vezes possuindo franja de reação com a encaixante, fraturamento radial nesta e englobando esparsos cristais euédricos de K-feldspato desta; (2) encraves de biotita microgranitos e de biotita-anfibólio microgranitos e (3) xenólitos do Complexo Pinheiro Machado, particularmente próximo aos contatos. Os encraves máficos microgranulares, não considerando as inclusões de K-feldspato mecanicamente capturados do granito encaixante, possuem composição basáltica e, possivelmente, representam pequenas intrusões básicas no magma granítico durante sua cristalização (magma blebs), cuja viscosidade já permite fraturamento e injeções de materiais externos.

ESTRUTURAÇÃO DA SUÍTE GRANÍTICA DOM FELICIANO

Os granitos da Suíte Dom Feliciano ocorrem como corpos lenticulares alongados de diversos tamanhos, desde poucos milhares de m² até dezenas de km², faciologicamente distintos e mostrando, com frequência, evidências intrusivas de um tipo em outro. Estes corpos ocorrem condicionados às zonas de cisalhamento sub-verticais E₂ e mostram-se afetados por estas, desde incipiente e afastado fraturamento até intensa milonitização. Nos corpos inequigranulares e porfiríticos as estruturas de fluxo ígneo (e.g., orientação e imbricação de fenocristais, orientação de biotitas, etc.) mostram foliação e lineação primárias concordantes com as tectônicas, indicando que pelo menos parte da suíte é sin-tectônica à estruturação E₂. Por outro lado, a justaposição de granitos com frágil cataclase com outros fortemente foliados pode sugerir que os primeiros sejam tardi-tectônicos. No entanto, podem representar apenas intrusões com pequenas diferenças de idade mas importante distinção no nível crustal de alojamento, sendo o primeiro raso e, portanto, rúptil e o segundo profundo, cristalizando e concomitantemente

sofrendo deformação dúctil. Como observamos durante o mapeamento da região de Pinheiro Machado (Fig. 4.1), outra situação relativamente comum é a transição, ao longo de algumas centenas de metros, de granitos apenas ruptilmente fraturados até ductilmente milonitizados. Observou-se, também, que as porções mais preservadas, que podem ocupar dezenas de km², assumem formas lenticulares circundadas por porções mais deformadas. Sugestivamente, em outras regiões mapeadas em semi-detalle (e.g., região de Canguçu, in Frantz & Remus, 1986), esta é a forma dos corpos graníticos considerados tardios, posteriores à estruturação E₂.

Como discutido anteriormente, tanto os mapas de síntese regional (e.g., Carraro et al., 1974; Willig et al., 1974; Horbach et al., 1986; Santos et al., 1989) como de semi-detalle (e.g., Frantz & Remus, 1986; Remus et al., 1987) subestimam a proporção de granitos da Suíte Dom Feliciano dentro do Batólito Pelotas. De acordo com os mapas regionais, os granitos desta suíte ocupam cerca de 35 % da área do batólito no RS. Nossos trabalhos de campo permitem estimar em torno de 70 % esta proporção. Identificamos duas causas principais desta distorção: (1) textural e (2) estrutural. A primeira refere-se ao mapeamento da facies dos biotita granitos porfiríticos róseo acinzentados, comumente com estruturas de fluxo ígneo, como parte da encaixante da Suíte Dom Feliciano, devido à similaridade destes com os granitóides porfiríticos do Complexo Pinheiro Machado. A segunda é fruto da aplicação simplificada de análise estrutural durante o mapeamento, como exemplificado por granitos milonitizados da Suíte Dom Feliciano confundidos com gnaisses do Complexo Pinheiro Machado ou mesmo com metassedimentos, simplesmente por conter foliação.

Em síntese, os granitos da Suíte Dom Feliciano são sin- (a tardi-?) tectônicos à estruturação E₂, tendo sido formados durante a instalação de grandes zonas transcorrentes NE-SW, alojando-se nestas e sofrendo, de distintas formas, seja pelo nível crustal da intrusão ou pela posição relativa nestas zonas,

deformações que variam de fraturamento à milonitização.

GEOCRONOLOGIA DA SUÍTE DOM FELICIANO

Entre os trabalhos geocronológicos que abrangem os "granitos tardi- a pós-tectônicos" do leste do RS (e.g., Cordani et al., 1974; Halpern et al., 1974; Teixeira, 1982a; Soliani Jr., 1986) encontram-se várias análises Rb-Sr de amostras obtidas em granitos da Suíte Dom Feliciano. Uma seleção destas análises já foi feita por Soliani Jr. (1986, pg. 81), aqui adotada com exclusão, apenas, da análise 219 C, obtida em amostras do Granito Capão do Leão que, como discutimos anteriormente, pertence ao Complexo Pinheiro Machado. Desta forma, para caracterizar com segurança a idade da Suíte Dom Feliciano, restaram nove análises, sendo sete contidas em Cordani et al. (1974), uma em Teixeira (1982a) e uma em Halpern et al. (1974). Entre estas análises, três são de um único afloramento (215 C, D e E), permitindo a construção de uma isócrona de afloramento, que apontou a idade de 547 ± 17 Ma e $Ro: 0,709$ (Fig. 4.12 A), obtida em pegmatitos e granitos. Na Fig. 4.12 B, graças ao auxílio de Helen Sonoki e Ivone Sonoki, recalculamos todas as análises referentes à Suíte Dom Feliciano, excluindo a análise 208, de elevadas razões Rb^{87}/Sr^{86} (284) e Sr^{87}/Sr^{86} (3,026). A idade obtida de 550 ± 6 Ma e $Ro: 0,7092$ é consistente com a anterior (Fig. 4.12 A). Se, no entanto, for incluída a análise 208, a idade passa para 572 ± 1 Ma e $Ro: 0,7078$. Considerando a grande diferença de razões Sr^{87}/Sr^{86} e Rb^{87}/Sr^{86} entre a análise 208 e as demais, esta isócrona comporta-se praticamente como se contivesse apenas dois pontos. Assim sendo, a idade em torno de 550 Ma com Ro de 0,709 deve ser mais representativa para os granitos desta Suíte.

LITOQUÍMICA DA SUÍTE DOM FELICIANO

Análises químicas de granitos da Suíte Dom Feliciano foram efetuadas pelo projeto RADAMBRASIL, publicadas em Moreira &

Fig. 4.12 : Isócronas Rb-Sr da Suíte Granítica Dom Feliciano.

A- Isócrona de afloramento
 B- Isócrona de referência

(A- extraído de Soliani Jr., 1986; B- recalculado a partir de dados contidos em Soliani Jr., 1986).

Marimon (1982) e referem-se, em essência, aos seus termos mais isotrópicos e não deformados. Frente a esta limitação selecionamos nove amostras representativas das demais facies (principalmente biotita granitos porfiríticos; subordinadamente granitos cinza finos com foliação de fluxo ígneo e outros) para análises litoquímicas (Figueiredo et al., 1990b).

Como vimos anteriormente (Fig 4.11), os granitos desta suíte são essencialmente sienogranitos, subordinadamente monzogranitos. Esta pequena variação petrográfica reflete a variação faciológica: os termos mais isotrópicos mostram-se mais enriquecidos em K-feldspatos, caindo no campo dos sienogranitos, enquanto as facies porfiríticas, particularmente a rósea acinzentada com arcabouço de megacristais de K-feldspato (até 4

cm de diâmetro máximo), no campo dos monzogranitos, sugerindo uma menor diferenciação para estas em relação àquelas. Quimicamente, esta diferenciação pode ser visualizada em alguns diagramas discutidos em Figueiredo et al. (1990b). Os diagramas de Harker (1909) (Fig. 4.13 A) sugerem que esta variação petrográfica e textural pode corresponder a uma progressiva diferenciação de uma mesma sequência, com exceção dos teores de Fe_2O_3^t mais elevados e de CaO levemente mais baixo para as facies mais isotrópicas em relação às facies porfiríticas. Isto, contudo, pode ser devido a diferenças laboratoriais entre as análises contidas em Figueiredo et al. (1990b) e Moreira & Marimon (1982), pois as evidências de campo mostram transição entre estas facies. Como apontado no diagrama de Brown (1982) (Fig. 4.13 C), apesar de pequena distinção nos trends (petrogenética ou laboratorial?) o conjunto mostra tendência álcali-cálcica. No diagrama R_1 - R_2 (Fig. 4.13 D) todas as amostras analisadas caem no campo dos granitos tardi-orogênicos (Batchelor & Bowden, 1985), que correspondem aos granitos da série sub-alcálica monzonítica de Lameyre & Bowden (1982). Por outro lado, a similaridade das facies menos diferenciadas, particularmente a porfirítica rósea acinzentada, com os granitóides porfiríticos do Complexo Pinheiro Machado, causa de distorções em mapeamentos geológicos, não foi acompanhada pela distribuição de elementos traços, como pode ser visto na comparação das Figs. 4.13 B e 4.7 B. A facies porfirítica da Suíte Dom Feliciano mostra-se relativamente mais enriquecida em Sr, Ba e Zr que os granitóides porfiríticos do Complexo Pinheiro Machado. Infelizmente, os teores de Nb e Y não definem uma tendência clara, pois sua distribuição em patamares com intervalos regulares de 10 ppm indicam reduzida confiabilidade para suas determinações.

ORIGEM DA SUÍTE DOM FELICIANO

O complexo multi-intrusivo da Suíte Dom Feliciano, quimicamente sub-alcálico monzonítico, ocorre condicionado a

zonas de cisalhamento transcorrentes que o afetam de diversas maneiras, sendo constituído por granitos sin (a tardi?)-tectônicos à estruturação E_2 . As relações de campo mostram que estes granitos intrudem as unidades pré-colisionais (Complexo Pinheiro Machado) e sin-colisionais (Leucogranitos Cordilheira) do Cinturão Dom Feliciano que ocorrem no Batólito Pelotas sendo, portanto, posteriores ao evento colisional, isto é, tardi- ou pós-colisionais, o que é corroborado no diagrama R_1-R_2 de La Roche et al. (1980) adaptado por Batchelor & Bowden (1985) para a caracterização tectônica de rochas ígneas que os enquadram como granitos tardi-orogênicos.

Na tipologia de granitos e ambientes tectônicos de Pitcher (1982), a Suíte Dom Feliciano possui várias características dos granitos do tipo I-Caledoniano deste autor, quais sejam: (1) granitos em contrastante associação com pequenos corpos de hornblenda dioritos e gabros (Gabros Passo da Fabiana; vide item posterior); (2) biotita como principal mineral acessório; ilmenita e magnetita como subordinados; (3) K-feldspato geralmente intersticial - exceto nas facies porfiríticas - e frequentemente rico em quartzo; (4) xenólitos de diversos tipos; (5) relacionado a falhas verticais e transcorrentes; (6) raramente mineralizado - com exceção de pequenas ocorrências de fluorita e (7) razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} relativamente altas ($\sim 0,709$).

Além destas características, destacam-se: (1) sua íntima associação com vulcanismo ácido, seja através de alimentadores, em parte sin-plutônicos, dos Diques Riolíticos Asperezas, ou de supracrustais piroclásticas dos Tufos & Ignimbritos Ana Dias e (2) sua fonte crustal, principalmente ígnea, reconhecida por estudos de Sm-Nd (Mantovani et al., 1987), referida a um embasamento antigo, do Proterozóico Médio e/ou Inferior.

Em base a estes elementos interpretamos a Suíte Dom Feliciano como tardi-colisional na evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar et al., 1989). No modelo então desenvolvido, a colisão continental responsável pelo avanço de nappes no fim do Pré-Cambriano teria sua fase tardia, já no

Fig. 4.13 : Diagramas litoquímicos de granitos da Suíte Dom Feliciano (extraído de Figueiredo et al., 1990b.).

A- Diagrama de Harker (1909): óxidos de elementos maiores (em peso %) versus sílica;

B- Diagrama de variação de elementos traços (em ppm) versus sílica;

C- Diagrama da razão cálcio/álcalis versus sílica (Brown, 1982;

D- Diagrama multi-catiônico R_1 - R_2 (La Roche et al., 1980).

Cambriano, representada pela estruturação E_2 com a passagem de falhas de cavalgamento para falhas de empurrão de alto ângulo com componente transcorrente e, finalmente, a instalação de grandes zonas de cisalhamento sub-verticais transcorrentes, afetando a

crosta duplicada do evento anterior. Nestas condições, as zonas de cisalhamento atingiram níveis litosféricos profundos provocando, por descompressão, fusões parciais no manto superior e crosta inferior. O produto da fusão parcial no manto superior, tema do item seguinte - Gabros Passo da Fabiana -, transferiu calor para a base da crosta aumentando suas condições de fusão. Como resultado, volumosas porções de magma granítico foram geradas por fusão crustal com, talvez, contribuição mantélica, e ascenderam através das zonas fraturadas concomitantemente ao movimento transcorrente destas e cristalizando em condições sincinemáticas em distintos níveis crustais propiciando a formação do grande complexo granítico multi-intrusivo da Suíte Dom Feliciano.

OS GABROS PASSO DA FABIANA

Em diversas regiões do Batólito Pelotas ocorrem corpos de rochas básicas em exposições variáveis desde poucos milhares de m² até vários km², sucintamente discutidos em Fragoso Cesar et al. (1986) quando foram apontadas as ocorrências próximas às cidades de Pinheiro Machado e Dom Feliciano. Nesta última, foram descritas por Tessari & Picada (1966) (...) massas de rochas escuras de composição mais básica (op.cit., pg.54) e incluídas no Complexo Granítico Dom Feliciano destes autores. As ocorrências de Pinheiro Machado foram investigadas pela equipe da CRPM/Porto Alegre, verificando em campo o significado de anomalias magnéticas derivadas de fontes superficiais, descobrindo que constituem corpos básico-ultrabásicos estratiformes onde gabros, predominantes, intercalam-se com anortositos e rochas ultramáficas (Gilberto Ramgrab, inf. verbal, 1988). Estas ocorrências foram mapeadas, estudadas e extensivamente amostradas por nossa equipe para análises nos laboratórios da École des Mines (Paris, França), no momento realizadas pelo colega Rubens L. Monteiro. As principais observações e conclusões disponíveis

(Monteiro et al., em prep.) serão aqui sintetizadas, juntamente com as conclusões sobre os dados aeromagnetométricos do Batólito Pelotas obtidos pelo convênio DNPM/CPRM e tratados por Costa et al. (1990).

Estes corpos básico-ultrabásicos estratiformes possuem formas grosseiramente lenticulares (Fig. 4.14) e ocorrem invariavelmente no interior da Suíte Granítica Dom Feliciano, sendo afetados por apófises de granitos finos indicativos de sua anterioridade cronológica, o que caracteriza estes corpos como mega-encraves. Destas ocorrências, uma particularmente representativa do conjunto aflora acerca de 7 km a sul de Pinheiro Machado (Fig. 4.14) ao longo do "Passo da Fabiana", eleita como localidade típica destes corpos básicos, aqui designados Gabros Passo da Fabiana.

Os Gabros Passo da Fabiana, de acordo com os dados petrográficos de Monteiro et al. (em prep.), são constituídos por olivina gabros que se associam, em proporções subordinadas, a olivina gabronoritos, anortositos, piroxenitos, peridotitos e anfíbolitos, em tons escuros de cinza e verde, com exceção das bandas anortosíticas, cinza esbranquiçadas. Possuem granulometria média a grossa cuja mineralogia primária é formada por olivina (Fo_{~90}), clinopiroxênio (augita Ti), ortopiroxênio (enstatita), plagioclásio (An₇₀₋₈₀), anfíbólio e mica (flogopita/biotita) como principais e opacos como acessórios. Os minerais secundários tardios são sericita, clorita, serpentina, talco, epídoto, carbonato e leucóxênio. Texturalmente sobressaem as características de cumulos de (1) Ol+Cpx, (2) Cpx+Opx+Pl e (3) Cpx+Pl, com anfíbólio como o intracumulado mais comum e, subordinadamente, o plagioclásio. As principais relações texturais entre as fases minerais mostram: (1) Ol inalterada+Cpx cumuláticos e anfíbólio intracumulado, (2) Cpx+Opx+Pl cumuláticos e anfíbólio intracumulado, (3) transformação parcial de Cpx em anfíbólio, (4) anfíbólio intersticial em trama de Pl, (5) anfíbólio preenchendo fratura de Pl, (6) mica bordejando anfíbólio e (7) como produto de alteração direta de Cpx.

Conforme discutido em Monteiro et al. (em prep.), a seqüência de cristalização ortomagmática compatível com esta evolução textural é a seguinte: (1) olivina, (2) ortopiroxênio, (3) clinopiroxênio, (4) plagioclásio, (5) anfibólio e (6) mica. A seqüência inicial (1 a 4) é característica de cristalização de magmas basálticos sob regime de baixa pressão a seco (Green & Ringwood, 1967; Hall, 1978; De Paolo, 1979; Hughes, 1982) que, no entanto, foi gradativamente evoluindo para condições de pressão parcial de fluidos crescentemente elevadas, como indicado pela presença de anfibólio e mica intracumuláticos. Como os magmas basálticos são essencialmente anidros (Green, 1973; Cox et al., 1979), não possuindo pressão de fluidos suficiente para gerar minerais hidratados (5 e 6), necessita de uma fonte externa para prover estes fluidos durante sua cristalização. Uma fonte externa evidente é a massa granítica que envolve os mega-encraves gábricos, mas implica em uma questão fundamental: se os granitos são mais jovens, de acordo com as relações de campo, como podem ter influenciado a cristalização ortomagmática dos gabros? A resposta possível é que, embora os gabros tenham cristalizado antes dos granitos, a diferença de idade entre eles é mínima ou inexistente. Em consequência, a interpretação é que os gabros representam intrusões básicas no magma granítico, antes de sua solidificação. Desta forma, com o rebaixamento de temperatura os gabros iniciaram precocemente sua cristalização, sendo influenciado, no decorrer desta, pelo magma granítico envolvente contendo fluidos. Com a solidificação dos gabros, houve fraturamento ao longo de suas bordas permitindo injeções de apófises da massa granítica circundante ainda em cristalização. Em outras palavras: os Gabros Passo da Fabiana são sin-plutônicos aos granitos da Suíte Dom Feliciano.

ESTRUTURAÇÃO DOS GABROS PASSO DA FABIANA

Para discutir a estruturação dos Gabros Passo da Fabiana serão analisados três pontos: (1) sua estruturação primária, (2) sua estruturação tectônica e (3) sua estruturação em níveis

Fig. 4.14 : Esboço simplificado da geologia da região de Pinheiro Machado destacando os Gabros Passo da Fabiana.

LEGENDA : 1- Suíte Dom Feliciano, Diques Riолíticos Asperezas e plútons diversos indiferenciados; 2- Gabros Passo da Fabiana com localização de ocorrência tipo (área dentro do trapézio); 3- Complexo Pinheiro Machado; 4- principais falhas; 5- Cidade de Pinheiro Machado; 6- BR-293; 7- estrada de ferro.

crustais profundos. Este último ponto em base às considerações geofísicas levantadas por Costa et al. (1990).

Durante o mapeamento da região de Pinheiro Machado verificou-se uma relação direta entre o tamanho dos corpos individualizados e sua composição litológica, relação esta constante em outras ocorrências investigadas, como as da região de Dom Feliciano, Alto Alegre e Erval. Nos corpos maiores, em torno de $6 \pm 2 \text{ km}^2$, o caráter estratiforme é evidente, com bandamento ígneo sub-horizontal representado por intercalações contínuas e nítidas, de espessuras milimétricas a decimétricas, de olivina gabronoritos e anortositos com níveis mais espessos, métricos e decamétricos, de olivina gabros. Em outros corpos, com áreas também mensuráveis em km^2 , ocorre apenas olivina gabros com porções subordinadas, não necessariamente organizadas em bandas, de olivina gabronoritos. Já nos corpos menores, com áreas inferiores a 1 km^2 , chegando a poucos milhares de m^2 , os olivina gabros associam-se a piroxenitos, peridotitos e anfibololitos, sendo que nos de áreas mais restritas predominam, ou são exclusivos, os termos ultramáficos.

Esta relação entre tamanho e composição litológica pode não ser acidental, e sim refletir distinções composicionais em função do nível de exposição de corpos de tamanhos similares, bastando que a forma destes seja de diápiros. Assim, nos níveis basais, adelgaçados, concentram-se os minerais mais densos, como olivina e piroxênios, o inverso ocorrendo no topo, onde acentua-se o teor de plagioclásios.

A estruturação tectônica destes diápiros é a mesma identificada na Suíte Dom Feliciano envolvente, variando de fraturamento até intensa foliação vertical gerada nas zonas de cisalhamento transcorrentes.

O comportamento em profundidade destes complexos básico-ultrabásicos foi objeto de modelamento por Costa et al. (1990) a partir dos dados magnéticos constantes no trabalho de Anjos & Mourão (1987). As anomalias lineares observadas no mapa de componente regional (Fig. 4.15 A), conforme interpretação da

Fig. 4.15 : Mapa magnético e suas anomalias referidas aos corpos básico-ultrabásicos profundos do Batólito Pelotas. A- mapa magnético de componente regional; B- mapa de anomalias e C- disposição do Batólito Pelotas (extraído de Costa et al., 1990).

Fig. 4.15 B, expressam-se como faixas alongadas na direção $N 50^{\circ} - 60^{\circ} E$ concordantes com a direção geral do Batólito Pelotas, dominando sua borda ocidental. Apresentam comprimento de onda da ordem de 20-25 km, com fontes situadas a grandes profundidades. As faixas não são contínuas, sendo interrompidas por deslocamentos NW-SE, resultando em padrão escalonado. Para o modelamento destas anomalias, Costa et al. (1990) extraíram perfis de vários setores do batólito, localizados na Fig. 4.15 A. Os resultados do modelamento (Fig. 4.16) caracterizam estas anomalias como geradas por corpos tabulares profundos, como regra inclinados para SE, com espessuras estimadas em torno de 15 km e topo a profundidades da ordem de 10 km. A inclinação destes corpos, exceto o do perfil C-C', é para SE e varia de 30° no

extremo sudoeste da área até 80° na porção nordeste. O perfil C-C', destoante dos demais, tem seu alto da anomalia próximo ao limite da área investigada, podendo não refletir a realidade de sua forma e mergulho, mas sim distorção por efeito de borda. Neste sentido, os perfis B-B' e D-D', que apresentam posicionamento mais adequado para modelamento, indicaram corpos mergulhantes de, respectivamente, 56° e 65° para SE, podendo-se admitir um mergulho médio de 60° para os corpos modelados. A susceptibilidade magnética definida em 0,005 e.m.u. ao longo das faixas anômalas sugerem natureza básica e/ou ultrabásica para estes corpos (Costa et al., 1990).

ORIGEM DOS GABROS PASSO DA FABIANA

Os Gabros Passo da Fabiana têm origem mantélica evidenciada por suas características petrográficas. No entanto, a época e a causa de sua extração do manto não são ainda conhecidas. Sua idade pode ser inferida como cambriana em função do caráter sin-plutônico de seus corpos com os granitos da Suíte Dom Feliciano, o que é compatível com os escassos dados K-Ar disponíveis. Teixeira (1982a) apresenta três análises K-Ar, uma (LK-112) obtida em gabro aflorante a cerca de 25 km a NE da cidade de Dom Feliciano e outras duas (GF-371 A e B) na região de Alto Alegre, entre Pelotas e Pinheiro Machado, descritas como norito (GF-371 A) e anfibolito (GF-371 B). As idades obtidas variam entre 600-450 Ma, sendo a GF-371 B medida em 553 ± 16 Ma.

Uma possível causa para a extração destes gabros do manto - e sua atual situação como diápiros sin-plutônicos aos granitos da Suíte Dom Feliciano - foi apontada por Fragoso Cesar et al. (1989) como queda de pressão no manto litosférico devido aos cisalhamentos transcorrentes tardi-colisionais E_2 que seccionaram a crosta espessada do evento anterior, sin-colisional (E_1). No modelo então sugerido, estes cisalhamentos permitiram fusão parcial no manto e intrusões básico-ultrabásicas na crosta inferior, aumentando as condições de fusão ali reinantes e

Fig. 4.16 : Perfis magnetométricos e modelamento de corpos básico-ultrabásicos profundos do Batólito Pelotas. Vide Fig. 15 A para localização dos perfis (simplificado a partir da Fig. 4 de Costa et al., 1990)

geração dos magmas graníticos sub-alcálinos da Suíte Dom Feliciano, que em sua ascensão sin-tectônica ao longo das zonas de cisalhamento transportaram, graças a sua elevada viscosidade, pequenos corpos básicos em processo de diferenciação.

Esta hipótese foi reforçada pelo modelamento de corpos tabulares básico-ultrabásicos profundos para explicar os lineamentos magnéticos de direção NE-SW do Batólito Pelotas efetuado por Costa et al. (1990), permitindo uma melhor visualização do processo. Desta forma, estas grandes intrusões tabulares concordantes com as zonas de cisalhamento não apenas aumentaram as condições térmicas na crosta inferior para a geração dos granitos da Suíte Dom Feliciano, como também liberaram pequenos diápiros básicos englobados pelo magma granítico então formado e por este transportados até suas atuais posições.

GRANITOS ALCALINOS & OUTROS PLÚTONS

Na bibliografia disponível sobre o Batólito Pelotas no RS encontram-se citações de ocorrências de rochas graníticas alcalinas (e.g., Frantz & Remus, 1986) e de plútons com idade ordoviciano, posteriores à Suíte Dom Feliciano (e.g., Fragozo Cesar et al., 1986; Soliani Jr., 1986), ainda não investigadas. No mapeamento da região de Pinheiro Machado (Fig. 4.1) conseguimos individualizar alguns destes corpos tardios, representados por pequenos (1) stocks graníticos e (2) plugs sieníticos.

Os stocks graníticos são circunscritos, com áreas de exposição variáveis de 0,5-1,5 km², e ocorrem intrudidos em zonas de falhas em condições pós-tectônicas, sendo indeformados, apresentando apenas diáclases de espaçamento métrico, adequadas para a sua extração em blocos de vários m³. Na região de Pinheiro Machado foram mapeados quatro destes corpos, sendo o maior denominado Cerro dos Cachorros e sobre ele instalada uma pedreira

para extração de rochas ornamentais. Suas relações de campo mostram que eles ocorrem intrudindo granitos da Suíte Dom Feliciano e o Complexo Pinheiro Machado. Petrograficamente são pertita granitos com teores muito baixos de biotita, com granulometria média a grossa. Possivelmente os (...) anfibólitos alcalinos em termos graníticos isolados citados por Frantz & Remus (1986, pg.936) pertençam a granitos deste tipo.

Os plugs sieníticos são mais raros e de exposições ainda menores, de algumas centenas a poucos milhares de m², tendo dois corpos destes sido individualizados na região de Pinheiro Machado (Fig.4.1). São porfiríticos com fenocristais de plagioclásio, biotita, restos de clinopiroxênio, anfibólio e titanita em matriz quartzo-feldspática fina rica em clorita e material sericítico. Ocorrem, assim, como os stocks graníticos, intrudidos em falhas em condições pós-tectônicas.

A idade destes corpos não foi ainda definida, com exceção de uma isócrona de afloramento junto à Vila Conde Matarazzo, ao sul de Pedro Osório, onde rochas graníticas apontaram a idade de 446 ± 69 Ma e Ro: 0,7073 (Soliani Jr., 1986), evidenciando sua gênese já no estágio pós-colisional do Batólito Pelotas, relacionada a rifteamento e fusão da base da crosta e, possivelmente, manto superior, em condições pós-orogênicas ou mesmo anorogênicas, características dos granitos tipo-A de Pitcher (1982, 1987).

HIPOABISSAIS & EFUSIVAS DO BATÓLITO PELOTAS

A atividade hipoabissal e efusiva do Batólito Pelotas, excluindo diques básicos mesozóicos e outros possivelmente correlatos aos Gabros Passo da Fabiana, de difícil distinção, restringe-se a três unidades: (1) sienitos e rochas básicas associadas, (2) Diques Riolíticos Asperezas e (3) Ignimbritos & Tufos Ana Dias, sendo a primeira de ocorrência limitada como intrusões pré-orogênicas em encaves de mármores, e as demais relacionadas aos granitos da Suíte Dom Feliciano.

SIENITOS & ROCHAS BÁSICAS ASSOCIADAS

Na região entre Pedro Osório e Arroio Grande, na porção sudeste do Batólito Pelotas, ocorrem escamas tectônicas de mármore (Mármore Matarazzo, vide item posterior) imbricadas durante E_1 com granitóides porfiríticos do Complexo Pinheiro Machado, aflorantes em duas pedreiras: Pedreira Brasileira e Pedreira Conde Matarazzo. Durante trabalhos de campo de nossa equipe na região descobrimos nestas pedreiras pequenas intrusões na forma de soleiras e diques de sienitos e rochas básicas associadas pré-tectônicas, afetadas pelas deformações E_1 conjuntamente com os mármore e sua encaixante tectônica. A amostragem então feita nestas intrusivas fissurais foi objeto de análises petrográficas e de química mineral nos laboratórios da Universidade Paris 6 e École des Mines de Paris, estando as principais observações e conclusões publicadas em Sallet et al. (1989b), aqui sintetizadas.

Os sienitos e rochas básicas associadas ocorrem na forma de diques e soleiras de espessuras centimétrica a métrica, com os sienitos truncando as rochas básicas indicando a anterioridade destas. Texturalmente os sienitos possuem granulometria fina a média, localmente desenvolvendo facies pegmatíticas. A composição mineralógica varia de facies sienítica com clinopiroxênio, anfibólio e titanita a facies quartzo-sienítica com anfibólio e biotita. Os minerais acessórios são apatita, opacos, zircão, epídoto e carbonato. Aparece como feição textural marcante a transformação subsolidus do clinopiroxênio em anfibólio, com quartzo e carbonatos associados. Nas rochas básicas foram observados três tipos de textura: (1) com foliação metamórfica, constituída de anfibólio e plagioclásio, com quartzo, microclínio, titanita, zircão, apatita e opacos como acessórios; (2) com textura equigranular fina a média, sem foliação, com feição cumulática a plagioclásio e clinopiroxênio e (3) com textura do tipo intersertal, com plagioclásio, anfibólio e biotita, tendo quartzo, feldspato alcalino, epídoto, carbonato e

opacos como acessórios.

A interação dos sienitos e rochas básicas associadas com os mármore encaixantes deu origem a complexas frentes metassomáticas do tipo skarn observadas em três situações: (1) no contato dos sienitos com os mármore, (2) no contato de xenólitos de forma elipsoidal de carbonatos no interior dos sienitos e (3) sob a forma de sulfetos maciços, no contato de rochas básicas com os mármore, sendo que nestes, distalmente aos contatos, os sulfetos ocorrem também disseminados.

De acordo com as observações nas pedreiras Brasileira e Conde Matarazzo, os sienitos e rochas básicas associadas afloram de duas formas: (1) como intrusivas fissurais fraturadas a foliadas e (2) como "brechas" com aspecto sedimentar no interior dos mármore dobrados. Estes mármore, além de dobras abertas da estruturação E_2 , possuem dobras isoclinais isoclinalmente redobradas coaxialmente em padrão "cabo de guarda-chuva", com eixo de direção em torno de NE-SW e plano-axial sub-horizontal, relacionadas a estruturação E_1 resultante de sua imbricação tectônica entre granitóides do Complexo Pinheiro Machado. Quando a estruturação E_1 nos mármore com "brechas sieníticas" é didática, visualiza-se que estas representam restos de soleiras finas brechadas durante a deformação em função da diferença de competência entre os mármore e as soleiras, pois as porções brechadas acompanham sistematicamente o acamadamento primário (S_0) daqueles indicando que eram intrusões concordantes rígidas que foram "quebradas" durante o dobramento que afetou sua encaixante plástica.

Destas observações evidencia-se que os sienitos e rochas básicas associadas são intrusões pré-tectônicas, anteriores à estruturação E_1 , possivelmente em condições anorogênicas, quando os mármore eram ainda calcários durante a evolução de sua bacia.

DIQUES RIOLÍTICOS ASPEREZAS

Um dos destaques topográficos do Batólito Pelotas é feito por

serranias sustentadas por enxames de diques riolíticos, como exemplificado pela Serra das Asperezas (Figs. 4.1 e 4.2) de direção NE-SW que passa cerca de 10 km a leste de Pinheiro Machado, utilizada como referência para a designação dos "Riolitos Asperezas" por Figueiredo Filho & Salgado (1964 apud Tessari & Giffoni, 1970). Trabalhos abrangendo estes diques riolíticos incluem Tessari & Giffoni (1970), Picada (1971), Ribeiro (1977), Fragoso Cesar et al. (1986), Horbach et al. (1986), Fernandes et al. (1989), Santos et al. (1989) e outros. Utilizamos aqui o termo Diques Riolíticos Asperezas porque define seu caráter hipoabissal e evita confusões com supracrustais de igual composição.

Os Diques Riolíticos Asperezas ocorrem em todas as porções do Batólito Pelotas como unidades isoladas ou como enxames de dezenas a centenas de diques de direções variáveis entre NE-SW a NW-SE, predominando a última. Destes enxames destacam-se os da Serra das Asperezas (Figs. 4.1 e 4.2), Piratini, Pedras Altas e Serra do Herval, todos esquematizados no mapa anexo baseado em Santos et al. (1989). Seus corpos possuem espessuras que variam de poucos centímetros até dezenas de metros e comprimento que atinge até alguns quilômetros nos mais espessos.

Texturalmente são porfiríticos ou equigranulares afaníticos. Os porfiríticos possuem matriz afanítica a vítrea de cores rosadas a escuras (preta a amarronada) e fenocristais de quartzo ("quartzo pórfiros") ou quartzo, ortoclásio e plagioclásio, este bastante subordinado. Ao microscópio, de acordo com Horbach et al. (1986), o ortoclásio é euédrico, por vezes pertítico; o quartzo é euédrico com faces bem limitadas, só interrompidas por irregularidades causadas por corrosão; o plagioclásio (albita-oligoclásio) é anédrico com bordas corroídas pela matriz e granulometria inferior aos demais fenocristais. A matriz é formada por intercrescimento de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino. Como acessórios ocorrem pontuações de opacos e escassos grãos de zircão e apatita; biotita intacta é rara, estando como regra transformada em lamelas de clorita.

De forma restrita associam-se a diques de granitos finos, pegmatitos e aplitos. Localmente intercalam-se com diques básicos (e.g., norte de Pedras Altas).

Estruturação dos Diques Riolíticos Asperezas

Os Diques Riolíticos Asperezas afetam diversas unidades do Batólito Pelotas mas ocorrem, preferencialmente, intrudidos nos granitos da Suíte Dom Feliciano, onde se organizam em grandes enxames de diques, como os anteriormente citados. Suas direções principais NE-SW e NW-SE, apesar da consistência litológica, possuem notáveis distinções estruturais: os diques de direção em torno de NW-SE ocorrem indeformados ou com tênue brechação; os de direção NE-SW, além destas características, localmente apresentam até foliação milonítica bem desenvolvida, destacada por pequenos porfiroclastos de quartzo e feldspato alcalino, por vezes com segregação de finas fitas de quartzo. Esta estruturação é a mesma observada em sua encaixante preferencial, os granitos da Suíte Dom Feliciano, com os quais apresenta, por vezes, relações intrusivas complexas, intrudindo granitos e sendo intrudidos por filonetes graníticos derivados da encaixante, o que os caracteriza como sin-plutônicos. Na Serra das Asperezas observamos que a milonitização que afeta os granitos da Suíte Dom Feliciano manifesta-se com igual intensidade nos diques, possuindo estes formas sigmoidais sugestivas que sua intrusão foi concomitante ao cisalhamento dextral e em zonas de alívio de tensão transversais às falhas e deformadas por estas (Fig. 4.1). De acordo com Vitório Orlandi (inf. verbal, 1988), a mesma relação entre forma dos diques e zonas de cisalhamento transcorrentes é observada na região de Piratini. Estas relações e aquelas entre diques e granitos indica que os Diques Riolíticos Asperezas também são sin (a tardi?)-tectônicos às zonas de cisalhamento E_2 sendo, portanto, contemporâneos à Suíte Dom Feliciano, o que explica o caráter sin-plutônico localmente observado entre seus diques e granitos encaixantes, como

didaticamente exposto em pedreira à 12 km a SE de Canguçu.

Idade dos Diques Riolíuticos Asperezas

Pelas relações estruturais acima discutidas, a idade destes diques riolíuticos deve ser a mesma obtida nos granitos da Suíte Dom Feliciano, isto é, em torno de 550 Ma. Embora apenas três análises Rb-Sr destes diques estejam disponíveis (Teixeira, 1982a), duas de composição riolíutica (GF-330 e GF-453.3) e uma quartzo monzonítica (GF-453.1), todas da região de Pinheiro Machado, elas apontam para a idade de 560 ± 12 Ma e $R_o: 0,714$ (Fig. 4.17), corroborando o prognóstico estrutural.

Fig. 4.17 : Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência dos Diques Riolíuticos Asperezas na região de Pinheiro Machado (extraído de Soliani Jr., 1986).

Origem dos Diques Riolíticos Asperezas

A origem destes diques é a mesma dos granitos da Suíte Dom Feliciano: magma gerado na crosta inferior na fase tardi-colisional (E_2) e ascensão ao longo das zonas de cisalhamento. A questão que fica é explicar seu caráter sin-plutônico aos granitos, isto é, a contemporaneidade dos diques com a encaixante granítica. A resposta exige fraturamento no granito antes de sua completa cristalização e injeção de pulsos de magma ao longo das fraturas recém-formadas, cristalizando como diques. Em base a experimentos e observações de campo e microscópio, Hibbard & Watters (1985) postularam um modelo para tais situações, considerando a relação entre fundido e cristais no magma granítico, sendo a proporção de 70% de cristais a mínima necessária para que o granito inicie a fraturar paralelamente ao stress principal máximo, permitindo injeção de diques oriundos do fundido ou da porção onde o teor de cristais é inferior a 70%. Este modelo, esquematizado na Fig. 4.18, considera o resfriamento de um plúton granítico e, em cada porção deste, a proporção de cristais e fundidos (líquidos + gases). O fraturamento e injeção de diques, segundo estes autores, ocorre em três estágios: (1) fraturamento paralelo ao stress principal máximo nas porções do plúton onde o teor de cristais é superior a 70%, (2) injeção de fundidos e dilatação da fratura e (3) extensão do fraturamento por pressão hidráulica do fundido e acesso de mais magma expandindo o dique. A evolução deste processo interioriza no plúton granítico a formação de diques progressivamente mais jovens.

Nos Diques Riolíticos Asperezas as direções de stress principais máximas são duas: NE-SW, coincidindo com as zonas de transcorrências de acesso do magma granítico, e NW-SE, as de alívio de tensão entre zonas transcorrentes.

TUFOS & IGNIMBRITOS ANA DIAS

Coberturas piroclásticas no Batólito Pelotas são bastante restritas no RS, possuindo maior destaque em Santa Catarina (e.g., Tufos Cambirela, in Basei, 1985) e no Uruguai (Formação Sierra de Los Rios, in Preciozzi et al., 1985). No RS, suas

Fig. 4.18 : Fraturamento e formação de diques em granito parcialmente cristalizado (modificado de Hibbard & Watters, 1985).

ocorrências conhecidas localizam-se na região de Quitéria e a norte de Erval, sendo litologicamente similares. Na região de Quitéria foram denominadas "Riolitos Ana Dias" por Pimentel & Paim (1978) e "Suíte Vulcânica Ana Dias" por Fernandes et al.

(1988, 1989), onde estão englobadas tanto as piroclásticas como diques associados (Diques Riolíuticos Asperezas). No presente trabalho individualizamos a porção supracrustal das hipoabissais, em base às suas litologias principais, designando-a Tufos & Ignimbritos Ana Dias.

Esta unidade é constituída por tufos a cristal e ignimbritos de composição riolíutica a riodacítica (Fernandes et al., 1988) formando ocorrências sub-horizontais de poucas dezenas de metros de espessura, intimamente associadas aos Diques Riolíuticos Asperezas que representam os alimentares destas efusões ácidas explosivas.

A idade destes tufos e ignimbritos do Batólito Pelotas no RS não foi ainda investigada radiometricamente. No entanto, dada sua associação de campo com os Diques Riolíuticos Asperezas e, destes com os granitos da Suíte Dom Feliciano, sugerindo que representam, respectivamente, a atividade vulcânica, hipoabissal e plutônica da fase tardi-colisional (E_2), esta deve, também, situar-se em torno de 550 Ma. Os Tufos Cambirela de Santa Catarina, na mesma associação vulcânica-hipoabissal-plutônica do Batólito Pelotas em SC, foram datados por Basei (1985) e apontaram idade de 552 ± 17 Ma com $R_o: 0,724$, a mesma obtida nos granitos da Suíte Dom Feliciano e nos Diques Riolíuticos Asperezas.

ENCRAVES METASSEDIMENTARES

Encraves metassedimentares no Batólito Pelotas ("septos supracrustais") ocorrem como xenólitos (Xenólitos de Paragnaisses) e escamas tectônicas (Mármore de Matarazzo e Ritmitos Cerro Chato), estas restritas ao Complexo Pinheiro Machado.

XENÓLITOS DE PARAGNAISSES

No interior do Complexo Pinheiro Machado os encraves são relativamente comuns. Alguns de derivação ígnea e composição diorítica a tonalítica, apesar de possuírem deformação mais complexa, deixam dúvidas sobre sua origem: se representam xenólitos de unidades plutônicas mais antigas ou são autólitos do próprio complexo. Outros, no entanto, são evidentemente xenólitos pois, além da discordância estrutural, são derivados de rochas sedimentares, principalmente cálcio-silicáticas. Estas foram identificadas no mapeamento da região de Pinheiro Machado e, por Philipp (1990), na região de Monte Bonito. Philipp (1990) descreveu-os como incomuns, com formas arredondadas a sub-angulosas, tamanhos centimétricos a decimétricos e contatos nítidos com limites curvos; cores claras em tons esverdeados e com forte bandamento gnáissico milimétrico marcado por níveis félsicos quartzo-feldspáticos e máficos enriquecidos em diopsídio.

Na região de Pinheiro Machado, conforme esquematicamente representado na Fig. 4.1, foi encontrado um mega-xenólito, com vários m² de exposição, imerso na Suíte Dom Feliciano, constituído por gnaiss polideformado com bandas milimétricas contínuas marcadas por níveis félsicos predominantemente quartzosos e máficos enriquecidos em biotita e granada, considerados como de origem metassedimentar. Na região de Quitéria, Fernandes et al. (1989) citam xenólitos similares no interior do Complexo Pinheiro Machado.

A importância destes xenólitos, ainda não investigados radiometricamente, é apontar que o embasamento pré-brasiliano do Batólito Pelotas possuía unidades supracrustais com deformações anteriores às mais antigas reconhecidas nos plútons brasileiros mais precoces. Em outras palavras: a atividade plutônica inicial do Batólito Pelotas, como exemplificado pelo Complexo Pinheiro Machado, ocorreu em área continental cujo embasamento já havia sofrido deformações de ciclo(s) anterior(es) ao Ciclo Brasileiro,

ou seja, uma margem continental tipo Cordilherana, conforme já discutido, em função de outros dados (litológicos, litoquímicos e isotópicos), em item anterior.

OS MÁRMORES MATARAZZO

Na região da localidade de Conde Matarazzo, equidistante das cidades de Pedro Osório e Arroio Grande, afloram ocorrências de mármore no Batólito Pelotas no RS (vide mapa anexo), particularmente bem expostas nas pedreiras de Conde Matarazzo e Brasileira, onde são afetadas por sienitos e rochas básicas pré-orogênicas. Possuem cores branco-acinzentadas e organizam-se em bancos métricos de mármore dolomíticos com níveis de metamargas.

Estas ocorrências constituem escamas tectônicas de espessuras decamétricas imbricadas entre granitóides porfiríticos do Complexo Pinheiro Machado, estando estes, nas zonas de contato, milonitizados e imbricando escamas menores, de espessuras centimétricas, raramente métricas. A deformação que afeta os mármore é a mesma observada nos granitóides porfiríticos e refere-se a E_1 e E_2 , estando a imbricação tectônica de suas escamas relacionada a E_1 que, devido à distinção de competência, reflete-se nos mármore como dobras isoclinais de eixo NE-SW e plano-axial sub-horizontal, localmente redobradas em padrão "cabo de guarda-chuva" (Tipo 3 de Ramsay, 1967), e nos granitóides como foliação milonítica.

Como discutido adiante (Cap. 06), estes mármore representam a cobertura de uma margem continental passiva - tipo Atlântica - relacionada à abertura de um oceano proterozóico (Oceano Adamastor), constituindo parte do miogeossinclínio instalado no início do ciclo de evolução do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar et al., 1989). Dentro deste modelo, estas exposições de mármore, embora pequenas, demonstram que durante E_1 , interpretada como referente a uma colisão continental, restos de um arco magmático - Complexo Pinheiro Machado - calvalgaram uma

cobertura calcária que até este evento não havia sofrido qualquer deformação de destaque, exceto fraturamento e intrusões hipoabissais anorogênicas de sienitos e rochas básicas associadas, discutidas em item anterior.

OS RITMITOS CERRO CHATO

+1024

Em trabalho recente (Fragoso Cesar et al., 1989) apontamos a ocorrência de ritmitos areno-pelíticos anquimetamórficos na região de Cerro Chato, a cerca de 10 km a norte de Erval (vide mapa anexo). São ritmitos formados pela intercalação milimétrica a centimétrica de areia fina a média e pelitos. Os níveis areníticos, mais espessos que os pelíticos, são maciços ou granodecrescentes, e os pelíticos plano-paralelos. Estas estruturas primárias e a persistente continuidade lateral de suas camadas sugerem deposição por correntes de turbidez. O anquimetamorfismo e a deformação que os afetam imprimiu-lhes clivagem ardosiária sub-horizontal paralela ao S_0 e concordante com a foliação gnáissica e milonítica do Complexo Pinheiro Machado aflorante imediatamente a sul. Deformações tardias, relacionadas aos cisalhamentos verticais NE-SW (E_2), refletem-se nestes ritmitos como clivagem de fratura sub-vertical NE-SW e dobramentos da clivagem ardosiária.

A deformação que afeta estes ritmitos turbidíticos reflete as estruturações regionais E_1 e E_2 , distintas das observadas no Complexo Pinheiro Machado apenas pelo grau metamórfico acompanhante. Embora o contato entre os Ritmitos Cerro Chato e os milonitos do Complexo Pinheiro Machado não tenha sido observado em campo, em parte devido às coberturas vulcânica (Tufos & Ignimbritos Ana Dias) e sedimentar (Formação Rio Bonito) posteriores, o mergulho geral para SE, tanto dos ritmitos como dos milonitos, sugere que estes cavalgam aqueles. Se confirmado este contato, considerando a sedimentação terrígena turbidítica dos ritmitos e seu metamorfismo de grau muito baixo, então pode-se interpretar os ritmitos como depósitos sin-tectônicos ao

avanço das nappes do Complexo Pinheiro Machado, tendo estas sido transportadas em condições em parte sub-aéreas, expostas à erosão, em parte sub-aquosas, permitindo a sedimentação da carga terrígena oriunda dos altos. A evolução do processo de tectonismo e sedimentação, refletindo a movimentação episódica das nappes, acaba por imbricar como escamas tectônicas os depósitos então formados, concomitantemente imprimindo-lhe clivagem ardosiana sob condições anquimetamórficas.

SÍNTESE HISTÓRICA DO BATÓLITO PELOTAS

As unidades plutônicas, hipoabissais e supracrustais do Batólito Pelotas refletem sua longa e complexa história durante a evolução do Ciclo Brasileiro no RS. Sinteticamente conjuga os seguintes elementos: (1) existência de um embasamento continental pré-brasileiro sugerido por xenólitos e por dados litológicos, litoquímicos e isotópicos do Complexo Pinheiro Machado; (2) cobertura carbonática neste embasamento (Mármore Matarazzo), possivelmente representando testemunho de uma cunha miogeoclinal da fase inicial da evolução do Cinturão Dom Feliciano e do desenvolvimento do Oceano Adamastor; (3) intrusões anorogênicas de sienitos e rochas básicas associadas nesta cobertura carbonática, evidenciando plutonismo cratônico, pré-orogênico, do Ciclo Brasileiro no RS; (4) instalação de um arco magmático cordilherano entre 885-775 Ma (Complexo Pinheiro Machado) a SE da região do batólito e transporte tectônico na forma de nappes até esta; (5) encurtamento e espessamento crustais advindos do avanço das nappes e formação de S-granitos (Leucogranitos Cordilheira) evidenciando que as nappes em parte cavalgaram seqüências meta-pelíticas, testemunhadas em encraves de meta-pelitos nos leucogranitos, fonte parcialmente fundida para a geração destes; (6) sedimentação terrígena turbidítica (Ritmitos Cerro Chato), provavelmente imbricada entre nappes do Complexo Pinheiro Machado, sugerindo que o avanço destas ocorreu em condições

parcialmente sub-aéreas e parcialmente sub-aquosas; (7) evolução das falhas de cavalgamento da estruturação E_1 para transpressão e instalação de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes durante E_2 que seccionaram a crosta anteriormente espessada atingindo o manto litosférico e gerando, por queda de pressão, fusão no manto superior e crosta inferior e resultando em complexo plutono-vulcanismo tardi-colisional durante o Cambriano, com formação de complexos básico-ultrabásicos (Gabros Passo da Fabiana) e plutono-vulcanismo sub-alkalino (Suíte Granítica Dom Feliciano, Diques Riolíticos Asperezas e Tufos & Ignimbritos Ana Dias) há cerca de 550 Ma e, finalmente, (8) enrijecimento e resfriamento do batólito acompanhado, em sua fase terminal, pós-colisional, ou, mesmo, anorogênica, por intrusões de pequenos stocks e plugs de granitos alcalinos & outros plútons.

CAPÍTULO 05

O BATÓLITO ENCRUZILHADA DO SUL

INTRODUÇÃO

A região de Encruzilhada do Sul sempre se destacou na geologia gaúcha por sua grande diversidade de rochas plutônicas e pelas mineralizações de estanho e tungstênio contidas em algumas delas, objetivo de vários estudos e trabalhos mineiros, particularmente na primeira metade do século (Teixeira, 1937; Franco, 1944; Leinz, 1945; Leinz & Pinagel, 1945; além de outros). Em uma segunda etapa foi sistematicamente mapeada, inicialmente na escala 1:250.000 (Tessari & Picada, 1966) e, posteriormente, em semi-detálhe de 1:50.000, principalmente por estudantes de geologia em Trabalhos de Graduação da UFRGS e UNISINOS, além de pesquisada em áreas de particular interesse científico e/ou econômico para o desenvolvimento de teses de doutoramento (e.g., Formoso, 1972) e dissertações de mestrado (e.g., Frantz, 1983). Para uma ampla divulgação de todos estes trabalhos, um número considerável de artigos têm sido publicados, tornando acessíveis as principais informações geológicas que servirão de base, juntamente com os estudos de campo do autor, para as discussões do presente capítulo.

A caracterização geotectônica dos complexos plutônicos e gnaisses associados desta região foi pioneiramente ensaiada pelo geólogo Rubens Picada em publicação póstuma (Picada, 1971), quando interpretou-a como o antigo embasamento, profusamente afetada por intrusões graníticas, da então definida Intrageossinclinal Encantadas do Pré-Cambriano Superior. Entre os

trabalhos posteriores destacam-se: Cordani et al. (1974) obtendo dados Rb-Sr e K-Ar de suas unidades graníticas, demonstrando a idade brasileira destas e incluindo-as na grande estrutura granito-gnáissica brasileira denominada Região Oriental do Escudo Sul-Riograndense; Hasui et al. (1975), que então definiram a Intrageossinclinal Encantadas como parte do Sistema de Dobramento Tijucas; Ribeiro & Fantinel (1978) que a visualizaram dentro do denominado Maciço Granítico do Leste e Frágoso Cesar et al. (1986) que definiram este maciço como Batólito Pelotas, incluindo a região de Encruzilhada do Sul.

Nestas proposições tectônicas pode-se notar duas linhas distintas: uma, iniciada por Picada (1971) e seguida por Hasui et al. (1975), que separa a região de Encruzilhada do Sul de sua vizinha do leste (Cráton Dom Feliciano in Picada, 1971; Maciço Pelotas in Hasui et al., 1975) com a zona de Fraturas Profundas da Dorsal do Canguçu (Picada, 1971); outra, que subestima a importância desta "zona de fraturas" como fronteira tectônica, proposta por Cordani et al. (1974) e adotada por Ribeiro & Fantinel (1978) e Frágoso Cesar et al. (1986), reunindo suas unidades plutônicas e metamórficas em uma mesma estrutura, seja a Região Oriental do Escudo Sul-Riograndense, o Maciço Granítico do Leste ou o Batólito Pelotas. Esta dicotomia foi reavaliada, considerando novos dados, em trabalhos recentes de nossa equipe (Frágoso Cesar et al., 1989) quando concluímos que esta "zona de fraturas" (Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu; vide Fig. 3.1) limita dois batólitos com marcantes diferenças litológicas, estruturais e cronológicas, o Batólito Pelotas, então redimensionado, e o Batólito Encruzilhada do Sul, então individualizado, sendo este limite reconhecido como importante descontinuidade crustal em modelamento gravimétrico efetuado por Shukowsky et al. (1991).

UNIDADES DO BATÓLITO ENCRUZILHADA DO SUL

A partir do mapeamento regional do Batólito Encruzilhada do Sul efetuado por Tessari & Picada (1966), quando foram separadas suas principais unidades, os estudos seguintes (e.g., Picada, 1966b, 1967, 1971; Formoso, 1972; Frantz, 1983; Frantz & Jost, 1983; Frantz et al., 1984; Jost et al., 1985; Vieira Jr. et al., 1989; Fernandes et al., 1989; Vasques et al., 1989) aprimoraram o quadro geológico então levantado e caracterizaram com maior profundidade suas litologias e inter-relações. Como atualmente entendido, este batólito é formado pelas seguintes unidades, em ordem estratigráfica (Figs. 5.1 e 5.2): (1) Gnaisses Chanã, (2) Anortosito Capivarita, (3) Monzogranito Pitangueiras, (4) Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, (5) diversos stocks graníticos tardios de pequeno porte (e.g., Granitos Campinas, Arroio Braço do Capivarita, Arroio Gaúcho, Pinheiro e outros) e (6) o Sienito Piquiri.

A inter-relação destas unidades, sua disposição espacial e tipos de contatos com outras litoestruturas do escudo mostram que o Batólito Encruzilhada do Sul possui forma aflorante triangular, sendo coberto a norte pela Bacia do Paraná e limitando-se a SE, através da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu, com o Batólito Pelotas e a oeste, através das falhas Passo do Marinheiro, Campinas e Piquiri, com os Terrenos Cerro da Árvore e Serra dos Pereira e, em seu extremo setentrional, com os depósitos basais da Antefossa Camaquã (Fig. 5.1). As relações de campo mostram que sua unidade mais antiga (Gnaisses Chanã) ocorre na forma de grandes septos metamórficos sustentados como pendentes de teto na massa granítica mais jovem (Fragoso Cesar et al., 1986, 1989; Fernandes et al., 1989), possivelmente associada ao Anortosito Capivarita (Frantz et al., 1984), e intrudida por granitos pré-cambrianos (Monzogranito Pitangueiras) e cambrianos (Suíte Granítica Encruzilhada do Sul), bem como por sienitos (Sienito Piquiri) e granitos tardios (e.g., Granitos Arroio Braço do

Fig. 5.1 : Esboço geológico simplificado do Batólito Encruzilhada do Sul : Unidades vizinhas ao batólito: TSP - Terreno Serra dos Perreiras; TCA - Terreno Cerro da Árvore; TSE - Terreno Serra das Encantadas; AC - Antefossa Camaquã. Principais Falhas: FPM - Falha Passo do Marinheiro; FC - Falha Campinas; FP - Falha Piquiri.

Capivarita). Os outros pequenos stocks graníticos (e.g., Granitos Campinas, Pinheiro, etc.) afetam essencialmente a Suíte Encruzilhada do Sul intrudindo-se ao longo de suas falhas limítrofes ocidentais.

OS GNAISSES CHANÃ

As rochas metamórficas de alto grau da região de Encruzilhada do Sul foram correlacionadas à "Formação Cambaí" de Goñi (1962) por Tessari & Picada (1966) sendo então consideradas equivalentes migmatizadas da Formação Vacacaí, termo generalizado para seqüências metassedimentares do escudo cunhado por Goñi et al. (1962). Picada (1971), adotando a redefinição de Jost & Villwock (1966), empregou o termo "Grupo Cambaí" para designá-las, por entender que formavam o embasamento da "Formação Vacacaí". Em diversos trabalhos posteriores, estes gnaisses foram descritos e mapeados sob a designação "Cambaí", independente da hierarquia estratigráfica utilizada, seja como formação, grupo ou subgrupo (e.g., Subgrupo Cambaí in Willig et al., 1974). nos trabalhos mais recentes, dada a possibilidade de completa desvinculação desta região com a porção ocidental do escudo, onde localiza-se a secção-tipo da Formação ou Grupo Cambaí, outras designações têm sido utilizadas: Suíte Gnáissica Arroio Chanã (Frantz, 1984 apud Jost, 1984), Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (Frantz et al., 1984) ou Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (Fernandes et al., 1989). Por entendermos que o termo "Várzea do Capivarita" é inadequado pois pode levar a confusões com o Anortosito Capivarita (Formoso & Carraro, 1962), nome já consagrado na bibliografia geológica do RS, temos utilizado a designação Gnaisses Chanã, baseada na Suíte Gnáissica Arroio Chanã citada por Jost (1984).

Os trabalhos mais detalhados nos Gnaisses Chanã são devidos a Frantz et al. (1984) e Fernandes et al. (1989), ambos reconhecendo que constituem uma associação essencialmente metassedimentar afetada por metamorfismo de alto grau e associados a subordinadas inclusões de ortognaisses.

Fig. 5.2 : Esboço geológico da região de Quitéria-Capivarita (simplificado e modificado de Fernandes et al., 1989) mostrando o limite entre o Batólito Pelotas e o Batólito Encruzilhada do Sul através da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu.

Legenda : 1- Cobertura fanerozoica; 2- Granitos Arroio Braço do Capivarita; 3- Tufos & Ignimbritos Ana Dias e Diques Riolíticos Asperezas; 4- Suíte Granítica Dom Feliciano; 5- Monzogranito Pitangueiras; 6- Leucogranitos Cordilheira ; 7- Granitóides Porfiríticos e 8- Ortognaisses do Complexo Pinheiro Machado; 9- Anortosito Capivarita; 10- Gnaisses Chanã; 11- Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu; 12- planos de cavalgamento; 13- faixas cataclásticas; 14- atitude das foliações.

OS PARAGNAISSES

Os principais tipos litológicos que caracterizam as supracrustais de alto grau dos Gnaisses Chanã são gnaisses aluminosos, cálcio-silicatados e quartzo-feldspáticos, com lentes de mármore e anfibolitos associados (Frantz et al., 1984; Fernandes et al., 1989).

De acordo com as descrições contidas em Frantz et al. (1984) os gnaisses aluminosos são fortemente bandados, com granulometria fina a média e composicionalmente formados por (1) andalusita-silimanita-biotita gnaisses, (2) silimanita-biotita-plagioclásio gnaisses e (3) espinélio-cordierita-silimanita-granada-biotita gnaisses; os gnaisses cálcio-silicatados possuem coloração verde clara, bandamento incipiente, granulação média a fina e composicionalmente são (1) quartzo-diopsídio-K-feldspato-plagioclásio gnaisses, (2) carbonato-escapolita-hornblenda-diopsídio-glossulária-plagioclásio gnaisses e (3) olivina-glossulária-diopsídio-plagioclásio gnaisses, com lentes de mármore associadas, e os gnaisses quartzo-feldspáticos possuem forte bandamento gnáissico, granulometria fina a média e composicionalmente variam de (1) biotita-K-feldspato-plagioclásio-quartzo gnaisses a (2) anfibólio-biotita-K-feldspato-plagioclásio-quartzo gnaisses, comumente contendo granada.

As paragêneses observadas nos gnaisses aluminosos, tais como (1) andalusita + silimanita + biotita + K-feldspato + quartzo, (2) silimanita + biotita + plagioclásio + K-feldspato + quartzo e (3) espinélio + cordierita + silimanita + granada + biotita + K-feldspato + quartzo, apontam para condições metamórficas de facies anfibolito superior (Frantz et al., 1984). Fernandes et al. (1989), também discutindo o metamorfismo destes gnaisses aluminosos, interpretam-os como produzidos sobre seqüências pelíticas e, considerando a coexistência de cordierita com almandina e K-feldspato na ausência de muscovita, caracterizam-os como formados sob condições de alto grau (650°C), baixa a

intemediária pressão (4 a 8 Kb) e possuindo indícios de fusão parcial ao longo de contatos intergranulares (mirmequitos e textura gráfica), indicativos, junto com minerais hidratados (anfibólio e micas), de elevada P_{H_2O} .

OS ORTOGNAISSES

Inclusões de ortognaisses nas unidades metassedimentares acima discutidas foram observadas e descritas por Frantz et al. (1984) como possuindo composição granodiorítica a tonalítica, com biotita e anfibólio sub-essenciais e granulometria fina a média. Sua foliação é marcada pela orientação de biotitas e anfibólios, localmente evoluindo para bandamento gnáissico. Frantz et al. (1984) destacam, apesar da falta de estudos sobre o metamorfismo que afetou estes ortognaisses, que a presença de biotita de cor vermelha e pertitas de exsolução podem representar condições elevadas de metamorfismo, como as que afetam a encaixante metassedimentar.

ESTRUTURAÇÃO DOS GNAISSES CHANÃ

Os mapas geológicos do Batólito Encruzilhada do Sul (Figs. 5.1 e 5.2) mostram que os Gnaisses Chanã ocorrem como "manchas" irregulares em três regiões, duas maiores, de centenas de km^2 , uma a sul da cidade de Encruzilhada do Sul e outra a norte, na região do Cerro Partido, constituindo, como pendentes de teto, o soerguimento e desagregação do embasamento do batólito durante as intrusões graníticas. A terceira, menor, ocorre na porção nordeste do batólito, na região da Várzea do Capivarita, e estrutura-se como uma escama concordantemente à foliação do granito sin-tectônico encaixante (Monzogranito Pitangueiras, vide item posterior).

A organização estrutural interna destes gnaisses foi levantada por Frantz et al. (1984) e Fernandes et al. (1989). Na ocorrência de paragnaisses da Várzea do Capivarita, Fernandes et

al. (1989) apontam que a estrutura planar mais evidente é o bandamento composicional com espessura variável de milimétrica a métrica, sendo interpretada como uma feição composta entre o acamadamento sedimentar e sua primeira deformação D_1 acrescida por processos de segregação metamórfica sob condições de alto grau. Quanto ao caráter original primário deste bandamento, destacam a ocorrência de finas bandas escuras marcadas por concentração de minerais opacos na porções mais quartzosas, interpretadas como relictos de estruturas sedimentares, marcada originalmente por níveis de concentração de minerais pesados.

O primeiro e principal regime deformacional D_1 que afetou os Gnaisses Chanã ocorreu sob condições de alto grau metamórfico produzindo uma fábrica "L-S" que mostra uma lineação de baixo ângulo de caimento afetada por diversas estruturas coaxiais precoces com trend geral E-W, interpretadas como marcadoras da principal direção de transporte tectônico em base à observação de indicadores cinemáticos de espessas zonas de milonitos originadas na fase tardia desta deformação (Fernandes et al., 1989). As estruturas E_1 observadas nos paragneisses e atribuídas a este regime de deformação constituem, de acordo com estes autores: (1) orientação de cristais de silimanita e anfibólio, (2) boudins e augens assimétricos de material quartzoso e quartzo-feldspático, (3) granadas deformadas, (4) dobras intrafoliais com limbos boudinados e charneiras disruptas com orientação E-W semelhantes a das outras estruturas lineares e (5) zonas de milonitos com espessura de centenas de metros.

Conforme já discutido para as unidades precoces do Batólito Pelotas (e.g., Complexo Pinheiro Machado), o regime deformacional D_1 e sua estruturação E_1 relacionam-se ao transporte tectônico de massas rochosas como nappes em sentido NW. A discussão levantada por Fernandes et al. (1989) para os Gnaisses Chanã pode levar à mesma interpretação, isto é, que constituam restos, seja como pendentes de teto, escamas ou xenólitos, de uma estruturação como nappes com transporte de direção E-W, suspostamente para W, considerando o mergulho preferencial para E de sua foliação S_1 .

Neste sentido, estes autores discutem que a geometria das dobras E_1 aponta para condições de alta ductibilidade e fluxo plástico segundo a direção E-W e que o marcante paralelismo de suas charneiras com as demais estruturas lineares, bem como a presença de indicadores cinemáticos nas secções XZ - perpendiculares à foliação S_1 e paralelas à lineação L_1 - dos tectonitos sugerem que as charneiras das dobras e demais elementos lineares foram rotacionados para uma direção paralela ao eixo X do elipsóide de deformação.

Além desta estruturação E_1 , que interpretamos como relacionada ao mesmo evento de nappismo que afetou o Complexo Pinheiro Machado do Batólito Pelotas, os Gnaisses Chanã sofreram diversas deformações posteriores, principalmente dobramentos tardios de direções diversas: E-W, N-S, NW-SE, NE-SW, compondo dobras abertas de plano axial empinado e com clivagem plano-axial espaçada, predominando as dobras de eixo sub-horizontais de direção NW-SE (Fernandes et al., 1989).

ORIGEM DOS GNAISSES CHANÃ

Apesar da ausência de dados litoquímicos e geocronológicos é possível levantar algumas inferências sobre a origem e evolução geotectônica dos Gnaisses Chanã considerando suas litologias, inter-relações e estruturação.

Suas litologias dividem-se em dois tipos - paragneisses e ortogneisses. Os paragneisses são formados por: (1) gnaisses aluminosos com silimanita, (2) gnaisses cálcio-silicatados com lentes de mármore magnesianos e (3) gnaisses quartzo-feldspáticos e quartzosos com níveis de opacos. Abstraindo o metamorfismo esta associação provavelmente representa uma seqüência marinha de margem continental passiva - tipo Atlântica -, um shelf formado, respectivamente, por (1) seqüências de K-pelitos, (2) seqüências calcárias e margas associadas e (3) seqüências siliciclásticas, incluindo depósitos litorâneos com níveis de minerais pesados.

Esta associação metassedimentar reúne as mesmas seqüências sedimentares que definimos como Miogeoclínio Lavalleya (Fragoso Cesar et al., 1989) do Cinturão Dom Feliciano, particularmente bem exposto no Departamento de Lavalleya, Uruguai. A posição geográfica dos Gnaisses Chanã, na Zona Ocidental do cinturão, é a mesma do miogeoclínio, assim como a das ocorrências embutidas no Terreno Serra da Encantadas (vide Cap. 06), tornando viável sua correlação. A grande diferença reside apenas no metamorfismo: enquanto no Uruguai predominam condições de baixo grau, na região de Encruzilhada do Sul estas atingem alto grau. Por outro lado, as características litológicas e estruturais dos ortognaisses sugerem forte similaridade de equivalentes do Complexo Pinheiro Machado, interpretado como restos de um arco magmático andinotipo.

Se corretas estas correlações e interpretações, então os Gnaisses Chanã constituem testemunhos de uma antiga margem continental passiva que sofreu subducção de um litosfera oceânica e superposição de outra paleogeografia: um arco magmático tipo Cordilherano. As relações estruturais sugerem que a superposição destes tipos de margens continentais ocorreu a leste de sua atual situação, tendo chegado até esta como nappes e/ou escamas tectônicas. Esta situação alóctone é a mesma observada no Complexo Pinheiro Machado e em grande parte do Miogeoclínio Lavalleya, ambos interpretados como etapas evolutivas do Oceano Adamastor e seus reflexos na estruturação do Cinturão Dom Feliciano.

O ANORTOSITO CAPIVARITA

A designação, definição e primeira descrição do Anortosito Capivarita devem-se a Formoso & Carraro (1962). Em todos os trabalhos posteriores foram mantidas a denominação e definição originais alternando-se, contudo, as idades e posição estratigráfica supostas. Vários autores concluíram que sua

geração havia ocorrido no Ciclo Brasileiro, alguns vinculando-o ao Grupo Porongos (e.g., Tessari & Picada, 1966; Jackson et al., 1973) e outros analisando-o como um plúton do Batólito Pelotas (e.g., Fragozo Cesar et al., 1986; Soliani Jr., 1986; Fernandes et al., 1989). Diversos pesquisadores, no entanto, defenderam que este anortosito é pré-brasileiro, constituindo uma exposição do embasamento antigo, do Pré-Cambriano Médio ou Inferior, relacionando-o ao Grupo Cambaí (e.g., Formoso, 1972; Carraro et al., 1974) ou considerando-o independente desta unidade gnáissica (e.g., Picada, 1971; Willig et al., 1974; Nardi & Hartmann, 1979; Frantz et al., 1984).

Considerando a relação de intrusão deste anortosito nos Gnaisses Chanã postulada por Frantz et al. (1984) e a possível correlação da porção metassedimentar destes gnaisses com o Miogeoclínio Lavalleya, além de escassos e incipientes dados radiométricos (Formoso, 1972; Cordani et al., 1972; Halpern et al., 1974; Teixeira, 1982a), admitimos que sua idade seja do Pré-Cambriano Superior e que constitua uma das unidades plutônicas do Batólito Encruzilhada do Sul.

O Anortosito Capivarita ocorre na porção nordeste do Batólito Encruzilhada do Sul (Fig 5.1) em contato com os Gnaisses Chanã e sofrendo intrusões graníticas. Alguns trabalhos (e.g., Tessari & Picada, 1966; Frantz et al., 1984; Horbach et al., 1986; Santos et al., 1989) mostram em seus mapas que este anortosito ocorre fragmentado no interior dos Gnaisses Chanã. No entanto, Fernandes et al. (1989), ao mapearem sua borda leste (Fig. 5.2) registraram a continuidade destes corpos, o que nos levou a esquematizá-los em uma única e grande ocorrência anortosítica, com área de exposição superior a 170 km² (Fig. 5.1 e mapa anexo).

De acordo com os pesquisadores que estudaram o Anortosito Capivarita, em particular Formoso (1972), ele é maciço, localmente bandado por intercalações anfíbolíticas, tendo sofrido diversas intrusões de diques de anfíbolitos. Possui cor branca-acinzentada com pontuações escuras, granulometria média a grossa, excepcionalmente pegmatóide e textura equigranular,

raramente porfirítica. Sua mineralogia é formada basicamente por plagioclásio (> 90%), com subordinada participação de diopsídio e hornblenda, tendo quartzo, esfeno, granada, microclínio e escapolita como acessórios e sericita, carbonatos, epídoto e clorita como secundários. O plagioclásio, anédrico a subédrico, possui inclusões de quartzo, hornblenda, biotita, epídoto e esfeno. Sua geminação mais comum é a polissintética da Albita, sendo Albita-Periclina e Albita-Carlsbad bastante subordinada. O teor de anortita é bastante constante, como regra entre An_{53} e An_{58} , exceto nos anortositos com granada que se localizam junto aos diques de anfibolitos, onde este teor é bastante superior (An_{84}). Petrograficamente, portanto, constituem em essência labradorita anortositos e, excepcionalmente, bitownita anortositos com granada. Os anfibolitos associados, seja como bandas ou diques, possuem contato brusco a gradacional, cor cinza escura a preta e são formados por anfibólio, piroxênio e plagioclásio.

O metamorfismo que afetou estes anortositos foi em facies anfibolito (Frantz et al., 1984; Fernandes et al., 1989). No último trabalho citado os autores argumentam que sua textura granoblástica e granoblástica poligonal indicam reorganização sob condições de alto grau metamórfico e que a substituição do piroxênio por anfibólio atesta facies anfibolito. Frantz et al. (1984) discutem que a facies anfibolito está registrada em suas bandas e intrusões anfibolíticas pela paragênese hornblenda+plagioclásio+diopsídio.

ESTRUTURAÇÃO DO ANORTOSITO CAPIVARITA

Evidências de que o Anortosito Capivarita foi deformado conjuntamente com os Gnaisses Chanã durante D_1 são apontadas por Fernandes et al. (1989): (1) dobras apertadas marcadas por encraves máficos e por bandas de anfibolito, (2) faixas com textura granoblástica poligonal fina a média de espessura métrica e orientação N-S e (3) bandamento composicional centimétrico a decimétrico. Estas evidências, como apontado pelos autores supra

citados, são bastante restritas devido à textura grossa e à composição dos anortositos que propiciam alta viscosidade de fluxo no estado sólido durante a deformação.

Embora apenas localmente evidenciada a estruturação E_1 no Anortosito Capivarita - como regra ele possui aspecto isotrópico -, ela indica, assim como o metamorfismo de alto grau, uma história comum com os Gnaisses Chanã. Desta forma pode-se interpretar este anortosito como um corpo alóctone, tendo sido transportado até sua atual posição durante D_1 , conjuntamente com a nappe ou escamas tectônicas dos Gnaisses Chanã.

A IDADE DO ANORTOSITO CAPIVARITA

Os dados radiométricos disponíveis são pelo método Rb-Sr e K-Ar. Pelo método Rb-Sr, Halpern et al. (1974) analisaram três amostras cujos teores extremamente baixos de Rb não permitiram a construção de isócrona, sendo as razões Rb^{87}/Sr^{86} sempre inferiores a 0,01, praticamente junto ao eixo Sr^{87}/Sr^{86} . Desta forma, como salientado por Soliani Jr. (1986), as razões Sr^{87}/Sr^{86} , entre 0,7027 e 0,7033, determinam, na prática, a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} , sendo esta igual ou ligeiramente inferior a 0,7027. Embora estes dados não contribuam para a determinação da idade, a razão Sr^{87}/Sr^{86} aponta uma origem mantélica para o anortosito. Pelo método K-Ar estão disponíveis quatro análises: (1) uma em plagioclásio, efetuada por Formoso (1972), apontando idade de 568 ± 28 Ma, (2) duas em anfibólios dos anfibolitos associados, com idades de 651 ± 32 Ma e 680 ± 150 Ma referidas em Cordani et al. (1974) e (3) uma em biotita, também de anfibolito, realizada por Teixeira (1982a) e com idade de 610 ± 18 Ma. Estas idades, situadas entre 570 e 680 Ma, dadas as características do método, refletem apenas as idades de resfriamento, seja após o metamorfismo de alto grau que afetou o anortosito ou após o aquecimento provocado por intrusões graníticas não definindo, portanto, sua idade, apenas confirmando o que já se sabia pelos dados de campo, de que é pré-cambriana.

A ORIGEM DO ANORTOSITO CAPIVARITA

Herzs (1969), Windley (1984) e outros autores ao discutirem os corpos anortosíticos maciços mostram que, em uma reconstrução intercontinental pré-deriva, eles se organizam em dois cinturões lineares de ocorrências: (1) um no hemisfério norte e (2) outro no hemisfério sul, com o Anortosito Capivarita marcando a ocorrência mais ocidental deste último (Herzs, 1969). Descrevem estes anortositos como tendo idades entre 1700 a 1100 Ma, aflorando em áreas variáveis de 100 a 10.000 km², de composição relativamente sódica - andesina a labradorita anortositos -, com intrusivas básicas associadas e geneticamente relacionadas a rifts continentais onde ocorrem preferencialmente intrusivos ao longo da interface embasamento - cobertura.

Formoso (1972), ao comparar o Anortosito Capivarita com outros discutidos na literatura internacional, mostrou a forte similaridade petrográfica, química e estrutural com representantes tanto do cinturão do hemisfério norte (e.g., Noruega, U.S.A. e Canadá) como do sul (e.g., Madagascar), concluindo que ele constitui um anortosito do tipo maciço análogo aos outros destes cinturões intercontinentais.

Em termos de Tectônica de Placas é difícil relacionar estes cinturões anortosíticos com cinturões orogênicos, uma vez que sua distribuição mundial e suas idades não mostram correlação com os eventos e direções orogênicas das localidades em que se situam. Uma possibilidade altamente especulativa é que este evento anortosítico do Proterozóico Médio reflita anomalias termais do manto desta época, permitindo intensa geração destes magmas em determinadas regiões ao longo de um determinado alinhamento, e que suas ocorrências reflitam, ao longo destas regiões preferenciais, tectonismo tracional (rifts) permitindo seu acesso a níveis crustais. Este tectonismo pode ocorrer vinculado ou não a determinado ciclo geotectônico e, se vinculado, em qualquer estágio deste ciclo, desde a fase inicial de abertura de um oceano até a instalação de bacias transtensionais pós-

colisionais, bastando que suas fraturas sejam profundas e situem-se sobre este manto "especial".

No caso do Anortosito Capivarita, esta especulação leva a uma outra: que a porção metassedimentar dos Gnaisses Chanã, além de uma cobertura tipo shelf (calcário-arenito-K-pelito), formada durante a expansão oceânica, contenha também restos da cobertura da fase anterior (fase rift), do início da abertura de um oceano, litologicamente composta por arcósios e pelitos, cujos equivalentes metamórficos podem ser representados pelos gnaisses quartzo-feldspáticos com granada descritos por Frantz (1984), e que a intrusão anortosítica restrinja-se a esta unidade. Desta forma, uma hipotética evolução histórica do conjunto Gnaisses Chanã - Anortosito Capivarita poderia ser assim resumida: (1) instalação de um rift continental da fase inicial da abertura do Oceano Adamastor, (2) sedimentação sin-tectônica arcossiana e pelítica neste rift, (3) ascensão de magma anortosítico ao longo das fraturas do rift e intrusão em seus depósitos ($> 1,1$ Ga), (4) expansão do assoalho oceânico e sedimentação de calcários, arenitos e K-pelitos em sua margem continental passiva, (5) subducção do assoalho oceânico sob esta margem com geração e intrusão de granodioritos e tonalitos em seus depósitos ($\sim 885-775$ Ma), (6) colisão continental, metamorfismo de alto grau e transporte tectônico como nappes e escama do conjunto até seu atual sítio.

O MONZOGRANITO PITANGUEIRAS

No extremo nordeste do Batólito Encruzilhada do Sul ocorrem rochas graníticas foliadas que foram incluídas por Tessari & Picada (1966) na "Formação Cambaí", por Picada (1971) no "Grupo Cambaí" e por Frantz et al. (1984), em parte, no "Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita". Apenas recentemente foram individualizadas sob a denominação "Granito Pitangueiras" por Fernandes et al. (1988, 1989) que o descreveram como (...)

monzogranitos equigranulares finos e porfiríticos que apresentam uma foliação discreta marcada por orientação dimensional de feldspatos, biotitas e agregados de quartzo (Fernandes et al., 1989). Devido a sua composição petrográfica homogênea optamos pela designação Monzogranito Pitangueiras (Figs. 5.1 e 5.2).

ESTRUTURAÇÃO DO MONZOGRANITO PITANGUEIRAS

Fernandes et al. (1989) consideraram este monzogranito foliado como tardi-cinemático em relação ao segundo regime deformacional D_2 por possuir características de que sua intrusão ocorreu durante o soerguimento da região relacionado a D_2 , tais como: (1) o caráter mais heterogêneo e menos intenso da deformação, restrita a zonas de cisalhamento de poucos metros de espessura e (2) a substituição da biotita por epidoto e clorita em porções milonitizadas. No entanto, como já discutido no capítulo anterior nos itens referentes aos granitóides porfiríticos do Complexo Pinheiro Machado e aos Leucogranitos Cordilheira, a concordância regional da "foliação discreta" deste monzogranito com a foliação principal S_1 e/ou Sc_1 das unidades circunvizinhas (e.g., Gnaisses Chanã, Anortosito Capivarita, etc.) sugere que sua intrusão tenha ocorrido ainda durante o primeiro regime deformacional, possivelmente em sua fase tardia, já com o arrefecimento metamórfico e soerguimento orogênico do batólito, podendo ser definido como tardi- D_1 .

Observando o mapa da Fig 5.2, simplificado de Fernandes et al. (1988), nota-se que a foliação do Monzogranito Pitangueiras possui direções bastante variáveis, entre NE-SW e NW-SE, e que o mergulho, com caimento tanto para NW como para SE e para NE e SW, respectivamente, varia de sub-horizontal ($< 30^\circ$) a sub-vertical ($> 70^\circ$), predominando mergulhos intermediários. Isto indica que esta foliação originalmente era sub-horizontal e foi dobrada pelos eventos posteriores, particularmente durante D_2 , gerador de importantes cisalhamentos verticais transcorrentes, como exemplificado pela Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu,

limítrofe entre os Batólitos Encruzilhada do Sul e Pelotas, separando o Monzogranito Pitangueiras dos Leucogranitos Cordilheira.

As relações concordantes entre este monzogranito e os Gnaisses Chanã e Anortosito Capivarita mostram que sua intrusão ocorreu durante a estruturação E_1 , enquanto suas características tardi-cinemáticas mostram que seu alojamento final e cristalização deu-se já nas fases terminais do transporte tectônico como nappes daquelas unidades. Como consequência, as unidades metamórficas envolvidas ocorrem como encaixante com apófises graníticas (Anortosito Capivarita), como grandes escamas tectônicas (e.g., encrave Várzea do Capivarita dos Gnaisses Chanã) ou como pequenos encraves tectônicos e/ou xenólitos (e.g., diversas ocorrências de mármore no interior deste monzogranito).

IDADE DO MONZOGRANITO PITANGUEIRAS

Nos primeiros trabalhos geocronológicos regionais no RS (Cordani et al., 1974; Halpern et al., 1974) foram coletadas e analisadas diversas amostras de "granitos sin-tectônicos" da "Região Oriental do Escudo Sul-Riograndense". Comparando o mapa de localização destas amostras com o mapa geológico de Fernandes et al. (1988) constatamos que cinco análises foram obtidas no Monzogranito Pitangueiras. Estas análises (280, 283, 285, 287 e 288) estão listadas em Soliani Jr. (1986) que as considerou como representantes do "Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita" organizadas na "Isócrona I", que (...) corresponde ao mais antigo evento geológico detectado no Bloco Encruzilhada, definindo uma idade de 619 ± 11 Ma, com $R_o = 0,7079$ (op. cit., pags. 84-85).

Com a ajuda de Helen Sonoki e Ivone Sonoki do CPGeo-USP lançamos estas análises em diagrama isocrônico (Fig. 5.3) obtendo idade de 617 ± 16 Ma e $R_o: 0,7079$, similar à obtida por Soliani Jr. (1986). Esta idade é particularmente importante pois, além de datar a cristalização do Monzogranito Pitangueiras, situa em torno de 620 Ma a fase terminal da estruturação E_1 , isto é, do

Fig. 5.3 : Isócrona Rb-Sr de referência do Monzogranito Pitangueiras (Dados extraídos de Soliani Jr., 1986).

evento de nappismo e, por extensão, o término da fase principal da colisão continental que afetou o Cinturão Dom Feliciano.

A ORIGEM DO MONZOGRANITO PITANGUEIRAS

A ausência de dados petrográficos e litoquímicos dificulta aventar uma hipótese sobre a origem deste monzogranito. Sua estruturação e relação de campo, aliadas à frequência de encraves metassedimentares, sugere parcial fonte metassedimentar fundida durante a fase final do avanço das nappes. No entanto, sua razão inicial relativamente baixa ($\sim 0,708$) pode estar apontando contribuição mantélica. Nelson Vieira Jr. (inf. verbal, 1991),

atualmente estudando este monzogranito, discute que seu magma é fruto de mistura de fusão crustal e diferenciados básicos.

A SUÍTE GRANÍTICA ENCRUZILHADA DO SUL

Em seu mapa geológico preliminar da zona estanífera do RS, Leinz (1945) denominou de Granito Encruzilhada a um grande corpo de composição granítica que se estendia a leste da região estudada. Tessari & Picada (1966), delimitando regionalmente este corpo e verificando sua grande variação faciológica, optaram por redifini-lo como Complexo Granítico Encruzilhada. Nos trabalhos posteriores alguns autores mantiveram a designação original de Leinz (e.g., Picada, 1971; Jackson et al., 1973; Willig et al., 1974) e outros adotaram o conceito de Complexo Encruzilhada do Sul (e.g., Jost et al., 1984; Frantz et al., 1984; Horbach et al., 1986; Santos et al., 1989). Recentemente, em síntese sobre os corpos graníticos do leste do RS, consideramos que esta variação faciológica não justificava o emprego da designação estratigráfica complexo e sim suíte (vide Petri et al., 1986, pg. 380), redefinindo esta unidade como Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (Fragoso Cesar et al., 1986).

A Suíte Encruzilhada do Sul é formada por várias facies texturais reconhecidas já por Tessari & Picada (1966), sendo estas, em ordem de importância: (1) facies porfirítica grossa, (2) facies equigranular grossa, (3) facies equigranular média, (4) facies pegmatóide e (5) facies porfirítica fina, todas possuindo cores cinza-esbranquiçada a cinza-rosada, localmente rósea-avermelhada. Seus contatos, exceto em zonas de falha, são gradacionais, sendo observado em campo, com maior destaque, a transição entre a facies (1), (2) e (4). Localmente, como exposto no acesso leste da cidade de Encruzilhada do Sul, a facies (3) equigranular média é rósea-avermelhada, tomando o aspecto geral dos granitos da Suíte Dom Feliciano. Isto levou nossa equipe, em uma primeira instância, a acreditar que constituísse uma intrusão

granítica da Suíte Dom Feliciano na Suíte Encruzilhada do Sul (Fragoso Cesar et al., 1986), visto que em outros locais observamos intrusões tardias de granitos róseos similares (e.g., sul da localidade de Pinheiro: Granito Pinheiro de Vasquez et al., 1989) afetando esta suíte. No entanto, saindo desta ocorrência em sentido NW, ao longo da estrada que vai para o Cerro Partido, observa-se em secção geológica a transição entre o granito róseo-avermelhado e a facies porfirítica grossa cinza-rosada através do gradacional incremento de fenocristais (até seis centímetros de comprimento) de microclínio euédricos branco-acinzentados acompanhados por um acréscimo da granulometria da matriz.

A facies (1) porfirítica grossa é a mais importante da Suíte Encruzilhada do Sul, ocorrendo amplamente em toda sua extensão e constituindo, pela sua textura e cor, uma facies exclusiva e característica desta suíte. Recentemente foi estudada na região da localidade de Pinheiro por Vasques et al. (1989), que a designaram Granito Arroio das Pedras e apresentaram a descrição aqui sumarizada. Petrograficamente são sienogranitos e monzogranitos: quartzo (30-35%), microclínio (30-40%), plagioclásio-oligoclásio (15-20%), biotita (5-10%), localmente muscovita e acessórios: apatita, zircão, esfeno e opacos (< 3%).

Regionalmente a variação petrográfica, em essência, mantém-se esta descrita por Vasquez et al. (1989), com variações locais para termos mais potássicos (K-feldspato granito) nas facies (2) eqüigranular grossa e (4) pegmatóide e, mais raramente, para granodioritos.

ESTRUTURAÇÃO DA SUÍTE ENCRUZILHADA DO SUL

A massa granítica da Suíte Encruzilhada do Sul (Fig. 5.1) ocupa área superior a 1000 km² do batólito homônimo, tectonicamente limitada pela Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu a leste, e pelas falhas Passo do Marinheiro, Campinas e Piquiri a oeste. A Falha Passo do Marinheiro, transcorrente e

sinistral (Picada, 1971), desloca para sul a porção sudoeste desta suíte, com transporte longitudinal de cerca de 30 km (Picada, 1971), individualizando duas ocorrências litologicamente idênticas. A atividade tectônica destes cisalhamentos limítrofes registra-se em seus granitos através de intensa milonitização nas zonas de falhas até cataclase e espaçado fraturamento fora destas, de maneira análoga à observada na Suíte Dom Feliciano. Desta forma, estes granitos mostram-se afetados e limitados pelas falhas da estruturação E_2 , não apresentando deformações anteriores (E_1).

Entre as estruturas primárias dos granitos desta suíte destacam-se: (1) orientação preferencial e imbricamento de fenocristais, (2) autólitos de bordo e (3) veios e diques sin-plutônicos. As estruturas de fluxo indicativas de escoamento magmático, embora incomuns, são relativamente abundantes junto às bordas do batólito e na proximidades das pendentes de teto gnáissicas. Junto aos falhamentos transcorrentes limítrofes elas são mais evidentes organizando-se em lineações sub-horizontais, localmente com imbricação dos fenocristais, e direção concordante aos cisalhamentos vizinhos, seja N-S (borda oeste) ou NE-SW (borda leste). Esta concordância das estruturas tectônicas e primárias é sugestiva que a intrusão ocorreu paralelamente ao stress principal da região e de que este era definido pela atividade dos cisalhamentos transcorrentes E_2 . Desta forma, estes granitos podem ser definidos como sin- E_2 , possivelmente contemporâneos aos da Suíte Dom Feliciano do Batólito Pelotas.

Autólitos de bordo foram estudados junto ao limite ocidental da Suíte Encruzilhada do Sul na região de Pinheiro por Vasquez et al. (1989), onde ocorrem como encraves e megaencraves da facies (5) porfirítica fina na facies (1) porfirítica grossa, com aquela representando a borda resfriada da intrusão posteriormente englobada por esta. O caráter de autólito de (5) em (1) foi testado por estes autores através de estudos litoquímicos que sugerem fortemente sua cogeneticidade.

Entre os diques e veios que afetam a Suíte Encruzilhada do Sul, alguns mostram claramente que suas intrusões ocorreram antes da completa cristalização de seus granitos, seja por evidências de intrusões mútuas ou por partilharem fenocristais da encaixante. Estes elementos, característicos de diques sin-plutônicos (vide Hibbard & Watters, 1985), têm levado alguns pesquisadores do RS a confundí-los com evidências de metamorfismo sobre esta suíte. Por exemplo, Horbach et al. (1986), ao discutirem estes diques escrevem que: (...) Em muitos afloramentos observam-se corpos tabulares, pouco espessos, de microgranitos e aplitos pobres em máficos, os quais, recortando os granitos porfiroblásticos, ocasionalmente mostram-se também afetados pela blastese feldspática que sobre estas rochas se desenvolveu. Tal blastese, aliás, aparenta se haver desenvolvido em diversos estágios, notando-se, amiúde, fenoblastos deslocados por fraturas e cimentados por fenoblastos de nova formação (op cit., pg.125). Nesta descrição, apesar da equívoca interpretação, são evidentes as características apontadas por Hibbard & Watters (1985) de fraturamento e intrusões de diques em granitos não completamente cristalizados, bastando que a razão cristais/fundidos seja superior a 70/30, como já discutido no capítulo anterior (Fig. 4.18).

Em síntese, as estruturas da Suíte Encruzilhada do Sul mostram que as intrusões de seus granitos ocorreram condicionadas e concomitantes às zonas de cisalhamento transcorrentes constituindo, portanto, plútons sin-E₂. Os autólitos e diques sin-plutônicos evidenciam, nestas intrusões, as complexas relações entre diferentes níveis de cristalização, desde completa e englobada como encraves até incompleta e injetada por diques.

GEOCRONOLOGIA DA SUÍTE ENCRUZILHADA DO SUL

As relações estruturais acima discutidas sugerem que a idade dos granitos desta suíte seja a mesma da estruturação E₂, e por extensão a mesma da Suíte Dom Feliciano, o que é corroborado pelos dados radiométricos contidos em Cordani et al. (1974) e

Teixeira (1982a). Estes dados foram discutidos e lançados em diagrama isocrônico por Soliani Jr. (1986), utilizando, dos autores antes citados, as análises 278 (A, B e C), 281, 286, LK-194 e LK-199. O segmento isocrônico apontou idade de 559 ± 5 Ma com R_o de 0,716, sendo que, plotando apenas as análises 278 A, B e C para a construção de uma isócrona de afloramento, a idade obtida foi pouco inferior, 551 ± 7 Ma com igual R_o de 0,716. Para a construção da isócrona da referência da Fig. 5.4 com o auxílio de Helen Sonoki e Ivone Sonoki, foram selecionadas seis análises das compiladas por Soliani Jr. (1986), extraídas de amostras de afloramentos já estudados por nossa equipe e que caracterizam a variação faciológica da Suíte Encruzilhada do Sul. Esta seleção, a mesma efetuada por Soliani Jr. (1986) com exclusão da análise 286, de amostra coletada na região do Monzogranito Pitangueiras, envolve duas análises (281 e LK-194) da facies (3) equigranular média rosa avermelhada aflorante no acesso leste da cidade de Encruzilhada do Sul e outras, regionalmente distribuídas, das demais facies, incluindo intrusões desta suíte no Anortosito Capivarita (278 A, B e C). A idade calculada, 552 ± 9 Ma com $R_o = 0,7165$ é, em essência, a mesma da isócrona de afloramento. Desta forma, independente da isócrona discutida, a idade desta suíte situa-se em torno de 550 Ma com R_o de 0,716.

LITOQUÍMICA E ORIGEM DA SUÍTE ENCRUZILHADA DO SUL

Como vimos nos itens anteriores, a Suíte Encruzilhada do Sul possui aspectos fundamentais análogos à Suíte Dom Feliciano, particularmente a identidade de estruturação E_2 - ambas são sin-cinemáticas à instalação de falhamentos transcorrentes - e mesma idade Rb-Sr - 552 ± 9 Ma e 550 ± 6 Ma, respectivamente. No entanto, as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} , fundamentais na caracterização da fonte, são marcadamente distintas: $\sim 0,709$ na Suíte Dom Feliciano, e bem mais elevada, $\sim 0,716$, na Suíte Encruzilhada do Sul. Estas diferenças isotópicas, que registram distinções nas áreas de extração de seus magmas, registram-se em

Fig 5.4 : Isócrona Rb-Sr de referência da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (dados de Cordani et al., 1974 e Teixeira, 1982a, compilados em Soliani Jr., 1986).

suas características litoquímicas (Fragoso Cesar et al., 1986; Vasquez et al., 1989; Figueiredo et al., 1990b): no diagrama de Wright (1969; Fig. 5B in Fragoso Cesar et al., 1986; Fig. 8 in Vasquez et al., 1989) distinguem-se, sendo a Suíte Dom Feliciano intermediária entre cálcio-alcalina e alcalina enquanto a Suíte Encruzilhada do Sul, com poucas análises no campo cálcio-alcalino, tem tendência mais alcalina. Nos diagramas de Harker (1909; Fig. 4 in Fragoso Cesar et al., 1986; Fig. 2 in Vasquez et al., 1989), estas distinções são nítidas em todos os óxidos considerados, sendo a Suíte Encruzilhada do Sul fortemente mais rica em Na_2O , K_2O , CaO , Fe_2O_3^t , MgO e Al_2O_3 . Em SiO_2 , embora o teor seja mais elevado na Suíte Dom Feliciano, mostra-se restrito (~72-77%), enquanto na Suíte Encruzilhada do Sul é bastante expandido (~62-75%).

Estas características, associadas a outras (mineralogia, mineralizações, texturas, etc.), levam à classificações distintas

quanto à fonte: I ou S (Chappell & White, 1974). Como discutido no capítulo anterior, predominam rochas ígneas de origem crustal e, talvez, mantélica na fonte da Suíte Dom Feliciano. Por outro lado, na Suíte Encruzilhada do Sul, diversos parâmetros apontam predomínio de uma fonte crustal, talvez em parte metassedimentar: (1) razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} bastante elevada ($\sim 0,716$), (2) facies pegmatíticas bem desenvolvidas e (3) graissens e veios mineralizados a Sn e W.

As considerações acima levantadas permitem concluir que a gênese da Suíte Encruzilhada do Sul foi tectônica e temporalmente igual a da Suíte Dom Feliciano, porém com derivação de fontes crustais distintas que refletem, inclusive, diferenças fundamentais entre o Batólito Encruzilhada do Sul e o Batólito Pelotas registrando a importância como fronteira tectônica da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu. Desta forma visualizamos a Suíte Encruzilhada do Sul originada por fusão crustal em níveis onde ocorriam metassedimentos (Gnaisses Chanã e/ou seu embasamento ?) durante o evento tardi-colisional E_2 , quando instalaram-se zonas de cisalhamento seccionando a crosta anteriormente espessada catalizando a fusão nestes níveis e permitindo o acesso dos magmas então formados para níveis superiores.

STOCKS GRANÍTICOS TARDIOS

Nos trabalhos mais recentes efetuados sobre o Batólito Encruzilhada do Sul (e.g., Frantz, 1983; Frantz & Jost, 1983; Jost et al., 1985; Vasquez et al., 1989; Fernandes et al., 1989) começaram a ser sistematicamente individualizados pequenos plútons graníticos tardios que, com exceção dos Granitos Campinas (Leinz, 1945; Picada, 1965; Tessari & Picada, 1966), eram indistintamente englobados no Complexo Granítico Encruzilhada do Sul. Estes ocorrem como "stocks" de dimensões reduzidas ($< 15km^2$) tendo sido, até o momento, mapeados quinze corpos (Fig.

5.1) distribuídos em quatro áreas principais: (1) região de Campinas, junto ao rio Camaquã, no extremo sudoeste do batólito, constituída por quatro "stocks" de biotita $\pm$ muscovita leucogranitos (Paulista, Cerro Branco, Campinas e Taboleiro) e um de luxulianito (Frantz & Jost, 1983) conjuntamente designados Granito Campinas por Picada (1965); (2) região de Pinheiro na borda oeste do batólito com cinco intrusões de 2-mica leucogranitos denominados Granito Pinheiro (Vasquez et al., 1989); (3) região nordeste do batólito onde Fernandes et al., (1988, 1989) reuniram três stocks de pertita sienogranitos ($\pm$ anfibólio $\pm$ biotita) equigranulares grossos sob a denominação Granito Arroio Braço do Capivarita e (4) região em torno do Sienito Piquiri onde Jost et al. (1985) citam duas pequenas ocorrências graníticas, uma a sudoeste do sienito - turmalina Granito Arroio Gaúcho - e outra a nordeste - granada Granito Cerro Feio.

Destas ocorrências, só as dos Granitos Campinas e Pinheiro possuem descrições petrográficas e litoquímicas disponíveis em trabalhos publicados (Frantz & Jost, 1983; Vasquez et al., 1989).

O Granito Pinheiro, conforme o texto de Vasquez et al. (1989), é equigranular médio de cor avermelhada, modalmente K-feldspato granito a sienogranito, constituído por quartzo (25-35%), microclínio em duas gerações (35-45%), plagioclásio oligoclásio, também em duas gerações (5-10%), biotita vermelha (5-10%), muscovita ígnea e hidrotermal (5-10%) e esfeno, apatita e zircão como acessórios (5%). Quimicamente é peraluminoso e alcalino. De acordo com estes autores, a presença de muscovita ígnea, corindon normativo, graisenização, turmalinização e caráter peraluminoso sugerem que sua origem relaciona-se à fusão de metassedimentos, classificando-o como um granito tipo-S de Chappell & White (1974).

O Granito Campinas, conhecido por suas mineralizações em estanho desde Franco (1944) e Leinz (1945), foi detalhadamente dissecado por Frantz (1983) e Frantz & Jost (1983). Segundo estes autores, é equigranular fino, localmente porfirítico, de cor

cinza clara. Modalmente predominam os granodioritos formados por plagioclásio, microclínio, quartzo e subordinadamente biotita, por vezes também muscovita. Seus acessórios compreendem epidoto, apatita, zircão, ilmenita, rutilo, clorita e, raramente, fluorita.

O estudo litoquímico efetuado sobre estes leucogranitos por Frantz & Jost (1983) apontou, entre diversas outras características químicas, que eles são peraluminosos, possuem coríndon normativo variável de 1 a 4% e que a razão $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, superior a 2,8, permite classificá-los como "ilmenita granitos" de acordo com os critérios de Ishihara et al. (1979). Estas características aliadas às observações microscópicas (e.g., caráter de xenocristais de diversos grãos de quartzo, andesina, biotita vermelha e muscovita) e de campo (e.g., associação com graissens e turmalinitos), entre outras, levam os autores a concluir que a gênese do Granito Campinas está relacionada à (...) fusão parcial da crosta, efetuada a moderadas profundidades e sob regime de saturação em voláteis (op. cit., pg. 59), classificando-o como do tipo-S de Chappell & White (1974).

Além dos stocks graníticos agrupados sob as denominações Campinas e Pinheiro, que modalmente variam de granodioritos até K-feldspato granitos, as outras duas ocorrências situadas próximas à borda oeste do Batólito Encruzilhada do Sul, Granitos Arroio Gaúcho e Cerro Feio (Jost et al., 1985), possivelmente também representam granitos tipo-S devido à sua mineralogia sub-essencial a turmalina e granada, respectivamente. No entanto, as ocorrências da região nordeste do batólito reunidas no Granito Arroio Braço do Capivarita (Fernandes et al., 1989), por sua mineralogia acessória a anfibólio e biotita dificilmente poderá ser enquadrada nesta classificação, sendo mais provável constituírem granitos tipo-I, ou mesmo tipo-A, carecendo ainda de estudos petrográficos e litoquímicos para sua definição.

Com exceção dos stocks do Granito Arroio Braço do Capivarita injetados no Monzogranito Pitangueiras e no Anortosito Capivarita (Figs. 5.1 e 5.2) e do granada granito próximo ao Cerro Feio que

afeta os Gnaisses Chanã, todos os demais ocorrem intrudidos na Suíte Granítica Encruzilhada do Sul junto à borda ocidental do batólito homônimo. Nos trabalhos mais detalhados envolvendo estes stocks (Frantz & Jost, 1983; Vasquez et al., 1989) está evidenciada a íntima relação entre suas ocorrências e as zonas de cisalhamento limítrofes do batólito. Frantz & Jost (1983) descrevem que os stocks do Granito Campinas ocorrem dentro de uma zona de cisalhamento (stocks Campinas e Cerro Branco) ou em sua margem (stocks Taboleiro e Paulista), o mesmo sendo apontado por Vasquez et al. (1989) para os stocks do granito Pinheiro, cataclasados nas zonas de cisalhamento que milonitizam sua encaixante.

Frantz & Jost (1983) apontam uma série de evidências estruturais diagnósticas para a caracterização tectono-temporal destes stocks graníticos: (1) por um lado, alteram hidrotermalmente (muscovitização, caolinização, graisenização e turmalinização) sua encaixante (Suíte Encruzilhada do Sul) e a unidade metavulcano-sedimentar (Terreno Cerro da Árvore) tectonicamente justaposta pela ação da zona de cisalhamento (Falha Campinas), evidenciando que sua intrusão foi tardia ou posterior à milonitização resultante do movimento tectônico; (2) por outro, estes stocks e produtos hidrotermais associados evidenciam deformações na forma de foliação e lineação de estiramento mineral sub-horizontal na periferia dos stocks, xistificação local em graisens e dobramentos em turmalinitos bandados, registrando que durante a intrusão, cristalização e atividade hidrotermal dos stocks as zonas de cisalhamento estavam ainda com movimentação transcorrente. A soma destas observações evidencia que as intrusões graníticas são tardi-cinemáticas aos cisalhamentos transcorrentes podendo, portanto, ser classificadas como tardias na estruturação E_2 do Batólito Encruzilhada do Sul, isto é, tardi- E_2 .

A relação tectônica tardia destes stocks graníticos com as zonas de cisalhamento E_2 e seu caráter intrusivo, particularmente na Suíte Encruzilhada do Sul, cuja isócrona Rb-Sr de referência

(Fig. 5.4) aponta idade de 552 ± 9 Ma, indica que sua geração deve ter ocorrido no Cambriano Tardio, certamente após 550 Ma. No entanto, os dados Rb-Sr, obtidos por Teixeira (1982a) e Soliani Jr. (1986), plotados em diagrama isocrônico (Fig. 18 in Soliani Jr., 1986), mediram idade de 785 ± 103 Ma e Ro: 0,7147 para os stocks do Granito Campinas. Mesmo considerando o elevado erro (± 103 Ma), sugerindo idade mínima de 682 Ma, chega-se a uma cifra incompatível com os demais indicadores geológicos. Uma explicação plausível é que a idade mencionada reflita uma "mistura" entre a idade da fonte de extração e da cristalização do magma.

Com exceção dos stocks do Granito Arroio Braço do Capivarita, os demais são claramente crustais, derivados de uma fonte onde predominavam os metassedimentos e cujo acesso aos níveis epizonais deveu-se à atividade tardia de falhamentos transcorrentes. O caráter peraluminoso destes plútons sugere a presença de metapelitos em sua fonte, o que é compatível com a composição litológica dos terrenos metamórficos tectonicamente justapostos à borda oeste do Batólito Encruzilhada do Sul (Fig. 5.1).

O SIENITO PIQUIRI

O termo Piquiri foi pioneiramente introduzido na literatura geológica do RS por Leinz (1945) em referência a andesitos (sic) aflorantes próximos ao vértice noroeste do Batólito Encruzilhada do Sul - Andesito Piquiri -, redefinido como Sienito Gnáissico Piquiri por R.S. Picada em conferência no núcleo do Rio Grande do Sul da Sociedade Brasileira de Geologia em 1963, conceito adotado no mapeamento 1:250.000 do grau de Encruzilhada do Sul (Tessari & Picada, 1966) e em alguns trabalhos posteriores (e.g., Formoso, 1972; Willig et al., 1974). Outras denominações para esta unidade incluem: Lamboanito Piquiri (e.g., Picada, 1966b, 1971), Sienito Piquiri (e.g., Jackson et al., 1973; Carraro et al., 1974; Jost et al., 1985; Fragoso Cesar et al., 1986; Horbach et al., 1986;

Santos et al., 1989) e Maciço Sienítico de Piquiri (Vieira Jr. et al., 1989). Adotamos, por sua simplicidade e caráter definidor, a designação Sienito Piquiri, conforme sugerida por Jackson et al. (1973).

O Sienito Piquiri constitui duas intrusões no Batólito Encruzilhada do Sul (Fig. 5.1): (1) uma maior ($\sim 130\text{km}^2$), em forma irregular que lembra uma ferradura (Jost et al., 1985), aflora no extremo noroeste do batólito, e (2) outra menor ($< 3\text{km}^2$) acerca de 4 km a nordeste da cidade de Encruzilhada do Sul. A intrusão principal, extensivamente estudada por Jost et al. (1985) e Vieira Jr. et al. (1989), compõe um corpo heterogêneo, rico em estruturas primárias de fluxo ígneo, litologicamente formado por K-feldspato sienitos e, subordinadamente, K-feldspato quartzo sienitos que localmente transicionam para K-feldspato granitos pobres em quartzo ($< 25\%$). Possui cor castanho-avermelhada, granulometria variável de fina a grossa e textura equigranular a porfirítica. A granulometria é função direta da organização deste corpo intrusivo, sendo fina nas bordas, caracterizando uma margem resfriada com largura de algumas centenas de metros e baixo teor de fenocristais ($< 5\%$) de K-feldspato, e gradando, em sentido ao centro, para grossa.

Conforme descrito por Jost et al. (1985) sua mineralogia essencial, em ordem decrescente de importância, compreende ortoclásio e anfibólio e/ou piroxênio; quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita são acessórios comuns em teores variáveis, por vezes constituindo minerais sub-essenciais, ou mesmo essenciais no caso do quartzo; esfeno, ilmenita, apatita e zircão são acessórios pouco frequentes. O ortoclásio ocorre como cristais euédricos, ripiformes e pertíticos com até 2 cm de comprimento e o microclínio, localmente acompanhando o ortoclásio, como cristais anédricos, maclados, com dimensões inferiores a 0,1 mm, em posição intersticial formando agregados com o quartzo. Inclusões de piroxênio, anfibólio uralítico, esfeno, ilmenita, plagioclásio, biotita, apatita e quartzo globular são comuns no ortoclásio. O anfibólio, que juntamente

com o piroxênio formam os máficos característicos deste sienito, ocorre em cristais euédricos a subédricos de dimensões variáveis desde frações de mm até 1 cm de comprimento, em geral com inclusões poliquilíticas de quartzo.

Encraves microgranulares, no geral concordantes com a foliação ígnea do sienito, são comuns e podem ser classificados em três tipos (Vieira Jr. et al., 1989): (1) xenólitos provenientes das rochas encaixantes, compreendendo milonitos, gnaisses, quartzo leitoso, etc.; (2) microsienitos e traquitos resultantes da reabsorção das margens resfriadas e (3) encraves essexíticos a sienodioríticos representando "bolhas" (magma blebs) do magma primitivo parental. Os tipos (1) e (2) predominam nas porções mais externas do sienito e apresentam formas angulosas dispondo-se aleatoriamente em relação à foliação ígnea enquanto o tipo (3) possui formas elipsoidais sempre concordantes com a foliação e lineação primárias e ocorre predominantemente nas porções mais internas da intrusão.

ESTRUTURAÇÃO DO SIENITO PIQUIRI

O corpo principal do Sienito Piquiri, o único estudado com detalhe até o momento, ocorre em região bastante tectonizada onde se conjugam (Fig. 5.1): (1) falhamentos transcorrentes, (2) os Gnaisses Chanã, (3) a Suíte Granítica Encruzilhada do Sul e (4) os depósitos turbidíticos basais da Antefossa Camaquã, mantendo relações intrusivas com todas unidades citadas e tendo ascendido em parte nas zonas de falhas e em parte ao longo dos contatos entre estas unidades.

A estruturação deste sienito, excluindo fraturas derivadas de reativações tardias dos falhamentos encaixantes, é gerada, em essência, pela própria intrusão, seja no estágio magmático (foliações e lineações de fluxo ígneo) ou já sólido (juntas longitudinais, transversais, oblíquas e de alívio) relacionado ao resfriamento da intrusão (Jost et al., 1985).

Entre as estruturas do estágio magmático destacam-se (Jost et al., 1985; Vieira Jr. et al., 1989): (1) orientação sistemática de cristais tabulares de K-feldspato e (2) alinhamento dimensional de encraves máficos (tipo 3), criando, segundo Vieira Jr. et al. (1989), uma fábrica planar ($S \gg L$) sub-vertical ao longo das margens do corpo onde, como regra, o mergulho é $> 80^\circ$ e apenas localmente $< 70^\circ$, que transiciona para uma fábrica "S-L" em direção ao interior. Os encraves microgranulares, de acordo com o último trabalho citado, possuem formas elipsoidais concordantes com a foliação ígnea, sendo que o eixo maior, de dimensões variando de 10 a 80 cm, invariavelmente marca a lineação magmática. Estes encraves, cujas relações paramétricas entre os três eixos são, em média 3:2:1, assumem, menos frequentemente, formas de "S" ou possuem reentrâncias irregulares.

Como visto, a estruturação do Sienito Piquiri é, em essência, primária e relacionada à própria atividade magmática - foliações e lineações ígneas - e ao seu resfriamento - juntas diversas -, sendo insignificante a superposição de estruturas tectônicas a estas. Neste sentido, como apontado por Vieira Jr. et al. (1989), a organização espacial das estruturas primárias, esquematicamente alinhadas na Fig. 5.1, e em particular a presença de schlierens e encraves deformados com variações de geometria na proximidade dos bordos, sugerem que o campo tensional existente foi controlado pela própria intrusão, sem participação de atividade tectônica contemporânea. Desta forma, é inevitável concluir que o Sienito Piquiri constitui uma típica intrusão pós-tectônica, certamente posterior à estruturação tardi-colisional E_2 , isto é, sua gênese está desvinculada dos eventos colisionais E_1 e E_2 sendo, portanto, um plúton sienítico pós-colisional, ou mesmo anorogênico.

QUAL É A IDADE DO SIENITO PIQUIRI ?

Uma questão freqüentemente levantada e ainda não definida é a idade do Sienito Piquiri. Picada (1966b), considerando sua

composição relativamente rara e sua estruturação então visualizada como gnáissica, interpretou-o como um migmatito catazonal deficiente em sílica, um "lamboanito" pertencente ao embasamento antigo, de idade pré-cambriana inferior ou média. Tessari & Picada (1966) concluíram por sua intercalação estratigráfica no Grupo Porongos e admitiram idade no Pré-Cambriano Superior. Posteriormente, Cordani et al. (1974) dataram por K-Ar anfibólio de uma amostra (293) deste sienito medindo sua idade em 580 ± 25 Ma e Soliani Jr. (1986) apresentou quatro análises Rb-Sr (291, 292, 293 e 294) devidas a Halpern et al. (1974) que não propiciaram a construção de um diagrama isocrônico de boa qualidade, com alinhamento precário redundando em elevado erro analítico e idade de 615 ± 99 Ma e $R_o: 0,7063$.

Destes poucos elementos, a idade mais confiável e que tem sido adotada em diversos trabalhos (e.g., Jost et al., 1984, 1985; Fragoso Cesar et al., 1985, 1986; Soliani Jr., 1986; Vieira Jr. et al., 1989) é a de 580 ± 25 Ma levantada por Cordani et al. (1974). Como trata-se de K-Ar em anfibólio, em princípio registra a idade da rocha no momento em que a temperatura do plúton em resfriamento ultrapassa a temperatura crítica de retenção do Ar^{40} na estrutura cristalina do anfibólio ($\sim 450^{\circ}C$). Como o plúton em questão é epizonal, pois intrude sedimentos da Antefossa Camaquã, a diferença de idade de sua cristalização até a registrada pelo anfibólio deve ser pequena. Consequentemente mostra-se uma idade mínima confiável.

No entanto, apesar de confiável, dificilmente a idade de 580 ± 25 Ma possui relação com a idade do Sienito Piquiri, pois entra em confronto com diversas análises Rb-Sr de sua encaixante principal (Suíte Encruzilhada do Sul) e com sua relação geológica e tectônica dentro do Batólito Encruzilhada do Sul. Senão, vejamos: (1) o sienito é intrusivo na Suíte Encruzilhada do Sul que possui idade Rb-Sr de 552 ± 9 Ma, (2) a Suíte Encruzilhada do Sul é fortemente milonitizada pela Falha Piquiri que, no sienito, manifesta-se apenas como fraturamento espaçado registrando reativação tardia e fraca e (3) enquanto a estruturação primária

da Suíte Encruzilhada do Sul foi condicionada pelo campo tensional regional tectônico destes falhamentos, o que define seus granitos como sin-cinemáticos a estes, a estruturação primária do sienito foi controlada pelo campo tensional da própria intrusão, o que o qualifica como pós-cinemático.

Em base a estas considerações torna-se evidente que a idade do Sienito Piquiri é inferior - ou muito inferior - a 550 Ma, devendo constituir uma intrusão do Cambriano tardio ou mesmo Ordoviciano, podendo por suas características gerais, representar o magmatismo terminal do Batólito Encruzilhada do Sul.

ORIGEM DO SIENITO PIQUIRI

Após o modelo de Picada (1966b) que postulava uma origem por metamorfismo regional sobre rochas argilo-calcário-dolomíticas seguido por metassomatismo alcalino e geração de um migmatito catazonal deficiente em sílica ("lamboanito"), apenas recentemente estudos petrográficos, estruturais e litoquímicos trouxeram bases sólidas para avaliar a origem do Sienito Piquiri (Jost et al., 1985; Vieira Jr. et al., 1989), sem haver ainda, no entanto, consenso.

Jost et al. (1985), em base a quarenta análises de elementos maiores e menores aliada aos dados petrográficos e de campo, caracterizaram a riqueza em álcalis deste sienito, restrito ao campo alcalino no diagrama AFM, cujo coeficiente agpaítico ($(Na+K)/Al$), variável de 0,74 a 1,10, aponta caráter miasquítico e a razão $K_2O/Na_2O > 1,7$ caráter alcalino alto potássio. Outros parâmetros, entre os quais norma CIPW das amostras analisadas, onde foi apontada a presença localizada de acmita e nefelina normativas, e a variação mineralógica e textural da borda para o centro do plúton, levaram estes autores a classificar o Sienito Piquiri como uma intrusão alcalina diferenciada zonada que, pelos aspectos estruturais, alojou-se no interior de um falhamento (...) no decurso da fase de arqueamento e extensão crustal do final do Ciclo Brasileiro (op. cit., pg. 75).

Vieira Jr. et al. (1989), estudando a reologia e evolução magmática do Sienito Piquiri, com ênfase nos encraves microgranulares máficos (tipo 3), petrograficamente (...) lamprófiros calci-alcalinos ou, mais especificamente, diopsídeo-Minette (op. cit., p. 188), concluíram que estes constituem um magma parental lamprofírico da intrusão, estando caracterizados nos diagramas de variação dos elementos maiores e traços versus sílica pelo trend contínuo durante a diferenciação, com excelente coerência geoquímica. Por outro lado, levantaram a possibilidade deste magma parental lamprofírico calci-alcalino estar ligado a magmatismo shoshonítico, como o reconhecido na região oeste do escudo, no granito Lavras do Sul e vulcânicas associadas, por Nardi & Lima (1985). Neste sentido, realizaram spidergrams de elementos traços e menores do Sienito Piquiri e das rochas graníticas e vulcânicas da região de Lavras do Sul que apresentaram extrema similaridade de padrões, indicando relação genética (sensu latu) entre seus magmas, concluindo, preliminarmente, que o magmatismo shoshonítico da região oeste do escudo está representado no Batólito Encruzilhada do Sul pelo Sienito Piquiri.

As questões levantadas por este autores, somadas ao problema da idade, mostram a complexidade envolvida no entendimento da gênese deste sienito, chegando-se a duas possibilidades principais: (1) o Sienito Piquiri representa uma intrusão alcalina pós-orogénica - ou mesmo anorogénica - ou (2) shoshonítica altamente diferenciada no Batólito Encruzilhada do Sul. A hipótese 1 (Jost et al., 1985) tem a seu favor o caráter alcalino miasquítico da intrusão, sua situação claramente pós-tectônica no Batólito Encruzilhada do Sul e a idade jovem (<550 Ma ou << 550 Ma) que o posiciona no encerramento - ou após - da evolução do Cinturão Dom Feliciano. A hipótese 2 (Vieira Jr. et al., 1989) é contrariada por estes aspectos e, em especial, por sua correlação cronológica com o magmatismo shoshonítico orogénico da região de Lavras do Sul situado em torno de 570 Ma. Esta correlação feita por Vieira Jr. et al. (1989) baseou-se na

presumida idade K-Ar do sienito, descartada no item anterior. Frente a estes elementos assumimos a hipótese de intrusão alcalina pós-orogênica - ou anorogênica - defendida por Jost et al. (1985), mesmo porque é difícil qualquer correlação deste sienito com o plutonismo da região ocidental do escudo situado em outra unidade geotectônica, o Cinturão Ribeira, exceto, talvez, com o plutonismo e vulcanismo alcalino ordoviciano, possivelmente anorogênico, que afeta aquela região, conforme veremos no Cap. 11.

SÍNTESE HISTÓRICA DO BATÓLITO ENCRUZILHADA DO SUL

Embora ainda não caracterizado no Batólito Encruzilhada do Sul um embasamento antigo, pré-brasiliano, sua existência é claramente visualizada através dos protolitos sedimentares clásticos dos Gnaisses Chanã, particularmente dos gnaisses aluminosos e quartzo-feldspáticos, incluindo possíveis pacotes de meta-arenitos quartzosos com níveis de minerais pesados (vide Fernandes et al., 1989), evidentemente derivados da erosão, transporte e sedimentação de áreas emersas de constituição global "granítica", posteriormente metamorfizados. A partir da constatação do pretérito embasamento continental interpretamos a evolução das unidades deste batólito à luz da Tectônica de Placas como segue: (1) arqueamento do embasamento antigo induzido por bombeamento de magmas básico-ultrabásico na interface crosta-manto; (2) fraturamento da crosta e formação de rifts continentais com instalação de sistemas de leques aluviais e lacustrinos e consequente deposição arcossiana e pelítica; (3) fracionamento e assentamento gravitacional no magma básico-ultrabásico infracrustal com elevada concentração de plagioclásios no topo, junto à interface crosta-manto; (4) ascensão ao longo das fraturas e intrusão de magma anortosítico a labradorita associado a diques básicos nos depósitos arcossiano-pelíticos dos grabens (≥ 1.100 Ma); (5) evolução dos rifts para

oceano franco por deriva continental e instalação, na margem continental, de bacia miogeoclinal com sedimentação calcária, margosa, siliciclástica e pelítica do Miogeoclínio Lavalleya; (6) inversão das condições motoras do manto e subducção da litosfera oceânica sob esta margem continental com instalação de arco magmático andinotipo e intrusões de tonalitos e granodioritos no conjunto sedimentar e anortosítico anteriormente formado (~885-775Ma); (7) evolução do processo até a consequente colisão continental com deformação E_1 e metamorfismo de alto grau afetando os depósitos arcossianos e pelíticos da fase rift; margosos, calcários, siliciclásticos e pelíticos miogeoclinais (paragneisses Chanã), intrusivas anortosíticas (Anortosito Capiivarita) e granodiorito-tonalíticas (ortogneisses Chanã); (8) transporte tectônico para oeste deste complexo metamórfico como nappes gerando encurtamento e espessamento crustal com formação, em suas fases terminais, de sheet granítica por fusão crustal, com possível contribuição mantélica (Monzogranito Pitangueiras), concordantemente intrudida ao longo da foliação S_1 (~620 Ma); (9) evolução para a fase tardi-colisional E_2 com instalação de falhamentos transcorrentes e magmatismo de fusão crustal sin-cinemático intenso da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (~550 Ma); (10) movimentação tardia dos falhamentos transcorrentes com a individualização final do Batólito Encruzilhada do Sul e intrusões diversas de pequenos stocks graníticos, alguns mineralizados a Sn (Granito Campinas), como regra do tipo-S e ao longo dos cisalhamentos transcorrentes (<550 Ma); (11) encerramento do Ciclo Brasileiro no Batólito Encruzilhada do Sul e intrusão, junto a falhamentos, do Sienito Piquiri (<<550 Ma), cujo significado não é claro, se pós-orogênico - ou anorogênico - na evolução do Cinturão Dom Feliciano.

CAPÍTULO 06

O MIOGEOCLÍNIO LAVALLEJA

E OS

TERRENOS SUSPEITOS

DA

FAIXA TIJUCAS

NO

RIO GRANDE DO SUL

INTRODUÇÃO

Uma unidade fundamental em um dado cinturão orogênico é sua paleogeografia miogeossinclinal que constitui o parâmetro de referência entre as demais paleogeografias e a área cratônica. Esta paleogeografia referencial para o Cinturão Dom Feliciano é constituída pelo Miogeoclínio Lavalleja (Fragoso Cesar et al., 1987, 1989), de exposição completa e ampla, incluindo autóctones transgressivos sobre o Cráton do Rio de La Plata (Autóctone Piedras de Afilar), apenas no Uruguai, sendo seus possíveis equivalentes no RS representados por escamas tectônicas imbricadas em outros tipos litológicos com o conjunto recebendo denominações diversas (e.g., Porongos, Cambaí, etc.). Nos capítulos anteriores (Caps. 04 e 05) apontamos possíveis representantes alóctones desta paleogeografia tanto no Batólito Pelotas (Mármore Matarazzo) como no Batólito Encruzilhada do Sul (parte dos Gnaisses Chanã) e, como veremos no presente, outras possíveis exposições ocorrem em terrenos metamórficos historicamente reunidos sob a designação "Série" ou Grupo Porongos desde o pioneiro trabalho de Paulino Franco de Carvalho publicado em 1932.

Estes terrenos metamórficos, que compõem a Faixa Tijuca do Cinturão Dom Feliciano no RS, só começaram a ser compartimentados na última década (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Frago Cesar et al., 1982 a, 1982b, 1989; Machado et al., 1987, e outros), onde foi-se tornando claro o caráter alóctone de suas unidades e, progressivamente, a desvinculação destas com o Miogeoclínio Lavalleya, constituindo, como aqui interpretados, terrenos suspeitos (sensu Coney, 1978), esquematicamente representados na Fig. 3.1.

Terrenos suspeitos (suspect terranes) ou exóticos (exotic terranes) têm sido descritos na América do Norte, tanto no Cinturão Cordilherano (Coney, 1978; Coney et al., 1980) como no Apalachiano (Williams & Hatcher, 1983; Zen, 1983). De acordo com a definição destes autores são províncias geológicas internamente homogêneas, de dimensões variáveis desde pequenos alóctones até grandes regiões, com feições claramente distintas das províncias circundantes. Eles são reconhecidos por contrastarem com os demais, em alguns ou todos dos seguintes elementos: estratigrafia, estrutura, histórias metamórficas e plutônicas, faunas, depósitos minerais e assinaturas paleomagnéticas. Seus limites são nítidas junções estruturais marcando descontinuidades que não podem ser explicadas por gradação normal no estilo estrutural, variação lateral de facies ou discordâncias. O caráter "suspeito" ou "exótico" de um dado terreno deriva do desconhecimento de sua paleogeografia em relação ao miogeoclínio ou borda cratônica, pois embora justaposto a estes não possui uma relação direta clara, podendo ter-se formado em qualquer outro ambiente do orógeno - ou mesmo não ter relação com este - e por transporte tectônico (e.g., nappismo, transcorrência, etc.) vir a ocupar o atual sítio. Como salientado por Williams & Hatcher (1983), quando é identificado o miogeoclínio de um orógeno, ou sua margem cratônica, os demais terrenos são inerentemente suspeitos.

Dentro desta ótica, a caracterização do Miogeoclínio Lavalleya na Faixa Tijuca do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai

torna os demais terrenos metamórficos desta faixa, de acordo com os critérios acima esboçados (exceto fauna, ainda não reconhecida, e assinatura paleomagnética, ainda não estudada), terrenos suspeitos.

Desta forma, são vários os terrenos suspeitos do Cinturão Dom Feliciano no RS. Um bom exemplo é o Complexo Pinheiro Machado do Batólito Pelotas em sua relação claramente tectônica com os Mármores Matarazzo, possível testemunho naquela região da extensão oriental do Miogeoclínio Lavalleya. Na Faixa Tijucas, graças aos trabalhos desenvolvidos na última década (e.g., Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Machado et al., 1987; Fragoso Cesar et al., 1989), é possível individualizar três terrenos suspeitos em relação ao Miogeoclínio Lavalleya: (1) Terreno Serra das Encantadas, (2) Terreno Cerro da Arvore e (3) Terreno Serra dos Pereira. Neste capítulo discutiremos as principais feições litológicas, estruturais e cronológicas destes terrenos levantando hipóteses sobre suas possíveis paleogeografias e significado na história tectônica do Cinturão Dom Feliciano. Por outro lado, para bem caracterizar suas distinções com o Miogeoclínio Lavalleya faremos uma sintética exposição da ocorrência uruguaia desta associação petrotectônica referencial, conforme discutida em Fragoso Cesar et al. (1989).

O MIOGEOCLÍNIO LAVALLEYA

Depósitos de uma margem continental passiva- Tipo Atlântica - afloram em áreas de milhares de km² na extensão uruguaia da Faixa Tijucas do Cinturão Dom Feliciano. Correspondem à parte da "Série de Minas" de Mac Millan (1933) ou "Série" Lavalleya de Caorsi & Goñi (1958), constituindo grande fração do Grupo Lavalleya de Bossi et al. (1967), recentemente redefinido por nossa equipe (Fragoso Cesar et al., 1987, 1989) com a exclusão de terrenos granito-miloníticos (Nappes Pan de Azucar e Sierra de Rocha) e flyschies grauváquicos (Flysch La Pedrera).

Litologicamente o Miogeoclínio Lavalleya é formado por calcários, dolomitos e litotipos associados (calciarenitos, calcilutitos, margas, BIFs, níveis de gipsita, etc.); arenitos, principalmente puros (quartzo arenitos) com níveis de minerais pesados; pelitos e derrames basálticos, freqüentemente variolíticos. Localmente associam-se a gabros e rochas ultramáficas. Estas unidades mostram-se afetadas por metamorfismo variável de muito baixo (anquimetamorfismo) a médio grau, com clara vergência das zonas mais internas do cinturão em sentido ao Cráton Rio de la Plata.

Estruturalmente, em concordância com o metamorfismo, variam de complexamente deformadas nas zonas mais internas até suavemente onduladas junto à borda cratônica ou, mesmo, transgredindo-a. Esta variação estrutural reflete seu modo tectônico de ocorrência: como nappes nas zonas mais internas (e.g., Nappe Minas, Fig. 6.1) e autóctones junto à borda cratônica (e.g., Autóctone Polanco, Fig. 6.1) ou já no interior do Cráton Rio de La Plata (e.g., Autóctone Piedras de Afilar). As nappes constituem grandes dobras recumbentes E_1 com transporte em sentido à área cratônica, localmente cavalgando autóctones ou mesmo flyschies sin-colisionais e sendo cavalgadas por terrenos de granitos miloníticos (e.g., Nappe Pan de Azucar, Fig. 6.1) que imbricam escamas tectônicas de mármore do miogeoclínio e de seu embasamento (e.g., Escama Tectônica Arroyo Mataojos, Fig. 6.1).

A estruturação tardia E_2 afeta as nappes e os autóctones imprimindo ao conjunto a superposição de dobras tardias E_2 NE-SW e NW-SE em padrão "domo & bacia" (tipo 1 de Ramsey, 1967) conforme descrito por Machado & Frago Cesar (1987).

Fundamental em vários aspectos da caracterização do Miogeoclínio Lavalleya é sua extensão sobre o Cráton Rio de La Plata, representado pelo Autóctone Piedras de Afilar (Fragoso Cesar et al., 1987). Esta extensão possui dupla importância: (1) evidencia a relação genética entre o cráton e o Cinturão Dom Feliciano apesar do importante falhamento transcorrente que os limitam e (2) aponta para a inclusão da Formação Sierras Bayas

(sensu Dalla Salda & Iñiguez, 1978) neste miogeoclínio. A Formação Sierras Bayas aflora como cobertura cratônica na Argentina possuindo litologias, estratigrafia interna e estruturação extremamente similares às da Formação Piedras de Afilar. Distintamente desta formação é bastante fossilífera contendo diversos estromatólitos, incluindo formas algais de Chuaria (Pothe de Baldis et al., 1983), "fóssil guia" do Ripheano Superior que, por correlação, permitem situar a sedimentação do Miogeoclínio Lavalleya no Proterozóico Superior, o que é corroborado por análises Rb-Sr (Bonhomme & Cingolani, 1980) em níveis pelíticos cuja diagênese ocorreu há cerca de 770 Ma.

O Autóctone Piedras de Afilar, conforme descrito por Coronel et al. (1982 apud Preciozzi et al., 1985) é formado por cerca de 600 m de sedimentos em cuja base, sobre a discordância com o embasamento cratônico, ocorrem arenitos grosseiros imaturos que passam a arenitos puros (quartzo arenitos) finos. No topo esta seqüência claramente transgressiva intercala níveis de siltitos encerrando com calcários finos. Suas estruturas primárias (estratificação cruzada planar, marcas onduladas, etc.) indica área oceânica a E e NE (Jones, 1956).

Dentro da evolução do Cinturão Dom Feliciano o Miogeoclínio Lavalleya registra a fase pré-orogênica de deriva continental e expansão do Oceano Adamastor durante o Proterozóico Superior. Neste estágio, a formação deste miogeoclínio iniciou com grande transgressão sobre o então individualizado Continente Rio de La Plata onde, graças à calmaria tectônica e clima equatorial, foi extensiva a deposição calcária, parcialmente devido à instalação de colônias algais.

TERRENO SERRA DAS ENCANTADAS

A Serra das Encantadas representa uma das mais destacadas feições fisiográficas do Escudo Gaúcho no RS compreendendo um alinhamento de cerros alongados de direção NE-SW que transectam e

Fig. 6.1 : Seções geológicas esquemáticas da Faixa Tijucas do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai (extraídas de Fragoso Cesar et al., 1989).

A- perfil geológico ao longo da Ruta 12 de Minas em sentido a San Carlos; B- perfil na estrada da Mina Oriental cortando a Ruta 60 em sentido a Ruta 12; C- perfil ao longo do Arroyo Azucarera em sentido a Ruta 12 cortando a Ruta 60.

LEGENDA : 1- Cobertura fanerozóica; 2- Molassa tardi- ou pós-colisional; 3- Flysch sin-colisional; 4- Autóctone do Miogeoclínio Lavalleya; 5- Nappe do Miogeoclínio Lavalleya; 6- Escama tectônica do Miogeoclínio Lavalleya; 7- Granitos tardi-colisionais (E_2); 8- Sienito Sierra de Animas (tardi-colisional); 9- Terreno granítico-milonítico Pan de Azucar; 10- Escamas tectônicas dos Gnaisses Mataojos (pré-brasiliano); 11- Cavalgamentos; 12- Falhas normais tardias.

dominam toda sua região central. Deste conjunto topográfico alguns cerros têm servido de referência para a designação de e unidades litoestratigráficas, como exemplificado pelos Cerro dos Porongos ("Série " dos Porongos de Carvalho, 1932), Cerro dos Madeiras (Grupo Cerro dos Madeiras de Jost & Bitencourt, 1980), Aberta dos Cerros (Ortognaisses Aberto do Cerro (sic) de Remus et al., 1987) e, inclusive, o próprio conjunto (Formação Encantadas de Tessari, 1965).

Desde Carvalho (1932) um grande número de trabalhos geológicos têm sido desenvolvidos em regiões desta serra (e.g., Ribeiro et al., 1966; Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Ribeiro, 1970b; Picada, 1971; Ribeiro & Fantinel, 1978; Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981, 1982, 1984; Remus et al., 1987, 1990), aliados a mapeamentos em Trabalhos de Graduação dos cursos de Geologia da UFRGS e UNISINOS e de empresas (e.g., CPRM). Nos últimos anos, dando continuidade aos estudos na Faixa Tijucas do Cinturão Dom Feliciano, iniciados no Uruguai (Fragoso Cesar et al., 1987; Machado & Fragoso Cesar, 1987), nossa equipe desenvolveu trabalhos nesta serra, particularmente na região de Santana da Boa Vista (Machado et al., 1987) quando foi reconhecido o seu caráter alóctone (Nappe Serra das Encantadas) e a identificação de granitos milonitizados anteriormente confundidos com meta-arcósios (Granitóides Miloníticos de Santana da Boa Vista). Mais recentemente, estendendo os estudos para a região do Cerro dos Porongos e Aberta dos Cerros, ficou evidente que a importância dos granitos milonitizados era muito maior ao inicialmente suspeitado, tornando-se claro que não apenas "meta-arcósios" mas também "quartzitos" e "xistos" diversos haviam se originado por deformação dúctil e segregação metamórfica sobre protolitos essencialmente graníticos imprimindo-lhes uma falsa aparência metassedimentar responsável por muitos desvios de mapeamentos e, inclusive, da definição original de Carvalho (1932) para a "Série" dos Porongos, pois não apenas o Cerro dos Porongos é formado por granitos milonitizados, como estes dominam

amplamente a Serra das Encantadas como um todo (Fragoso Cesar et al., 1989).

Como principal conclusão destes trabalhos, aliados à continuidade dos estudos na região do Cerro do Porongos - Aberta dos Cerros por nossa equipe, atualmente mapeada em função da dissertação de mestrado de Fernando Mello sob a orientação do Dr. Rômulo Machado, visualizamos o Terreno Serra das Encantadas constituído, em essência, por rochas miloníticas sobre protolitos graníticos diversos, aqui designados Granitos Miloníticos Porongos em redefinição à Série dos Porongos de Carvalho (1932), que contém inúmeras escamas tectônicas, como regra com espessura inferior a 100 m, de gnaisses polideformados representantes do embasamento antigo - Gnaisses Encantadas - e de sua cobertura brasileira que admitimos registrar a continuidade do Miogeoclínio Lavalleya no RS. Além destas escamas, localmente ocorrem outras de caráter ígneo: (1) meta-riolitos e (2) meta-basitos e ultramafitos. Enquanto as do tipo (1) possivelmente evidenciam atividade vulcânica relacionada aos Granitos Miloníticos Porongos as do tipo (2) associam-se à cobertura miogeoclinal.

ESCAMAS TECTÔNICAS DOS GNAISSES ENCANTADAS

A descoberta e designação Formação Encantadas para rochas gnáissicas complexamente deformadas e em discordância estrutural e metamórfica com os "ectinitos" Porongos ocorrentes na Serra das Encantadas próximo à cidade de Santana da Boa Vista é devida a Tessari (1965) que interpretou-as como representantes do embasamento antigo da faixa de dobramentos que as contém. Este conceito tem sido utilizado em todos os trabalhos posteriores na região (e.g. Ribeiro et al., 1966; Tessari & Picada, 1966; Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Machado et al., 1987; Remus et al., 1990). As únicas modificações introduzidas referem-se: (1) ao inadequado termo "formação", conforme os atuais guias de nomenclatura estratigráfica, e sua redefinição como Gnaisses Encantadas por Jost & Bitencourt (1980) e (2) ao tamanho de suas

áreas de exposição, representadas como pequenos afloramentos ($< 3 \text{ km}^2$) do embasamento sotoposto aos "ectinitos" Porongos por Tessari & Picada (1966) e Ribeiro et al. (1966) e como exposições contínuas de várias dezenas a centenas de km^2 em trabalhos mais recentes (e.g., Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Remus et al., 1987, 1990). De qualquer forma, independentemente da redefinição estratigráfica formal e do tamanho das áreas mapeadas, a interpretação destes gnaisses como exposições do embasamento antigo devido à erosão em regiões positivamente dobradas, seja como anticlinal (Tessari, 1965; Tessari & Picada, 1966; Ribeiro et al., 1966), domo gnáissico manteado (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981) ou domo transpressional (Remus et al., 1990), tem sido mantida.

No entanto, os dados que acumulamos em nossos trabalhos de campo, sejam publicados (Machado et al., 1987; Fragoso Cesar et al., 1989) ou inéditos, apontam para uma interpretação bem distinta: Os Gnaisses Encantadas constituem pequenas e delgadas escamas tectônicas imbricadas com os Granitos Miloníticos Porongos, como exemplificado pela escama do Passo do Valero representada na Fig. 6.2.

Litologicamente são gnaisses bandados acinzentados com intercalação milimétrica a centimétrica de bandas lateralmente contínuas de (1) biotita ($\pm$ anfibólio) gnaisses granodioríticos a tonalíticos cinza e (2) gnaisses graníticos holeucocráticos rosados finos a médios, localmente pegmatóides. De acordo com Jost & Bitencourt (1980) associam-se a anfibolitos considerados, por Remus et al. (1990), como antigos enxames de diques básicos restritos ao embasamento. O metamorfismo que afetou estes gnaisses foi estudado por Jost (1982) que em base à presença de biotita vermelha, plagioclásio antipertítico, ortoclásio e andesina estável estimou como anfibolito superior. Remus et al. (1990) chegaram à mesma conclusão observando a paragênese andesina+hornblenda+diopsídio nos diques anfibolíticos.

A estruturação interna das escamas tectônicas dos Gnaisses

Fig 6.2 : Secção geológica esquemática no Terreno Serra das Encantadas ao longo da BR-392 (modificado de Machado, Fragozo & Faccini, 1987).

LEGENDA: 1 a 3- Granitos Miloníticos Porongos: 1- blastomilonitos, milonitos e protomilonitos graníticos, 2 - sericita ($\pm$ quartzo $\pm$ feldspato) filonitos e milonito xistos, 3- quartzo ($\pm$ sericita) milonitos e ultramilonitos; 4- escama tectônica dos Gnaisses Encantadas; 5- escama tectônica do Miogeoclínio Lavalleya; 6- ruditos e arenitos do Grupo Camaquã; 7- falhas de cavalgamento E_1 ; 8- falhas transpressionais E_2 ; 9- falhas transtensionais E_3 . Localização da secção na Fig. 3.1.

Encantadas foi analisada em algumas de suas exposições por nossa equipe (Machado et al., 1987). De acordo com o registro em estereogramas na Fig. 6.3, referente à análise da escama do Passo do Valero, estes gnaisses foram intensamente afetados pelas deformações brasileiras E_1 e E_2 mantendo, além do bandamento gnáissico pré-brasiliiano, resquícios de dobras antigas, pré- E_1 (Fig. 6.3 A). A estruturação E_1 (Fig. 6.3 B) gerou dobras apertadas a isoclinais redobradas em padrão "cabo de guarda-chuva" (tipo 3 de Ramsay, 1967) ou constituindo "dobras em bainha" (sheath folds) durante a deformação progressiva deste evento relacionada à imbricação tectônica de suas escamas no interior dos Granitos Miloníticos Porongos. Estas dobras possuem eixos variáveis de NE-SW a E-W e plano axial variável de sub-horizontal a sub-vertical devido à superposição da estruturação E_2 , sendo possivelmente sub-horizontal (dobras recumbentes) antes da reestruturação posterior. O evento tardio E_2 afeta estes gnaisses com dobras abertas de direções NE-SW a NNE-SSW (Fig. 6.3 C) e NW-SE (Fig. 6.3 D) e plano-axial verticalizado criando figuras de interferência tipo "domo & bacia" (tipo 1 de Ramsay, 1967). Apesar da reestruturação brasileira sobre estes gnaisses, onde ela foi menos intensa preserva-se a direção NW-SE antiga de seu bandamento gnáissico, conforme apontado por Tessari (1965), Tessari & Picada (1966), Ribeiro et al. (1966) e, mais recentemente, por Machado et al. (1987) e Remus et al. (1990).

Como discutido anteriormente, Tessari (1965), considerando as características estruturais e metamórficas, postulou uma idade antiga para os Gnaisses Encantadas, do Pré-Cambriano Médio ou Inferior, posteriormente confirmada por análises radiométricas Rb-Sr (Cordani et al., 1974; Teixeira, 1982a; Soliani Jr., 1986). No trabalho mais completo e recente, Soliani Jr. (1986) contou com quinze análises que, quando plotadas em diagrama isocrônico, mostraram grande dispersão, com ótimo alinhamento, no entanto, de nove análises. Na Fig. 6.4 A, extraída de Soliani Jr. (1986, Fig. 10), apenas estas nove análises foram consideradas e mediram

Fig. 6.3 Estereogramas na Escama Tectônica do Passo do Valero dos Gnaisses Encantadas mostrando: A- geometria de dobras pré-brasilianas (Pré-E₁); B- dobras brasilianas E₁; C- dobras brasilianas E₂ de eixo NE-SW e D- dobras brasilianas E₂ de eixo NW-SE (extraído de Machado et al., 1987).

idade de 2164 ± 91 Ma com $R_o: 0,7029$, situando estes gnaisses no Proterozóico Inferior e relacionando-os ao Ciclo Transamazônico. A baixa razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} < 0,703$, como apontado por este autor (op. cit., pgs. 56-57), sugere derivação mantélica das litologias analisadas representando acreção crustal juvenil deste ciclo.

Fig 6.4 : Diagramas isocrônicos de unidades do Terreno Serra das Encantadas.

A- Isócrona de referência dos Gnaisses Encantadas (extraído de Soliani Jr., 1986);

B- Isócrona de afloramento dos Granitos Miloníticos Porongos no Arroio Olaria (dados contidos em Soliani Jr., 1986).

ESCAMAS TECTÔNICAS DO MIOGEOCLÍNIO LAVALLEJA

As escamas tectônicas que interpretamos como pequenos alóctones do Miogeoclínio Lavalleja no Terreno Serra das Encantadas possuem distribuição regional constituindo várias dezenas - talvez centenas - de ocorrências ao longo de todo este terreno suspeito, sendo reconhecidas tanto a sul (Candiota, Jaíba, Torrinhas, Aroeira, Cerro Partido e Palmas) quanto a norte

do rio Camaquã (Santana da Boa Vista, Serrilhada, Irapuá e outras), sendo estas últimas reunidas por Jost (1981) na então definida Formação Irapuazinho.

Estas escamas possuem, em planta, forma lenticular cujo comprimento máximo apenas ocasionalmente pode ser medido em km; como regra atinge algumas dezenas a centenas de metros. Sua espessura poucas vezes ultrapassa cem metros. As escamas maiores, como observado em pedreiras, normalmente são cercadas por rosários de pequenas escamas métricas imbricadas nos granitos miloníticos encaixantes junto ao contato da principal. A situação inversa também ocorre: escamas métricas de milonitos graníticos imbricados em escamas maiores do miogeoclínio.

Internamente estes alóctones são formados pelas mesmas litologias, em parte incluindo texturas, estruturas primárias e composição, das estudadas no Miogeoclínio Lavalleya no Uruguai. Litologicamente são equivalentes metamórficos de calcários, dolomitos, calciarenitos, calcilutitos e margas associados a quartzo arenitos e siltitos, pelitos, cherts, formações ferríferas e rochas básicas e ultrabásicas: mármore, quartzitos, metapelitos, metabasitos e serpentinitos. Os estudos mais completos e detalhados nestas litologias, em particular nos mármore, são devidos a Jost (1981). De acordo com este autor, os mármore possuem cores acinzentadas, brancas e róseas. Quimicamente são dolomitos silicosos, dolomitos calcíticos silicosos e calcários silicosos com teores de CaO de 24,7% a 32,2% e de MgO desde 10,6% até 19,4%. Estruturalmente são maciços ou laminados, raramente clásticos. Os maciços possuem granulometria fina a muito fina com textura granoblástica e aspecto brilhante. Seus acessórios são clásticos angulosos a subangulosos de quartzo tamanho silte e areia fina e de apatita arredondada. Os mármore laminados são de dois tipos: (1) um, aparentemente derivado de calcários micríticos, é embaçado, afanítico a muito fino e bem laminado pela alternância de lamelas de micritos com diferentes tons de cinza, (2) outro, bastante comum em todos alóctones, é caracterizado pela alternância

centimétrica de níveis carbonáticos com níveis margosos. Os mármores clásticos são calciarenitos e calcilutitos formados por grãos de tamanho areia fina a média de carbonatos e tamanho silte de quartzo em matriz muito fina a afanítica de calcário micrítico.

Os sedimentos químicos associados a estes mármores são cherts e formações ferríferas na forma de lentes delgadas, de espessura métrica, e comprimento lateral inferior a 200 m. Os cherts são ferruginosos com porfiroblastos disseminados de hematita, localmente bandados (BIFs) pela alternância de finos níveis com conteúdo variável de hematita e espessartita (Jost, 1981).

Depósitos pelíticos são abundantes e regularmente homogêneos, formando filitos e xistos finos micáceos a muscovita, biotita e/ou clorita com quartzo. Seus acessórios principais, de acordo com Jost (1981), são turmalina, apatita, epídoto, hematita, pirita e zircão; raramente cloritóide e albita. Em alguns afloramentos sua estruturação primária foi preservada mostrando caráter rítmico milimétrico destes depósitos marcado por sutil variação granulométrica e destacada de cores, particularmente amarronadas, acinzentadas e violáceas. Localmente alternam-se com meta-arenitos finos e cherts em níveis centimétricos.

Rochas básicas e ultrabásicas metamorfizadas intercaladas nestes alóctones são representadas por anfibolitos, metabasitos, serpentinitos e xistos magnesianos. Suas exposições conhecidas situam-se nas regiões de Irapuá (Jost & Hartmann, 1979), Candiota (Ribeiro, 1981) e Torrinhãs (Fernando Mello, em prep.). Estudos detalhados nestas ocorrências são escassos, restringindo-se aos trabalhos de Jost & Hartmann (1979) e Ribeiro (1981). Outras informações de difícil acesso, como relatórios de alunos em Trabalhos de Graduação, estão contidas em Horbach et al. (1986). De acordo com o último trabalho citado, os anfibolitos são maciços, de cor verde escura e inequigranulares finos a médios com prismas irregulares de porfiroblastos de anfibólio (hornblenda-actinolita) em matriz formada por finas agulhas de anfibólio, plagioclásio, epídoto (clinozoisita) e,

subordinadamente, quartzo. Os metabasitos são escuros, maciços, finos e ocorrem intercalados com metapelitos. Suas paragêneses mais comuns, segundo Horbach et al. (1986), são: (1) clinozoisita + clorita + albita $\pm$ carbonato, (2) biotita + actinolita + oligoclásio e (3) granada + biotita + oligoclásio $\pm$ clinozoisita, tendo zircão, esfeno e opacos como acessórios. Os serpentinitos, excetuando a ocorrência da região de Candiota descrita por Ribeiro (1981), concentram-se na extremidade setentrional do Terreno Serra das Encantadas, na região de Irapuá, onde são reconhecidos seis corpos de serpentinitos associados a xistos magnesianos medindo, o maior, 2 km de extensão por 300 m de largura. De acordo com a compilação de Horbach et al. (1986), os serpentinitos possuem cor acinzentada e mineralogia principal compondo variações da paragênese serpentina (antigorita) $\pm$ magnesita $\pm$ talco com grãos esparsos de cromita e magnetita como acessórios, além de eventuais substituições pseudomórficas de olivina euédrica por serpentina. Uma destas lentes de serpentinitos, estudada por Jost & Hartmann (1979), apresenta concentrações locais de cromita, tanto disseminada como podiforme e, ainda, pequenas vênulas decimétricas de rodingito a hidrogrossularita, zoisita, vesuvianita, clorita e, excepcionalmente, plagioclásio. Os xistos magnesianos associados são constituídos por talco xistos, tremolititos e variações da paragênese clinocloro $\pm$ tremolita $\pm$ magnetita (Horbach et al., 1986).

Estas ocorrências básico-ultrabásicas das escamas miogeoclinais assemelham-se em textura, estrutura e mineralogia às reconhecidas na exposição uruguaia do Miogeoclínio Lavalleya, não tendo sido ainda, no entanto, identificado no RS texturas reliquiaes ígneas como vesículas e varíolas, bastante comuns no Uruguai. Já nas ocorrências de serpentinitos da região de Irapuá, possíveis peridotitos e/ou dunitos metamorfizados, as concentrações locais de cromita apontadas por Jost & Hartmann (1979) sugerem caráter plutônico cumulático. Esta possibilidade explicaria sua localização no diagrama AFM (Fig. 1.61, pg. 115,

in Horbach et al., 1986) no campo de peridotitos metamórficos e, no diagrama $Fe + Ti \times Al \times Mg$ (Fig. 1.58, pg. 115, in Horbach et al., 1986) no campo dos komatiitos ultramáficos. Esta classificação de komatiitos para os serpentinitos, se realmente constituírem corpos plutônicos, refletiria a alta concentração de minerais magnesianos densos decantados em base de câmaras magmáticas, onde associam-se a cromititos, e não o quimismo original de derrames ultramáficos komatiíticos. Entretanto, apesar destas considerações, em ocorrência de serpentinito no extremo meridional do Terreno Serra das Encantadas, Ribeiro (1981) descreveu textura *spinifex* caracterizando derrames ultramáficos sub-aquosos. Trabalhos posteriores nesta região, no entanto, não conseguiram encontrar serpentinitos com esta textura, e tão somente texturas do tipo *ribbon* e *bladed mat* (Horbach et al., 1986). Evidentemente, estudos litoquímicos e petrográficos de detalhe precisam ser feitos nestas ocorrências básico-ultrabásicas para definir melhor sua filiação magmática. Mas é sugestivo que tais associações no Miogeoclínio Lavalleya do Uruguai, onde unidades claramente vulcânicas pouco transformadas por deformação e metamorfismo, possuam quimismo toleítico (Fernando P. Preciozzi, inf. verbal, 1988). No Uruguai esta associação compreende basaltos, gabros e pequenos corpos ultramáficos, registrando vulcanismo toleítico e seus equivalentes plutônicos diferenciados por decantação durante a evolução do Miogeoclínio Lavalleya. Corresponde ao magmatismo toleítico contemporâneo à sedimentação do miogeoclínio durante a expansão do Oceano Adamastor (Fragoso Cesar et al., 1987).

A estruturação tectônica destas escamas miogeoclinais caracteriza o evento E_1 de imbricação tectônica nos Granitos Miloníticos Porongos e a deformação posterior do evento tardi-colisional E_2 . No evento E_1 a deformação interna nestas escamas, conforme observamos nas regiões de Jaíba, Aroeiras e Santana da Boa Vista, reflete-se na instalação de dobras recumbentes isoclinais de eixo sub-horizontal com direção variável de E-W a NE-SW (Fig. 6.5), com frequência mostrando redobramentos coaxiais

em figuras de interferência tipo "cabo de guarda-chuva" (tipo 3 de Ramsay, 1967) nas unidades menos competentes como metapelitos e mármore. Nas demais, esta deformação gera forte xistosidade, por vezes ainda registrando dobramentos sin-xistosos do evento E_1 . No evento tardio E_2 , além da reestruturação em padrão "domo & bacia" (tipo 1 de Ramsay, 1967) destas escamas, a instalação de falhas transpressionais provoca, através de sua componente inversa, freqüentes repetições tectônicas de uma mesma escama, conforme registrado na região de Santana da Boa Vista (Fig. 6.2).

Fig 6.5 : Estereograma em dobras E_1 de escamas tectônicas de mármore aflorantes na BR-392. Os estereogramas A e B foram medidos, respectivamente, nas ocorrências ocidental e oriental do Cerro do Espinhaço (extraído de Machado et al., 1987).

GRANITOS MILONÍTICOS PORONGOS

Desde o clássico e pioneiro reporte geológico do RS efetuado por Paulino Franco de Carvalho (1932), quando agrupou em sua *Série dos Porongos* (...) os quartzitos, os xistos micáceos, e os calcários semicristalinos da região dos Porongos, no município de Pinheiro Machado, formando entre os arroios Grande e Torrinhas ou Velhaco, um anticlinal, destroçado pelo vale deste último (op. cit., pg. 19), criou um parâmetro de referência que balizou toda a geologia dos terrenos metamórficos do RS desde aquela época até os dias atuais. A partir de então o termo Porongos consagrou-se tendo sido sempre empregado, seja ainda como *Série Porongos* (e.g. Leinz et al., 1941) ou através de suas diversas e possíveis redefinições: (1) Grupo Porongos (Goñi et al., 1962), (2) Suíte Metamórfica Porongos (Jost, 1981), (3) Supergrupo Porongos (Horbach et al., 1986), (4) Supracrustais Porongos (Machado et al., 1987) ou, ainda, variantes condicionadas por zoneamento tectônico, como exemplificado pelos (5) Grupo Porongos da Zona Leste e Grupo Porongos da Zona Oeste (Ribeiro & Lichtenberg, 1978). Por outro lado, independente da hierarquia estratigráfica utilizada, apesar da definição de Carvalho (1932) tentar agrupar apenas metassedimentos sob esta designação, ela foi usada para reunir: (1) metassedimentos e metavulcânicas (Goñi et al., 1962); (2) metassedimentos, metavulcânicas e ultramafitos (Jost & Villwock, 1966); (3) metassedimentos, metavulcânicas, ultramafitos, migmatitos e granitos tardios (Ribeiro et al., 1966) e (4) metassedimentos, metavulcânicas, ultramafitos, migmatitos, granitos tardios, anortositos e sienitos (Tessari & Picada, 1966).

Entretanto, apesar de toda esta variabilidade no emprego do termo Porongos, faltou a estes trabalhos uma preocupação fundamental: visitar a localidade referencial do termo Porongos, isto é, a região do Cerro dos Porongos, para avaliar sob outra ótica, com outras técnicas e perspectivas, o que P.F. de Carvalho tinha classificado como quartzitos, xistos micáceos e

calcários semicristalinos há quase sessenta anos. A partir do primeiro semestre de 1987, quando nossa equipe trabalhando na região de Santana da Boa Vista descobriu que grande parcela do que era mapeado sob a designação Porongos constituía granitos milonitizados, que então denominamos Granitóides Miloníticos de Santana da Boa Vista (Machado et al., 1987), esta preocupação nos afetou levando-nos, ainda no fim daquele ano e nos seguintes, a estudar a região do Cerro dos Porongos. Destes estudos, sintetizados superficialmente em Frago Cesar et al. (1989), atualmente desenvolvidos por Fernando Mello em sua dissertação de mestrado, a principal conclusão, já apontada neste capítulo, é que excluindo os calcários semicristalinos e litotipos associados, os demais, incluindo quartzitos e xistos micáceos, representam diversos estágios e produtos de milonitização acompanhada por segregação metamórfica sobre rochas graníticas.

Trabalhos anteriores aos de nossa equipe (Machado et al., 1987; Frago Cesar et al., 1989) que já haviam identificado rochas graníticas associadas ao "Grupo Porongos" são devidos a Tessari & Giffoni (1970) e Ribeiro (1970 b). Tessari & Giffoni (1970) descreveram e esquematicamente registraram em mapa a ocorrência de (...) metamorfitos cortados por pequenas intrusões de rochas graníticas muscovíticas (op. cit., legenda da coluna estratigráfica do mapa geológico 1:250.000) a leste de Torrinhas; Ribeiro (1970 b) reconheceu (...) cunhas graníticas retrometamorfisadas ou polimetamorfisadas, pertencentes ao complexo de embasamento que ocorrem à maneira de "nappes" dentro das rochas arcóicas de baixo grau de metamorfismo do Grupo Porongos (op. cit., pg. 101) na mesma região. Nestes trabalhos, evidentemente, os autores referiam-se a pequenas frações preservadas da deformação milonítica (pods) mais intensa que mascara por completo as texturas ígneas primárias.

Quando o caráter ígneo está parcialmente preservado, o que ocorre em diversos trechos de exposição dos Granitos Miloníticos Porongos, como exemplificado no Cerro dos Porongos, na região a leste de Torrinhas, na Aberta dos Cerros, em Santana da Boa Vista

e na região de Rodeio, entre inúmeras outras, pode-se perceber a complexidade e variabilidade dos tipos graníticos envolvidos no processo de milonitização, destacando-se, entre estes: (1) sienogranitos e K-feldspato granitos róseos, hololeucocráticos, isentos de máficos, localmente com facies sienítica, e granulometria fina a média; (2) muscovita leucogranitos, localmente 2-mica leucogranitos, de cores rosadas claras e amareladas, granulometria fina a média contendo, por vezes, granada e turmalina como sub-essenciais; (3) biotita monzogranitos e granodioritos, subordinadamente tonalitos, de cores acinzentadas e granulometria média; (4) sienogranitos porfiríticos cinza-esbranquiçados com fenocristais de k-feldspato (<1cm) em matriz fina; (5) riebeckita-aegirina sienitos; (6) diques graníticos e (7) pegmatitos com muscovita e turmalina.

Estas unidades mais preservadas ocorrem como pods de espessura milimétrica a métrica, raramente alcançando centenas de metros, como regra associadas a seus produtos protomiloníticos e miloníticos, sendo o conjunto, em mapas de semi-detálhe, cartografados como meta-arcósios médios a finos em áreas consideráveis, por vezes constituindo unidades litoestratigráficas (e.g., "Formação Arroio dos Neves" de Jost & Bitencourt, 1980). Independente do caráter ígneo dos protolitos destes "meta-arcósios", seria difícil entendê-los como metassedimentos. Os arcósios são sedimentos imaturos; quando sub-aéreos constituem complexos de leques aluviais, planícies aluviais e, ocasionalmente eólicas; sua variação granulométrica é extensa, sendo frequentemente conglomeráticos, exceto nos depósitos eólicos que, entretanto, associam-se a depósitos aluviais areno-conglomeráticos ou contém lentes rudáceas de canais fluviais efêmeros (wadis) que recortam a planície eólica; quando sub-aquosos, compõem complexos deltáicos e/ou leques sub-aquosos turbidíticos, ambos com grande variação granulométrica. Significativamente, embora os meta-arcósios Arroio dos Neves aflorem por várias centenas de km², são sempre médios a finos sem níveis ou lentes rudáceas associadas. Evidentemente, não

constituindo verdadeiros metassedimentos não preservaram propriedades da natureza de sua bacia.

O falso aspecto metassedimentar torna-se mais incisivo na medida do crescimento da taxa de deformação milonítica e com o surgimento da segregação metamórfica e individualização de bandas quartzosas, inicialmente milimétricas, alcançando nos estágios mais avançados espessuras métricas. O aspecto imediato de campo dos produtos do estágio inicial da segregação metamórfica, e como tal tem sido mapeado, é de uma intercalação de meta-arcósios com quartzitos, sendo estes puros ou ligeiramente micáceos, como os descritos por Jost & Bitencourt (1980) na transição da "Formação Arroio dos Neves" para "Formação Arroio Olaria". Abstraindo o metamorfismo e o caráter ígneo do protolito, se considerarmos sedimentar esta transição entre formações teríamos a intercalação centimétrica a métrica de arcósios com quartzito arenitos, incompatíveis do ponto de vista tanto climático quanto tectônico. Arcósios, como regra, refletem clima seco, árido ou semi-árido, permitindo a preservação de minerais lábeis como, por exemplo, plagioclásio, biotita, etc., e comumente relacionados a ambientes tectonicamente ativos. Inversamente, quartzito arenitos registram clima úmido, longo transporte, várias fases de ressedimentação, longo período de estabilidade tectônica e deposição, por fim, em regiões litorâneas ou marinhas onde concentram-se os minerais quimicamente resistentes: quartzito, muscovita e minerais pesados, sendo escassos grãos de minerais lábeis.

Com o avanço da deformação milonítica e segregação metamórfica com participação de fluidos ativos inicia a transformação de feldspatos alcalinos em sericita e/ou muscovita criando, mais uma vez e com mais ênfase, o falso aspecto metassedimentar da intercalação de xistos micáceos com quartzitos que induziu Carvalho (1932) a erigir sua "Série dos Porongos". Nos trabalhos mais recentes (e.g., Ribeiro et al., 1966; Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Remus et al., 1987, 1990), estes produtos têm sido descritos como a intercalação de quartzitos, filitos, xistos

finos, xistos feldspáticos, muscovita xistos, etc., com os quartzitos, por vezes, assumindo espessuras métricas a decamétricas, mas sempre com finas intercalações de outros tipos. Esta associação, que reproduz a essência da "Formação Arroio Olaria" de Jost & Bitencourt (1980), além dos problemas anteriormente levantados traz um específico para os pacotes essencialmente quartzíticos: a ausência sistemática, em todos os que investigamos detalhadamente, de (1) níveis de minerais pesados e (2) de estruturas sedimentares. Senão vejamos: (1) como observado nos ambientes atuais, a concentração de espessos pacotes de quartzo arenitos restringem-se a bacias específicas de climas úmidos e sob condições de grande estabilidade tectônica, particularmente margens continentais como a do Brasil. Nestas, além da concentração de quartzo e, subordinadamente, frações de palhetas de muscovita, ocasionalmente minerais lábeis que entraram no ciclo sedimentar recentemente, é constante, por sua resistência química e densidade, a presença de níveis milimétricos de minerais pesados (e.g., rutilo, ilmenita, zircão, monazita, etc.). Mesmo sob complexa deformação, metamorfismo e transposição intensa estes níveis de minerais pesados ("areias negras") ficariam preservados nos metaquartzo arenitos. Por outro lado, (2) mesmo em condições severas de deformação sempre se preservam pods onde a taxa deformacional é menor permitindo a preservação de estruturas primárias. É significativo que nestes pacotes quartzíticos, mesmo nas regiões mapeadas como de grau metamórfico baixo (e.g., "zona da clorita" de Jost, 1982, na porção oeste do Domo de Santana) não tenhamos nunca identificado qualquer estrutura sedimentar.

Após estas considerações, que implicam em uma radical mudança na ótica de análise das litologias Porongos, torna-se necessária outra maneira de classificá-las. Adotamos aqui, preliminarmente devido ao número ainda reduzido de análises petrográficas, a classificação de rochas miloníticas proposta por Higgins (1971). De acordo com esta classificação, excluindo os pods graníticos que apenas localmente são passíveis de representação cartográfica

em escala de detalhe (Fernando Mello, em prep.), as demais litologias, em função da deformação, segregação, grau de metamorfismo e recristalizações, caem nos campos dos protomilonitos, milonitos, ultramilonitos, filonitos, milonito xistos, milonito gnaisses e blastomilonitos. Estas litologias, devido à organização mineral formada, dividem-se em três tipos principais: (1) quartzo-feldspáticas, (2) quartzosas e (3) micáceas.

As litologias miloníticas quartzo-feldspáticas podem ocorrer nos extremos de metamorfismo que afetam os granitos antes citados, dividindo-se, em função do grau metamórfico, em termos com (1) alta taxa de moagem e cominuição mineral e baixa recristalização: protomilonitos e milonitos preservando a composição granítica e, nos porfiroclastos maiores, frações da textura ígnea primária. Excelente exemplo ocorre em afloramentos de corte de estrada na base do Cerro dos Porongos. Por outro lado, (2) sob condições mais elevadas de metamorfismo, a alta taxa de recristalização mineral, por vezes acompanhada por segregação metamórfica, gera blastomilonitos e milonito gnaisses imprimindo, respectivamente, uma fábrica gnáissica homogênea ou bandada e recuperando a composição petrográfica granítica. Um ótimo exemplo de milonito gnaiss aflora em corte no entroncamento da BR-392 com a entrada para Santana da Boa Vista. Nestes tipos litológicos, muscovita e biotita são minerais sub-essenciais comuns; em alguns, a presença de turmalina e granada possui destaque. No caso particular da granada, embora com frequência tenha sido usada como mineral índice de metamorfismo (e.g., Jost, 1981, 1982), como regra ocorre na forma de porfiroclastos de acessórios de protolitos leucograníticos que já continham este mineral.

As litologias miloníticas quartzosas refletem o grau de segregação de quartzo durante a deformação e metamorfismo. Quando formam finas bandas espaçadas, marcando o início da segregação, associam-se às litologias quartzo-feldspáticas. No outro extremo associam-se às litologias micáceas organizando-se como bandas

decimétricas a métricas de quartzo ($\pm$ muscovita) e muscovita-quartzo milonitos e ultramilonitos que dominam a associação sendo responsáveis pelos destaques topográficos do Terreno Serra da Encantadas como exemplificados pelos Cerros dos Porongos, dos Madeiras, dos Melos e diversos outros onde as cristas quartizíticas determinam o relevo.

As litologias micáceas refletem, durante a deformação e metamorfismo, a importância da P_{H_2O} e a destruição do K-feldspato e sua transformação em muscovita concomitante à segregação de quartzo. O início do processo é registrado pela formação de bandas, junto às litologias quartzo-feldspáticas, de feldspato-quartzo-muscovita protomilonitos e milonitos com fitas quartzosas intercaladas. O outro extremo, já nos domínios de mais intensa deformação das litologias micáceas, é marcado por muscovita filonitos finos de cor prateada e brilho nacarado, normalmente em bandas decimétricas em contato brusco com pacotes de quartzo ultramilonitos. Outras litologias micáceas, que compreendem a essência desta unidade são: quartzo-muscovita milonitos, ultramilonitos e filonitos; quartzo-biotita-muscovita ultramilonitos e filonitos; feldspato-quartzo-biotita filonitos, blastomilonitos e milonito xistos, e outros tipos diversos na dependência da composição do protolito, da P_{H_2O} , da segregação e do grau metamórfico. Os minerais acessórios, como turmalina, granada, opacos e outros mais uma vez refletem a mineralogia acessória dos protolitos graníticos.

Estruturação dos Granitos Miloníticos Porongos

A estruturação destes granitos miloníticos reflete a atividade regional no Terreno Serra da Encantadas dos eventos sin-colisional E_1 e tardi-colisional E_2 , sendo o primeiro responsável por suas principais deformações e caráter alóctone (Nappe Serra das Encantadas) e o segundo por sua reestruturação em grandes "domos & bacias" do eixo maior de direção NE-SW, conforme já definidos por Machado et al. (1987).

A estruturação E_1 é extremamente complexa e relaciona-se a grandes cavalgamentos com geração de foliações miloníticas preservando dobras intrafoliais, dobramentos desta foliação milonítica com instalação de grandes dobras recumbentes e, devido ao desenvolvimento de novos cavalgamentos, geração de drags e novas foliações miloníticas, com o conjunto refletindo a vigorosa deformação progressiva durante o transporte tectônico do Terreno Serra das Encantadas. Se, com rigor, utilizarmos a tradicional contagem de fases de dobramentos através de figuras de interferência e intersecção de foliações aliadas às reconstruções litoestruturais em secções geológicas, um número mínimo de três fases coaxiais podem ser observadas, com suas dobras D_{1a} , D_{1b} e D_{1c} e equivalentes foliações plano-axiais S_{1a} , S_{1b} e S_{1c} , conforme esquematicamente representadas na secção geológica da Fig. 6.2. Evidentemente, com mapeamentos detalhados e refinamento na análise estrutural este número de "fases deformacionais" tende a crescer. De qualquer forma, dentro de uma análise simplificada como a aqui utilizada, o estereograma da Fig. 6.6 A, extraído de Machado et al. (1987), mostra que estes dobramentos de E_1 são cilíndricos com eixo de direção NE-SW, o que se coaduna com as observações regionais levantadas.

Um problema adicional desta complexa e progressiva deformação é caracterizar o sentido de transporte tectônico que a gerou. Analisando a geometria de suas dobras maiores, parasitas, drags de cavalgamentos e seus planos de cisalhamento evidencia-se claramente transporte para NW (Machado et al., 1987). No entanto, medindo as lineações de estiramento minerais L_1 (Fig. 6.6 B) contidas nas foliações miloníticas destaca-se a direção NE-SW a NNE-SSW, subordinadamente a direção NW-SE a NNW-SSE. Este predomínio de estiramento mineral de direção NE-SW tem levado alguns pesquisadores do RS (e.g., Fernandes et al., 1989) a admiti-lo como a direção principal de transporte durante E_1 (D_2 dos autores citados). No último modelo citado, o transporte teria ocorrido através de grandes zonas transpressionais cuja componente transcorrente seria sinistral. Como discutiremos

adiante, este modelo se coaduna com as deformações do evento tardi-colisional E_2 , dificilmente podendo explicar as foliações miloníticas que, anteriormente a E_2 , eram essencialmente horizontais, bem como suas grandes dobras recumbentes de eixo com direção NE-SW e geometria indicando transporte para NW. Embora não tenhamos, ainda, uma resposta para os estiramentos minerais NE-SW, admitimos que os estiramentos NW-SE a NNW-SSE reflitam, assim como a vergência dos dobramentos, sentido de transporte tectônico para NW a NNW.

A estruturação tardi-colisional E_2 reorganiza e deforma, seja através de dobras D_2 de direções axiais NE-SW e NW-SE ou de falhamentos transcorrentes de direção NE-SW com componente inversa vergente para NW, a estruturação em nappes do evento anterior. Os falhamentos transpressionais de E_2 limitam lateralmente o Terreno Serra das Encantadas, sendo responsáveis por sua atual justaposição com outros terrenos do Cinturão Dom Feliciano. A componente compressiva destes falhamentos afeta internamente este terreno através de repetições tectônicas devido à ação de falhas inversas de direção também NE-SW e mergulho moderado a forte para SE ($\geq 50^\circ$), como os esquematizados na secção geológica da Fig 6.2. As dobras de E_2 possuem duas direções axiais preferenciais : NE-SW e NW-SE. As primeiras, D_2 NE-SW, variam de abertas a apertadas, com as abertas possuindo plano axial e clivagem plano-axial sub-vertical enquanto as fechadas mostram-se assimétricas, com plano axial inclinado para SE. Enquanto aquelas possuem desenvolvimento regional (Fig. 6.6 D) estas ocorrem apenas como drags junto a falhas inversas (Fig 6.2). As dobras D_2 NW-SE variam de suaves a abertas e possuem, também, plano-axial verticalizado paralelo à clivagem de fratura espaçada. A interferência entre estas dobras de eixos ortogonais gera figuras de interferência tipo "domo & bacia" (tipo 1 de Ramsay, 1967) em diversas escalas, desde aquelas observadas em afloramentos (Fig. 6.6 C) até as regionais que desenham grandes estruturas como o Domo de Santana (Fig. 6.2), a Antiforme Capané, a Bacia Estrutural Rincão dos Mouras, entre outras (Machado et

al., 1987). A gênese desta estruturação de interferência tardia foi relacionada à atividade transpressional dos cisalhamentos NE-SW limítrofes do Terreno Serra das Encantadas (Fragoso Cesar et al., 1989 pg. 77). No caso específico do Domo de Santana, Remus et al. (1990) adotaram o modelo de "domo transpressional" sugerido por Gates (1987) para explicar formação de domos no Estado de Virgínia, USA.

Origem e Idade dos Granitos Miloníticos Porongos

Os diversos tipos de granitos que ocorrem milonitizados no Terreno Serra das Encantadas certamente não possuem uma gênese comum. Por outro lado, a ausência generalizada de estudos nestes granitos, apenas recentemente iniciados (Fernando Mello, em prep.), não permite qualquer análise razoavelmente fundamentada. A alternativa é levantar algumas hipóteses baseadas nas poucas análises petrográficas que efetuamos, nas observações de campo e nas possibilidades de correlação com outros granitos melhor conhecidos do Cinturão Dom Feliciano, para futuramente testá-las; serão, portanto, hipóteses preliminares de trabalho.

Entre estes diversos tipos graníticos destacam-se quatro principais: (1) monzogranitos, granodioritos e tonalitos biotíticos acinzentados; (2) leucogranitos com mineralogia sub-essencial a muscovita, biotita, turmalina e granada; (3) K-feldspato granitos e sienogranitos róseos hololeucocráticos e (4) diques graníticos e pegmatíticos. Outros tipos, como riebeckita-aegirina sienitos, que não tivemos oportunidade de estudar, e granitos porfiríticos finos, que ocorrem apenas localmente, não serão aqui discutidos.

Os monzogranitos, granodioritos e tonalitos biotíticos acinzentados como regra têm sido mapeados como Gnaisses Encantadas (e.g., Jost, 1981; Remus et al., 1990) por sua similaridade petrográfica apesar da ausência da complexidade estrutural que a nível de afloramento caracteriza aquela unidade do embasamento antigo. Devido a esta similaridade, durante os

Fig. 6.6 : Estereogramas nos Granitos Miloníticos Porongos ao longo da BR-392 (vide Fig. 6.2) (extraído de Machado et al., 1987) A- geometria de dobras cilíndricas E_1 ; B- lineações de estiramentos minerais relacionados a E_1 ; C- padrão de interferência "domo & bacia" em dobras $E_{2NE-SW} \times E_{2NW-SE}$; D- dobramento cilíndrico E_{2NE-SW} .

trabalhos geocronológicos efetuados pelo Projeto RADAMBRASIL (Teixeira, 1982a) e por Soliani Jr. (1986), foram coletadas

amostras (LK-289c1, LK-289c2, ESJ-117B e ESJ-117C) em afloramento ao longo do Arroio Olaria junto à estrada que sai para norte da cidade de Santana da Boa Vista, distando cerca de 4 km desta. Quando trabalhamos na região caracterizamos os biotita milonito gnaisses deste afloramento como pertencentes ao que então denominávamos de Granitóides Miloníticos de Santana da Boa Vista (Machado et al., 1987). Percebendo que deste afloramento estavam disponíveis quatro análises Rb-Sr e que estas não se alinhavam na isócrona dos Gnaisses Encantadas, com a ajuda de Kei Sato do CPGeo-USP construímos uma isócrona de afloramento (Fig. 6.4 B) obtendo idade isocrônica de 805 ± 55 Ma com R_0 : 0,7083. Apesar da razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} relativamente alta e a razão Rb^{87}/Sr^{86} muito baixa de todas as análises ($<0,7$), a idade obtida, assim como as características petrográficas e estruturais desta unidade, levanta a possibilidade de sua correlação com unidades do Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado do Batólito Pelotas, freqüentemente também milonitizadas e ocorrendo como corpos alóctones. Se em trabalhos futuros mostrar-se adequada esta correlação, então uma das unidades dos Granitos Miloníticos Porongos teve sua gênese ligada à instalação de um arco magmático andinotipo durante o evento de subducção da litosfera do Oceano Adamastor sendo posteriormente, durante o evento sincolisional E_1 , transportado como nappes, para a região que viria a constituir o Terreno Serra das Encantadas.

Os leucogranitos, em base à sua mineralogia sub-essencial a muscovita, biotita, turmalina e granada, muito provavelmente constituem granitos gerados por fusão de metassedimentos - granito tipo-S de Chapell & White (1974) - durante o espessamento crustal causado pelo avanço de nappes e escamas tectônicas que se organizaram no Terreno Serra das Encantadas. Uma fonte plausível seria a fusão parcial de metapelitos do Miogeoclínio Lavalleya, estivesse este como infra-estrutura sotoposta aos cavalgamentos do Terreno Serra das Encantadas, analogamente ao cavalgamento da Nappe Pan de Azucar sobre o Miogeoclínio Lavalleya no Uruguai (Fig. 6.1), ou como escamas tectônicas profundamente imbricadas.

De qualquer forma, seguindo estas considerações, é razoável caracterizá-los como sin-colisionais, isto é, sin- E_1 , e correlacioná-los aos Leucogranitos Cordilheira do Batólito Pelotas. A idade destes leucogranitos, como já discutido em capítulo anterior, ainda não foi radiometricamente obtida. No entanto, considerando a idade de 620 Ma do Monzogranito Pitangueiras do Batólito Encruzilhada do Sul, intrudido nas fases terminais do evento sin-colisional E_1 , a idade destes leucogranitos deve ser superior.

K-feldspato granitos e sienogranitos róseos "alasquíticos" milonitizados constituem o litotipo mais comum dos Granitos Miloníticos Porongos. Por sua estruturação eles podem tanto ser pré-colisionais, pré- E_1 , como sin-colisionais, sin- E_1 . A primeira alternativa é pouco provável por sua composição altamente potássica, ausência de máficos e presença, embora muito localizada de facies sienítica. A segunda possibilidade viabiliza-se por observações na região de Aberta dos Cerros onde visualiza-se a fusão parcial in situ dos Gnaisses Encantadas com geração de vênulas e corpos maiores de neossomas graníticos que truncam o bandamento gnáissico, organizam-se em bancos métricos e mostram-se afetados pelas foliações miloníticas discordantes do bandamento antigo. É possível, portanto, que a gênese dos K-feldspato granitos e sienogranitos róseos esteja relacionada à migmatização sin- E_1 que afetou os Gnaisses Encantadas, constituíssem estes, na época, (1) a infra-estrutura que foi cavalgada pelas nappes e tectonicamente enfatiadas com estas durante ou após a migmatização ou (2) escamas transportadas junto e migmatizadas durante o transporte. Considerando o volume destes granitos frente ao das escamas de embasamento, a primeira hipótese é mais plausível. Seriam, portanto, se corretas as inferências acima esboçadas, fundidos crustais do embasamento antigo induzido por espessamento crustal durante o desenvolvimento do Terreno Serra das Encantadas intrudidos sin-cinematicamente neste, se antes de sua cristalização, e/ou enfatiados tectonicamente se já cristalizados.

Diques graníticos e pegmatíticos ocorrem relacionados a instalação dos falhamentos transpressionais do evento tardi-colisional E_2 . Esta relação de ocorrência e a ausência de foliação milonítica anterior a S_2 leva a classificá-lo como sin- E_2 . Correlações com unidades sin- E_2 de outras litoestruturas do Cinturão Dom Feliciano (e.g., Suítes Graníticas Dom Feliciano e Encruzilhada do Sul) permitem estimar uma idade em torno de 550 Ma para sua formação.

TERRENO CERRO DA ÁRVORE

A descoberta e descrição de uma associação vulcano-sedimentar deformada e metamorfizada na Faixa Tijucas do Cinturão Dom Feliciano no RS deve-se ao Prof. Hardy Jost orientando Trabalhos de Graduação de estudantes do curso de geologia da UNISINOS nos anos terminais da década de 70. Esta associação foi então reunida no Complexo (Nappe) Cerro da Árvore devido a sua complexidade estrutural, que impedia sua subdivisão em unidades litoestratigráficas formais, e ao caráter alóctone de suas escamas tectônicas constituintes (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981, 1982, 1984). Sua exposição, com forma de uma cunha com vértice apontando para NNE (Fig. 3.1), domina as regiões do Cerro da Árvore e da Serra dos Pedrosas, onde foram mapeadas suas unidades litológicas: (1) Xistos Rincão do Maranhão, (2) Metamorfitos Cerro Cambará, (3) Xistos Arroio Areião e (4) Metariolitos Cerro do Alemão, nesta ordem dispostas do núcleo para os flancos de uma grande antiforme tardia (Antiforme Serra dos Pedrosas). Na definição original (Jost & Bitencourt, 1980), além destas unidades o Complexo Cerro da Árvore incluía, também, outra composta essencialmente por metapelitos (Metapelitos Cerro do Facão), separada das anteriores por uma zona de cisalhamento vertical. As características litológicas desta unidade nos induziram a incluí-la no Terreno Serra dos Pereira (Fig. 3.1). Da mesma forma, parte das unidades Xistos Arroio Areião e

Metariolitos Cerro do Alemão foram aqui integradas ao Terreno Serra das Encantadas pois, conforme observamos em campo, constituem granitos milonitizados com pequenas escamas tectônicas do Miogeoclínio Lavallega e de metariolitos que, possivelmente, representam restos da fração supracrustal dos "K-feldspato granitos e sienogranitos alasquíticos" discutidos no item anterior.

Conforme aqui visualizado, a Nappe Cerro da Árvore constitui uma cunha de largura máxima inferior a 10 km e comprimento em torno de 60 km. Limita-se a leste, através de uma zona de cisalhamento transcorrente E_2 de espessura em torno de 1,5 km, com o Batólito Encruzilhada do Sul e com o extremo setentrional do Terreno Serra dos Pereira (Metapelitos Cerro do Facão) e, a oeste, através de falha transpressional E_2 com componente inverso vergente para NW e mergulho para SE variável de 40° a 80° , com unidades basais da Antefossa Camaquã enfatizadas no evento tardi-colisional E_2 entre este terreno e o Terreno Serra das Encantadas.

De acordo com a discussão do início deste capítulo, o caráter alóctone, limites tectônicos e contrastante composição litológica em relação às unidades vizinhas caracterizam esta nappe como um terreno suspeito: Terreno Cerro da Árvore. Uma síntese de suas unidades aflorantes na Antiforme Serra dos Pedrosas está contida em Jost & Bitencourt (1980), abaixo transcrita.

Os Xistos Rincão do Maranhão afloram no núcleo da Antiforme Serra dos Pedrosas constituindo uma monótona e homogênea unidade de muscovita xistos muito finos, cor cinza chumbo quando inalterados a vermelhos se intemperizados, com nódulos e filetes de quartzo leitoso disseminados e eventuais lentes de quartzitos brancos de granulação muito fina, dimensões desde poucos metros até dezenas de metros de espessura e comprimentos variáveis de até 2 km. Análises químicas nestes xistos efetuadas por Jost (1981, pg. 58) caracterizam sua homogeneidade composicional e teor relativamente alto de TiO_2 ($\sim 1,4$). Considerando estes dados, os petrográficos e a associação desta unidade com metavulcanitos,

este autor os interpreta como espessas seqüências de tufos dacíticos subaquosos hidrotermalmente lixiviados.

Os Metamorfitos Cerro Cambará dominam a charneira e todo flanco oeste da Antiforme Serra dos Pedrosas, sendo formados por metavulcânicas intermediárias a ácidas, metatufos e metacherts com sulfetos disseminados formando empilhamentos vulcânicos localizados que se interdigitam lateralmente e se interestratificam verticalmente com metapelitos aluminosos contendo, localmente, lentes onde grafita xistos se intercalam, em bandas milimétricas a centimétricas, com metacherts brancos com cristais de ankerita disseminados. Os metapelitos aluminosos são ricos em cloritóides, eventualmente em cianita. Nas lentes de grafita xistos ocorrem pequenos bolsões de sulfetos maciços de Pb e As; mármore, embora raros e pequenos, localmente associam-se aos centros vulcânicos (Jost & Bitencourt, 1980). Análises químicas dos metavulcanitos desta associação efetuadas por Jost (1981, pg. 71) foram plotadas no diagrama multivariacional R_1 - R_2 de La Roche et al. (1980), classificando-os como riódacitos e riolitos (Fig. 6.7 A) e no diagrama AFM (Fig. 6.7 B) como calcialcalinos.

Os Xistos "Arroio Areião", conforme aqui considerados, ocorrem apenas na charneira da Antiforme Serra dos Pedrosas, sendo excluídas as exposições situadas a oeste desta dobra, que consideramos como parte do Terreno Serra das Encantadas que contém a secção-tipo segundo Jost & Bitencourt (1980). Desta forma, torna-se necessária uma revisão em sua designação. Litologicamente é análogo aos Xistos Rincão do Maranhão, podendo representar uma repetição tectônica daquela unidade.

Os Metariolitos Cerro do Alemão situam-se no ápice setentrional da cunha que contém a Antiforme Serra dos Pedrosas. São xistos de cor cinza a amarela, em função do intemperismo, granulação fina a muito fina com destaque de abundantes e pequenos porfiroblastos de quartzo e feldspatos. De acordo com Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981), em lâmina delgada os

Fig. 6.7 :Diagramas geoquímicos em amostras de metavulcânicas do Terreno Cerro da Árvore (dados extraídos de Jost, 1981).

A- Diagrama multivariacional R_1 - R_2 (La Roche et al., 1980) para classificação de rochas vulcânicas;

B- Diagrama ternário AFM com os campos toleítico, cálcio-alcalino e alcalino de Barker & Arth (1976).

porfiroblastos ocorrem disseminados em matriz muito fina de sericita e clorita, com preservação parcial de feições típicas de rochas vulcânicas ácidas: (1) cristais de quartzo com corrosão periférica, (2) agregados glomeroporfíricos de quartzo euédrico, (3) cristais euédricos de quartzo e feldspatos, (4) inclusões fluídas deformadas e (5) agregados de sericita pseudomorfos sobre cristais de feldspato alcalino, constituindo uma sucessão de quartzo-pórfiros e quartzo-feldspato pórfiros metamorfizados que, localmente, possuem níveis de metacherts intercalados. Sua mineralogia principal, conforme Jost (1981), é formada por quartzo e microclínio, localmente plagioclásio (oligoclásio a andesina); biotita, esfeno e ilmenita são acessórios. As análises químicas contidas em Jost (1981, pg. 64), plotadas em diagrama multivariacional R_1 - R_2 (La Roche et al., 1980),

indicam razoável variação composicional, desde o limite andesito-dacito até riolitos, passando por dacitos e riodacitos (Fig. 6.7 A), e no diagrama AFM, assim como os vulcanitos Cerro Cambará, caem no campo das calci-alcalinhas (Fig 6.7B).

ESTRUTURAÇÃO DO TERRENO CERRO DA ÁRVORE

Jost & Bitencourt (1980) definiram a Nappe Cerro da Árvore como (...) um enorme manto de carreação, com lâminas menores (op.cit., pg. 44) observando que (...) os episódios de dobramento que encerra mostram que as principais dobras que ocorrem e a xistosidade mais pronunciada são penecontemporâneas ao processo de carreação (op. cit., pg. 44). Efetivamente, as poucas observações de campo levantadas neste terreno evidenciam a estruturação E_1 como um conjunto de diversas escamas tectônicas imbricando várias litologias concomitantemente ao desenvolvimento de dobras apertadas a isoclinais, por vezes progressivamente redobradas, e de suas foliações plano-axiais, com o conjunto apresentando clara vergência para NW. O jogo de escamas tectônicas, de espessuras métricas a decamétricas, é tão intenso que dificilmente se passa de um tipo litológico para outro sem que o contato seja tectônico. Um bom exemplo pode ser observado em exposições dos Metamorfitos Cerro Cambará ao longo da BR-392, onde se associam, de leste para oeste, (1) metapelitos aluminosos, (2) fina interestratificação de grafita xistos com metacherts e (3) metavulcanitos com lentes calcárias, todos organizados como escamas cavalgantes para NW sendo, ainda, internamente seccionados em escamas menores. Esta vigorosa organização tectônica, que inviabiliza sua reconstrução litoestratigráfica original, fragiliza, inclusive, a divisão informal proposta por Jost & Bitencourt (1980), antes exposta e descrita. As similaridades composicionais entre os Xistos Rincão do Maranhão e "Arroio Areião", por um lado, e entre as vulcânicas do Cerro Cambará e Cerro do Alemão, por outro, sugerem a ocorrência de uma única e grande unidade vulcano-sedimentar sub-

-aquosa com variações faciológicas laterais desde os centros vulcano-exalativos (Cerro Cambará - Cerro do Alemão) até seus depósitos distais formados por cinzas vulcânicas e depósitos bacinais (Rincão do Maranhão - "Arroio Areião"), tectonicamente enfiada e "embaralhada" pelo imbricamento tectônico E_1 decorrente da fase sin-colisional. Segundo Jost (1982), o metamorfismo contemporâneo a este evento foi de baixa pressão e alta temperatura, variável desde a facies xistos verdes nos flancos da Antiforme Serra dos Pedrosas até a facies anfibolito inferior no núcleo, havendo uma relação direta entre o empilhamento tectônico e o metamorfismo, sendo este mais enérgico nas lâminas tectônicas basais do manto de carreação.

A estruturação tardi-colisional E_2 reflete, como nos demais terrenos do Cinturão Dom Feliciano, a evolução das zonas transpressionais de cisalhamento limítrofes do Terreno Cerro da Árvore. Sua principal estrutura E_2 , a Antiforme Serra dos Pedrosas, possui plano axial verticalizado de direção NNE, concordante com a direção destas zonas de cisalhamento, e eixo com mergulho moderado para NNE. Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981, 1982), interpretaram esta grande dobra como uma (...) grande "drag"-antiforme (Jost & Bitencourt, 1980, pg. 37) induzida pela atividade das zonas de cisalhamento vizinhas.

ORIGEM DO TERRENO CERRO DA ÁRVORE

Dentro da Teoria de Tectônica de Placas têm sido levantadas três hipóteses paleogeográficas para o Terreno Cerro da Árvore: (1) bacia de retro-arco (Jost & Bitencourt, 1980; Frago Cesar et al., 1982a, 1982b, 1989), (2) arco magmático (Jost, 1981) e (3) fossa de subducção (Issler, 1982, 1983, 1986). Excluindo esta última, impertinente frente aos dados de campo e laboratório, as associações litológicas e suas características petrográficas e químicas sustentam a possibilidade do Terreno Cerro da Árvore conter elementos da supraestrutura de um arco magmático interiorizado, distal à zona de subducção ou, o que sempre nos

pareceu mais plausível, uma bacia marginal ao arco magmático, interposta entre este e a antiga margem cratônica (Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b). Neste sentido, esta hipótese pode ser visualizada sob dois ângulos: (1) a situação regional do Terreno Cerro da Árvore e (2) suas características internas.

Embora a atual disposição do Terreno Cerro da Árvore em relação aos Batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul, situados a leste, e ao Terreno Serra das Encantadas, a oeste, deva-se à atividade tardi-colisional E_2 por transporte longitudinal ao longo de cisalhamentos transpressionais, é sugestiva a ocorrência, a leste, de restos de uma raiz de arco magmático andinotipo (Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado), e a oeste de escamas de um miogeoclínio no Terreno Serra das Encantadas, sendo que na continuidade uruguaia da faixa que contém estas escamas aflora extensivamente o Miogeoclínio Lavalleya, então bordejando o Cráton do Rio de La Plata. Desta forma, em que pesem as complexidades advindas das estruturações E_1 e E_2 , o Terreno Cerro da Árvore situa-se entre uma antiga margem cratônica e um arco magmático andinotipo. Se a atual posição reflete a situação original, então constituía uma bacia marginal.

Internamente, esta bacia era constituída por centros vulcano-exalativos de magmatismo calci-alcalino de alta alumina e alta razão K_2O/Na_2O (1,59 - 4,65) constituídos por dacitos, riódacitos e riolitos associados a cherts, BIFs e grafita xistos, lateralmente transicionando a metapelitos aluminosos e metatufos em ambiente sub-aquoso (Jost, 1981). O caráter sub-aquoso generalizado do ambiente é mais característico de bacias de retro-arco. Se fossem do próprio arco constituiriam grábens com vigorosa sedimentação terrígena advinda dos altos próximos além de depósitos sub-aéreos rudáceos generalizados. Por outro lado, o caráter calci-alcalino de alto K_2O de suas vulcânicas indica elevada maturidade do magmatismo, refletindo grande distância da zona de subducção, profundidade da placa oceânica

metassomatizando o manto e, provavelmente, contribuição de crosta continental nos fundidos então gerados.

Independente da posição paleogeográfica, se arco magmático distal ou bacia de retro-arco, é importante destacar a coerência litológica de suas vulcânicas com as plutônicas do Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado, considerando-se a possibilidade de gênese comum. Comparando os diagramas R1-R2 destas unidades (Fig. 6.7 A x Fig. 4.9 A) nota-se que ocupam os mesmos campos, apenas com as vulcânicas tendendo a possuir um R1 maior e R2 menor, refletindo maior maturidade do magmatismo, o que é compatível com o modelo de raiz de arco magmático para o Complexo Pinheiro Machado e vulcanismo de bacia de retro-arco para as vulcânicas do Terreno Cerro da Árvore.

Estas comparações, que tendem a caracterizar o magmatismo orogênico pré-colisioinal em distintas paleogeografias do Cinturão Dom Feliciano apresentam um inconveniente entrave: a indefinição da idade do vulcanismo. Apesar dos problemas levantados em capítulo anterior, a idade do Complexo Pinheiro Machado situa-se, em termos gerais, entre 885-775 Ma. Para o Terreno Cerro da Árvore, no entanto, apenas três análises geocronológicas, obtidas em amostras de metavulcânicas aflorantes na BR-392 (ESJ-HH 7-1D, 7-1E e 7-2C) estão disponíveis (Soliani Jr., 1986). Embora do mesmo afloramento, não permitiram a construção de diagrama isocrônico, apenas idades convencionais, respectivamente de 789 ± 39 Ma, 945 ± 45 Ma e 1542 ± 83 Ma, convencionando razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,705. Se estas análises refletem a idade destas vulcânicas, então suas amostras possuem Ro bastante distintos. De qualquer forma, dada a precariedade da situação, a tendência é adotar a idade cujas razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ sejam as mais elevadas, portanto menos influenciada pela Ro convencionada, no caso a da análise ESJ-HH 7-1D, que aponta a idade de 789 ± 39 Ma, compatível com o intervalo cronológico no Complexo Pinheiro Machado, particularmente de seu magmatismo terminal.

TERRENO SERRA DOS PEREIRA

Toda a porção sudeste da Faixa Tijuca do Cinturão Dom Feliciano no RS, dominada pela Serra dos Pereira, é constituída por uma monótona seqüência de metapelitos rítmicos em flagrante distinção litológica aos demais terrenos desta zona. Esta mesma unidade aflora no Cerro do Facão (Fig. 3.1), onde foi denominada Metapelitos Cerro do Facão por Jost & Bitencourt (1980). Dado o caráter alóctone desta unidade, como adiante discutiremos, contatos tectônicos com os outros terrenos e marcante distinção litológica com estes, reunimos aqui suas ocorrências no Terreno Serra dos Pereira. Litologicamente, graças às correlações entre suas ocorrências na Serra dos Pereira e Cerro do Facão, mantemos, a nível regional, a designação Metapelitos Cerro do Facão de Jost & Bitencourt (1980).

O Terreno Serra dos Pereira, abstraindo a cobertura mesozóica do Gráben do Mourão - Formação Caneleiras de Tessari & Picada (1966), sensu Jost (1981) - e a parcela obstruída pela exposição meridional do Batólito Encruzilhada do Sul, possui forma losangular com os ápices apontados para NE e SW, limitando-se a leste do Batólito Pelotas e do corpo principal do Batólito Encruzilhada do Sul pelas, respectivamente, Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu e Falha Passo do Marinheiro, e a oeste, em sua ocorrência setentrional, do Complexo Cerro da Árvore através da Falha Campinas e, em sua porção meridional dos depósitos basais da Antefossa Camaquã pela Falha Pedras Altas-Passo Real.

As litologias que compõem o Terreno Serra dos Pereira - Metapelitos Cerro do Facão - são predominantemente ritmitos formados pela intercalação milimétrica a centimétrica de pelitos e arenitos finos metamorfizados desde a zona da clorita e biotita, localmente atingindo a zona da granada, na região da Serra dos Pereira (Remus et al., 1987), até a zona da estauroлита, passando pelas zonas da biotita e da granada, na região do Cerro do Facão (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981, 1982). Petrograficamente, em função do metamorfismo de facies

xistos verdes a anfibolito, são clorita xistos, biotita xistos, granada xistos, estaurolita xistos e, localmente, andaluzita xistos (Jost & Bitencourt, 1980). Quartzitos (puros, micáceos, feldspáticos e ferruginosos), muscovita xistos, grafita xistos e metavulcanitos félsicos, em ordem decrescente de importância, ocorrem subordinadamente associados a esta unidade na forma de pequenas lentes, excetuando as dos quartzitos que atingem até 300m de espessura por 1200m de comprimento (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Remus et al., 1987).

Conforme observamos na Serra dos Pereira, nos trechos de menor deformação e metamorfismo incipiente (zona da clorita) preservam-se estruturas primárias, claramente laminação plano-paralela e acamadamento gradacional, sugestivas de que os protolitos desta unidade constituíam turbiditos areno-pelíticos.

ESTRUTURAÇÃO DO TERRENO SERRA DOS PEREIRA

As estruturações E_1 e E_2 do Terreno Serra dos Pereira foram estudadas por nossa equipe em corte transversal à Serra dos Pereira, ao longo da estrada que liga Piratini a Torrinhas (Fig. 6.8). A estruturação E_1 nesta região mostra a mesma complexidade observada nos Terrenos Serra das Encantada e Cerro da Árvore, notando-se nesta, no mínimo, duas fases de dobramentos sin-xistosos (E_{1a} , E_{1b}), sendo o metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura (tipo Bucham) relacionado à fase E_{1b} , conforme discutido por Jost (1981, 1982) para a região do Cerro do Facão. Esta deformação E_{1b} é responsável, na Serra dos Pereira, pela instalação de uma grande dobra recumbente vergente para NW - uma nappe de dobramento (fold nappe, sensu McClay, 1981) -, esquematicamente representada na secção da Fig. 6.8. Esta dobra nappe, que na região expõe preferencialmente seu flanco inverso e zona de charneira (Figs. 6.9 A e B), possui xistosidade plano-axial S_{1b} sub-horizontal intersectando, na zona de charneira, a xistosidade anterior, S_{1a} , imprimindo nesta lineações L_{1b} (Fig.

6.9 F) de direção geral NE-SW, concordante com a direção axial da dobra maior que as contém (Fig. 6.9 E).

A estruturação tardia E_2 é responsável pela atual situação desta dobra nappe como um bloco isolado das demais unidades por jogos de falhas transpressionais (Figs. 3.1 e 6.8). Na região estudada destacam-se a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu, cuja componente principal de movimento é transcorrente sinistral, e a Falha Pedras Altas-Passo Real de principal componente inversa vergente para NW (Figs. 3.1 e 6.8). A movimentação destas falhas deforma internamente a dobra-nappe em padrão "domo & bacia" (tipo 1 de Ramsay, 1967) com dobras E_2 (Figs. 6.9 C e D) de plano axial vertical, gerando clivagens de crenulação (S_{2a}) e de fratura (S_{2b}) perpendiculares, NE-SW e NW-SE. Devido a esta figura de interferência, as medidas das superfícies dobradas nesta fase, em particular S_{1b} , mostram dispersões de seus pólos, não permitindo

Fig 6.8 : Secção esquemática na dobra-nappe da Serra dos Pereira (Terreno Serra do Pereira), na região entre Piratini e Torrinhas (vide localização na Fig. 3.1.).

LEGENDA: 1- Metapelitos Cerro do Facão; 2- Granitos Miloníticos Porongos com escamas tectônicas do Miogeoclínio Lavalleya; 3- molassas da Antefossa Camaquã; 4- Leucogranitos Cordilheira, 5- Suíte Granítica Dom Feliciano; 6- Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu; 7- componente inversa da Falha Transpressional E_2 Pedras Altas-Passo Real; 8- Falhas Transtensionais E_3 (modificado de Fragoso Cesar et al., 1989).

Fig. 6. 9 : Estereogramas no Terreno Serra dos Pereira na região entre Piratini e Torrinhas.

a recuperação de guirlandas (Figs. 6.9 C e D) e, nos eixos β_{2a} medidos, direções variadas entre NS e EW.

ORIGEM DO TERRENO SERRA DOS PEREIRA

A falta de estudos litoquímicos e geocronológicos, os únicos elementos aqui considerados para levantar possibilidades de paleogeografia e gênese do Terreno Serra dos Pereira serão suas litologias e estruturação tectônica e, em base a estes, tentar correlacionar com unidades mais investigadas.

Os protolitos deste terreno são, em essência, de três tipos: (1) ritmitos areno-pelíticos, (2) arenitos quartzosos, micáceos e quartzo-feldspáticos e, muito subordinadamente, (3) depósitos vulcano-exalativos: vulcanitos félsicos, níveis carbonosos e, possivelmente, cherts ferruginosos. Os (1) ritmitos areno-pelíticos indicam intensa deposição terrígena em bacia sub-aquosa, possivelmente transportada por correntes de turbidez; (2) os arenitos, por vezes formando grandes e espessas lentes, podem ter várias origens: variação do nível do mar com avanço e recuo de zonas costeiras, canais alimentadores das correntes de turbidez e/ou ainda, transporte por turbidez de arenitos costeiros durante grandes tempestades (tempestitos) e (3) a presença de vulcânicas félsicas intercaladas na seqüência (Remus et al., 1987, pg. 224), indica que nesta bacia, pelo menos localizadamente, houve vulcanismo sin-sedimentar, possivelmente associado, refletindo sua atividade exalativa, a níveis carbonosos e cherts ferruginosos.

As estruturações E_1 e E_2 deste terreno são análogas a de outros investigados. A estruturação E_1 , em particular, indica que, independentemente da paleogeografia original do Terreno Serra dos Pereira, este situava-se a leste, bem distante da atual situação, tendo sido transportado até esta como uma nappe de dobramento concomitantemente a metamorfismo variável da zona da clorita até a zona da estauroлита. Desta forma levanta-se a possibilidade de que sua região de origem possa, porventura, ser

a mesma de um dos outros terrenos: (1) da bacia miogeossinclinal ou de (2) da bacia de retro-arco.

A primeira possibilidade é razoável: as facies marinho profundas de bacias miogeossinclinais correspondem a espessas seqüências pelíticas mas, exceto em transporte durante tempestades ou em canyons submarinos, dificilmente será representada por ritmitos areno-pelíticos tão constantes e regionalmente distribuídos. Por outro lado, como regra o vulcanismo que se associa ao miogeoclínio é básico e não félsico como identificado por Remus et al. (1987) no Terreno Serra dos Pereira. O primeiro entrave, composicional, poderia ser explicado se estes depósitos estivessem relacionados a sistemas deltáicos da margem da bacia miogeossinclinal. O segundo, magmático, é mais complexo: ocorrências de vulcânicas félsicas em miogeoclínios são raras e condicionadas a fusões na base da crosta induzidas por grandes volumes de magmas básicos, ou por diferenciação destes. De qualquer forma, ocorrem sempre associadas e subordinadas a vulcanismo básico. No Terreno Serra dos Pereira ocorrem isoladas, não tendo sido ainda identificado vulcanismo básico nesta unidade.

A segunda alternativa é mais provável: representariam facies distais da bacia de retro-arco, mais afastadas da região do arco, onde o vulcanismo é limitado e a sedimentação terrígena tipo flysch oriunda das regiões elevadas domina. Dentro desta alternativa, os pacotes arenosos associados, seja por variação do nível do mar ou por transporte de areias costeiras por ação de tempestades, seriam testemunhos, respectivamente diretos e indiretos, das regiões de shelf instaladas na outra margem da bacia, a que se situa junto ao continente.

Outra alternativa é que os depósitos destes terrenos representem um flysch sin-colisional relacionado ao avanço para NW dos outros terrenos como nappes. Representariam, em outras palavras, a fase mais precoce da Antefossa Camaquã, tema do próximo capítulo. Esta hipótese seria favorecida pela sedimentação tipo flysch deste terreno e coerente com o escasso vulcanismo ácido associado. Difícil seria entender a origem de espessos pacotes arenosos onde os formados por quartzo arenitos são comuns. Estes exigem tempo e clima para maturação química,

parâmetros muito limitados em um processo relativamente rápido onde os depósitos formados são soterrados, tectonicamente imbricados e metamorfizados durante a rigorosa atividade deformacional do avanço de nappes.

Considerando as alternativas acima discutidas julgamos como plausível a segunda e assumimos, até estudos mais acurados, que o Terreno Serra dos Pereira representa uma facies distal, mais próxima do antepaís cratônico do que do arco magmático, da bacia de retro-arco onde o Terreno Cerro da Árvore constitui um testemunho das facies proximais. Se no futuro esta hipótese mostrar-se consistente então estes dois terrenos deverão ser reunidos em um único, pois como discutido na definição de terreno suspeito (Coney, 1978; Coney et al., 1980; Williams & Hatcher, 1983; Zen, 1983), variação lateral de facies não permite sua subdivisão.

SÍNTESE HISTÓRICA DO MIOGEOCLÍNIO LAVALLEJA E DOS TERRENOS SUSPEITOS DA FAIXA TIJUCAS NO RS

Nas discussões ao longo deste capítulo sobre o Miogeoclínio Lavalleja no Uruguai e terrenos suspeitos da Faixa Tijuca do Cinturão Dom Feliciano no RS foram levantadas várias considerações paleogeográficas que permitem visualizar a evolução desta zona dentro dos conceitos de Tectônica de Placas. Distintamente às demais regiões do Cinturão Dom Feliciano, é evidente nesta a existência de um embasamento antigo, seja sotoposto ao Miogeoclínio Lavalleja no Uruguai, onde constitui a extensão do Cráton Rio de La Plata, ou como escamas dos Gnaisses Encantadas imbricadas com os Granitos Miloníticos Porongos no RS. Este embasamento gnáissico gerado no Proterozóico Inferior (~2,16 Ga) corrobora os diagnósticos de um embasamento continental para a evolução do Cinturão Dom Feliciano indiretamente obtidos nos Batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul. A ocorrência de enxames de diques básicos metamorfizados no interior dos Gnaisses Encantadas poderia representar a fase tracional que precedeu a

abertura do Oceano Adamastor e o início do Ciclo Brasileiro. No entanto, o reconhecimento de diversos enxames de diques basálticos com idade de cerca de 1,8 Ga que afloram no Cráton Rio de La Plata no Uruguai (Bossi et al., 1990, 1991) mostram a desvinculação destes com o Ciclo Brasileiro.

A partir do reconhecimento inequívoco deste embasamento pode-se visualizar, na evolução da Faixa Tijuca do Cinturão Dom Feliciano, as seguintes etapas: (1) existência de um oceano a leste do então Continente Rio de La Plata com transgressão marinha sobre este, registrada no Autóctone Piedras de Afilar no Uruguai e Formação Sierras Bayas na Argentina, durante o Proterozóico Superior, conforme indicado pelos fósseis Chuaria da Formação Sierras Bayas, (2) evolução, na margem do Continente Rio de La Plata, de uma extensa plataforma carbonatada - Miogeoclínio Lavalleya - relacionada a este evento transgressivo; (3) inversão nas condições paleotectônicas e início das fases orogênicas do Cinturão Dom Feliciano com instalação de uma margem continental andinotipo induzida pela subducção da placa litosférica do Oceano Adamastor sob o Continente Rio de La Plata; (4) diferenciação paleogeográfica nesta margem com formação de arco magmático, cujos testemunhos plutônicos (milonito gnaisses tonalítico-granodiorítico-monzograníticos dos Granitos Miloníticos Porongos) apontam idade em torno de 800 Ma, e de bacia de retro-arco, tanto junto ao arco (Terreno Cerro da Árvore, cujas vulcânicas possivelmente possuem idade em torno de 800 Ma) como distal a este, já próximo da margem cratônica (Terreno Serra dos Pereira); (5) encerramento do consumo oceânico e colisão da placa continental existente a leste deste oceano (Continente Kalahari) com o Continente Rio de La Plata e início da colagem tectônica da Placa Gondwânica; (6) transporte de nappes e escamas tectônicas vergentes para noroeste refletindo o encurtamento e espessamento crustais produzidos pela colisão continental com individualização dos Terrenos Cerro da Árvore e Serra dos Pereira e, no Terreno Serra das Encantadas, das escamas tectônicas dos Gnaisses Encantadas, Miogeoclínio Lavalleya e milonitos gnaisses

tonalítico-granodiorítico-monzograníticos dos Granitos Miloníticos Porongos; (7) intensa produção de fundidos crustais induzida pelo espessamento crustal com geração de leucogranitos peraluminosos, a partir da fusão de metassedimentos, e de K-feldspato granitos e sienogranitos por fusão dos Gnaisses Encantadas, incorporados e milonitizados no Terreno Serra das Encantadas como Granitos Miloníticos Porongos; (8) passagem da fase sin-colisional E_1 para tardi-colisional E_2 com instalação de grandes zonas sub-verticais transpressionais de cisalhamento resultando na justaposição dos Terrenos Serra dos Pereira, Cerro da Árvore e Serra das Encantadas, com intrusões de diques graníticos e pegmatíticos sin- E_2 neste último e, (9) deformações tardias destes terrenos na forma de falhas inversas vergentes para noroeste que os seccionam internamente e dobramentos de plano axial sub-vertical e eixos ortogonais imprimindo figuras de interferência tipo "domo & bacia".

CAPÍTULO 07

A ANTEFOSSA CAMAQUÃ

INTRODUÇÃO;

Durante a evolução de um dado cinturão móvel, suas orogenias são acompanhadas pela instalação de bacias receptoras das cargas detríticas geradas pela enérgica erosão concomitante ao soerguimento das montanhas então em formação, como exemplificado, no Cinturão Apalachiano (Williams & Hatcher, 1983), pelas orogenias Tacônica, Acadiana e Allegheniana. Na evolução do Cinturão Dom Feliciano, caracterizando a aplicabilidade deste conceito em terrenos antigos, "cratonizados", identificamos três orogenias e seus respectivos produtos bacinais. A primeira orogenia é marcada pela formação de um arco magmático andinotipo, testemunhado pelo plutonismo calci-alcalino do Complexo Pinheiro Machado e possíveis correlatos; sua contraparte bacinal, conforme interpretações vigentes (e.g., Jost & Bitencourt, 1980; Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b, 1989), está representada por depósitos vulcanogênicos (Terreno Cerro da Árvore; cap. 06) e clásticos tipo flysch (Terreno Serra dos Pereira; cap. 06) de bacia de retro-arco. A segunda orogenia, evidenciada por diversas nappes e escamas tectônicas contendo litologias da 1ª orogênese, além de metamorfismo e plutonismo sin-colisionais (E_1), possui registros da erosão e transporte de detritos de suas montanhas em ascensão nos ritmitos anquimetamórficos da região de Cerro Chato (cap. 04). A terceira orogenia, relacionada ao evento tardi-colisional (E_2), possui seus produtos sedimentares magnificamente expostos na Bacia do Camaquã, sendo a caracterização desta orogenia e do evento pós-orogênico que a seguiu, feitos através da análise dos depósitos clásticos então gerados, o objetivo do presente capítulo.

ANTEFOSSA CAMAQUÃ: A ANTEFOSSA DO CINTURÃO DOM FELICIANO NO RS

Em trabalhos anteriores (Fragoso Cesar, 1983; Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b, 1984, 1985, 1987, 1989) interpretamos as Bacias do Camaquã e Santa Bárbara (Carvalho, 1932; Robertson, 1966; Ribeiro et al., 1966) como constituintes da antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no RS, correlacionando-as à Bacia do Itajaí em Santa Catarina e aos resíduos preservados de erosão da Bacia Barriga Negra no Uruguai. Nestes trabalhos, onde designamos Antefossa do Sudeste a este conjunto de bacias, visualizávamos todas como limítrofes entre o Cinturão Dom Feliciano e o Cráton Rio de La Plata. Particularmente no RS destacávamos um caráter exclusivo em suas bacias, não registrado nas demais: sua transgressão sobre o Cráton Rio de La Plata - Bacia Santa Bárbara - onde manifesta-se importante vulcanismo, extensivo até a borda ocidental da Bacia do Camaquã, distintamente às exposições junto ao Cinturão Dom Feliciano, essencialmente clásticas.

Apenas recentemente (Fragoso Cesar, 1990) percebemos a origem desta diferenciação: no RS a Antefossa do Sudeste não limita o Cinturão Dom Feliciano do Cráton Rio de La Plata, como bem caracterizado no Uruguai e em Santa Catarina, mas sim da extremidade meridional do Cinturão Ribeira (Parte III), representado neste Estado pelo Terreno Rio Vacacaí (cap. 10) e Orógeno Bom Jardim (cap. 11), e o importante vulcanismo antes referido não está relacionado à evolução desta antefossa e sim a outra estrutura discutida em capítulo posterior: a Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara do Orógeno Bom Jardim. Após esta descoberta um problema se impôs: demarcar o limite entre os depósitos da antefossa do Cinturão Dom Feliciano e o da Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara, dada a similaridade de suas litologias clásticas. O parâmetro utilizado foi aliar os dados estratigráficos e estruturais com as medidas de paleocorrentes efetuadas por Paim (1990) nestas bacias. Com base nestas, o limite torna-se claro, principalmente na unidade superior da antefossa do Cinturão Dom Feliciano, onde as paleocorrentes, em concordância com as análises de proveniência, mostram derivação

aparentemente exclusiva dos terrenos metamórficos e ígneos deste cinturão. Desta forma, redimensionando a Antefossa do Sudeste no RS, aqui designada Antefossa Camaquã, incluímos nela apenas as unidades representadas na Fig. 7.1, excluindo as unidades vulcano-sedimentares situadas a oeste, entre as quais aquelas expostas na borda ocidental da Bacia do Camaquã, nas ocorrências conhecidas como Bom Jardim, Cerro dos Martins e outras.

O GRUPO CAMAQUÃ E A ESTRATIGRAFIA DA ANTEFOSSA CAMAQUÃ

"À margem esquerda do Camaquan do Hilário surgem os elementos de uma nova formação, que se estende por uma grande área do município de Caçapava e, transpondo ao sul o Camaquan Grande, penetra nos municípios de Bagé e de Pinheiro Machado.

Estes elementos foram reunidos sob a denominação de SÉRIE DE CAMAQUAN, por sugestão do Dr. Euzébio de Oliveira, até que evidências paleontológicas possam fixá-la definitivamente na Coluna Geológica do estado.

Relações estratigráficas parecem colocar esta série no eopaleozóico.

Ela é, sem dúvida, posterior às erupções de andesitos e, provavelmente, anterior ao permiano.

Assim indicam seus sedimentos bastante movimentados em discordância com os do permiano, largamente ondulados".

Com esta introdução, Paulino Franco de Carvalho (1932, pg. 35) erigiu sua "Série de Camaquan" destacando os seguintes pontos: (1) extensão regional da unidade no escudo, (2) seu caráter sedimentar, (3) presença de movimentação tectônica, (4) posterioridade ao vulcanismo da região ocidental do escudo e (5) idade possivelmente eo-paleozóica. Seguindo esta orientação Robertson (1966) redefiniu-a como Grupo Camaquã, designação adotada em todos os trabalhos posteriores, seja em referência às seqüências sedimentares superiores do escudo, onde o vulcanismo é subordinado e localizado (e.g., Ribeiro et al., 1966; Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Ribeiro, 1970a; Ribeiro & Fantinel, 1978) ou a todo o conjunto sedimentar e vulcano-

Fig. 7.1: Mapa geológico preliminar da Antefossa Camaquã com suas principais unidades e localidades de referência. As paleocorrentes do mapa foram extraídas de Paim et al. (1990) e, no Vale do Boici, de Heitor Sayeg (em prep.).

-sedimentar (Fragoso Cesar et al., 1984, 1985). Apesar das diversas propostas estratigráficas apresentadas nestes trabalhos, muitas vezes conflitantes, todas têm um ponto em comum: são aplicáveis a todas as regiões do escudo.

Na presente tese, em face à diferenciação tectônica do escudo anteriormente discutida, restringiremos o conceito Grupo Camaquã apenas para as unidades da Antefossa Camaquã (Fig. 7.1), excluindo aquelas situadas a oeste, tanto as da Bacia Santa Bárbara como as da borda ocidental da Bacia Camaquã, aqui reunidas na Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara, posteriormente analisada (cap. 11). O Grupo Camaquã, conforme aqui redefinido, é constituído por duas formações: (1) Formação Arroio dos Nobres (Tessari, 1965) e (2) Formação Guaritas (Robertson, 1966). Estas formações ocorrem limitadas por discordância angular regional registrada em todos os mapeamentos efetuados nesta antefossa (e.g., Robertson, 1966; Ribeiro et al., 1966; Bettencourt, 1972; Gonzalez & Teixeira, 1980; Paim, 1990), particularmente bem exposta na região das Minas do Camaquã (Fig. 7.2 C-C').

Ao longo dos anos '80 desenvolvemos uma série de trabalhos nesta antefossa (Fragoso Cesar, 1983; Fragoso Cesar et al., 1984, 1985; Lavina et al., 1985; Paim et al., 1986; Faccini et al., 1987), tendo atual continuidade com Paim (1990) e Paim et al. (1990). No presente capítulo, sob nova ótica, sintetizaremos as informações coletadas ao longo destes anos.

FORMAÇÃO ARROIO DOS NOBRES

A espessa seqüência (> 6000m) de leques deltáicos que formam a unidade basal da Antefossa Camaquã tectonicamente encaixada nos terrenos suspeitos do Cinturão Dom Feliciano (Fig. 7.1) foi designada Formação Arroio dos Nobres (Tessari, 1965; Tessari & Picada, 1966; Ribeiro et al., 1966) em referência ao curso d'água homônimo que banha parcialmente a porção sul do Vale do Piquiri (Fig. 7.2 A-A'), sendo então dividida em duas unidades: (1) Membro Mangueirão, constituído por ritmitos areno-pelíticos, e (2) Membro Vargas, representado por conglomerados e arenitos conglomeráticos. Através de diversos trabalhos de campo em áreas

Fig. 7.2: Secção esquemática na porção norte (A-A'), central (B-B') e centro-sul (C-C') da Antefossa Camaquã (Vide localização das secções na Fig. 7.1).

LEGENDA: 1 a 3 - Formação Arroio do Nobres: 1- Fysch Vale Piquiri; 2- Cunha Rudítica Vargas; 3- Molassa Boici; 4 a 8 - Molassa Guaritas: 4- Arenitos Guarda Velha; 5- Ritmitos Varzinha; 6- Arenitos Pedra Pintada; 7- Ruditos Pedra das Torrinhas; 8- Andesitos Rodeio Velho; 9- embasamento da antefossa: TCA- Terreno Cerro da Árvore; TSE- Terreno Serra das Encantadas; OBJ- Orógeno Bom Jardim; 10 a 12 - estruturas: 10- Falha transpressional E_2 ; 11 - Falha trastensional E_3 ; 12- DA- discordância angular.

de exposições desta unidade (e.g., localidade tipo, Rincão dos Mouras, Serra da Boa Vista, Vale do Boici, Minas do Camaquã, etc.), concluimos, conforme aqui exposto, que a Formação Arroio dos Nobres pode ser dividido em três unidades: (1) Flysch Vale do Piquiri, (2) Cunha Rudítica Vargas e (3) Molassa Boici, sendo a primeira uma redesignação do Membro Mangueirão, originalmente referenciado aos depósitos situados junto ao arroio Mangueirão, que entendemos pertencentes à Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara. O Vale do Piquiri foi eleito como localidade tipo desta unidade por conter sua mais expressiva exposição, onde tivemos oportunidade de estudá-la com relativo detalhe (Fragoso Cesar, 1983; Paim et al., 1986) e onde seu caráter flysch (Studer, 1827; Caron et al. 1989) é evidente. A Molassa Boici, referente ao Vale do Boici, atualmente tema de Dissertação de Mestrado de Heitor Sayeg (em prep.) sob a orientação do Dr. Rômulo Machado, anteriormente mapeada conjuntamente com o Membro Vargas, possui marcante distinção litológica daquela unidade, sendo claramente individualizada no Vale do Boici, no Rincão dos Mouras, na Serra da Boa Vista, nas Minas do Camaquã e em diversas outras regiões da Antefossa Camaquã (Figs. 7.1 e 7.2), possuindo, em todas estas, as características tectofaciais de molasse de acordo com Studer (1825) e Van Houten (1974, 1981).

Estratigraficamente estas unidades se interdigitam lateral e verticalmente refletindo suas situações deposicionais nos sistemas de leques deltáicos que as geraram: (1) O Flysch Vale do Piquiri ocupa posição basal estendendo-se por toda bacia, (2) a Cunha Rudítica Vargas, em posição intermediária, está condicionada à margem leste da bacia, com acunhamento apontando para o interior desta, e (3) a Molassa Boici, superior, possui expressão regional, interdigitando-se com a Cunha Rudítica Vargas na borda da antefossa e com o Flysch Vale do Piquiri no seu interior.

Flysch Vale do Piquiri

Esta unidade é constituída por ritmitos areno-pelíticos possuindo intercalações métricas a decamétricas de arenitos arcossianos, ocasionalmente grauváquicos. Os ritmitos, formados

por fina interestratificação de arenitos e pelitos, destacam-se pela cor castanha-achocolatada, localmente esverdeada, e pela notável tabularidade e extensão lateral das camadas. Estas, embora de espessura predominantemente centimétrica, variam desde alguns milímetros acerca de um metro. Os níveis arenosos, de granulação fina a média, ocasionalmente grossa, variam de tabulares a lenticulares. Pelas relações entre texturas e estruturas os ritmitos constituem (1) turbiditos, (2) tempestitos e (3) inunditos, e os arenitos dividem-se em (4) arenitos sigmoidais e (5) arenitos com laminação cruzada cavalgante.

Os Turbiditos dominam a região do Vale do Piquiri (Fragoso Cesar, 1983; Paim et al., 1986), também reconhecidos na região das Minas do Camaquã (Faccini et al., 1987) e em diversas outras exposições da Antefossa Camaquã (Lavina et al., 1985), sendo litologicamente areno-pelíticos e pelíticos.

Os primeiros, formando camadas de 1 a 30 cm de espessura, constituem ciclos que iniciam com arenitos grossos a finos granodecrescente ou maciços (Ta), ou arenitos médios a finos com laminação plano-paralela (Tb), localmente com marcas de solas, passando verticalmente para arenitos finos com laminação cruzada cavalgante (Tc) e finalizando com pelitos no topo com incipiente laminação plano-paralela e linsens (Tde). Ocasionalmente os níveis basais são conglomeráticos, particularmente junto às línguas interdigitadas da Cunha Rudítica Vargas. Raramente ocorre um ciclo de Bouma (1962) completo, dividindo-se em ocorrências de Ta, Tab e Tabc próximo a estas línguas e Tbcde e Tcde distalmente, gradando para turbiditos pelíticos onde a intercalação é milimétrica de siltitos e argilitos (Tde).

Os tempestitos são também bastante comuns, particularmente nas ocorrências mais interiorizadas da antefossa, como exemplificado na região das Minas de Camaquã (Faccini et al., 1987). São compostos pela alternância de camadas de arenitos finos de topo e base ondulados, com camadas de pelito. As estruturas predominantes, nos arenitos, são laminações truncadas por onda, estatificações cruzadas hummocky e laminações cruzadas cavalgantes geradas por ondas de comprimento de cerca de 5 cm; ocasionalmente contêm estruturas tipo flaser. Nos níveis mais finos o interacamamento wavy e linsens mostra-se freqüente.

Os inunditos, relativamente comuns na região das Minas do Camaquã, assemelham-se aos turbiditos porém com estruturas primárias indicativas de condições sub-aéreas (e.g., fendas de ressecamento).

Os arenitos sigmoidais são relativamente comuns nesta unidade, principalmente nas regiões mais interiorizadas, onde constituem pacotes métricos a decamétricos de arenitos finos a médios amalgamados ou separados por níveis centimétricos a decimétricos de pelitos. Internamente apresentam estratificação sigmoidal, laminação cruzada cavalgante nas posições distais e, subordinadamente, estratificações acanaladas de pequeno porte nas porções superiores (Faccini et al., 1987).

Os arenitos com laminação cruzada cavalgante foram identificados na porção superior dos Flysch Vale do Piquiri na região das Minas do Camaquã (Fig. 7.3), onde associam-se a turbiditos areno-pelíticos e arenitos sigmoidais (Faccini et al., 1987), constituindo pacotes métricos de arenitos finos e muito finos internamente organizados pela superposição de ondulações unidirecionais cavalgantes que impõem um aspecto ondulado ao conjunto.

Estas litofacies do Flysch Vale do Piquiri organizam-se compondo frentes deltáicas e prodeltas dos sistemas de leques deltáicos da Formação Arroio dos Nobres (Lavina et al., 1985; Faccini et al., 1987; Paim, 1990; Paim et al., 1990). As frentes deltáicas proximais são formadas pelos turbiditos arenosos (Ta, Tab e Tabc) e areno-pelíticos (Tbcde e Tcde) com intercalações de arenitos sigmoidais e com laminações cruzadas cavalgantes que transicionam para turbiditos pelito-arenosos (Tcde) de frentes deltáicas distais e destas para os prodeltas dominados por turbiditos pelíticos (Tde).

Cunha Rudítica Vargas

A principal exposição da Cunha Rudítica Vargas, onde sua espessura se aproxima de 3000 m ao longo do arroio dos Vargas e nas Pontas do Piquiri (Fig. 7.2 A), com extensão lateral contínua de cerca de 60 km, situa-se a SW do Vale do Piquiri tectonicamente encaixada entre os Terrenos Cerro da Árvore e

Fig. 7.3: Secção colunar sem escala da Formação Arroio dos Nobres na região das Minas do Camaquã (adaptado de Faccini et al., 1987), mostrando a discordância angular (D) com a Molassa Guaritas e as relações entre o Fysch Vale do Piquiri (FVP) e Molassa Boici (MB) em 4 ciclos deltáicos sucessivos. Correspondende, na secção C-C' da Fig. 7.2 ao trecho entre o Passo da Mina a norte do Passo da Areia.

Serra das Encantadas (Fig 7.1). Outras exposições, de espessuras bem mais limitadas (centenas a dezenas de metros) caracterizando seu acunhamento para o interior da bacia, localizam-se no vale do Boici (Heitor Sayeg, em prep.), entre os Terrenos Serra dos Pereira e Serra das Encantadas, e em outras ocorrências na porção meridional da borda oeste do Terreno Serra da Encantadas (Fig. 7.1). Em todas estas localidades seu caráter textural e estrutural mantém-se monotonamente homogêneo: são pacotes tabulares com grande extensão lateral, de espessura centimétrica a métrica, de ruditos granodecrescentes, localmente possuindo gradação inversa e raramente intercalando níveis métricos e decamétricos de ruditos desorganizados (Fragoso Cesar, 1983; Paim et al., 1986). Estes últimos, que possivelmente representam menos de 5% da unidade, são formados por conglomerados maciços com arcabouço sustentado pela matriz. Seus clastos variam de tamanho grânulo a matacão, angulosos a sub-arredondados, em matriz heterogênea mal selecionada predominantemente arenosa. Os ruditos organizados, que gradam lateral e verticalmente destes, possuem gradação inversa e normal junto a estes e apenas normal distalmente (Fig. 7.4). São conglomerados com seixos, ocasionalmente contendo blocos e matações esparsos, que gradam para conglomerados com grânulos ou para arenitos grossos contendo grânulos e seixos esparsos. Seus clastos variam de angulosos a arredondados em arcabouço fechado, frequentemente com seixos imbricados e matriz arenosa mal selecionada.

A análise de proveniência dos ruditos desta cunha, excluindo intraclastos areno-pelíticos, arenosos e conglomeráticos indicativos de autofagia, aponta derivação predominante de rochas metamórficas, similares àquelas descritas para os Terrenos Cerro da Árvore e Serra dos Pereira, e subordinadamente de rochas plutônicas (leucogranitos e granitóides acinzentados deformados), possivelmente advindas do Batólito Pelotas.

Sua estruturação geral, refletindo a organização paleoambiental junto às escarpas então em formação no Cinturão Dom Feliciano, é de uma grande, espessa e lateralmente estendida cunha rudítica. Embora faça parte da paleogeografia geral de leques deltáicos da Formação Arroio dos Nobres, nas regiões de influência desta cunha rudítica a forma em D de deltas ou de

Fig. 7.4 : Secção colunar em pequena parcela da Cunha Rudítica Vargas ao longo do Passo da Capela, a 4 Km a leste de Santana da Boa Vista (extraída de Fragoso Cesar, 1983). CM- conglomerado com matacão; CS - conglomerado com seixos; CG - conglomerado com grânulos; AG - arenito grosso; AM/F - arenito médio a fino do Flysch Vale do Piquiri.

leques não ocorre, sendo mais razoável, como apontado por Paim et al. (1986), descrever a situação paleoambiental da borda leste da Antefossa Camaquã como representada por slope or debris-apron systems (Piper et al., 1976; Nelson, 1983), (...) ou seja, uma cortina de detritos vinculada a uma ampla e contínua frente de aporte sedimentar (Paim et al., 1986, pg. 36).

Molassa Boici

A unidade superior da Formação Arroio do Nobres é litologicamente variada, porém essencialmente formada por arenitos diversos com subordinadas ocorrências rudíticas, sendo suas principais litofacies bastante similares a algumas da Molassa Guaritas, em outro item discutida. Esta similaridade induziu-nos, em trabalhos anteriores (Fragoso Cesar, 1983; Fragoso Cesar et al., 1985), a incluí-la naquela unidade, interpretando como intraformacional a discordância angular que as separam. No entanto, como agora evidenciado, esta discordância angular tem um significado fundamental: marca as mudanças tectônicas e topográficas, com reorganização estrutural da Antefossa Camaquã, da passagem de uma orogenia instalada durante o evento tardi-colisional E_2 para um evento pós-orogênico relacionado ao relaxamento pós-colisional E_3 da evolução do Cinturão Dom Feliciano. Desta forma, nossa proposição estratigráfica anterior perde seu sentido. Por outro lado, apesar das similaridades, destacam-se as seguintes diferenças: (1) a espessura da Molassa Boici, com cerca de 2000 m no Vale do Boici e em torno de 2500 m no Rincão dos Mouras, frente a espessura total possivelmente inferior a 1000 m da Molassa Guaritas, e (2) o tectonismo, refletindo na discordância angular, produz dobras abertas a apertadas e fortes inclinações na Molassa Boici, enquanto a Molassa Guaritas, exceto junto a zonas de falhas, mostra-se com tendência a horizontalidade (Fig. 7.2).

Entre as principais litofacies da Molassa Boici destacam-se, em ordem de importância: (1) arenitos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada de médio porte, (2) conglomerados e arenitos conglomeráticos com estratificação

cruzada, (3) arenitos médios a finos com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e, muito subordinadamente, pelitos.

A litofacies (1) que possivelmente corresponde a mais de 70% desta unidade, é formada por arenitos arcossianos lenticulares com estratificação cruzada, comumente marcada por seixos esparsos, contendo pequenas e comuns lentes de arenitos conglomeráticos e conglomerados com grânulos e seixos sub-angulosos a bem arredondados. Possui, além das características estratificações cruzadas acanaladas, feições de corte (scours), estratificação cruzada tabular/planar, laminação plano-paralela, marcas de ondulação lingóides e, nos escassos níveis pelíticos, gretas de contração além de intraclastos derivados destes em arenitos. Nas lentes conglomeráticas associadas são freqüentes os seixos imbricados.

A litofacies (2), intimamente associada a anterior, intercala-se naquela em pacotes tabulares a lenticulares métricos de ortoconglomerados com seixos, localmente com blocos e matacões, e arenitos grossos conglomeráticos com seixos imbricados e estratificações cruzadas acanaladas. Eventualmente estes níveis rudáceos possuem níveis centimétricos tabulares a lenticulares de pelitos, por vezes, como os da litofacies anterior, também com gretas de contração.

A litofacies (3) é incomum, tendo sido reconhecida, até o momento, apenas no Vale do Boici. É constituída por arenitos médios a finos bimodais, arcossianos, fisicamente bem selecionados com estratificações cruzadas de grande porte, com sets de espessura superior a 2 m, predominando o tipo acanalado, subordinadamente cuneiforme. Esta litofacies, que ocorre em corpos decamétricos pela superposição de vários sets, intercala níveis centimétricos de arenito com seixos bem arredondados esparsos.

As texturas, estruturas, distribuição geográfica e relação com as outras unidades da Formação Arroio dos Nobres, caracterizam a Molassa Boici como continental a litorânea. Junto à borda leste da Antefossa Camaquã, onde ela se associa à Cunha Rudítica Vargas, representa sistemas de leques aluviais (litofacies 2) que passam para planícies aluviais entrelaçadas (braided alluvial plain)(litofacies 1) onde parte dos sedimentos

retrabalhados pelo vento estruturam-se em dunas eólicas (litofacies 3), constituindo planícies eólicas eventualmente invadidas por rastos e efêmeros canais fluviais durante enxurradas. Em sentido ao interior da antefossa, como registrado na região das Minas do Camaquã (Fig. 7.3), além das facies (2) de leque aluvial (e.g., "Conglomerados Inferior e Superior" das Minas do Camaquã : Gonzáles & Teixeira, 1980; Faccini et al. 1987) e (1) planície aluvial entrelaçada, a litofacies (1) também se intercala com o Flysch Vale do Piquiri como depósitos de planície deltáica entrelaçada (Faccini et al., 1987; Paim, 1990; Paim et al., 1990).

A análise de paleocorrentes nesta molassa efetuada na região das Minas do Camaquã e, parcialmente, na Rincão dos Mouras por Paim (1990) e preliminarmente na região do Vale do Boici por Heitor Sayeg (em prep.), mostra transporte variável para W, NW e N. A análise de proveniência de seus seixos indica que a área fonte, além dos terrenos metamórficos situados a leste do Vale do Boici (Terreno Serra dos Pereira), foi predominantemente o Batólito Pelotas, já nesta época liberando detritos para esta antefossa, particularmente pela erosão de granitos da Suíte Dom Feliciano.

Estruturação da Formação Arroio dos Nobres

A estruturação primária e tectônica da Formação Arroio dos Nobres está vinculada à movimentação do evento tardi-colisional E_2 durante a reorganização do Cinturão Dom Feliciano por grandes falhamentos transpressionais vergentes para noroeste. A estratigrafia interna desta formação, que em suas exposições na borda leste da bacia, como exemplificado no Vale do Piquiri, inicia por turbiditos pelíticos (Tde) de prodelta, transiciona verticalmente até turbiditos proximais (Ta, Tab e Tabc) que, por sua vez, são superpostos por possantes pacotes conglomeráticos da Cunha Rudítica Vargas (Fig 7.2 A-A') indica, claramente, o avanço da margem tectônica da bacia de uma posição originalmente mais oriental para a atual delimitada pelos Terrenos Cerro da Árvore e Serra do Pereira (Fig. 7.1). As medidas de paleocorrentes disponíveis são compatíveis com este avanço tectônico de SE para

NW e a análise de proveniência de seus clastos mostra que nos níveis superiores desta formação, particularmente na Molassa Boici, o Batólito Pelotas era importante área fonte, com granitos da Suíte Dom Feliciano contribuindo fartamente com os produtos de sua erosão. Por outro lado, as paleocorrentes levantadas por Heitor Sayeg (em prep.) no Vale do Boici, em plena concordância com a distribuição geral de facies da Formação Arroio dos Nobres, aponta para um elemento fundamental no entendimento da evolução da Antefossa Camaquã: até a época de sedimentação da unidade superior da Formação Arroio do Nobres o Terreno Serra das Encantadas (Fig. 7.1) não estava ainda exposto, constituindo, portanto, embasamento desta antefossa, como ainda registrado no Rincão dos Mouras (Figs. 7.1 e 7.2 A-A'). Sua atual exposição, na forma de horst, deve-se a um evento pós-orogênico, relacionado à sedimentação da Molassa Guaritas.

A estruturação tectônica da Formação Arroio dos Nobres registra os falhamentos transpressionais NE-SW e os dobramentos D_{2NE-SW} e D_{2NW-SE} do evento tardi-colisional E_2 . Os falhamentos transcorrentes com componente inversa para NW são bem caracterizados na borda oriental da bacia onde os Terrenos Cerro da Árvore (Fig. 7.2 A-A') e Serra dos Pereira estão empurrados sobre esta formação (Jost, 1981; Fragoso Cesar, 1983; Fragoso Cesar et al., 1985; Machado et al., 1987). Os dobramentos de E_2 , embora ainda não analisados estruturalmente, são claramente visíveis em secções (Fig. 7.2 A-A' e C-C') e nos mapeamentos, como exemplificado nas Minas Camaquã onde a Formação Arroio do Nobres estrutura-se como um domo de eixo maior NE-SW, possivelmente uma figura de interferência $D_{2NE-SW} \times D_{2NW-SE}$ análoga e contemporânea ao Domo de Santana (Fig 6.3) do Terreno Serra das Encantadas, apenas em nível crustal distinto. Neste sentido, outro exemplo, já apontado por Machado et al. (1987), é a exposição desta formação no Rincão dos Mouras (Fig. 7.1), situada entre os Domo de Santana e Antiforme (domo?) Capané, provavelmente representando uma figura de interferência tipo "bacia" desta estruturação D_2 em "domo & bacia" (tipo 1, Ransay, 1967).

A estruturação E_3 que afeta a Antefossa Camaquã e demais terrenos do Cinturão Dom Feliciano, apenas a partir dos estudos

sobre a Formação Arroio dos Nobres pode ser visualizada, sendo particularmente representada por falhamento NE-SW, principalmente reativando falhas do evento anterior. Suas falhas mostram componentes transcorrentes (e.g. Falha do Espinilho que limita a Formação Arroio dos Nobres, nas Minas do Camaquã, da Molassa Guaritas a leste) e normal (secções da Fig. 7.2) registrando seu caráter transtensional. Esta estruturação como observado na Figs. 7.1 e 7.2 é responsável por formação de horsts e pela geração da bacia da Molassa Guaritas.

Idade da Formação Arroio dos Nobres

As discussões anteriores mostram que o desenvolvimento da Formação Arroio dos Nobres ocorreu durante a estruturação E_2 . Como vimos em capítulos precedentes, a idade desta estruturação coincide com a idade das Suítes Graníticas Dom Feliciano (cap. 04) e Encruzilhada do Sul (cap. 05), sendo, portanto, plausível considerar que a sedimentação da Formação Arroio dos Nobres, sin-tectônica a E_2 , deva ter ocorrido em torno de 550 Ma, idade dos granitos desta suíte, também sin-tectônicos a E_2 .

Elementos diretos para caracterizar a idade desta formação são restritos a datações K-Ar em pelitos do Flysch Vale do Piquiri na região da Minas de Camaquã efetuadas por Bohomme & Ribeiro (1983), que atribuem (...) a esta seqüência de siltitos e arenitos finos, a idade de 550 Ma., conforme os dados obtidos neste trabalho (op cit., pg. 85).

Elementos indiretos, no entanto, apontam tanto para idade mais antiga como mais jovem. O primeiro caso refere-se a intrusão do Sienito Piquiri em ritmitos do Flysch Vale do Piquiri no extremo nordeste da Antefossa Camaquã (Henz et al., 1983). Considerando a idade em torno de 570 Ma deste sienito (Cordani et al., 1974) os ritmitos seriam mais antigos, pré-cambrianos. Porém, como já discutido no cap. 05, a idade do Sienito Piquiri é problemática, devendo ser bem mais jovem (vide discussão no item "qual é a idade do Sienito Piquiri?"). Outro elemento indireto é a presença constante de seixos graníticos, que presumimos derivados da Suíte Granítica Dom Feliciano, na Molassa Boici, tanto no Vale do Boici (Heitor Sayeg, em prep.) como nas Minas do

Camaquã (Fig. 7.3), o que indicaria idade posterior a 550 Ma para estes arenitos. Na ocorrência das Minas do Camaquã, estes arenitos estão estratigraficamente acima dos pelitos datados em 550 Ma por Bonhome & Ribeiro (1983). Se consideramos esta idade K-Ar representativa da época de sedimentação do Flysch Vale do Piquiri na região da Minas do Camaquã e correto o diagnóstico da área fonte granítica da Molassa Boici nesta mesma região, então o intervalo de tempo consumido durante a deposição da fração sedimentar entre os ritmitos datados e os arenitos com seixos graníticos terá sido o mesmo gasto desde a cristalização dos granitos até o transporte de seus clastos para a região das Minas do Camaquã, passando por soerguimento, exposição, erosão, etc.. É extremamente difícil comparar e avaliar estas duas situações distintas mas, considerando a percentagem de erros nestas datações, tanto dos pelitos como dos granitos, é possível que haja contemporaneidade entre o evento intrusivo granítico e a sedimentação das porções basais da Formação Arroio do Nobres, assim como a deposição das unidades superiores desta formação durante e após a erosão, transporte e sedimentação dos clastos advindos destes mesmos granitos.

Outro elemento indireto baseia-se na similaridade litológica, paleoambiental e tectônica da Formação Arroio dos Nobres com os depósitos da antefossa do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina (Bacia do Itajaí), que presumivelmente possui ligação, sob a Bacia do Paraná, com a Antefossa Camaquã. Na Bacia do Itajaí, ritmitos, análogos aos do Vale do Piquiri, e rochas ígneas foram datados pelo método Rb-Sr em duas regiões: a sul de Blumenau e Apiúna. A sul de Blumenau, Macedo et al. (1984) dataram siltitos obtendo idade isocrônica de 530 ± 20 Ma e Basei (1985) datou tufos obtendo idade similar, 534 ± 4 Ma; na região de Apiúna, os siltitos estudados radiométricamente por Macedo et al. (1984) apresentaram idade de 542 ± 18 Ma, também concordante com as idades obtidas por Basei (1985) em riolitos, de 544 ± 20 Ma, e no Granito Subida, de 546 ± 10 Ma. Desta forma verifica-se a contemporaneidade entre sedimentação e magmatismo na Bacia do Itajaí, temporalmente situados entre 550-530 Ma.

Todas estas considerações, embora não determinem a idade da Formação Arroio dos Nobres, sugerem fortemente que sua evolução

tenha ocorrido em torno de 550 Ma, iniciada nesta época ou mesmo antes e encerrada após. Dentro desta aproximação, o mais correto é assumir que esta formação desenvolveu-se durante o Cambriano.

MOLASSA GUARITAS

A seqüência continental sub-horizontal discordantemente sobreposta à Formação Arroio dos Nobres na Antefossa Camaquã foi definida como Formação Guaritas em referência à localidade de Guaritas (Fig 7.1) por Robertson (1966), conceito adotado nos mapeamentos regionais contemporâneos e posteriores (e.g., Ribeiro et al., 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Jost, 1981). Na presente tese, o conceito utilizado corresponde ao de Robertson (1966) para a Bacia do Camaquã, excluindo as ocorrências a ocidente da bacia, equivalendo integralmente à seqüência III dos trabalhos de Paim (1990) e Paim et al. (1990). As considerações que serão aqui levantadas sintetizam estes trabalhos e aqueles que desenvolvemos nesta unidade durante os anos '80 (Fragoso Cesar, 1983; Fragoso Cesar et al., 1984, 1985; Lavina et al., 1985; Faccini et al., 1987).

A Formação Guaritas, aqui designada Molassa Guaritas em função de sua tectofacies, é constituída por cinco sub-unidades, todas passíveis de mapeamento na escala 1:50.000: (1) Ruditos Pedra das Torrinhas, (2) Arenitos Guarda Velha, (3) Arenitos Pedra Pintada, (4) Ritmitos Varzinha e (5) Andesitos Rodeio Velho. Com exceção dos Andesitos Rodeio Velho, cujas ocorrências limitam-se às porções inferiores desta molassa, as demais são recorrentes ao longo de toda unidade. As associações desta litofacies, no entanto, organizam-se em três conjuntos distintos em função da evolução paleogeográfica de sua bacia (Paim, 1990; Paim et al., 1990): (1) desértico, (2) deltáico e (3) aluvial (Fig. 7.5). A espessura total da formação foi avaliada, por estes autores citados, em torno de 600 m.

Ruditos Pedra das Torrinhas

Esta litofacies é condicionada a ocorrências alongadas e estreitas marginais à Serra das Encantadas, predominantemente em

sua margem ocidental (Figs. 7.2. A-A' e B-B'), onde situa-se a localidade tipo - Pedra das Torrinhas - e, subordinadamente, na oriental, como exemplificado no Vale do Boici (Heitor Sayeg, em prep.) e no extremo nordeste do Vale do Piquiri (Fig. 7.1). É constituída por paraconglomerados desorganizados, com clastos polimodais e angulosos variáveis de matações a grânulos suportados por matriz imatura arenosa ou areno-pelítica que, lateral e verticalmente, gradam para ruditos tabulares e estratodecrescentes, de espessuras métricas a centimétricas, com granulometria de seixos e grânulos angulosos a sub-arredondados, ocasionalmente com seixos imbricados. Subordinadamente preservam lentes areno-pelíticas ou gradam até níveis centimétricos areno-pelíticos também granodecrescentes. Formam acumulações de várias dezenas de metros transicionando e se interdigitando com os Arenitos Guarda Velha.

A análise de proveniência de seus clastos, predominantemente quartzo milonitos e muscovita-quartzo milonitos, indicam a preponderância dos Granitos Miloníticos Porongos de Terreno Serra das Encantadas como área fonte.

Os Ruditos Pedras das Torrinhas representam a porção proximal dos sistemas de leques aluviais gerados durante o alçamento do horst da Serra das Encantadas.

Arenitos Guarda Velha

Os Arenitos Guarda Velha, definidos por Ribeiro & Lichtenberg (1987: Camadas Guarda Velha) em referência à localidade homônima (Fig. 7.1), se organizam constituindo a litofacies mais importante da Molassa Guaritas, associando-se vertical e lateralmente com as demais, seja com os ruditos Pedra das Torrinhas, onde representam as porções medianas e distais de leques aluviais intercalando-se com os Arenitos Pedra Pintada no sistema desértico, ou com os Ritmitos Varzinha onde transicionam de planície aluvial para planície deltáica entrelaçada ou, ainda, encerrando a história sedimentar da Antefossa Camaquã com assoreamento essencialmente aluvial (Figs 7.5 e 7.6).

Litologicamente são arenitos arcossianos com participação limitada de conglomerados, concentrando-se estes próximos à borda da Serra

das Encantadas. Os arenitos variam de médios a grossos, raramente finos, formando camadas lenticulares de espessuras decimétricas a métricas, comumente contendo seixos esparsos e pequenas e delgadas lentes de arenitos conglomeráticos. Os seixos e blocos imersos nesta facies são sub-arredondados a bem arredondados. As estruturas primárias mais comuns são estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte, ocasionalmente marcada por linhas de grânulos e seixos e, subordinadamente, estratificação cruzada tabular. Arenitos maciços são relativamente raros e finos níveis pelíticos incomuns.

Os ortoconglomerados associam-se aos arenitos formando acumulações decimétricas que, junto aos Ruditos Pedra das Torrinhas, atingem espessuras de dezenas de metros devido à superposição de várias camadas, interrompidas apenas por pequenas intercalações de arenitos (10cm-1m). São sempre lenticulares, possuem contato inferior erosivo e internamente seus seixos tendem à imbricação.

A análise de proveniência mostra que sua área fonte, além de terrenos metamórficos, onde dominam rochas miloníticas da Serra das Encantadas, inclui os terrenos graníticos, principalmente através de seixos presumivelmente oriundos da Suíte Granítica Dom Feliciano.

O ambiente de sedimentação dos Arenitos Guarda Velha, como já discutido em vários de nossos trabalhos (Fragoso Cesar, 1983; Fragoso Cesar et al., 1984, 1985; Lavina et al., 1985; Faccini et al., 1987), está relacionado ao desenvolvimento de leques e planícies aluviais tipo entrelaçadas, atingindo planícies deltáicas. Neste paleoambiente, os espessos pacotes de conglomerados representam a superposição de barras longitudinais, normalmente de difícil individualização, enquanto as lentes imersas em arenitos correspondem a barras relativamente pouco modificadas. O predomínio de estratificações cruzadas acanaladas nos arenitos sugere que a deposição ocorreu principalmente associada a dunas subaquosas enquanto as estratificações cruzadas tabulares indicam a participação, no processo, de migração de barras transversais. Sedimentação localizada por suspensão em águas tranquilas, possivelmente no interior de canais abandonados, está registrada nos delgados e de pequena extensão lateral níveis pelíticos.

LEGENDA

P - Pelitos

F - Finos

ARE - Arenitos M - Médios

G - Grossos

G - de grânulos

CONG - Conglomerados S - de seixos

B - de blocos

Estratificação cruzada acanalada de grande e muito grande porte

Estratificação cruzada acanalada de pequeno a grande porte

Laminação cruzada cavalgante

Sigmóides

Fig. 7.5 Quadro paleoambiental, paleogeográfico e litofaciológico da Molassa Guaritas. Os quadros de facies e fases foram adaptados de Paim (1990) e Paim et al. (1990).

LEGENDA: PA- planície aluvial. PD- planície deltáica, FD- frente deltáica, TL- turbiditos lacustres (prodelta), PE- planície eólica, V- vulcânicas, LA- leque aluvial.

Arenitos Pedra Pintada

Extensas exposições de arenitos granulometricamente bem selecionados e estruturados em estratificação cruzada de grande porte cobrem consideráveis áreas da Antefossa Camaquã, com particular destaque na região da Pedra Pintada (Figs. 7.1 e 7.2) a nordeste das Minas do Camaquã. Em visita a esta região, por convite da Companhia Brasileira do Cobre - CBC -, os Drs. Renato R. Andreis e Gerardo Bossi identificaram, em 1979, o caráter eólico destes arenitos e de suas estruturas, interpretação adotada em diversos trabalhos posteriores (e.g., Fragoso Cesar et al., 1984, 1985; Lavina et al., 1985; Faccini et al., 1987; Paim, 1990; Paim et al., 1990) e em mapeamentos 1:50.000 realizados por alunos do Curso de Geologia da UNISINOS (e.g., Matté et al., 1987, apud Faccini et al., 1987). O nome Arenitos Pedra Pintada aqui utilizado para esta unidade, em referência à região de suas melhores exposições, foi sugerido, ainda em 1979, pelos citados professores.

Os Arenitos Pedra Pintada constituem uma litofacies de camadas lenticulares de arenitos médios e finos, bem selecionados, sub-angulosos a sub-arredondados, com notáveis estratos cruzados de dimensões métricas. Associados ocorrem camadas tabulares de espessura decimétrica e, muito subordinadamente, intercalações de lentes de conglomerados e arenitos conglomeráticos com espessuras centimétrica a decimétrica e base erosiva. As estruturas primárias mais comuns destes arenitos, conforme Lavina et al (1985), são estratificações cruzadas em sets que localmente ultrapassam 3 m de espessura predominando o tipo acanalado e cunha-planar, este último apresentando as lâminas tangenciais à base dos sets. No interior dos sets as lâminas predominantes são do tipo queda de grãos (grain fall), mais delgadas e melhor selecionadas granulometricamente, ocorrendo também lâminas de fluxo de grãos (grain flow), mais espessas (até 3 cm) e muitas vezes com gradação inversa (granocrescente). Localmente são encontradas marcas de ondulações assimétricas, com até 4 cm de comprimento de onda, nos planos das lâminas frontais dos estratos cruzados. A laminação plano-paralela também é outra estrutura primária relativamente comum, em geral no interior de camadas tabulares de

até 20 cm de espessura. Associadas com a laminação podem ocorrer lineações por corrente e horizontes com marcas de ondulações assimétricas, de cristas com baixa sinuosidade, bifurcadas, de até 5 cm de comprimento de onda. Em alguns locais, na base de estratos cruzados existem abundantes lâminas de argilas recurvadas (curlets).

Desde as observações de Renato R. Andreis e Gerardo Bossi, o ambiente deposicional destes arenitos tem sido considerado o de planícies eólicas, onde os arenitos com estratificações cruzadas dispostas em camadas lenticulares correspondem a paleodunas (paleoergs), os arenitos laminados em camadas tabulares são vinculados a depósitos de interdunas e as lentes delgadas conglomeráticas refletem episódios de enxurradas em canais fluviais efêmeros (wadis) que invadem a planície.

Quanto à morfologia das dunas, a presença de estratos cruzados acanalados e cunha-planar configuram, respectivamente, cortes transversais e longitudinais em dunas do tipo barcana. As lâminas granulometricamente bem selecionadas que formam as camadas frontais destas dunas são relacionadas a queda de grãos, com tendência a preservação quando o mergulho dos foresets não é suficientemente íngreme para provocar avalanches. Já os fluxos de grãos são originados pela avalanche da areia sobre a face das camadas frontais. As marcas de ondulação que eventualmente ocorrem preservadas próximo à base das camadas frontais são formadas pela ação do vento (wind ripples). As lâminas de argila recurvadas, preservadas na base de alguns estratos cruzados, sugerem deposição por suspensão em condições subaquosas em pequenos, rasos e efêmeros corpos d'água (Lavina et al., 1985).

De acordo com Paim (1990) e Paim et al. (1990), os Arenitos Pedra Pintada correspondem à fase desértica inicial na história da bacia da Molassa Guaritas (Figs. 7.5 e 7.6). As análises de paleocorrentes efetuadas por estes autores para medir sentidos preferenciais da atividade eólica, conforme esquematizadas na Fig. 7.1, mostram que na porção setentrional da bacia os ventos sopravam de nordeste para sudoestes e em sentido inverso na porção meridional. Esta variação de sentido de ventos não foi ainda analisada com profundidade mas possivelmente reflete medidas em níveis estratigráficos distintos indicando a variação,

ao longo do tempo, das condições barométricas da região.

Ritmitos Varzinha

Arenitos e pelitos, comumente assumindo um caráter rítmico (Fig. 7.5), constituem uma unidade importante da Molassa Guaritas, tendo já sido referidos por Ribeiro & Lichtenberg (1978) como Camadas Varzinha, interpretados como depósitos de deltas lacustres em nossos trabalhos (Fragoso Cesar, 1983; Fragoso Cesar et al., 1984, 1985; Lavina et al., 1985), com seu significado paleogeográfico mais detalhado por Paim (1990) e Paim et al. (1990), que os identificaram como níveis subordinados associados ao ambiente desértico e reunidos em uma espessa seqüência acima deste ambiente caracterizando uma fase deltáica lacustre de grande porte na história da Molassa Guaritas (Figs. 7.5 e 7.6).

Litologicamente os Ritmitos Varzinha são compostos por uma intercalação de arenitos, desde finos até grossos, com pelitos em razões variáveis. As camadas de arenitos finos se estruturam como sigmóides ou tabulares, com as primeiras apresentando espessuras decimétricas e comprimento até 20m. Os arenitos tabulares possuem espessuras variáveis de 1 a 30 cm, maciços ou com laminação plano-paralela na base gradando, em sentido ao topo, para laminação cruzada cavalgante. Em geral os arenitos tabulares distribuem-se em ciclos onde a frequência e a espessura das camadas aumenta para o topo. Os pelitos intercalados são maciços ou exibem acamadamente lenticular; em alguns afloramentos apresentam diversos horizontes com fendas de ressecamento. Em geral os arenitos sigmoidais associam-se aos pelitos que não possuem fendas de ressecamento enquanto os tabulares ocorrem indistintamente em pelitos com ou sem fendas (Lavina et al., 1985). Como apontado por Paim et al. (1990), vários dos níveis pelíticos, e parte daqueles que se intercalam com os arenitos tabulares, constituem turbiditos de frente deltáica e prodelta, e a presença de fendas de ressecamento mostra que estes deltas desenvolveram-se em corpos d'água relativamente rasos e sujeitos a importantes oscilações do nível de base, permitindo que alguns níveis tuerbidíticos se estruturassem como inunditos.

As relações entre arenitos e pelitos desta litofacies e entre esta e os Arenitos Guarda velha mostram uma significativa diferenciação lateral dos corpos deltáicos desde a margem leste da bacia, próximo à Serra das Encantadas, até as regiões mais ocidentais, sendo representada naquela por leques deltáicos, com a interação direta das porções medianas e distais dos leques aluviais com os lagos e nestas com deltas possuindo planícies deltáicas entrelaçadas (Paim et al., 1990).

Andesitos Rodeio Velho

Rochas vulcânicas na Antefossa Camaquã foram reportadas e mapeadas por Ribeiro et al. (1966) sob a designação Membro Rodeio Velho da Formação Santa Bárbara, de acordo com os critérios estratigráficos então utilizados. Como atualmente entendido estes derrames intercalam-se com os depósitos basais da Molassa Guaritas (Fragoso Cesar et al., 1985). São derrames, localmente sills, de espessuras decamétricas de andesitos com vesículas alongadas devido ao fluxo da lava, ricos em amígdalas preenchidas por carbonatos, calcedônia, ametista e quartzo (Ribeiro et al., 1966).

Estruturação da Molassa Guaritas

A evolução primária e tectônica da Molassa Guaritas reflete a última estruturação - E₃ - do Cinturão Dom Feliciano. Os estudos paleogeográficos de Paim (1990) e Paim et al. (1990) mostram que neste evento a Antefossa Camaquã registrou três fases (Figs. 7.5 e 7.6): (1) Fase Desértica, (2) Fase Deltáica e (3) Fase Aluvial, com sedimentação em todas estas advindas da erosão do Cinturão Dom Feliciano, particularmente da Serra das Encantadas, como caracterizado pelas análises de paleocorrentes que sistematicamente mostram sentido preferencial perpendicular à cadeia de montanhas até o eixo da bacia desviando-se, então, para sudoeste, paralelo ao limite com os terrenos da região ocidental do escudo, que aparentemente não contribuíram como área fonte, ou contribuíram de forma desprezível não estando registrada nas medidas efetuadas por estes autores.

Fig. 7.6: Evolução paleogeográfica da Molassa Guaritas na porção central da Antefossa Camaquã (extraído, com simplificações, de Paim, 1990). LEGENDA: A - Fase desértica; B - Fase deltáica-lacustre; C - Fase aluvial; 1 - planície aluvial entrelaçada; 2 - planície eólica; 3 - lago; 4 - corrente aluvial; 5 - leques aluviais médio a inferior; 6 - planície deltáica entrelaçada; 7 - dunas eólicas; 8 - lagos efêmeros.

O tectonismo deste evento relaciona-se à atividade de falhas transcorrentes com componentes verticais normais. Como produtos principais da movimentação transtensional deste evento destacam-se: (1) a reestruturação da Antefossa Camaquã como um hemi-gráben e (2) o alçamento do horst da Serra das Encantadas, principal fonte detrítica para o assoreamento deste hemi-gráben e responsável pela geração de pequenos grábens em sua borda oriental, como caracterizado no Vale do Boici pela formação de leques aluviais dele oriundos. Por outro lado, a presença de clastos graníticos na Formação Guaritas, particularmente granitos róseos análogos aos da Suíte Dom Feliciano, indica o soerguimento do Batólito Pelotas como um grande horst durante este evento.

Idade da Molassa Guaritas

As relações de campo da Molassa Guaritas mostram apenas sua idade relativa: posterior à Formação Arroio dos Nobres e anterior à Formação Itararé do Permiano Inferior, com as quais mantém contatos discordantes, respectivamente, na região das Minas do Camaquã e nas extremidades da Antefossa Camaquã onde é recoberta pela Bacia do Paraná. Análises radiométricas para determinar idade absoluta restringem-se a duas datações K-Ar obtidas por Bonhomme & Ribeiro (1983) em pelitos desta formação nas proximidades das Minas do Camaquã que apontam cifras em torno de 525 Ma, possivelmente referentes aos depósitos basais da unidade. Se correta e representativa esta idade então a Molassa Guaritas desenvolveu-se durante o Cambriano Superior.

SÍNTESE HISTÓRICA DA ANTEFOSSA CAMAQUÃ

A história da Antefossa Camaquã registra dois eventos: um durante a estruturação E_2 , tardi-colisional (Fig 7.7 A e B), e outro durante a reorganização terminal do Cinturão Dom Feliciano, E_3 , pós-colisional (Fig. 7.7 C). Sinteticamente sua evolução compreende: (1) passagem do evento sin-colisional E_1 para E_2 através da instalação de grandes zonas de cisalhamentos

Fig. 7.7 : Evolução esquemática da Antefossa Camaquã do Cinturão Dom Feliciano: A e B - desenvolvimento da Formação Arroio dos Nobres durante a Orogenia Serra do Herval; C- reestruturação da antefossa e sedimentação da Molassa Guaritas durante o Evento Pós-Orogênico Guaritas. LEGENDA: 1- Batólito Pelotas; 2- Terreno Serra dos Pereira; 3- Terreno Serra das Encantadas; 4, 5 e 6: Formação Arroio dos Nobres: 4-Flysch Vale do Piquiri, 5-Cunha Rudítica Vargas; 6- Molassa Boici; 7- Molassa Guaritas com Andesitos Rodeio Velho; 8- Cinturão Ribeira; RG- região das Guaritas; MC- Minas do Camaquã; RV- Rodeio Velho; SE- Serra das Encantadas; VB- Vale do Boici; SP- Serra dos Pereira; BP- Batólito Pelotas

transpressionais vergentes e com polaridade estrutural para noroeste; (2) levantamento de montanhas acompanhando esta polaridade e formação, junto ao front ocidental destas, de uma antefossa sintectonicamente preenchida por uma cortina detrítica progradante para oeste, acompanhando a polaridade do avanço das montanhas, representada pela Cunha Rudítica Vargas, nas zonas proximais, que lateral e verticalmente transiciona para os depósitos continentais da Molassa Boici, e distalmente, em sentido ao interior da antefossa, para espessas seqüências turbidíticas areno-pelíticas do Flysch Vale do Piquiri; (3) avanço do sistema montanhoso até o limite oriental atual da antefossa, com o soerguimento dos Terrenos Cerro da Árvore e Serra dos Pereira, acompanhado pelo avanço da cortina detrítica que para o interior da bacia se organiza em sistemas de leques deltáicos, onde a porção sub-aquosa (frentes deltáicas e prodeltas) é representada pelo Flysch Vale do Piquiri e a sub-aérea (leque aluvial e planície deltáica) pela Molassa Boici; (4) avanço concomitante da polaridade estrutural caracterizada, na margem oriental, pelo empurrão dos Terrenos Cerro da Árvore e Serra dos Pereira sobre os depósitos da antefossa, provocando deformações diversas nestes sendo que, em sentido ao interior da bacia, esta estruturação se manifesta na forma de "domos (e.g., domo das Minas do Camaquã) & bacias" (e.g., Rincão dos Mouras); (5) passagem do evento E_2 , transpressional, para E_3 , transtensional, com reestruturação da Antefossa Camaquã em horsts, como exemplificado pelo soerguimento da Serra das Encantadas, e grábens e hemi-grábens que receberam os depósitos da Molassa Guaritas, essencialmente alimentada pelos produtos da erosão dos horst então formados no Cinturão Dom Feliciano; (6) no principal hemi-gráben (Bacia do Camaquã s.s.) as condições iniciais foram desérticas, com instalação de possantes leques aluviais junto às encostas da Serra das Encantadas cujos depósitos (Ruditos Pedra das Torrinhas e Arenitos Guarda Velha) se interdigitavam com complexos de dunas em planícies eólicas (Arenitos Pedra Pintada) e, localmente, invadiam pequenos lagos efêmeros criando leques deltáicos lacustres (Ritmitos Varzinha) (Fig. 7.6A); (7) refletindo o fraturamento profundo que então afetava o substrato da bacia, derrames intermediários - Andesitos

Rodeio Velho - se intercalavam com os depósitos desta fase; (8) com a contínua evolução da bacia, mudanças no seu nível de base permitiram a formação de um grande lago preenchido por sequências deltáicas (Ritmitos Varzinha) cuja porção sub-aérea de planícies deltáicas refletia o assoreamento da bacia por planícies aluviais entrelaçadas (Arenitos Guarda Velha) que evoluíram até o completo assoreamento do lago durante a fase terminal da história da Antefossa Camaquã, essencialmente aluvial - Fase Aluvial (Fig. 7.6 C).

CAPÍTULO 08

A EVOLUÇÃO DO CINTURÃO DOM FELICIANO

INTRODUÇÃO

Em todos os trabalhos nos quais estivemos envolvidos ao longo dos anos '80 o objetivo, direto ou indireto, foi sempre o mesmo: reunir elementos para entender a evolução do Cinturão Dom Feliciano à luz da Teoria de Tectônica de Placas. No presente capítulo, aliando dados já discutidos em publicações nossas (Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b, 1986, 1987, 1989) com outros de investigações recentes, continuamos visualizando a evolução deste cinturão dentro de um Ciclo de Wilson (Wilson, 1966) relacionado ao "nascimento, vida, paixão e morte de um oceano", ou seja, aos estágios de abertura (nascimento), espalhamento (vida), subducção (paixão) e colisão continental (morte) do (paleo)Oceano Adamastor, definido por C. Hartnady (apud Hartnady et al., 1985), que separava o (paleo)Continente Rio de La Plata do (paleo)Continente Kalahari no Proterozóico Superior. De acordo com o modelo que vimos desenvolvendo nestes trabalhos, na fração sul-rio-grandense do Cinturão Dom Feliciano suas litologias possuem registros das três principais fases da evolução deste (paleo)oceano: (1) abertura e espalhamento, (2) fechamento e subducção e (3) colisão dos continentes marginais.

ABERTURA E ESPALHAMENTO DO OCEANO ADAMASTOR

Durante o nascimento de um oceano ordenam-se quatro estágios com suas respectivas seqüências sedimentares e ígneas (Asmus & Guazzeli, 1981): (1) Estágio Pré-Rift-Valley & Seqüência do Continente, (2) Estágio Rift-Valley & Seqüência dos Lagos, (3) Estágio Proto-Oceânico & Seqüência do Golfo e (4) Estágio Oceânico & Seqüência do Mar, conforme bem definidos nas bacias

marginais brasileiras durante a abertura e espalhamento do Oceano Atlântico. A transposição para o Pré-Cambriano destes estágios e suas seqüências é fortemente dificultada pelos eventos de metamorfismo e deformação que afetaram seus produtos nas fases posteriores durante a subducção e colisão continental. No entanto, considerando os possíveis protolitos pré-metamórficos, dois destes estágios e suas seqüências, um ainda a nível especulativo - Estágio Rift-Valley (Fig. 8.1 A)- e outro razoavelmente caracterizado - Estágio Oceânico (Fig. 8.1 B)- estão presentes no Cinturão Dom Feliciano.

O ESTÁGIO RIFT-VALLEY NO CINTURÃO DOM FELICIANO

O Estágio Rift-Valley é definido pelo fraturamento tensional que afeta a litosfera continental precedendo a abertura oceânica. Em consequência instalam-se grábens (rift-valleys) com sedimentação imatura (Seqüência dos Lagos) e magmatismo básico mantélico. Possíveis representantes deste estágio ocorrem no Batólito Encruzilhada do Sul: paragnaisses quartzo-feldspáticos e aluminosos dos Gnaisses Chanã e o Anortosito Capivarita. A hipótese antes levantada (cap. 05) é que estes paragnaisses representam os depósitos arcosianos (quartzo-feldspáticos) e pelíticos (aluminosos) das seqüências aluviais e lacustres (Seqüência dos Lagos) que preencheram os grábens destes estágio, acompanhados por intrusões mantélicas anortosíticas (Anortosito Capivarita) e diques básicos (diques anfibolíticos nos anortositos e anfibolitos dos Gnaisses Chanã).

A idade deste estágio no Cinturão Dom Feliciano, considerando as idades obtidas nos cinturões anortosíticos intercontinentais (Herzs, 1969), possivelmente deve ser igual ou superior a 1,1 Ga.

O ESTÁGIO OCEÂNICO NO CINTURÃO DOM FELICIANO

Neste estágio o oceano já está em franco espalhamento com sua topografia (plataforma continental, talude, sopé, planície abissal, etc.) bem diferenciada e sedimentação (Seqüência do Mar) diversificada, com geração, na plataforma continental, de sua

mais característica associação petrotectônica: a cunha miogeossinclinal, formada por pelitos e quartzo arenitos e, na dependência climática, calcários. O magmatismo associado ainda deriva-se do manto e ascende através de falhas reativadas durante o espalhamento oceânico, sendo representado por magmas básicos toleíticos e, localmente, pequenos corpos alcalinos. No Cinturão Dom Feliciano a sedimentação deste estágio está definida no Miogeoclínio Lavalleya (cap. 06) e seus protolitos pré-metamórficos calcários, pelíticos e quartzo-areníticos, presentes na Faixa Tijucas no Uruguai e, no RS, em escamas tectônicas, seja no Terreno Serra das Encantadas (cap. 06), no interior do Complexo Pinheiro Machado (Mármore Matarazzo) do Batólito Pelotas (cap. 04) ou associados aos Gnaisses Chanã do Batólito Encruzilhada do Sul (cap. 05). O magmatismo deste miogeoclínio, ainda não bem caracterizado quimicamente, constitui-se de derrames básicos e corpos ultrabásicos, presumivelmente toleíticos, e, como intrusões nos Mármore Matarazzo, pequenos sills e diques de sienitos. (Fig. 8.1 B).

Graças a extensão do Miogeoclínio Lavalleya sobre o Cráton Rio de La Plata no Uruguai (Autóctone Piedras de Afilar) e a correlação deste autóctone com a cobertura cratônica na Argentina (Formação Sierras Bayas) pode-se estimar no Proterozóico Superior a idade deste estágio em base aos fósseis da fauna Chuaria da Formação Sierras Bayas, concordante com idades K-Ar em torno de 900 Ma obtidas em basaltos do Miogeoclínio Lavalleya e reportadas por Bossi (1982).

FECHAMENTO E SUBDUÇÃO DO OCEANO ADAMASTOR

Durante o fechamento de um oceano e conseqüente subducção da litosfera oceânica, seja no interior oceânico (sistemas de arcos de ilhas) ou sob uma margem continental (sistemas cordilheranos), instalam-se vários ambientes relacionados a este evento, destacando-se: (1) fossa de subducção, (2) alto externo ou prisma acrecionário, (3) bacia frontal (fore-arc basin), (4) arco

Fig. 8.1 : Evolução do Cinturão Dom Feliciano e sua relação com o Cinturão Gariep do sudoeste africano: (A) Estágio Rift-Valley e início de individualização dos Continentes Rio de La Plata e Kalahari com sedimentação arcossiana e pelítica (unidades basais dos Gnaisses Chanã?) da sequência dos lagos e intrusões básicas e anortosíticas (Anortosito Capivarita) em torno de 1,1 Ga (?); (B) Estágio Oceânico (Proterozóico Superior) com estabelecimento de uma margem continental passiva (Miogeoclínio Lavalleya) localmente afetado por intrusões sieníticas; (C) Estágio Orogênico Andinotipo (885-775 Ma) com desenvolvimento da Orogenia Piratini e suas diversas paleogeografias.

magmático e (5) bacia de retro-arco (back-arc basin). Deste estágio da evolução do Oceano Adamastor ocorrem testemunhos dos ambientes (1) e (2) nas contrapartes africanas do Cinturão Dom Feliciano: Cinturões Damara, Gariep e Saldania, representados por ofiolitos, olistotromas e faixas metamórficas de alta P/T (Kasch,

1979, 1983; Barnes & Sawyer, 1980; Hartnady et al., 1985, 1989). Na porção sul-americana deste complexo orogênico - Cinturão Dom Feliciano - o RS possui evidências de geração de um arco magmático andinotipo e, possivelmente, de bacia de retro-arco.

No RS o elemento que define um arco magmático andinotipo no Cinturão Dom Feliciano é o magmatismo calci-alcálico expandido do Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado do Batólito Pelotas (Cap. 04), variável de diorítico a granítico, predominantemente tonalítico-granodiorítico-monzogranítico. Possíveis equivalentes ocorrem no Batólito Encruzilhada do Sul (ortognaisses tonalítico-granodioríticos dos Gnaisses Chanã; cap 05) e no Terreno Serra das Encantadas (milonito gnaisses tonalítico-granodiorítico dos Granitos Miloníticos Porongos).

A idade deste arco magmático andinotipo, em base aos dados Rb-Sr do Complexo Pinheiro Machado, situa-se entre 885-775 Ma, compatível com a idade Rb-Sr obtida nos milonito gnaisses do Terreno Serra das Encantadas (~800 Ma).

Outro ambiente deste sistema paleogeográfico que possivelmente está presente no RS é a bacia de retro-arco do Cinturão Dom Feliciano neste estágio representado pelas seqüências vulcano-sedimentares calci-alcálicas do Terreno Cerro da Árvore e clásticos tipo flysch do Terreno Serra dos Pereira (cap. 06). Os escassos dados Rb-Sr (idades convencionais) nos vulcanitos intermediários a ácidos do Terreno Cerro da Árvore também indicam idade próxima 800 Ma, análoga às do arco magmático.

A existência deste arco magmático andinotipo e seus possíveis depósitos bacinais de retro-arco (Terrenos Cerro da Árvore e Serra dos Pereira) caracterizam a 1ª orogenia na evolução do Cinturão Dom Feliciano. Em referência à histórica cidade de Piratini, capital do RS durante a Revolução Farroupilha, e ao rio Piratini que banha esta cidade e expõe excelentes afloramentos dos granitóides calci-alcálicos da raiz deste arco magmático, designamos aqui a este evento formador de montanhas de Orogenia Piratini, esquematicamente representado na Fig. 8.1 C.

COLISÃO CONTINENTAL NO CINTURÃO DOM FELICIANO

A morte do oceano Adamastor e conseqüente colisão dos (paleo)Continentes Rio de La Plata e Kalahari foi fundamental na edificação e estruturação do Cinturão Dom Feliciano, refletindo-se em três eventos principais: (1) Sin-Colisional E_1 , (2) Tardi-Colisional E_2 , e (3) Pós-Colisional E_3 , todos formadores de montanhas e bacias associadas.

EVENTO SIN-COLISIONAL E_1

O evento sin-colisional E_1 (Fig. 8.2) é um dos mais importantes na atual arquitetura do Cinturão Dom Feliciano, relacionado ao transporte das paleogeografias anteriormente relatadas como nappes e escamas tectônicas predominantemente - senão totalmente - desde sudeste até próximo à atual posição concomitante a metamorfismo variável de muito baixo a alto grau e importantes fusões crustais geradoras de granitos.

O nappismo deste evento é responsável pelas exposições alóctones: (1) da raiz do arco magmático andinotipo, seja nos Batólitos Pelotas (Complexo Pinheiro Machado) e Encruzilhada do Sul (Ortognaisses Chanã) ou no Terreno da Serra das Encantadas (milonito gnaisses tonalítico-granodioríticos dos Granitos Miloníticos Porongos), e por sua deformação progressiva gnáissica a milonítica; (2) dos depósitos vulcano-sedimentares (Terreno Cerro da Árvore) e clásticos tipo flysch (Serra dos Pereira) de uma possível bacia de retro-arco complexamente deformados, tectonicamente enfiados e metamorfizados sob condições de alta T/P desde a zona da clorita até a zona da estauroлита; (3) dos depósitos miogeoclinais (Miogeoclínio Lavalleya) como escamas tectônicas imbricadas com os Granitos Miloníticos Porongos no Terreno Serra das Encantadas, com o Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado no Batólito Pelotas (Mármore Matarazzo) e com alóctones anortosíticos (Anortosito Capivarita) e paragnáissicos, possivelmente gerados no Estágio Rift-Valley, no Batólito Encruzilhada do Sul (Gnaisses Chanã) e (4) de frações do embasamento pré-brasiliiano (Gnaisses Encantadas) como pequenas

escamas tectônicas com os Granitos Miloníticos Porongos do Terreno Serra das Encantadas.

O magmatismo do evento sin-colisional foi produzido, em essência, a partir de fusões parciais induzidas pelo espessamento e encurtamento crustais devidos ao empilhamento tectônico de nappes. A fusão de metassedimentos é particularmente bem caracterizada no "rosário" de sheets leucograníticas (Leucogranitos Cordilheira) que marcam a borda ocidental do Batólito Pelotas, intrudidas ao longo dos planos de foliação do Complexo Pinheiro Machado e conjuntamente deformadas. No Terreno Serra das Encantadas, a presença comum de milonitos derivados de leucogranitos nos Granitos Miloníticos Porongos possivelmente tem a mesma origem.

Granitos deste evento, porém sem a mineralogia acessória peraluminosa, compreendem grande parte dos Granitos Miloníticos Porongos, aparentemente gerados por fusão parcial do embasamento pré-brasiliano (Gnaisses Encantadas). No Batólito Encruzilhada do Sul, marcando a fase tardia deste evento, ocorrem sheets do Monzogranito Pitangueiras, cuja fonte também não está ainda definida. Sua idade Rb-Sr em torno de 620 Ma aponta a idade mínima para o evento sin-colisional.

A sedimentação sin-colisional foi parcamente preservada, restringindo-se aos ritmitos areno-pelíticos anquimetamórficos de Cerro Chato, possível flysch gerado durante o avanço das nappes deste evento (cap. 04). Embora não tenhamos salientado anteriormente, ocorrem algumas exposições do Flysch Vale do Piquiri (cap. 07), como exemplificado na base do Vale do Piquiri, na região de Serrilhada e no Passo dos Bravos, o primeiro junto ao Terreno Cerro da Árvore e o segundo imbricado no Terreno Serra das Encantadas, apresentando dobramentos isoclinais e foliação ardosiária que, embora ainda carentes de estudos mais detalhados, podem representar equivalentes dos Ritmitos Cerro Chato em outros terrenos do Cinturão Dom Feliciano, isto é, depósitos de flysch sin-colisionais.

Apesar da sedimentação pouco preservada e superficialmente estudada, o magmatismo, metamorfismo e tectonismo deste estágio evidenciam que houve geração de montanhas durante sua evolução. À

Fig 8.2 : Modelo especulativo da colisão entre as Placas Rio de La Plata e Kalahari com as principais unidades alóctones (nappes) e associações petrotectônicas geradas durante a Orogenia Porongos (> 620 Ma) do Cinturão Dom Feliciano no RS e em sua contraparte africana (Cinturão Gariep).

esta segunda orogenia do Cinturão Dom Feliciano designamos Orogenia Porongos em referência à região onde a atividade granítica superposta pela milonítica associada a intensa segregação metamórfica induziu Paulino Franco de Carvalho a erigir a "Série dos Porongos".

EVENTO TARDI-COLISIONAL E₂

O evento tardi-colisional E₂, através de seu tectonismo transpressional, magmatismo e sedimentação, é o responsável pela atual organização em batólitos, terrenos e bacias do Cinturão Dom Feliciano. Seu tectonismo gerou as grandes zonas de cisalhamento sub-verticais que justapõem estas estruturas e as deformam internamente em "domos & bacias". A profundidade atingida por estas zonas de cisalhamento, seccionando a crosta espessada do

evento anterior e atingindo o manto litosférico, propiciou intenso magmatismo por fusão crustal profunda (Suíte Granítica Dom Feliciano), mantélica (Gabros Passo da Fabiana) e crustal com participação metassedimentar (Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, Granitos Campinas e outros plútons). A ascensão, ao longo destas zonas, dos granitos e plútons básicos então gerados foi acompanhada pela formação de enxames de diques em níveis crustais mais rasos (Diques Riolíticos Asperezas) alimentando vulcanismo ácido explosivo em superfície (Tufos & Ignimbritos Ana Dias). Em função da atividade magmática induzida por estes cisalhamentos profundos individualizaram-se os Batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul, limitados pela Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu.

A movimentação transcorrente destas zonas de cisalhamento criou a atual geometria geral do Cinturão Dom Feliciano pela justaposição dos Terrenos Serra das Encantadas, Cerro da Árvore e Serra dos Pereira e dos batólitos acima citados. Seu caráter transpressional vergente para noroeste estabeleceu o soerguimento de montanhas seguindo igual polaridade e instalação de uma antefossa (Antefossa Camaquã) receptora da carga detritica então gerada (Formação Arroio dos Nobres), marginalmente preenchida pelo Flysch Vale do Piquiri e pela Cunha Rudítica Vargas, que lateral e verticalmente transicionam para a Molassa Boici, refletindo o assoreamento da antefossa neste estágio.

Os dados Rb-Sr disponíveis para o magmatismo desta fase o situam em torno de 550 Ma, no Cambriano, compatíveis com as escassas análises K-Ar efetuadas em seus sedimentos.

A orogenia deste evento, a terceira na evolução do Cinturão Dom Feliciano, é a melhor caracterizada, seja pelo magmatismo, tectonismo ou sedimentação orogênica. Dos produtos então gerados possui particular destaque o plutonismo granítico da Suíte Dom Feliciano, que inclui os granitos da Serra do Herval (Fragoso Cesar & Gallas, 1978), uma das mais elevadas do Escudo Gaúcho. Em referência a este alto topográfico designamos a este evento formador de montanhas de Orogenia Serra do Herval.

O EVENTO PÓS-COLISIONAL E₃

O último evento da evolução do Cinturão Dom Feliciano é ainda pouco estudado, tendo sido evidenciado pela sedimentação da Molassa Guaritas e pelo alçamento como horst da Serra das Encantadas. O caráter transtensional de seu tectonismo caracteriza o relaxamento crustal pós-colisional durante o arrefecimento do Ciclo Brasileiro no RS. Os falhamentos deste período, até onde constatado, constituem reativações das zonas de cisalhamento do evento anterior. O magmatismo é restrito, incluindo, com certeza, o vulcanismo intermediário dos Andesitos Rodeio Velho e, possivelmente, o Sienito Piquiri do Batólito Encruzilhada do Sul e pequenos plútons alcalinos graníticos e sieníticos do Batólito Pelotas, embora não se descarte a possibilidade destes plutonitos serem posteriores, anorogênicos.

A idade deste evento terminal é ainda uma incógnita. Dados radiométricos restringem-se a duas análises K-Ar em pelitos da Molassa Guaritas que sugerem idade deposicional em torno de 525 Ma. Pequenos plútons do Batólito Pelotas na região de Conde Matarazzo, supostamente relacionados a este estágio, apontaram a idade Rb-Sr de 446 ± 69 Ma. Devido à precariedade dos dados disponíveis, estima-se que esta fase tenha ocorrido entre o Cambriano Superior e o Ordoviciano Inferior ou, ainda necessitando de estudos, este evento seria do Cambriano Superior e teria havido outro, posterior e anorogênico, no Ordoviciano.

Em referência à região de Guaritas, onde reúnem-se os elementos mais indicativos deste evento, registrados na sedimentação da molassa homônima, propomos, para este, a designação Evento Pós-Orogênico Guaritas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As discussões que levantamos sobre o Cinturão Dom Feliciano, sejam as estratigráficas, estruturais, geoquímicas ou geocronológicas, levaram sempre a um denominador comum: a aplicabilidade de Tectônica de Placas em terrenos pré-cambrianos

com a identificação de paleogeografias diversas de marcante analogia com aquelas atualmente observadas durante a evolução dos oceanos. Em vários graus de acuidade, em função do conhecimento até aqui acumulado, foi possível apontar (1) uma margem continental passiva, similar à do Oceano Atlântico, com elementos da abertura e espalhamento oceânico que evoluiu, durante o fechamento deste, para (2) uma margem continental ativa, como a da costa oeste americana, com resíduos de arco magmático e bacias orogênicas associadas, e culminou com (3) colisão continental, como a que afeta a junção Índia-Ásia no Cinturão Himalaiano, e seus desdobramentos relacionados aos estágios terminais de um ciclo geotectônico.

Refletindo as fases orogênicas deste ciclo foi possível apontar a ocorrência de três orogenias superpostas na evolução do Cinturão Dom Feliciano, Orogenias Piratini, Porongos e Serra do Herval, de maneira análoga às que têm sido definidas nos cinturões fanerozóicos, correlacionando tectonismo e sedimentação, dois fenômenos intrinsecamente ligados.

Na parte seguinte (Parte III) desta tese, os mesmos princípios serão adotados e levarão à identificação de outras paleogeografias, refletindo a história distinta do Cinturão Ribeira frente ao Cinturão Dom Feliciano. Embora no RS estes dois cinturões estejam justapostos, esta situação não reflete uma história comum, mas tão somente a posição assumida pelo Cinturão Dom Feliciano através das transcorrências tardi-colisionais que transportaram longitudinalmente seus terrenos criando a atual configuração, seja pela colagem tectônica interna, seja por seu contato com o Cinturão Ribeira e Cráton Rio de La Plata. No RS este contato não é claramente evidenciado por dois motivos: (1) a similaridade entre os depósitos da Antefossa Camaquã e os da Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara posteriormente discutida e (2) a transgressão da molassa pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano (Molassa Guaritas) sobre o Cinturão Ribeira que, sendo posterior à colagem tectônica, invade parcialmente a outra estrutura cobrindo o limite tectônico. No entanto, o limite tectônico ocidental do Cinturão Dom Feliciano, embora ambíguo no RS, é evidente em Santa Catarina e no Uruguai. No Escudo Catarinense, em diversos trabalhos de Basei e colaboradores

(e.g., Basei, 1985; Basei et al., 1990a), é destacado o "contato frio" entre este cinturão e a área cratônica a norte através de uma zona de cisalhamento sub-vertical, após a qual a atividade térmica e tectônica do Cinturão Dom Feliciano não se faz presente. No Uruguai situação similar se repete. Em secção geológica desde o Cráton Rio de La Plata até o interior do cinturão observamos (Fragoso Cesar et al., 1987; Machado & Fragoso Cesar, 1987) que o contato se dá através de espessa (>2 Km) zona de cisalhamento sub-vertical NNE-SSW bem exposta entre as cidades de José Batlle y Ordoñez e Zapicán, que limita granitos sub-alcálinos transamazônicos indeformados cratônicos do Miogeoclínio Lavalleya complexamente dobrado e estruturado em nappes.

Embora estas considerações sejam ainda preliminares é inevitável concluir que o Cinturão Dom Feliciano constitui um grande complexo alóctone justaposto a outras estruturas, sejam cratônicas ou orogênicas, durante o evento tardi-colisional ou pós-colisional de sua evolução.

PARTE III

O CINTURÃO RIBEIRA
NO RIO GRANDE DO SUL

CAPÍTULO 09

O CINTURÃO RIBEIRA
E SEU EMBASAMENTO CRATÔNICO
NO RIO GRANDE DO SUL

INTRODUÇÃO

O Cinturão Ribeira foi definido por Almeida et al. (1973) como uma faixa de dobramentos do Pré-Cambriano Superior/Eo-Paleozóico que, acompanhando a costa Atlântica, estende-se do sul da Bahia ao sul do Uruguai; em termos gerais uma redesignação do Cinturão Paraíba de Cordani et al. (1968) considerando novos dados, em particular o reconhecimento, no Uruguai, de uma faixa móvel na região oriental em contraposição a uma área cratônica na ocidental (Bossi et al., 1967; Ferrando & Fernandez, 1971) então definida Cráton Rio de La Plata (Almeida et al., 1973). O conceito Cinturão Ribeira, incluindo todas as regiões de escudo do sul do Brasil, foi adotado, aprimorado e compartimentado em trabalhos posteriores (e.g., Carneiro et al., 1974; Hasui et al., 1975) apesar da identificação, por meios radiométricos, de uma área cratônica junto ao limite dos Estados de Santa Catarina e Paraná (Cordani, 1974), posteriormente definida como Cráton Luis Alves (Kaul, 1979, 1980).

Em uma revisão de cunho regional, considerando estes elementos e novos conhecimentos geológicos, particularmente a descoberta de rochas granulíticas na porção sudoeste da área de escudo do RS (Nardi & Hartmann, 1979), cujos dados Rb-Sr apontaram idade do Proterozóico Inferior (Soliani Jr., 1979), e a similaridade dos terrenos metavulcano-sedimentares e gnáissicos da região noroeste com os terrenos granite-greenstone arqueanos da África, Frago Cesar (1980) propôs outra compartimentação geotectônica para o sul do Brasil e Uruguai: (1) uma área cratônica extensiva da Argentina a Santa Catarina, o Cráton Rio de La Plata então redimensionado, interposta entre duas faixas móveis brasileiras, (2) o Cinturão Ribeira a NNW, também

redimensionado e limitado meridionalmente pelas exposições paranaenses e (3) o Cinturão Dom Feliciano a SE, entidade então definida e em parte equivalente aos sistemas de Dobramentos Tijucas e Leste Uruguaio e ao Maciço Mediano de Pelotas na terminologia de Hasui et al. (1975).

O avanço dos conhecimentos ao longo dos anos '80 corroborou esta compartimentação, em especial a definição de Cinturão Dom Feliciano. No entanto, nos trabalhos geocronológicos mais recentes, particularmente a tese de Soliani Jr. (1986), diversas análises evidenciaram que parte do Cráton Rio de La Plata no RS continha unidades brasileiras, incluindo metamorfitos interpretados como greenstone belts e terrenos gnáissicos associados que, então, começaram a ser visualizados como uma expansão da bacia de retro-arco do Cinturão Dom Feliciano para ocidente (Soliani Jr., 1986; Tommasi & Fernandes, 1990). Estes dados geocronológicos, aliados a dados geológicos, geoquímicos (e.g., Silva Filho, 1984; Nardi & Lima, 1985; Wildner, 1990) e geofísicos (Shukowski et al., 1991) mostraram a necessidade de uma revisão na modelagem geotectônica da região do escudo do RS que anteriormente considerávamos integralmente cratônica. Desta revisão resultou o reconhecimento de que na borda oeste do escudo do RS, além de exposições do embasamento cratônico, ocorria a extensão meridional do Cinturão Ribeira, representada por dois complexos orogênicos superpostos: (1) o Terreno Rio Vacacaí e (2) o Orógeno Bom Jardim, além de resíduos de uma cobertura miogeoclinal, (3) a Plataforma Carbonática Pedreiras (Fragoso Cesar, 1990), objetos de discussão desta terceira parte da tese.

ESTRUTURAÇÃO DO CINTURÃO RIBEIRA NO RIO GRANDE DO SUL

A Fig. 9.1, que esquematiza a geologia da porção oeste do Escudo Gaúcho no RS, destaca dois conjuntos principais de unidades: (1) exposições da borda do Cráton Rio de La Plata em distintos níveis da associação com as (2) unidades brasileiras do Cinturão Ribeira. Esta primeira aproximação aponta um caráter

Fig. 9.1 : Esboço geológico do Cinturão Ribeira no RS (base geológica extraída de Santos et al., 1989, com diversas modificações).;

LEGENDA: 1 e 2 : Embasamento Transamazônico: 1- Granulitos Santa Maria Chico; 2- Granitóides & Gnaisses Bagé; 3- Plataforma Carbonática Pedreiras; 4- Ofiolitos; 5- Gnaisses Cambaí; 6, 7 e 8- Supracrustais Vacacaí: 6- Metavulcano-sedimentares Campestre; 7- Metagrauvacas Arroio das Pedras; 8- Filitos de Ibaré; 9- Formação Maricá; 10- Granitos & Granodioritos; 11- Formação Bom Jardim (Flysch Mangueirão); 12- Vulcânicas (Shoshonitos Hilário da-Formação Bom Jardim e Rioliotos Acampamento Velho); 13- Molassa Santa Bárbara; 14- Cobertura Fanerozoica; 15- Molassa Tardia do Cinturão Dom Feliciano localmente transgressiva sobre o Cinturão Ribeira; 16- Transformante Ibaré; 17- Cavalgamentos; 18- Paleocorrentes (extraídas de Paim, 1990 e Becker & Fernandes, 1982).

distintivo deste cinturão com o Cinturão Dom Feliciano: a interação ativa, durante sua evolução, com a área cratônica. Em uma segunda aproximação, outra diferença fundamental: a principal compartimentação é longitudinal, limitando, ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente sub-vertical de direção NW-SE - Lineamento Ibaré -, dois blocos crustais marcadamente distintos (Naumann et al., 1984): (1) o Bloco São Gabriel, setentrional, do (2) Bloco Taquarembó, meridional. Entre as principais diferenças entre estes dois blocos destacam-se: (1) ocorrências extensas, no Bloco Taquarembó, de exposições do embasamento cratônico preservando as estruturas e idades antigas; no Bloco São Gabriel estas exposições são limitadas, reestruturadas e rejuvenescidas no Ciclo Brasileiro; (2) exposições do Terreno Rio Vacacaí restritas ao Bloco São Gabriel, com exceção dos Filitos de Ibaré que, ao longo do Lineamento Ibaré, ocorrem nos dois blocos e (3) localização, no Bloco São Gabriel, do complexo plutono-vulcano-sedimentar do Orógeno Bom Jardim; no Bloco Taquarembó, expõem-se apenas rochas graníticas com vulcânicas subordinadas e raras ocorrências sedimentares. Estas diferenças, como veremos nos capítulos seguintes, não refletem apenas níveis crustais distintos ou transporte ao longo de transcorrências, mas estão ligadas à evolução, ao longo do Ciclo Brasileiro, deste lineamento como uma falha transformante - Transformante Ibaré (Fragoso Cesar, 1990).

AS UNIDADES DO CINTURÃO RIBEIRA NO RIO GRANDE DO SUL

Na pequena fração do Cinturão Ribeira que aflora no RS, com área exposta de cerca de 15.000 km², ocorrem as seguintes unidades (Fig. 9.1): (1) o Embasamento Transamazônico, particularmente bem caracterizado no Bloco Taquarembó; (2) a Plataforma Carbonática Pedreiras, restrita a leste de Caçapava do Sul; (3) o Terreno Rio Vacacaí, um complexo de alóctones básico-ultrabásicos, granítico-gnáissicos e metavulcano-sedimentares, e (4) o Orógeno Bom Jardim, representado por plutonismo, vulcanismo e sedimentação autóctones.

A relação entre estas unidades, conforme adiante discutidas, também reflete um Ciclo de Wilson, onde o Embasamento Transamazônico registra exposições do (paleo)Continente Rio de La Plata, a Plataforma Carbonática Pedreiras testemunha a evolução de um oceano e os Terreno Rio Vacacaí e Orógeno Bom Jardim a fase de fechamento e subducção oceânica com instalação de orogenias superpostas. Pelas relações estruturais, geocronológicas e geoquímicas, este oceano desenvolveu-se a oeste do (paleo)Continente Rio de La Plata, portanto desvinculado do Oceano Adamastor que situava-se a leste e foi o responsável pela evolução do Cinturão Dom Feliciano e seus congêneres africanos. Desta forma, por constituir um (paleo)oceano que ainda não tinha sido caracterizado em terrenos pré-cambrianos, resolvemos designá-lo Oceano Charrua, em referência à guerreira tribo indígena que habitava regiões do RS onde estão preservados alguns de seus vestígios crustais, ofiolíticos (Fragoso Cesar, 1990).

Em função de um melhor entendimento da evolução do Oceano Charrua, que pode vir a ser fundamental no estudo de outras regiões do Cinturão Ribeira, nesta parte da tese discutiremos as principais características de seus produtos orogênicos, os Terreno Vacacaí e Orógeno Bom Jardim, nos capítulos 10 e 11, respectivamente. Ainda no presente capítulo, à título de introdução, discorreremos sucintamente sobre as exposições cratônicas do (paleo)Continente Rio de La Plata e de sua cobertura miogeoclinal.

O EMBASAMENTO TRANSAMAZÔNICO; AS EXPOSIÇÕES DO CRÁTON RIO DE LA PLATA NO CINTURÃO RIBEIRA

O Cráton Rio de La Plata (Almeida et al., 1973), conforme redimensionado por Fragoso Cesar (1980), aflora na Argentina, Uruguai, RS e SC. Se, por um lado, sua exposição sul-rio-grandense foi significativamente reduzida pelos dados geocronológicos e geoquímicos recentes, por outro, o modelamento gravimétrico feito para o sul do Brasil e Uruguai por Shukowski et al. (1990) sugere sua continuidade, sendo que no Bloco São

Gabriel, onde sua ocorrência é restrita à uma pequena fração situada a SW de Lavras do Sul (Fig. 9.1), além de uma possível escama tectônica na região de Mata Grande, ele mergulha para oeste, sob os Terreno Rio Vacacaí e Orógeno Bom Jardim, até as proximidades da cidade de São Gabriel, já nos domínios da Bacia do Paraná.

No RS, as exposições cratônicas contêm duas unidades (Fig. 9.1): (1) uma constituída por gnaisses granulíticos - Granulitos Santa Maria Chico (Nardi & Hartmann, 1979), aflorantes no extremo oeste do Bloco Taquarembó e (2) outra por gnaisses diversos associados a granitóides deformados, expostos na região de Bagé - Granitóides & Gnaisses Bagé - e a SW de Lavras do Sul, respectivamente nos Blocos Taquarembó e São Gabriel.

OS GRANULITOS SANTA MARIA CHICO

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico, aqui simplificado como Granulitos Santa Maria Chico, foi definido por Nardi & Hartmann (1979) como uma associação de alto grau metamórfico com foliação principal de direção NW-SE regionalmente contendo hiperstênio embora com amplas áreas retrometamorfizadas em facies xistos verdes por influência dos granitos brasileiros intrusivos. Litologicamente são formados por gnaisses básicos, gnaisses quartzo-feldspáticos, anortositos, ultramafitos, metapelitos e mármore. A paragênese hiperstênio + plagioclásio + granada + clinopiroxênio é relativamente comum, indicando condições de média a alta pressão durante sua gênese (Naumann et al., 1984).

Estes granulitos se estendem para sul aflorando no Uruguai, tanto na região de Rivera como de Valentines, constituindo frações de uma faixa granulítica de direção NW-SE (Cinturão Granulítico Valentines; Fragoso Cesar & Soliani Jr., 1984) contida entre o Lineamento Ibaré e a Falha Sarandi del Yi (Fig 2.1). Estudos radiométricos pelo método Rb-Sr foram efetuados na porção brasileira (Soliani Jr., 1979, 1986) apontando idade de 2030 ± 73 Ma com R_o 0,7020 e na região de Rivera, no Uruguai (Soliani Jr., 1986; Cordani & Soliani Jr., 1990), onde a idade obtida foi 2204 ± 65 Ma com R_o 0,703. Pelo método Pb-Pb foram analisadas amostras da porção brasileira (Soliani Jr., 1986) que

mediram idades entre 2541 $\pm$ 167-189 Ma e 2183 $\pm$ 286-355 Ma, no mesmo intervalo de idades obtidas pelo método Sm-Nd (Hartmann, 1987), confirmado, por várias metodologias, a geração destes granulitos no Proterozóico Inferior.

GRANITÓIDES & GNAISSES BAGÉ

Rochas de composição tonalítica a granítica, freqüentemente porfiríticas e diversamente deformadas e gnaissificadas, associam-se aos Granulitos Santa Maria Chico no Bloco Taquarembó e apresentam exposições presumivelmente correlatas no Bloco São Gabriel a SW de Lavras do Sul (Fig. 9.1) e, possivelmente, como pequena escama tectônica na região de Mata Grande que contém o gabro homônimo. Suas melhores exposições ocorrem na região de Bagé, de onde advém a designação Granitóides & Gnaisses Bagé aqui sugerida. Na exposição a SW de Lavras do Sul, onde se imbricam tectonicamente com ofiolitos do Terreno Vacacaí (cap. 10), foram descritas por Ribeiro & Fantinel (1978) como uma associação de rochas constituída (...) por metagranitos, gnaisses migmatíticos, em parte derivados de metabasitos e contendo algumas inclusões de granulitos, conjugados a uma volumosa massa alongada de peridotito serpentizado (op. cit., pg. 45).

Assim como os granulitos, esta unidade também se estende para o Uruguai, onde as idades Rb-Sr (Umpierre & Halpern, 1971) em granitóides - incluindo granitos pós-tectônicos - situam-se em torno de 2,0 Ga sempre com baixas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ($< 0,703$). No RS, as datações efetuadas restringem-se à região a SW de Lavras do Sul, onde o diagrama isocrônico montado (Fig 52 in Soliani Jr., 1986)) mostra uma "nuvem" de pontos que, embora preliminarmente, permitiram ao citado autor obter duas retas, uma de 1988 ± 133 Ma e outra de 665 ± 265 Ma, caracterizando a idade proterozóica inferior destes granitóides e gnaisses e seu rejuvenescimento parcial no Ciclo Brasileiro durante a instalação do Cinturão Ribeira. Na região de Mata Grande, embora predominem os Gnaisses Cambaí (cap. 10), de idade brasileira, ocorre um corpo gábrico (Gabro de Mata Grande) cujos dados K-Ar disponíveis (Issler et al., 1973; Teixeira, 1982a) apontam idades entre 1826 ± 55 Ma e 2183 ± 100 Ma. Entre os gnaisses envolventes, apesar da

isócrona Rb-Sr medir idade brasileira, alguns pontos do diagrama isocrônico (Fig 10.3.F) sugerem idade mais antiga com Ro mais baixa. A possibilidade que aventamos é que nesta localidade ocorram gnaisses antigos, associados ao Gabro Mata Grande, imbricados como escama tectônica do embasamento entre gnaisses brasileiros.

Em síntese, o embasamento gnáissico do Cinturão Ribeira no RS é formado por granulitos, gnaisses e granitóides do Proterozóico Inferior diversamente retrometamorfizados e rejuvenescidos no Ciclo Brasileiro, preservando, em sentido sul, suas estruturas e idades antigas.

A PLATAFORMA CARBONÁTICA PEDREIRAS; O MIOGEOCLÍNIO DO CINTURÃO RIBEIRA

A seqüência carbonática que aflora ao longo da borda leste do Granito Caçapava do Sul (Fig. 9.1), embora sempre referida à Formação Vacacaí (e.g., Ribeiro et al., 1966; Ribeiro, 1970a) ou, mais recentemente, ao Complexo Passo Feio (e.g., Bitencourt, 1983), unidades nesta tese referidas como Supracrustais Vacacaí do Terreno Rio Vacacaí (cap. 10), possui associação litológica sugestiva de sua desvinculação deste terreno, sendo aqui interpretada como uma cobertura miogeoclinal do Ciclo de Wilson do Oceano Charrua e da história do Cinturão Ribeira. Em referência à região das Pedreiras, onde localizam-se várias frentes de exploração de seus mármore, foi designada Plataforma Carbonática Pedreiras (Fragoso Cesar, 1990).

A Plataforma Carbonática Pedreiras é formada predominantemente por mármore dolomíticos, com subordinadas intercalações de quartzitos, meta-margas e rochas básicas, sendo o conjunto intrudido pelo Granito Caçapava do Sul e suas apófises (Ribeiro, 1970a). A análise petrográfica destes mármore foi detalhadamente levantada por Bortolotto (1986) que identificou dolomita como mineral principal, chegando modalmente a mais de 90 %, freqüentemente associada a calcita, com calcita ferrífera,

diopsídio, tremolita, flogopita, olivina, serpentina, talco, clorita, quartzo, titanita e apatita como acessórios.

As condições paleoambientais e origem dos calcários protolitos destes mármores não tinham sido estudados até recentemente. O Prof. Dr. Armando M. Coimbra (DPE-IGUSP), participante da Excursão do Curso de Geotectônica do IG-USP de Setembro/1990 coordenada pelo autor da presente tese, descobriu na Pedreira Mato Grande a ocorrência de estruturas estromatolíticas, evidenciando a origem organogênica dos calcários. Os dados obtidos nesta pedreira, juntamente com os contidos na tese de Bortolotto (1986), serviram de subsídio para o relatório de um dos alunos do curso (Hiruma, 1990), estando suas principais observações e conclusões abaixo sintetizadas.

Os biostromas estudados na pedreira são formados por lâminas plano-paralelas (esteiras algálicas) indicativas de ambiente sub-aquoso tranquilo que, em alguns níveis estratigráficos, gradam para topo ondulado refletindo mudança para um ambiente agitado de águas mais rasas, posteriormente retornando às condições iniciais com nova formação de lâminas plano-paralelas. Nesta pedreira, os corpos de topo ondulado estão paralelamente alongados segundo a direção N20W, sugerindo condições de forte controle por correntes com direção constante durante a deposição dos biostromas, capazes de modelar seus corpos. Se estas correntes são de maré, o que é bem provável porque a deposição destes estromatólitos requer ambiente protegido de águas rasas (e.g., laguna), então a direção de alongamento das estruturas será aproximadamente perpendicular à linha de costa da época. Não considerando a deformação que afeta os mármores, adiante discutida, esta linha de costa teria direção em torno de N70E, grosseiramente paralela à direção geral das demais estruturas do Cinturão Ribeira.

As análises químicas dos mármores estromatolíticos da Plataforma Pedreiras, contidas em Bortolotto (1986), mostram baixas percentagens de Al_2O_3 e K_2O nas argilas associadas, indicando pequeno aporte de terrígenos na bacia, compatível com a ampla deposição carbonática, que na presença de carga terrígena maior seria inibida. A constância da razão CaO/MgO nas nove amostras de mármores analisadas, entre 1,3 e 2,1, possivelmente indica origem primária para a dolomita. Segundo Tucker & Wrigth

(1990, in Hiruma, 1990), a dolomita primária é bastante rara, restringindo-se sua geração a certos lagos salinos e lagunas. Nos dolomitos antigos, a interpretação mais aceita é que tenham se formado em ambientes lagunares, particularmente em condições de inter- e/ou supra-maré.

A idade destes calcários não foi ainda investigada. Estudos nas estruturas estromatolíticas poderão aportar dados paleontológicos que permitam situá-las no tempo. A sugestão de que a idade destes calcários é Pré-Cambriano Superior (e.g., Ribeiro, 1970a) é aqui adotada. Neste sentido, se correlacionarmos estes mármore com os do Miogeoclínio Lavalleya (cap. 06) sua possível idade será do Proterozóico Superior.

Estudos sobre a deformação que afetou estes mármore são ainda inexistentes. Citações de várias fases superpostas, incluindo dobramentos isoclinais, são a eles referidas, mas em essência observadas nas seqüências vulcanogênicas das Supracrustais Vacacaí aflorantes em regiões vizinhas aos mármore (e.g., Bitencourt, 1983). Nossas observações de campo indicam apenas a ocorrência de antiformas e sinformas abertas, com eixos sub-horizontais de direção em torno de NE-SW. As estruturas estromatolíticas analisadas mostram relação normal de base e topo, sugerindo que as dobras constituam verdadeiras anticlinais e sinclinais normais. Deformação anterior às dobras é representada apenas por estreitas e espaçadas zonas de cisalhamento sub-concordantes com a laminação organogênica dos mármore, onde o produto metamórfico relacionado ao cisalhamento é pedra-sabão (esteatita). Bortolotto (1986) aponta que estes mármore foram afetados por dois eventos metamórficos, um mais antigo, regional e baixo grau, possivelmente contemporâneo à instalação das zonas de cisalhamento, e outro posterior, de contato, devido à intrusão do Granito Caçapava do Sul e suas apófises.

Sintetizando, a Plataforma Carbonática Pedreira testemunha a existência de uma cunha miogeoclinal na borda oeste do (paleo)Continente Rio de La Plata formada por dolomitos algais em uma linha de costa de direção possivelmente em torno de NE-SW durante a evolução do Oceano Charrua no Pré-Cambriano Superior. Se correta esta interpretação, é plausível especular o

significado de meta-ritmitos areno-pelíticos intercalados com meta-arcósios e metaconglomerados com arcabouço formado por seixos, blocos e matacões de granitos, gnaisses e quartzo suportados por matriz areno-pelítica, descritos por Ribeiro (1970a) a sudoeste da Plataforma Carbonática Pedreiras na região do Passo do Moinho, imediatamente a oeste do Granito Santo Ferreira. A hipótese que levantamos (Fragoso Cesar, 1990), quando nos referimos a estes metassedimentos como Leque Passo do Moinho, é que representavam resíduos da "Seqüência dos Lagos" do Estágio Rift-Valley (Asmus & Guazzeli, 1981) de abertura do Oceano Charrua.

CAPÍTULO 10

O TERRENO RIO VACACAÍ

INTRODUÇÃO

Em 1932, Paulino Franco de Carvalho descreveu, na região oeste do "Escudo Rio-Grandense", as "Camadas de Palmas" e os "Filitos de Ibaré" reunindo-os nas "Formações Metamórficas das Cabeceiras do Vacacaí". Estas formações foram posteriormente agrupadas por Goñi et al. (1962) no então redefinido Grupo Porongos como Formação Vacacaí e Formação Cerro do Ouro que, juntamente com as Formações Cambaí e Cerro Mantiqueira (Goñi, 1962), constituiriam os terrenos pré-cambrianos daquela região. Destas unidades, as designadas Cambaí, Cerro Mantiqueira e Vacacaí, respectivamente gnaisses, básica-ultrabásicas e metavulcano-sedimentares, foram amplamente adotadas, apesar da diversidade de interpretações e redesignações nos mapeamentos e pesquisas subseqüentes (e.g., Ribeiro et al., 1966; Jost & Villwock, 1966; Jost, 1966, 1970a, 1970b; Issler et al., 1967, 1973; Villwock & Loss, 1970; Ribeiro & Fantinel, 1978; Ribeiro & Lichtenberg, 1978; Szubert, 1978; Garcia, 1980; Garcia & Hartmann, 1981; Rego, 1981; Oliveira, 1982; Chemale Jr., 1982; Naumann et al., 1984; Koppe et al., 1985; Naime & Veigel 1985; Wildner, 1990).

Em trabalho anterior (Fragoso Cesar, 1990), retornando à intenção original de Carvalho (1932) de reunir as "formações metamórficas" da região oeste do Escudo Gaúcho no RS na unidade "Cabeceiras do Vacacaí", em referência às nascentes do rio Vacacaí, agrupamos as rochas gnáissicas (Gnaisses Cambaí), básica-ultrabásicas e supracrustais metavulcano-sedimentares (Supracrustais Vacacaí) em uma única unidade designada Rio Vacacaí que, devido ao caráter alóctone de suas partes constituintes, o que a caracteriza como um "terreno suspeito" (suspect terrane; vide discussão no Cap. 06), definimos como Terreno Rio Vacacaí.

O significado geotectônico deste terreno tem levado a várias interpretações: (1) eugeossinclínio, marcado por cinturões ofiolíticos, da Geossinclinal Porongos do Pré-Cambriano Superior sobre um embasamento antigo (Picada, 1971); (2) imbricação de gnaisses e ofiolitos do Proterozóico Inferior sotopostos ao Grupo Porongos (Ribeiro & Fantinel, 1978; Ribeiro & Lichtenberg, 1978; Szubert, 1978); (3) terreno granite-greenstone do Proterozóico Inferior (Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar & Soliani Jr., 1984); (4) bacia de retro-arco do Cinturão Dom Feliciano (Soliani Jr., 1986); (5) fechamento do Oceano Adamastor, geração de arco de ilhas e sutura colisional entre os Crátons Rio de La Plata e Kalahari (Wildner, 1990) e (6) subducção da bacia de retro-arco do Cinturão Dom Feliciano e geração de novo arco andinotipo (Tommasi & Fernandes, 1990).

A partir de Ribeiro & Fantinel (1978), que pioneiramente aplicaram a teoria de Tectônica de Placas no RS, diversos autores, como acima apontados, seguiram esta linha, particularmente nos últimos anos (e.g., Soliani Jr., 1986; Wildner, 1990; Tommasi & Fernandes, 1990). Apesar de algumas distinções nos modelos destes autores, todos têm um ponto convergente: interpretam a evolução do Terreno Rio Vacacaí como manifestações laterais do Cinturão Dom Feliciano relacionada à evolução do Oceano Adamastor. Como vimos nos dois capítulos precedentes (Caps. 08 e 09), este terreno pertence ao Cinturão Ribeira e, até onde pudemos constatar, não possui relação genética nenhuma com o Cinturão Dom Feliciano e/ou com o Oceano Adamastor. Antes, seu desenvolvimento prende-se a um oceano do Pré-Cambriano Superior que agora iniciamos a investigar: o Oceano Charrua. Dentro do modelo que postulamos (Fragoso Cesar, 1990), o Terreno Rio Vacacaí compreende escamas alóctones de um sistema de arco de ilhas intraoceânico do Oceano Charrua obductadas sobre a borda ocidental do Cráton do Rio de La Plata e de sua cobertura miogeoclinal.

AS UNIDADES DO TERRENO RIO VACACAÍ

Três unidades principais formam o Terreno Rio Vacacaí (Fig. 9.1): (1) os Ofiolitos, escamas tectônicas do assoalho litosférico do Oceano Charrua, (2) os Gnaisses Cambaí, restos de raízes de um arco magmático intra-oceânico e (3) as Supracrustais Vacacaí, sendo esta última unidade subdividida em três: (1) Metavulcano-sedimentares Campestre, depósitos supracrustais de bacia de ante-arco, (2) Metagrauvacas Arroio das Pedras, depósitos vulcanoclásticos distais de bacia de ante-arco e (3) Filitos de Ibaré, depósitos epiclásticos e vulcanoclásticos de bacia transformante. Outra unidade discutida neste capítulo, que aqui levantamos a possibilidade de constituir a molassa da fase de obducção do Terreno Rio Vacacaí sobre o Cráton do Rio de La Plata, é a Formação Maricá, restringido-a aos arcósios originalmente descritos por Leinz et al. (1941) sob esta designação.

A estruturação do Terreno Rio Vacacaí, excetuando as duas últimas unidades citadas (Filitos de Ibaré e Formação Maricá), caracteriza um conjunto de escamas tectônicas de direção NE-SW com mergulho moderado a forte para NW, indicando transporte tectônico para SE. Os Filitos de Ibaré, com orientação transversal, organizam-se concordantes com a direção NW-SE da Transformante Ibaré (Fig. 9.1). A Formação Maricá, tardia nesta estruturação, mostra-se concordante com as unidades do evento posterior, formador do Orógeno Bom Jardim.

OFIOLITOS DO TERRENO RIO VACACAÍ; OS TESTEMUNHOS DO OCEANO CHARRUA

O conceito ofiolito foi usado diversas vezes para designar os complexos básico-ultrabásicos do Terreno Rio Vacacaí, tanto no sentido clássico (Mau, 1962; Issler, 1963; Jost, 1966; Picada, 1971) como moderno, já entendido como escamas tectônicas ou nappes de litosfera oceânica imbricadas em áreas continentais (Ribeiro & Fantinel, 1978; Ribeiro & Lichtenberg, 1978; Szubert,

1978; Soliani Jr., 1986; Tommasi & Fernandes, 1990; Wildner, 1990), podendo representar restos de uma bacia marginal (Soliani Jr., 1986; Tommasi & Fernandes, 1990) ou de bacia oceânica (Wildner, 1990). Nestes trabalhos, no entanto, nunca foi caracterizada uma suíte ofiolítica completa, mas apenas parciais ou desmembradas, localmente mais representativa (Macedo et al., 1978). Agora, graças às informações geológicas e litoquímicas acumuladas na última década, particularmente dissertações de mestrado desenvolvidas no IG-UFRGS, é possível reconhecer que todas as litofacies características de uma litosfera oceânica estão claramente expostas no RS.

Diversas escamas ofiolíticas, inicialmente reunidas sob a designação "Formação Cerro Mantiqueiras" (Goñi, 1962), já foram mapeadas no RS (Fig. 10.1): (1) Arroio Lageadinho (e.g., Wildner, 1990), (2) Palmas (e.g., Garcia, 1980), (3) Passo do Ivo (e.g., Oliveira, 1982), (4) Serrinha (e.g., Vieira, 1981), (5) Mudador (e.g., Macedo et al., 1978), (6) Limoeiro (e.g., Drummond & Mossmann, 1985), (7) Cerro Mantiqueiras (e.g., Pinheiro Machado, 1983 apud Hartmann & Nardi, 1983), (8) Corticeira (e.g., Naumann, 1984), (9) Pedras Pretas (e.g., Rêgo, 1981), (10) São Rafael (e.g., Ribeiro et al., 1966) e (11) Santa Catarina (e.g., Wildner, 1990) sendo nestes trabalhos denominadas em função da área de ocorrência precedida por termos como maciço, complexo, seqüência, etc. (e.g., Maciço Máfico-Ultramáfico Passo do Ivo; Oliveira, 1982; Complexo Pedras Pretas; Villwock & Loss, 1970; Rêgo, 1981; Seqüência Arroio Lageadinho, Koppe et al., 1985; Wildner, 1990).

Estes ofiolitos ocorrem afetados por metamorfismo variável de muito baixo grau (e.g., ofiolito Mudador) a médio grau (e.g., ofiolito Cerro Mantiqueiras) e estão arrançados como nappes e escamas tectônicas de direção NE-SW vergentes para SE, internamente afetadas por cisalhamentos e dobras isoclinais relacionados ao transporte tectônico superpostos por dobramentos e falhamentos tardios. Localmente ocorrem imbricados em zonas de cisalhamentos transcorrentes (e.g., ofiolito Corticeira na Transformante Ibaré) ou como mega-xenólitos em granitos posteriores (e.g., ofiolito Pedras Pretas no Granito São Sepé).

Fig 10.1 : Modelo esquemático da cunha do obducção do Terreno Rio Vacacaí sobre o Cráton Rio de La Plata (cruzes) apontando possíveis paleogeografias, limites tectônicos de obducção e transformância e os principais corpos ofiolíticos (em preto) com suas designações.

PRINCIPAIS LITOFACIES DOS OFIOLITOS DO TERRENO RIO VACACAÍ

Nos ofiolitos fanerozóicos mais completos (e.g., Bay of Island, Trinity, Papua, Oman, Troodos, Vourinos, etc.), a seguinte sucessão de litofacies tem sido observada (Dewey & Bird, 1971; Gass & Smewing, 1973; Moores, 1982; Windley, 1984; Condie, 1989): (1) Ultramafitos tectonizados, formados por harzburgitos e dunitos serpentinizados representando restos do manto superior empobrecido; (2) Ultramafitos e gabros acamadados acumulados, gerados por cristalização fracionada e assentamento gravitacional na porção inferior das câmaras magmáticas que constituem a base da crosta oceânica; (3) Gabros e associados não-acumulados da porção superior destas câmaras; (4) Diques de diabásio, registrando o fraturamento da crosta oceânica durante expansão e transferência do magma das câmaras magmáticas para o assoalho oceânico; (5) Lavas maciças e almofadadas, comumente pillow lavas basálticas espilitizadas em derrames submarinos relacionados à atividade expansional das dorsais meso-oceânicas e (6) Cobertura sedimentar no topo da crosta oceânica, variável com a posição paleogeográfica desta: pelágica em bacias oceânicas longe da influência terrígena dos continentes, calcária de água rasa em montes submarinos (e.g., guyots) e outras situações de lâmina d'água delgada, terrígena em leques submarinos de sopés continentais e vulcano-sedimentar em bacias relacionadas a arcos de ilhas.

Nos ofiolitos do Terreno Rio Vacacaí são reconhecidos diversos exemplos de todas estas litofacies, embora nem sempre sejam distinguíveis devido ao metamorfismo e deformação responsáveis por sua transformação em xistos, anfibolitos, serpentinitos, etc., obliterando suas texturas e estruturas primárias. Abaixo estão sumarizadas as ocorrências mais representativas, evidenciando o caráter ofiolítico dos complexos básico-ultrabásicos do Terreno Rio Vacacaí.

Ultramafitos tectonizados são abundantes em todas ocorrências ofiolíticas citadas, porém carentes de estudos que permitam separar fragmentos mantélicos empobrecidos de porções ultramáficas crustais. Como regra estão serpentinizados e/ou metassomatizados (serpentinitos, esteatitos, talco xistos,

rodingitos, etc.) e evoluíram, principalmente, a partir de harzburgitos e dunitos (Goñi, 1962; Jost, 1966; Szubert, 1978; Jost e Hartmann, 1979; Garcia, 1980; Naumann, 1984; Wildner, 1990).

Ultramafitos e gabros estratiformes acumulados têm sido caracterizados e estudados em alguns ofiolitos do Terreno Rio Vacacaí, destacando-se o Maciço Passo do Ivo (Oliveira, 1982) e o Complexo Pedras Pretas (Villwock & Loss, 1970; Rêgo, 1981; D'Ávila et al., 1985), este um pequeno ($\sim 2,5\text{Km}^2$) fragmento ofiolítico exposto como encrave na borda sul do Granito São Sepé (Sartori, 1978). No Maciço Passo do Ivo, Oliveira (1982) separou peridotitos com clinopiroxênio-olivina acumulados, peridotitos com olivina acumulados e piroxenitos com clinopiroxênio-ortopiroxênio-olivina acumulados associados a hornblenda gabros isotropos. No Complexo Pedras Pretas, Rêgo (1981) descreveu um conjunto estratiforme em níveis centimétricos a decimétricos gradacionais de peridotitos, piroxenitos, gabros e anortositos ricos em estruturas primárias ígneas (bandamento, estratificação e laminação) que transiciona para gabros predominantemente isotropos, localmente com laminação ígnea. Em um pequeno trecho da BR-392, a partir do contato norte do Granito Caçapava do Sul com o Terreno Rio Vacacaí, identificamos, juntamente com os colegas Armando Coimbra e Cláudio Riccomini do IG-USP e Frank Baars da Universidade de Cape Town, a presença de gabros estratiformes com bandas centimétricas gradacionais de granulometria grossa a média, localmente fina, na borda sul do ofiolito Limoeiro.

Gabros e associados não-acumulados foram reconhecidos e descritos nos ofiolitos Passo do Ivo, Palmas, Mudador e Pedras Pretas (Szubert, 1978; Macedo et al., 1978; Garcia, 1980; Rêgo, 1981; Oliveira, 1982; Chemale Jr., 1982). Como regra são gabros e hornblenda gabros isotropos, localmente com facies de leucogabros e anortositos, de granulometria média a grossa, localizadamente porfiríticos. Embora de forma muito restrita, possuem diferenciados mais ácidos, como os quartzo dioritos analisados por Garcia (1980: amostra MPG-299) e por Rêgo (1981: amostra 130), respectivamente nos ofiolitos Palmas e Pedras Pretas.

Diques de diabásio relacionados aos ofiolitos têm sido objeto de poucos estudos no Terreno Rio Vacacaí, restringindo-se a algumas citações na bibliografia. Macedo et al. (1978) apontam a ocorrência de diques de meta-diabásios intrudindo meta-basaltos no ofiolito Mudador, e Garcia (1980) descreve meta-diabásios que intrudem lentes de mármore imbricadas entre meta-basaltos do ofiolito Palmas.

Lavas maciças e almofadadas com texturas e estruturas indicativas de seu caráter vulcânico submarino são raras, principalmente devido à deformação e ao metamorfismo que as afetam, restringindo-se à descoberta de espilitos almofadados no ofiolito Mudador por Macedo et al. (1978). A descrição feita neste trabalho para esta ocorrência, adiante transcrita, caracteriza o ofiolito Mudador como um dos mais completos e preservados do Terreno Rio Vacacaí: (...) ampla ocorrência de meta-basaltos maciços, às vezes amigdalóides, capeados por meta-espilitos que exibem típicas estruturas de pillow lavas. Secundariamente, ocorrem meta-diabásios sob a forma de diques, e pequenos corpos de meta-gabros e meta-ultramafitos intrusivos na sequência efusiva. Fazendo parte deste pacote eminentemente ígneo, encontram-se níveis de chert, por vezes ferruginosos, e camadas delgadas de meta-pelitos (op. cit., pg. 1270).

A cobertura sedimentar dos ofiolitos do Terreno Rio Vacacaí é muito variada, refletindo diversas paleogeografias. A que melhor representa a sedimentação oceânica associada a processos vulcano-exalativos longe de áreas continentais emersas é feita por cherts, BIFs e tufos, identificados nos ofiolitos Passo do Ivo, Palmas, Mudador e Arroio Lageadinho (Macedo et al., 1978; Garcia, 1980; Vieira, 1981; Wildner, 1990) e, localmente, por turmalinitos, como os descritos para o ofiolito Corticeira (Naumann, 1984). No ofiolito Palmas, a ocorrência de um espesso e extenso nível de chert tectonicamente repetido (quartzitos no mapa 1:10.000 de Garcia, 1980) registra o longo intervalo de tempo de evolução do oceano antes da instalação da orogênese responsável pela formação dos Gnaisses Cambaí e Supracrustais Vacacaí. Na mesma região, a ocorrência de lentes de mármore calcíticos (~300 m x 60 m) imbricadas com basaltos e xistos magnesianos (Garcia, 1980) é sugestiva da existência de antigos

montes submarinos expostos a condições de águas rasas (guyots) neste oceano. Finalmente, caracterizando o estágio terminal da história deste oceano, quando foi ele então envolvido em condições orogênicas com instalação de arcos de ilhas, a cobertura é feita por espessas seqüências vulcano-sedimentares de supraestrutura de arco e bacias associadas referidas às supracrustais Vacacaí, discutidas em outro item.

IDADE DOS OFIOLITOS

A primeira investigação geocronológica nos complexos básico-ultrabásicos do Terreno Rio Vacacaí deve-se a Issler et al. (1973) no Gabro de Mata Grande, uma ocorrência associada a gnaisses diversos junto ao extremo sententrional do ofiolito Arroio Lageadinho. Dados K-Ar em plagioclásios indicaram idades em torno de 2,0 Ga, confirmadas depois por Teixeira (1982a). Estas idades, consideradas mínimas para o referido corpo, influenciaram Fragoso Cesar (1980) a considerar este gabro, os demais complexos básico-ultrabásicos, os Gnaisses Cambaí e as Supracrustais Vacacaí como uma associação tipo **granite-greenstone** do Proterozóico Inferior. No entanto, os estudos radiométricos realizados nos demais corpos básicos e ultrabásicos (Sartori, 1978; Teixeira, 1982a; Soliani Jr., 1986), bem como em gnaisses da região de Vila Nova (Soliani Jr., 1986; Silva Filho & Soliani Jr., 1987) e em meta-tufos da região de Bossoroca (Machado et al., 1988), independente do método utilizado (K-Ar, Rb-Sr e Pb-Pb), invariavelmente apontaram idades do Proterozóico Superior, invalidando o modelo então sugerido. Uma alternativa para a idade do Gabro de Mata Grande foi apontada por Silva Filho & Soliani Jr. (1987): ele representaria uma exposição de um embasamento mais antigo aflorante sob os complexos do Proterozóico Superior. No capítulo anterior (Cap. 09) levantamos outra possibilidade: o Gabro de Mata Grande seria parte de uma escama tectônica do embasamento antigo imbricada com os Gnaisses Cambaí, brasileiros.

Excluindo o Gabro de Mata Grande dos ofiolitos do Terreno Rio Vacacaí, as demais idades obtidas situam-se em torno de 900 Ma, ou estão relacionadas à atividade térmica do magmatismo Bom

Jardim, imprimindo rejuvenescimento entre 570-500 Ma (Soliani Jr., 1986). Sartori (1978) e Soliani Jr. (1986), através do método K-Ar em plagioclásios do ofiolito Pedras Pretas, obtiveram três idades: 1004 ± 55 Ma, 839 ± 29 Ma e 891 ± 29 Ma. Teixeira (1982), também pelo método K-Ar, datou serpentinito do ofiolito Cerro Mantiqueiras, em rocha total, obtendo a idade de 911 ± 276 Ma.

CONSIDERAÇÕES GERAIS

O estilo de ocorrência - pequenos corpos alóctones - e os tipos litológicos que constituem os ofiolitos do Terreno Rio Vacacaí sugerem fortemente que representam fragmentos de litosfera oceânica. As idades K-Ar neles obtidas, embora ainda muito deficientes, permitem levantar a hipótese de que sua gênese ocorreu em torno de 900 Ma, relacionada ao espalhamento do Oceano Charrua na fase pré-orogênica do Ciclo Brasileiro no Cinturão Ribeira. Paralelamente à fragilidade dos dados radiométricos disponíveis, outro parâmetro, fundamental na caracterização de sua gênese como litosfera oceânica, refere-se aos dados litoquímicos disponíveis. Excetuando raros trabalhos (e.g., Wildner, 1990) que identificam caráter toleítico para seus magmas, quase todos os demais (e.g., Moreira & Marimon, 1984; Bitencourt & Hartmann, 1984) apontam caráter komatiítico, relacionando-o à evolução de greenstone belts arqueanos.

Em função deste dilema geoquímico, juntamente com o colega Nelson Vieira Jr. (IG-UFRGS), iniciamos uma revisão geral de todos os dados litoquímicos disponíveis. Uma das principais conclusões, fruto de parte do trabalho conjunto realizado pelo colega Nelson Vieira Jr., é que os dados disponíveis mostram evolução de magmas toleíticos, tipo MORB, similar à registrada nos assoalhos oceânicos modernos, sendo que o trend komatiítico, tão freqüentemente apontado, refere-se aos acumulados máfico-ultramáficos das bases das intrusões toleíticas da crosta oceânica inferior. Evidentemente a concentração de minerais densos, magnesianos, nestas porções plutônicas confunde a interpretação geral da evolução magmática.

OS GNAISSES CAMBAÍ; ESCAMAS TECTÔNICAS DAS
RAÍZES DE UM ARCO DE ILHAS INTRA-OCEÂNICO

Goñi (1962) e Goñi et al. (1962) definiram a Formação Cambaí, com secção tipo ao longo do curso do arroio Cambaí, Vila Nova, município de São Sepé, para englobar as rochas migmatíticas e gnáissicas do Escudo do Rio Grande do Sul, então consideradas do Pré-Cambriano Inferior. Ao longo dos anos '60 e '70 esta definição sofreu poucas modificações: Jost & Villwock (1966) admitiram sua idade antiga e sua posição basal e discordante em relação aos demais metamorfitos do escudo elevando, porém, sua categoria de formação para grupo, redefinição esta adotada em diversos trabalhos posteriores (e.g., Jost, 1970a, 1970b; Picada, 1971; Carraro et al., 1974). Ribeiro et al. (1966), mantendo a categoria de formação, consideraram este complexo gnáissico concordante com os demais metamorfitos e estimaram sua idade no Pré-Cambriano Superior, interpretação também adotada em outros trabalhos, particularmente aqueles desenvolvidos pelo DNPM (e.g., Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970), por vezes com pequenas modificações, como elevar a unidade à categoria de sub-grupo (Willig et al., 1974; Knijnik, 1974). Ribeiro & Fantinel (1978), parcialmente adotando a sub-divisão estratigráfica de Jost & Villwock (1966), consideraram a unidade na categoria de grupo, com idade pré-brasileira, porém apontaram importantes distinções entre as ocorrências ocidentais e orientais. Em todos estes trabalhos manteve-se um princípio comum: independente da idade ou categoria da unidade Cambaí, ela foi aplicada a todas as ocorrências gnáissicas - e diversas graníticas - do escudo, excetuando pequenas exposições de gnaisses da Serra das Encantadas (Formação Encantadas: Tessari & Picada, 1966; Ribeiro et al., 1966).

Nos anos '80, sob influência de regionalizações tectônicas e dados geocronológicos, a utilização do conceito Cambaí começou a restringir-se. Jost & Bitencourt (1980), Frago Cesar (1980), Frago Cesar et al. (1982a, 1982b), Teixeira (1982a) e diversos outros autores, apontaram que o termo Cambaí só deveria ser aplicado a gnaisses e migmatitos da região ocidental do escudo,

então entendida como extensão do Cráton do Rio de La Plata (sensu Fragoso Cesar, 1980). Com a subdivisão da região "cratônica" em dois blocos, Naumann et al. (1984) sugeriram que o termo Cambaí deveria ser aplicado às ocorrências gnáissicas do Bloco São Gabriel, onde está contida sua secção-tipo. Esta sugestão, excluindo as exposições de gnaisses transamazônicos situadas à SW de Lavras do Sul (Fig. 9.1), é aqui adotada.

Os Gnaisses Cambaí, conforme esquematizado na Fig. 9.1, restringem-se ao quadrante noroeste do Bloco São Gabriel, cavalcando os ofiolitos Arroio Lageadinho (Wildner, 1990) e Palmas. Internamente constituem um jogo de escamas tectônicas imbricando diversos e pequenos corpos ofiolíticos, como regra com áreas de exposição de dezenas a poucos milhares de m², além de dois corpos maiores, os ofiolitos Serrinha e Passo do Ivo.

CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA

Estes gnaisses compreendem uma grande gama de rochas plutônicas deformadas e metamorfizadas, por vezes migmatizadas. Seus protolitos principais são dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, com frequência contendo pequenas lentes de ultramafitos e, raramente, de mármore calcíticos. A oeste da localidade de Palma, Naumann et al. (1984) descrevem estes tipos litológicos ocasionalmente contendo enclaves de hornblenditos e os caracterizam como foliados e, eventualmente, gnáissicos, afetados por metamorfismo em facies xistos verdes médio a superior e localmente em facies anfibolito, possuindo intrusões de diques metamorfizados de composição básica a ácida, além de apófises, veios e pegmatitos graníticos.

Os trabalhos mais completos e detalhados nos Gnaisses Cambaí foram efetuados por Silva Filho (1984) e Silva Filho & Soliani Jr. (1987) na região de Vila Nova, localidade tipo da "Formação Cambaí" de Goñi (1962). Nestes trabalhos verificou-se que os Gnaisses Cambaí compreendem três associações principais, ordenadas no tempo e relacionadas à evolução estrutural da região: (1) gnaisses dioríticos intrudidos por (2) ortognaisses calci-alcalinos trondhjemíticos da série gabro-diorito-tonalito-

trondhjemitos, conjuntamente polideformados e injetados sintectonicamente por (3) granodioritos e monzogranitos. Como magmatismo terminal, veios e diques pegmatíticos e riolíticos intrudem o complexo gnáissico.

De acordo com os autores citados, a unidade (1) de gnaisses dioríticos possui composição química correspondente a andesitos ou a uma mistura de pelitos e calcários dolomíticos, sendo esta última possibilidade relacionada a (...) uma associação sedimentar de plataforma, depositada no lado cratônico de uma bacia de "back arc" ensialico (Silva Filho & Soliani Jr., 1987, pg. 131), a então adotada. A unidade (2), trondhjemitica, foi interpretada como granitóides de uma margem continental ativa e a (3) como produto de fusão crustal derivado do espessamento durante empilhamento de nappes (Silva Filho, 1984).

A interpretação que fazemos, com exceção da associação (3), é distinta: consideramos as associações (1) e (2) registrando magmatismo em um arco de ilhas intra-oceânico, onde a unidade (2) é gerada em suas raízes e a (1), pelo menos em parte, podendo representar vulcanismo e sedimentação de bacias intra-arco. Comparando em diagrama AFM as litologias destas associações dos Gnaisses Cambaí (Fig. 10.2.B) com arcos de ilhas típicos do Oceano Pacífico (Fig. 10.2.A) destaca-se a similaridade evolutiva, particularmente com os termos menos diferenciados (dioritos e tonalitos) seguindo a linha evolutiva de arcos de ilhas intra-oceânicos imaturos (Tonga, Marianas, Sandwich, Aleutas, Antilhas) passando, nos mais diferenciados (trondhjemitos), a assemelhar-se a arcos maduros (e.g., Nova Zelândia, México e Japão).

IDADE DOS GNAISSES CAMBAÍ

A idade destes gnaisses, como regra considerados pré-brasileiros, só recentemente foi investigada por meios geocronológicos (Soliani Jr., 1986; Silva Filho & Soliani Jr., 1987), sendo obtidas cifras do Proterozóico Superior, no intervalo entre 750-650 Ma. As três associações de rochas acima

Fig. 10.2: Diagramas AFM comparando trends de (A) arcos de ilhas típicos (extraído de Brown, 1982) com (B) Gnaisses Cambaí (extraído, com simplificações, de Silva Filho, 1984).

discutidas, investigadas por Silva Filho (1984), foram datadas pelo método Rb-Sr, sendo seus resultados publicados por Silva Filho & Soliani Jr. (1987).

A associação mais antiga, formada por gnaisses dioríticos, apontou a idade de 703 ± 41 Ma com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Ro) de 0,7038 (Fig. 10.3.C); a segunda associação, de tonalitos e trondhjemitos, idade de 673 ± 65 Ma e Ro de 0,7040 (Fig. 10.3.D) e, a terceira, de granodioritos e adamelitos, de 643 ± 28 Ma e Ro de 0,7040 (Fig. 10.3.E). Outras idades obtidas nestes gnaisses incluem os granitóides gnáissicos da região do Arroio Cambaizinho (M. Remus, in Soliani Jr., 1986), com idade de 664 ± 22 Ma e Ro 0,7036 (Fig. 10.2.A); os granitóides da região de Palmas, com idade de 714 ± 49 Ma e Ro 0,7039 (Fig. 10.3.B); e os da região do Arroio Velocino e Mata Grande (Fig. 10.3.F), com idade de 695 ± 76 Ma e Ro 0,7038 (Soliani Jr., 1986). Estes outros dados são, também, compatíveis com a divisão tripartite de Silva Filho & Soliani Jr. (1987), sugerindo a existência de três seqüências ígneas na evolução dos Gnaisses Cambaí: (1) a mais antiga de idade igual ou superior a 700 Ma e Ro de 0,7038 a 0,7039, (2) outra intermediária entre 700-650 Ma e Ro de 0,7036 a 0,7040 e (3) uma final em torno de 650 Ma e Ro de 0,7040.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Conforme interpretamos (Fragoso Cesar, 1990), as seqüências de dioritos, tonalitos e trondhjemitos dos Gnaisses Cambaí foram geradas em um arco de ilhas intra-oceânico, caracterizando, em particular, suas frações plutônicas. Os dados Rb-Sr existentes, além de evidenciarem a idade brasileira, apontam um outro parâmetro fundamental: a razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ baixa ($< 0,704$) é característica deste ambiente geológico (Pitcher, 1982), em consonância com os tipos litológicos e sua associação com ofiolitos. Por outro lado, os tipos mais diferenciados (associação 3) como granodioritos e monzogranitos, intrudem-se sin-tectonicamente à deformação das unidades precedentes, o que levou Silva Filho (1984) a interpretá-los como produtos de fusão crustal, o que é dificultado por sua baixa Ro de 0,704. Outra

Fig 10.3 : Diagramas isocrônicos Rb-Sr dos Gnaisses Cambaí (extraídos de Soliani Jr., 1986).

possibilidade é que tenham sido gerados por subducção residual durante o evento de obducção das escamas tectônicas do Terreno Rio Vacacaí sobre o Cráton Rio de La Plata.

AS SUPRACRUSTAIS VACACAÍ; SEDIMENTAÇÃO E VULCANISMO DE ARCO DE ILHAS

As Supracrustais Vacacaí, equivalentes à Formação Vacacaí de Goñi et al. (1962), são organizadas em três unidades: (1)

Metavulcano-Sedimentares Campestre, (2) Metagrauvacas Arroio das Pedras e (3) Filitos de Ibaré.

METAVULCANO-SEDIMENTARES CAMPESTRE

Esta unidade compreende uma associação de depósitos vulcanogênicos e sedimentares afetados por metamorfismo de facies xistos verdes que pouco altera o protolito original. Suas principais ocorrências situam-se (Fig. 9.1) na região da Mina Bossoroca, a leste do ofiolito Arroio Lageadinho (Seqüência Campestre; Koppe et al., 1985; Wildner, 1990), na região de Palmas, a leste do ofiolito homônimo (Seqüência Pontas do Salso; Garcia, 1980; Chemale Jr., 1982; Naumann et al., 1984) e em torno do Granito Caçapava do Sul (parte do Complexo Passo Feio; Bitencourt, 1983; Drummond & Mossmann, 1985), onde associa-se aos ofiolitos Mudador e Limoeiro.

A descrição mais completa e acurada desta unidade deve-se a Wildner (1990) que caracteriza seus depósitos vulcanogênicos como tufos, tufos lapilíticos, tufos a pó e derrames gerados por processos de fluxo e/ou queda, de composição basáltica a dacítica com caráter litoquímico de toleitos de alta alumina a calcio-alcalino de baixo-K. As intercalações epiclásticas são bastante subordinadas (<10%) e compreendem ritmitos finos areno-pelíticos, normalmente carbonosos, e ruditos grosseiros de matriz vulcanogênica associados a tufos e derrames, constituindo leques em regime de alta densidade, comparáveis, de acordo com Wildner (1990), a depósitos tipo lahaar.

A interpretação paleogeográfica sugerida por Wildner (1990) é que estes depósitos tenham se formado em bacia de retro-arco. No entanto, a disposição geral do Terreno Rio Vacacaí e sua relação de obducção vergente para leste sobre o Cráton do Rio de La Plata, o que indica anterior subducção com mergulho para oeste, é sugestiva de uma bacia de ante-arco para a deposição destas litologias, compatível com seu quimismo toleítico a calcio-alcalino reflexo da proximidade da zona de subducção (Figs. 10.1 e 10.4).

Análises radiométricas pelo método Pb^{207}/Pb^{206} em zircões de piroclásticas ácidas desta unidade coletadas próximo à Mina Bossoroca (Machado et al., 1988) apontaram idades em torno de 770 Ma e 750 Ma, ligeiramente mais antigas do que as unidades mais primitivas (gnaisses dioríticos) dos Gnaisses Cambaí. Assumindo-se como representativas estas idades elas são compatíveis com a interpretação de bacia de ante-arco (fore-arc basin) para esta unidade e de raiz de arco para os Gnaisses Cambaí pois o magmatismo gerado por subducção é sempre mais antigo nas regiões próximas à fossa de subducção (bacia de ante-arco) do que nas mais distais (arco e bacia de retro-arco).

METAGRAUVACAS ARROIO DAS PEDRAS

Esta unidade, pouco conhecida, foi delimitada a norte de Caçapava do Sul por Drummond & Mossmann (1985) sem designação e registrada no mapa 1:600.000 do Escudo Gaúcho no RS por Santos et al. (1989) sob a denominação Sequência Arroio das Pedras. Corresponde à parte do Complexo Passo Feio de Bitencourt (1983) e à unidade que Ribeiro (1970a) informalmente referiu como "Vacacaí não xistoso". De acordo com as descrições disponíveis é uma unidade anquimetamórfica predominantemente vulcanoclástica: grauvacas e arcósios com subordinada participação de tufos básicos a intermediários, basaltos e BIFs (Drummond & Mossmann, 1985; Santos et al., 1989). De particular interesse nesta unidade é a citação de Ribeiro (1970a) de arcósios (...) com fragmentos angulosos de vidros e piroxênio detrítico (op. cit., pg. 20), identificando proximidade de área fonte básica e/ou ultrabásica.

A ausência de dados químicos e geocronológicos não permitem maior inferência sobre esta unidade. Porém, sua posição espacial relativa (Fig. 9.1), a leste e norte das Metavulcano-Sedimentares Campestre, e sua composição detrítica vulcano derivada, sugere que seja formada por depósitos distais da bacia de ante-arco, ou seja, mais próximo à zona de subducção, em geral, e do alto tectônico externo, em particular. Esta hipótese, muito frágil pela carência de dados, explicaria os piroxênios detríticos como advindos da erosão do alto tectônico em condições sub-aéreas.

OS FILITOS DE IBARÉ

Os "Filitos da Estação de Ibaré" (Carvalho, 1932), posteriormente designados "Seqüência Bela Vista" (Naumann, 1984; Naumann et al., 1984) e correlacionados à Formação Maricá (Luzardo & Fernandes, 1989), são formados por meta-ritmitos areno-pelíticos, localmente conglomeráticos, com seixos e blocos de derivação vulcânica, plutônica e metamórfica e, ocasionalmente, intercalando metatufos (Naumann et al., 1984; Luzardo & Fernandes, 1989). De acordo com o último trabalho citado, seus clastos são compostos por grãos angulosos de plagioclásio, normalmente em torno de 40%, fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas, por vezes predominando em relação ao plagioclásio, quartzo (20%) e feldspato alcalino (5%). Superposto às estruturas primárias, entendidas por estes autores como produtos de correntes de turbidez, descrevem foliações miloníticas e protomiloníticas, acompanhadas por estiramento sub-horizontal de seixos, concordantes com o Lineamento Ibaré.

Luzardo & Fernandes (1989), em contraposição a todos os elementos que levantaram, interpretam esta unidade como "cobertura cratônica deformada" e a correlacionam à Formação Maricá que, como veremos adiante, possui caráter molássico. A interpretação que apontamos para os Filitos de Ibaré, considerando sua fonte vulcânica, granítica e metamórfica, a imaturidade de seus clastos, o caráter turbidítico do transporte destes e sua disposição alongada junto a uma falha que presumimos transformante, cujos efeitos de cisalhamento estão impressos em suas litologias, é que estes depositaram-se em uma bacia sin-tectonicamente instalada nesta zona de cisalhamento.

A FORMAÇÃO MARICÁ;MOLASSAS DO TERRENO RIO VACACAÍ ?

O conceito aqui adotado de Formação Maricá retorna aos arcósios "sal e pimenta" descritos por Leinz et al. (1941) sob

esta designação, excluindo siltitos cerâmicos fossilíferos permianos (Formação Teixeira Soares: Pinto, 1955) e as seqüências vulcano-sedimentares sobrepostas (Grupo Maricá: sensu Goñi et al., 1962; Santos et al., 1978; Formação Maricá: sensu Frago Cesar et al., 1985). Recentemente, Paim et al. (1990), estudando as seqüências deposicionais de cobertura do escudo, individualizaram uma unidade basal formada por depósitos fluviais entrelaçados e a designaram seqüência Ia coberta por vários ciclos deltáicos grano e estrato-crescentes com vulcânicas intercaladas (Seqüências Ib, IIa, IIb e IIc). Como veremos no capítulo posterior (Cap. 11), estes ciclos vulcano-sedimentares registram a evolução da bacia de retro-arco do Orógeno Bom Jardim. Aqui adotamos, e como tal está esquematizada na Fig. 9.1, a Seqüência Ia como Formação Maricá, desvinculando-a das seqüências posteriores.

Esta formação compreende espessos pacotes de arcósios de cores rosa, cinza e bordô, comumente possuindo um aspecto listrado pela alternância de cores rosa e branco ou rosa e bordô (Bocchi, 1970). A granulometria varia de média a grossa, sendo freqüentes os níveis conglomeráticos além de grânulos e seixos esparsos, por vezes marcando estratificações cruzadas acanaladas. Seus seixos são sub-arredondados a arredondados, e a matriz é constituída por grãos sub-angulosos a angulosos. Análise de proveniência dos seixos indica área fonte constituída por rochas graníticas e metamórficas, sendo raros os seixos de quartzo e comuns os de anfibolito.

As paleocorrentes medidas por Paim (1990) nesta formação, registradas na Fig. 9.1, indicam que sua área fonte soerguia-se a oeste e noroeste; a análise de proveniência mostra que esta fonte era o Terreno Rio Vacacaí e a distribuição de suas ocorrências ao longo de uma linha NNE-SSW que se estende do sul de Lavras do Sul ao sul de São Sepé é concordante com a estruturação geral das escamas tectônicas deste terreno. A interpretação evidente, principalmente observando que as ocorrências mais meridionais da Formação Maricá recobrem o embasamento cratônico, é que sua sedimentação reflete o relevo gerado pela obducção do Terreno Rio Vacacaí sobre o Cráton do Rio de La Plata e o transporte para E e

SE de suas escamas tectônicas. Em outras palavras, a Formação Maricá é a molassa do Terreno Rio Vacacaí.

EVOLUÇÃO DO TERRENO RIO VACACAÍ

Considerando as paleogeografias das unidades do Terreno Rio Vacacaí conforme discussões deste capítulo, sua evolução reflete a aproximação de duas placas (Fig. 10.4.A), uma mista contendo o (paleo)Continente Rio de La Plata e sua extensão oceânica ocidental - Placa Rio de La Plata - mergulhando por subducção intra-oceânica para oeste sob outra placa integralmente oceânica - Placa Rio Vacacaí. Na borda oriental da Placa Rio Vacacaí, refletindo a zona de subducção infra instalada, desenvolveu-se um sistema de arco de ilhas com diferenciação de suas paleogeografias: (1) arco magmático calci-alcalino de baixo-K - Arco Cambaí - com geração de dioritos, tonalitos, trondhjemitos e vulcanismo andesítico; (2) transição, em sentido à fossa de subducção, do arco magmático para uma bacia de ante-arco - Bacia Frontal Vacacaí - receptora de vulcanismo basáltico-andesítico-dacítico toleítico de alta alumina a calci-alcalino de baixo-K, predominantemente representado por seus equivalentes piroclásticos e vulcanoclásticos, com subordinada participação epiclástica - Metavulcano-Sedimentar Campestre; (3) passagem desta borda da bacia frontal junto ao arco magmático para suas porções interiores distais ao arco e proximais ao arco externo, tectônico, com deposição sedimentar por retrabalhamento dos depósitos vulcanogênicos anteriores e, possivelmente, também advinda das regiões emersas do arco externo - Metagrauvacas Arroio das Pedras.

Esta aproximação de placas e sua diferenciação paleogeográfica, de acordo com os dados radiométricos disponíveis, deve ter iniciado há mais de 770 Ma e se desenvolvido até cerca de 650 Ma quando ocorreu a obducção do Terreno Rio Vacacaí sobre o Cráton Rio de La Plata (Fig. 10.4.C) e o magmatismo granodiorítico-monzogranítico Cambaí terminal, seja por fusão crustal ou gerado por subducção residual.

Fig. 10.4 : Modelo evolutivo do Terreno Rio Vacacaí. A- perfil litosférico esquemático entre as Placas Rio de La Plata e Rio Vacacaí e paleogeografias geradas; B- disposição paleogeográfica em planta; C- obdução do Terreno Rio Vacacaí sobre o Cráton Rio de La Plata.

Durante esta evolução, conforme esquematizado na Fig. 10.4.B, a aproximação das Placas Rio Vacacaí e Rio de La Plata foi balizada a sul por uma zona de cisalhamento NW-SE, com movimentação dextral hipoteticamente induzida pela dorsal meso-oceânica do Oceano Charrua e pela zona de subducção do sistema de arco de ilhas Rio Vacacaí (tipo dorsal-fossa). Esta transformante possivelmente limitava o oceano e suas paleogeografias orogênicas de uma área continental granulítica antiga - Terreno Valentines - pois nos depósitos de sua bacia transformante - Filitos de Ibaré - a análise de proveniência indica tanto um tipo de fonte como outro, e a deposição de seus meta-ritmitos, tanto cobrindo áreas granulíticas como oceânicas (e.g., ofiolito Corticeira), caracteriza a dualidade do embasamento da bacia transformante.

A atividade tectônica da Transformante Ibaré acompanhou a evolução do Terreno Rio Vacacaí até sua obducção sobre o Cráton do Rio de La Plata, ainda balizando a sul o avanço deste complexo orogênico (Fig. 10.1). É interessante, neste sentido, observar que os depósitos mais orientais dos Filitos Ibaré dispõem-se sobre o embasamento antigo a sul de Lavras do Sul e próximos a ofiolitos (ofiolito Mantiqueiras) imbricados com gnaisses deste embasamento (Fig. 9.1). Esta disposição sugere que estes depósitos sejam tardios e formados durante o evento de obducção, o que explicaria, nesta região, a transição entre estes meta-ritmitos e a Formação Maricá postulada por Luzardo & Fernandes (1989): representaria a passagem de depósitos de bacia transformante para molassas da antefossa gerada durante o avanço do complexo obductante.

Como indicado na Fig 10.4 C, cuja montagem respeitou a modelagem gravimétrica feita por Shukowski et al. (1991), a zona de sutura entre o complexo obductado do Terreno Rio Vacacaí e a borda cratônica ocidental do Cráton Rio de La Plata deve localizar-se entre os mármore da Plataforma Carbonática Pedreiras e o ofiolito Mudador e depósitos associados (vide Fig. 10.1). Na região de Caçapava do Sul, possivelmente o granito homônimo está intrudido nesta zona de sutura, considerando sua deformação (vide Cap.11) e suas relações de intrusão tanto nos mármore da borda cratônica como no ofiolito Limoeiro. Outra

possível região em que esta zona de sutura pode estar representada situa-se a SW de Lavras do Sul onde os ofiolitos Cerro Mantiqueiras ocorrem imbricados com gnaisses do embasamento cratônico. Considerando estas duas regiões, a zona de sutura possui direção NE-SW e está, em grande parte, encoberta por depósitos vulcano-sedimentares do evento posterior, relacionados ao Orógeno Bom Jardim.

Com o encerramento da obducção do Terreno Rio Vacacaí sobre a borda do Cráton do Rio de La Plata outra zona de subducção deve ter se formado para dar continuidade ao consumo do Oceano Charrua. Em base às discussões do capítulo seguinte (Cap.11), conclui-se que esta nova zona de subducção instalou-se a oeste do complexo obductante (Fig, 10.4.C) com mergulho inverso ao anterior gerando, sobre este, outro sistema orogênico, agora de margem continental ativa tipo Cordilherana, o Orógeno Bom Jardim.

Embora nossos estudos no Terreno Rio Vacacaí estejam ainda em estágio incipiente, os elementos de Tectônica de Placas levantados são altamente significativos e caracterizam, desde nossa ótica, dois eventos formadores de montanhas com suas sedimentações sin-tectônicas: (1) a formação de um sistema de arco de ilhas intraoceânicos - Arco Cambaí - e bacias de ante-arco - Bacia Vacacaí - e transformante - Bacia Ibaré - associadas. Em referência ao arco magmático responsável pelo sistema montanhoso designamos aqui a este evento de Orogenia Cambaí; e (2) a instalação de uma cunha de obducção - Terreno Rio Vacacaí - sobre a borda do Cráton do Rio de La Plata e conseqüente geração de montanhas cuja erosão, transporte e sedimentação sin-tectônica pode estar representada pela Formação Maricá constituindo, então, a sedimentação molássica do evento. A este segundo evento, em referência ao nome do terreno suspeito então instalado, sugerimos a designação Orogenia Rio Vacacaí.

CAPÍTULO 11

O ORÓGENO BOM JARDIM

INTRODUÇÃO

As seqüências vulcano-sedimentares e granitos associados da borda oeste do Escudo Gaúcho no RS (Fig. 9.1) têm sido, como regra, relacionadas a eventos tardios e terminais do Ciclo Brasileiro com suas porções supracrustais interpretadas como molassas (e.g., Almeida, 1969; Loss & Roisenberg, 1972; Fragoso Cesar et al., 1985). Uma opinião dissonante e coerentemente mantida tem sido a do Prof. Maurício Ribeiro e colaboradores (Ribeiro & Carraro, 1971; Ribeiro & Fantinel, 1978; Ribeiro & Lichtemberg, 1978) que consideram molassa apenas os depósitos clásticos superiores em contraposição aos vulcano-sedimentares inferiores e granitos associados que assinalam (...) uma região de arco magmático que ocupava uma faixa arqueada, a qual não coincide com a direção nordeste-sudoeste em toda sua extensão, porém encontra-se truncada. Ainda, os fragmentos de seqüências ofiolíticas dispersos pelo Escudo Sul-Riograndense e tectonicamente encravados nos complexos granítico-gnáissicos, indicam que a área oceânica se encontrava mais a oeste durante o Pré-Cambriano Superior (Ribeiro & Fantinel, 1978, pgs. 48-49).

Esta interpretação, anterior aos dados geoquímicos e geocronológicos que agora lhe dão sustentação, foi sempre rebatida em nossos trabalhos (Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b, 1985), embora já em 1983 o então estudante do Curso de Geologia da UFRGS Antonio Carlos Ferreira, revisando dados geoquímicos referentes a algumas unidades vulcânicas, tenha nos alertado para o caráter shoshonítico destas, argumentando por uma evolução orogênica de seu ambiente deposicional. Os trabalhos geoquímicos posteriores (Nardi & Lima, 1985, 1987; Lima & Nardi, 1985) corroboraram a assertiva de Antonio Carlos Ferreira e, juntamente com novos dados geocronológicos (Teixeira, 1982a, Soliani Jr., 1986; Vieira Jr. & Soliani Jr., 1989) e recentes

estudos sobre os paleoambientes e seus sentidos preferenciais de correntes (Paim, 1990; Paim et al., 1990), evidenciaram a existência de um sistema orogênico independente do Cinturão Dom Feliciano e restrito à porção ocidental do escudo (Fragoso Cesar, 1990), conforme anteriormente defendido por Ribeiro & Fantinel (1978), que aqui designamos Orógeno Bom Jardim em referência à localidade onde ocorrem excelentes exposições de seus depósitos sedimentares e vulcânicos orogênicos, prioritariamente reunidos no Grupo Bom Jardim por Ribeiro et al. (1966).

PALEOGEOGRAFIAS E EVENTOS DO ORÓGENO BOM JARDIM

Conforme já antecipado em Ribeiro & Fantinel (1978), as unidades do Orógeno Bom Jardim representam as raízes de um arco magmático - granitos - e os depósitos supracrustais bacinais - vulcânicas e sedimentares. Seguindo esta linha, frente aos novos conhecimentos disponíveis, identificamos duas grandes paleogeografias neste sistema orogênico: (1) um arco magmático tipo cordilherano, formado por granitos diversos, de tonalitos a sienogranitos, desde calci-alcalinos a alcalinos com termos shoshoníticos, cujos equivalentes extrusivos invadem um (2) complexo bacinal onde se associam a sedimentos flysch e molasse que, por suas características gerais, conforme adiante discutido, constitui uma bacia de retro-arco (Fragoso Cesar, 1990), que aqui denominamos Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara. A organização temporal e geográfica destas unidades, condizentes com os dados litoquímicos e isotópicos disponíveis, permitem sua subdivisão em três eventos relacionados ao Ciclo Brasileiro no Orógeno Bom Jardim: (1) Evento Precoce-Orogênico, anterior a 600 Ma, (2) Evento Sin-Orogênico, bem marcado entre 580 e 550 Ma e (3) Evento Tardi-Orogênico, situado em torno de 530 Ma. Outro evento, cujos dados radiométricos apontam ter ocorrido há cerca de 465 Ma, é ainda ambíguo, não permitindo sua definição como um Evento Pós-Orogênico do Ciclo Brasileiro ou um Evento Anorogênico desvinculado deste ciclo. De qualquer forma, suas unidades

graníticas e vulcânicas serão discutidas conjuntamente com as demais.

A distribuição das unidades destas paleogeografias durante estes eventos não é homogênea na região oeste do Escudo Gaúcho no RS (vide Fig. 9.1), concentrando-se no Bloco São Gabriel, sendo que apenas os corpos graníticos possuem boas exposições no Bloco Taquarembó, onde as ocorrências vulcânicas e sedimentares são bastante restritas.

OS GRANITOS DO ORÓGENO BOM JARDIM; RAÍZES DE UM ARCO MAGMÁTICO TIPO CORDILHERANO

Na análise dos trabalhos envolvendo granitos do Orógeno Bom Jardim (e.g., Sartori, 1978; De Ros & Fernandes, 1981; Chemale Jr., 1982; Hartmann & Nardi, 1982, 1983; Bitencourt, 1983; Naumann, 1984; Naumann et al., 1984; Nardi, 1984; Nardi & Lima, 1985, 1987; Sartori & Kawashita, 1985, 1989; Soliani Jr., 1986; Nardi & Bitencourt, 1989; Andriotti et al., 1989; Vieira Jr. & Soliani Jr., 1989; Wildner et al., 1990; Cordani & Soliani Jr., 1990) salientam-se três aspectos: (1) a aplicação, embora ainda a nível preliminar, da divisão magma tectônica antes exposta; (2) as diferenças composicionais, particularmente no tocante à razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} , entre ocorrências contemporâneas situadas a norte (Bloco São Gabriel) e a sul (Bloco Taquarembó) do Lineamento Ibaré e, finalmente, (3) o maior conhecimento geológico, geoquímico e geocronológico acumulado sobre as ocorrências do Bloco São Gabriel em detrimento do Bloco Taquarembó. Em vista disto discutiremos agora os granitos a partir da ótica de sua divisão magma-tectônica enfatizando as exposições do Bloco São Gabriel e, quando possível, comparando-as às do Bloco Taquarembó. Por outro lado, seguindo a filosofia adotada nesta tese, simultaneamente à descrição teceremos considerações quanto ao significado destes granitos frente à Teoria de Tectônica de Placas.

OS GRANITOS PRECOCE-OROGÊNICOS

Em algumas regiões do Bloco São Gabriel, anteriormente mapeadas como "migmatitos homogêneos do Grupo Cambaí" (e.g., Jost, 1970), trabalhos recentes (e.g., Chemale Jr., 1982; Naumann, 1984; Naumann et al., 1984) têm individualizado corpos graníticos que relacionamos ao magmatismo inicial do Orógeno Bom Jardim (Fragoso Cesar, 1990) reunindo-os aqui como Granitos Precoce-Orogênicos. No atual quadro de conhecimentos destes granitos observam-se três ocorrências principais (Fig. 11.1): (1) o corpo formado pelo Monzogranito Santa Rita e Granodiorito Timbaúva (Naumann, 1984; Naumann et al., 1984) instalado junto ao Lineamento Ibaré; (2) a região a Oeste do Arroio América, apenas parcialmente mapeada com a separação do Granodiorito Santa Luzia e Monzogranito São Manoel (Chemale Jr., 1982; Naumann et al., 1984), e (3) a porção noroeste do complexo granítico de São Sepé individualizada por Sartori (1978) e recentemente designada Monzogranito Rincão dos Coqueiros por Wildner et al. (1990).

De forma sintética estes granitos precoce-orogênicos podem ser descritos como constituintes de uma suíte calci-alcalina de biotita ($\pm$ anfibólio) tonalitos, granodioritos e monzogranitos cinzentos. Considerando composições e texturas organizam-se em dois grupos principais: (1) granodioritos, subordinadamente tonalitos, equigranulares finos a médios de cor cinza homogênea (e.g., Granodioritos Timbaúva e Santa Luzia) e (2) monzogranitos, localmente granodioritos, porfiríticos finos a médios de cor cinza com pontuações rosadas (e.g., Monzogranitos Santa Rita, São Manoel e Rincão dos Coqueiros).

Dados geocronológicos nestes corpos graníticos são ainda incipientes, restringindo-se a quatorze análises Rb-Sr e três K-Ar, estas indicando resfriamento e/ou rejuvenescimento entre 585 e 555 Ma. Das análises Rb-Sr, seis foram obtidas no Granodiorito Timbaúva por Naumann (1984), cuja isócrona de referência apontou idade de 647 ± 34 Ma com R_0 : 0,7047 (Figs. 11.1 e 11.2.A1); três devem-se a Soliani Jr. (1986) em granitóides situados a oeste do Arroio América (granitos da Zona do Arroio do Jacques) com idade de 619 ± 15 Ma e R_0 : 0,7055 (Figs. 11.1 e 11.2.A2), e cinco foram efetuadas por Sartori

Fig. 11.1: Distribuição esquemática dos granitos do Orógeno Bom Jardim no Bloco São Gabriel com suas idades Rb-Sr e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Legenda: 1 - Granitos Precoce-Orogênicos, 2 - Granitos Sin-Orogênicos, 3 - Granitos Tardi-Orogênicos, 4 - Granitos Pós-Orogênicos ou Anorogênicos, 5 - Outras unidades do escudo, 6 - Cobertura Fanerozoica, 7 - Limites tectônicos do Bloco São Gabriel, 8 - Cidades

(1978) em amostras de Monzogranito Rincão dos Coqueiros, de idade de 669 ± 54 Ma e $Ro: 0,7062$ (Figs. 11.1 e 11.2.A3). Frente à imprecisão destes dados assume-se que a idade dos granitos precoce-orogênicos é superior a 600 Ma, possivelmente situadas ao longo do intervalo 650-600 Ma, considerando as idades mais jovens (>650 Ma) obtidas em gnaisses do Terreno Rio Vacacaí que serve de embasamento ao Orógeno Bom Jardim no Bloco São Gabriel.

A aplicação da Teoria de Tectônica de Placas à evolução destes granitos é fragilizada pelo incipiente conhecimento que deles se tem. No entanto, três pontos principais favorecem sua interpretação como granitos relacionados a um arco magmático tipo cordilherano (Pitcher, 1982, 1987): (1) constituem uma associação tonalito-granodiorito-monzogranito, possivelmente segundo o trend calci-alcalino granodiorítico de Lameyre & Bowden (1982); (2) as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} obtidas nos diagramas isocrônicos (Fig. 11.2.A) são relativamente baixas, variáveis de 0,7047 a 0,7062, compatíveis com plutonismo cordilherano e, finalmente, (3) a disposição geográfica dos plútons analisados (Fig. 11.1) mostra que as razões iniciais crescem de oeste para leste (Fig. 11.2.A) sugerindo o sentido de mergulho da placa oceânica sob a borda continental (Fig. 11.3.B).

No Bloco Taquarembó, apenas recentemente foram reconhecidos granitos brasileiros supostamente contemporâneos aos precoce-orogênicos do Bloco São Gabriel (Soliani Jr., 1986; Cordani & Soliani Jr., 1990), situados nas "Islas Cristalinas" de Rivera e Aceguá do Uruguai, junto à fronteira com o Brasil (Figs. 9.1 e 11.3). Compreendem granodioritos e monzogranitos porfiríticos datados por Soliani Jr. (1986) que apresentaram idades de 689 ± 67 Ma e $Ro: 0,7074$ (Rivera) e 664 ± 38 Ma com $Ro: 0,7077$ (Aceguá), apontando aumento na razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} acompanhado por decréscimo nas idades aparentes com polaridade de oeste para leste, análoga à sugerida para os granitos precoce-orogênicos do Bloco São Gabriel.

Estes resultados permitem diversas considerações, partindo de dois pressupostos excludentes: (1) estes granitos são contemporâneos aos precoce-orogênicos do Bloco São Gabriel, o que é possível frente à imprecisão geral das medidas obtidas, ou (2) são mais antigos, com idades reais superiores a 650 Ma, que os

Fig. 11.2: Diagramas isocrônicos Rb-Sr de granitos e riolitos do Orogênio Bom Jardim no Bloco São Gabriel divididos em função de grupos magmáticos e da posição geográfica dentro de cada grupo. Todos os diagramas, exceto B₁, estão contidos em Soliani Jr. (1986).

levariam à correlação temporal com os Gnaisses Cambaí do Terreno Rio Vacacaí (cap. 10).

De acordo com o primeiro pressuposto, as razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mais elevadas (0,7074 e 0,7077) poderiam refletir locus mais profundo de geração magmática a partir de uma placa oceânica mergulhando para leste, isto é, seriam granitos precoces-orogênicos mais distais em relação à zona de subducção do que seus contemporâneos do Bloco São Gabriel. No entanto, se traçarmos uma linha de direção NNE-SSW passando entre as exposições do Bloco São Gabriel, sua extensão a SSW passaria também entre as ocorrências do Bloco Taquarembó. Considerando que NNE-SSW é a direção tectônica geral do Orógeno Bom Jardim é difícil visualizar os granitos do último bloco como distais em relação ao primeiro. Mesmo que o lineamento limítrofe (Lineamento Ibaré) entre os blocos tivesse movimento transcorrente dextral, o que explicaria a atual disposição longitudinal dos corpos graníticos, restaria o problema das idades pois, teoricamente, os plútons mais distais, além das razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mais elevadas, deveriam apresentar idades mais jovens. Por outro lado, todos estes aspectos estariam explicados se o Lineamento Ibaré representasse a extensão oriental de uma falha transformante unindo duas zonas de subducção com mergulho para leste, desde que

Fig. 11.3: Modelos e alternativas paleogeográficas para a evolução do Cinturão Ribeira no RS durante o Proterozóico Superior e Cambriano Inferior considerando idades radiométricas Rb-Sr e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ frente às posições geográficas de corpos graníticos diversos e da possível atividade transformante do Lineamento Ibaré nestes períodos. Vide discussão no texto.

rochas vulcânicas e sedimentares da Formação Bom Jardim, levam a sua classificação como Granitos Sin-Orogênicos.

O Maciço Granítico de Lavras do Sul, de acordo com os conhecimentos acumulados em investigações recentes (e.g., Nardi, 1984; Nardi & Lima, 1985, 1987; Soliani Jr., 1986; Vieira Jr. & Soliani Jr., 1989), constitui um plúton zonado de forma concêntrica compartimentado por Nardi (1984) em três litofacies com contatos gradacionais: (1) uma zona central, de composição granodiorítica a monzogranítica; (2) uma zona de bordo, formada por pertita granitos, e (3) uma zona transicional de composição intermediária entre as litofacies anteriores, sendo comum nas duas primeiras, particularmente na zona transicional, a presença de feldspatos potássicos manteados por plagioclásio (textura rapakivi). Esta zonalidade concêntrica foi interpretada pelo referido autor como resultado da assimilação de um corpo granítico mais antigo (zona central) por uma intrusão envolvente mais jovem (zona de bordo), produzindo uma zona transicional pela reação entre estes corpos. Os dados químicos deste plúton, tratados por Nardi & Lima (1985, 1987), apontaram um caráter shoshonítico para o granito da zona central e alcalino para a zona de bordo. O tratamento radiométrico feito em amostras das três zonas consideradas foi efetuado por Soliani Jr. (1986) pelo método Rb-Sr que levantou as idades de 653 ± 34 Ma para a zona central, 592 ± 46 Ma para a zona transicional e 554 ± 25 Ma para a zona de bordo com razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7038, 0,7042 e 0,7050, respectivamente (Figs. 76, 77 e 78 in Soliani Jr., 1986). Por outro lado, este autor sugeriu que o pequeno corpo charnoquítico, variável de hiperstênio sienito a diopsídio-biotita-hiperstênio-quartzo sienito (De Ros & Fernandes, 1981), associado ao Granito Lavras do Sul e sempre interpretado como um enclave do embasamento antigo (e.g., De Ros & Fernandes, 1981; Hartmann & Nardi, 1983; Nardi & Lima, 1985), poderia representar uma facies marginal do plúton granítico, relacionada ao granito da zona de bordo em face a duas análises radiométricas que se alinham na isócrona de 554 ± 24 Ma modificando-a ligeiramente para 555 ± 12 Ma e conservando a mesma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7050 (Fig. 79 in Soliani Jr., 1986).

O modelo acima discutido, proposto por Nardi (1984) e retomado por Nardi & Lima (1984) e Soliani Jr. (1986), foi recentemente contestado por Vieira Jr. & Soliani Jr. (1989). Aliando as observações de campo (perfeita transição entre as litofacies, com encraves raros porém análogos em todas elas) aos dados petrográficos, geoquímicos (elementos maiores, traços e ETR) e isotópicos (Rb-Sr e K-Ar) disponíveis em Nardi (1984) e Soliani Jr. (1986), Vieira Jr. & Soliani Jr. (1989) concluíram que a zonalidade do maciço de Lavras do Sul não reflete um processo de assimilação de um tipo granítico por outro, mas pode ser explicada por (...) cristalização fracionada, na forma de fracionamento convectivo, através da cristalização de fases como plagioclásio, feldspato potássico, biotita e quartzo (op. cit., pg.148) dentro de um único plúton, conforme esquematizado na Fig. 11.4. Evidentemente, este modelo entra em confronto com as distintas idades Rb-Sr organizadas em três isócronas (653 ± 34 Ma, 592 ± 46 Ma e 554 ± 25 Ma) referentes às três zonas. No entanto, plotando todas as análises em uma única isócrona (Fig. 11.2.B1), esta mostra-se de melhor qualidade e aponta idade de 568 ± 6 Ma com $R_o: 0,7045$, compatível com a idade K-Ar de 570 ± 12 Ma obtida por Minioli & Kawashita (1971) em cornubianito do Membro Hilário junto ao contato intrusivo do granito de Lavras do Sul, conforme apontado pelos referidos autores. Em síntese, Vieira Jr. & Soliani Jr. (1989) postulam que o maciço granítico de Lavras do Sul constitui uma intrusão shoshonítica gerada por (...) diferenciação de uma fusão oriunda de um manto modificado por subducção de placa oceânica (op. cit., pg. 148) em torno de 570 Ma.

O Corpo Granítico de Caçapava do Sul (Fig. 11.1) tem sido estudado com relativo detalhe nos últimos anos por Bitencourt (1983), Sartori & Kawashita (1985, 1989), Nardi & Bitencourt (1989), Andriotti et al. (1989) e Wildner et al. (1990). Sua heterogeneidade composicional, que reúne rochas variáveis desde quartzo-dioritos até sienogranitos, predominantemente granodioritos e monzogranitos, levou Nardi & Bitencourt (1989) a separação de três litofacies principais, intimamente associadas: (1) biotita granitóides, cinzentos, com teores elevados de biotita e allanita como acessórios; (2) leucogranitóides,

Fig. 11.4: Modelo evolutivo para o Maciço Granítico de Lavras do Sul por fracionamento convectivo sugerido por Vieira Jr. & Soliani Jr. (1989): (a) início de cristalização ao longo das paredes durante a intrusão granítica, (b) líquidos menos densos adjacentes aos cristais formados ascendem dividindo a câmara em duas porções: zona de bordo (topo) e zona central (base) com interface transicional. Cristais de feldspato potássico despreendem-se do teto atravessando as zonas transicional e central onde sofrem manteamento (textura rapakivi); (c) completa cristalização apresentando nível de erosão mergulhante para sudeste (extraído de Vieira Jr. & Soliani Jr., 1989).

rosados, pobres em máficos, localmente com granada e/ou muscovita como acessórios e (3) granitóides transicionais, com características intermediárias entre (1) e (2). Associados principalmente aos leucogranitóides ocorrem microgranitos, aplitos e pegmatitos, freqüentemente muscovíticos e com pequenas quantidades de turmalina.

A idade deste plúton granítico foi recentemente bem caracterizada por Sartori & Kawashita (1985) em 552 ± 4 Ma com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7050 (Fig. 11.2.B2) analisando amostragem representativa de todo seu espectro composicional. A mesma idade foi obtida no granito Santo Ferreira (Sartori & Kawashita, 1989), uma apófise situada a sudeste do plúton principal (Ribeiro, 1970a). Nardi & Bitencourt (1989) recalcularam a isócrona de Sartori & Kawashita (1985) utilizando apenas as análises dos citados autores referentes aos granitóides leucocráticos obtendo idade análoga de 549 ± 2 Ma e Ro : 0,7051.

A caracterização estrutural do corpo granítico tem sido objeto de estudo de Bitencourt (1983) e Nardi & Bitencourt (1989) que o descrevem como um plúton foliado em condições metamórficas de facies xistos verdes. A foliação, cujas atitudes obtidas por Nardi & Bitencourt (1989) estão registradas na Fig. 11.5.A, mostra-se mais intensa junto às bordas do corpo e apresenta com frequência feições miloníticas acompanhadas por lineações de estiramento de direção entre N10E a N20E com caimento neste sentido variável de 0° a 28° . No extremo sudeste do corpo, estes autores apontam que o granito estrutura-se como gnaiss com bandas de biotita tonalitos a granodioritos, leucogranitóides e granitóides transicionais mostrando dobramentos isoclinais recumbentes, parcialmente transpostos, além de dobras abertas tardias.

O caráter concordante do corpo granítico nos metamorfitos envolventes, conforme discutido por Nardi & Bitencourt (1989), é evidenciado pelo paralelismo da foliação milonítica e gnáissica do granito com a foliação principal das unidades metamórficas encaixantes e pela ocorrência de apófises na forma de lâminas graníticas foliadas mostrando boudinage e estruturas pinch-and-swell afetando concordantemente estas encaixantes. Evidências de metamorfismo de contato estão bem registradas nos mármore da

Fig. 11.5: Modelo estrutural da Sheet Granítica Caçapava do Sul. A - Esboço geológico com exposição especulativa da Plataforma Carbonática Pedreiras e possíveis depósitos associados (modificado de Ribeiro et al., 1966 e Ribeiro, 1970a) mostrando atitudes de foliação da sheet granítica e trend de suas encaixantes (extraídas de Nardi & Bitencourt, 1989); B - Secções geológicas hipotéticas tentando destacar o caráter de sheet para o corpo granítico e suas relações estruturais com as encaixantes metamórficas.

Plataforma Carbonática Pedreiras (Cap. 09), minuciosamente estudadas por Bortolotto (1986), enquanto no Terreno Rio Vacacaí, elementos diagnósticos deste metamorfismo são raros e referem-se à formação muito localizada de cornubianitos, conforme apontado por Leinz et al. (1941) e Ribeiro et al. (1966).

Estas relações estruturais levaram Nardi & Bitencourt (1989) a interpretarem o plúton de Caçapava do Sul como um diápiro dômico granítico. A interpretação que aventamos, preliminarmente exposta em Fragoso Cesar (1990), considera os dados estruturais e metamórficos apontados por estes autores, as relações de campo com as encaixantes metamórficas e o significado tectônico destas, conforme discutido nos capítulos 09 e 10, concluindo-se que este corpo constitui uma sheet granítica intrudida concordantemente ao longo da zona de obducção do Terreno Rio Vacacaí sobre a Plataforma Carbonática Pedreiras quando ainda ocorria movimentação relativa entre estas unidades - daí seu caráter foliado, milonítico a gnáissico - sendo o conjunto dobrado em fase posterior, possivelmente em padrão "domo & bacia" - daí a forma dômica da exposição granítica (Fig. 11.5.B).

Estudos geoquímicos efetuados neste corpo granítico são devidos a Sartori & Kawashita (1985), Nardi & Bitencourt (1989) e Wildner et al. (1990) que definem seu caráter metaluminoso e trend calci-alcalino de diferenciação magmática. Análises de elementos traços dos biotita granitóides levantadas por Nardi & Bitencourt (1989) mostraram similaridades com as de granitóides calci-alcalinos (...) desenvolvidos em áreas orogênicas com espessa crosta continental (op. cit., p. 162). Na mesma linha, ETR dos biotita granitóides organizam-se, de acordo com estes autores, em padrões semelhantes aos dos granitóides calci-alcalinos do Batólito Costeiro do Peru mostrando, no entanto, discreto enriquecimento em ETR leves, possivelmente reflexo de uma maior maturidade do arco magmático durante sua intrusão. Quanto aos leucogranitóides associados, Nardi & Bitencourt (1989) discutem que, apesar dos dados disponíveis não demonstrarem comagmaticidade destes com os biotita granitóides, as evidências geoquímicas são consistentes com a cogeneticidade destas rochas. Em síntese concluem, frente aos dados litoquímicos e isotópicos, que o plúton granítico de Caçapava do Sul (...) está relacionado

com magmatismo básico mantélico, seja por diferenciação direta e contaminação crustal, seja por fusão de rochas granulíticas influenciadas pelo magma mantélico (op. cit., p. 167), refletindo consumo de placa oceânica sob uma espessa borda continental.

Considerando as discussões referentes aos plútons graníticos de Lavras do Sul (Vieira Jr. & Soliani Jr., 1989) e Caçapava do Sul (Nardi & Bitencourt, 1989) destacam-se os seguintes pontos: (1) são granitos orogênicos de elevada diferenciação, seja seguindo o trend shoshonítico (Lavras do Sul) ou calci-alcálico (Caçapava do Sul), intrudidos em espessa margem continental; (2) suas idades decrescem de oeste (Lavras do Sul: ~ 570 Ma) para leste (Caçapava do Sul: ~ 550 Ma) acompanhadas por acréscimo nas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} (Lavras do Sul: 0,7045; Caçapava do Sul: 0,7050) e, (3) em aparente contradição, o granito mais jovem (Caçapava do Sul) mostra-se deformado e metamorfozizado enquanto o mais antigo (Lavras do Sul) mostra-se isento de metamorfismo e deformação. Este último ponto levou Nardi & Bitencourt (1989) a levantarem a hipótese de que a idade real do Granito de Caçapava do Sul poderia não ser a representada pela isócrona Rb-Sr obtida por Sartori & Kawashita (1985, 1989), mas superior a 650 Ma, implicitamente correlacionando-o aos Gnaisses Cambaí.

Considerando os pontos acima destacados visualizamos o Evento Sin-Orogênico do Orógeno Bom Jardim no Bloco São Gabriel conforme esquematizado na Fig. 11.9. De acordo com este modelo os Granitos Lavras do Sul e Caçapava do Sul intrudem uma margem continental espessada devido à obducção do Terreno Rio Vacacaí sobre a antiga margem continental passiva do Continente Rio de La Plata. A variação de idades decrescentes acompanhadas por acréscimo nas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de oeste para leste refletem o sentido de mergulho da Placa Rio Vacacaí sob a Placa Rio de La Plata, e as diferenças deformacionais e metamórficas entre os Granitos Lavras do Sul e Caçapava do Sul devem-se aos seus distintos sítios de intrusão: enquanto o primeiro aloja-se na cunha obductada, internamente coesa, o segundo intrude-se ao longo do contato tectônico entre a cunha alóctone e seu anteparo rígido, estruturando-se como uma *sheet* foliada e metamorfozizada em função da movimentação relativa entre as unidades tectônicas encaixantes.

A sul do Lineamento Ibaré, no Bloco Taquarembó, tem sido individualizado um batólito granítico multi-intrusivo (Hartmann & Nardi, 1982) cujos dados geocronológicos disponíveis (Soliani Jr., 1986) apontam contemporaneidade com os granito sin-orogênicos do Bloco São Gabriel. Internamente este batólito é formado por três suítes graníticas (Hartmann & Nardi, 1982): (1) Suíte Santo Afonso, (2) Suíte Vauthier e (3) Suíte Saibro.

A Suíte Santo Afonso compõe o arcabouço do batólito granítico, estando intrudida em granulitos e gnaisses do Proterozóico Inferior constituintes do embasamento do Bloco Taquarembó (vide Cap. 09) e sendo a encaixante das outras suítes graníticas. Petrograficamente é formada por biotita ($\pm$ anfibólio) monzogranitos e granodioritos, subordinadamente sienogranitos, quartzo monzonitos e quartzo monzodioritos, de cores variáveis de cinza claro a rosa, equigranulares a porfiríticos, granulometria média a grossa e contendo magnetita, esfeno e zircão como acessórios primários (Hartmann & Nardi, 1982). Quimicamente, de acordo com estes autores, são metaluminosos e situam-se ao longo do limite dos campos calci-alcalino e alcalino do diagrama de Wright (1969). A idade dos granitos desta suíte foi investigada em nove amostras de monzogranitos extraídas de três afloramentos situados na porção sudoeste do batólito por Soliani Jr. (1986) sendo obtido diagrama isocrônico Rb-Sr de 568 ± 48 Ma e Ro: 0,7077.

A Suíte Vauthier (Hartmann & Nardi) possui características texturais de plutonitos sub-vulcânicos, porfiríticos de matriz fina e composição petrográfica e química análoga à da Suíte Santo Afonso. É interpretada pelos autores citados como equivalente em nível crustal mais raso daquela suíte, possivelmente como alimentadores de vulcanismo contemporâneo.

A Suíte Saibro ocorre como pequenos ($<6\text{Km}^2$) plútons arredondados a elípticos intrusivos na Suíte Santo Afonso e no embasamento antigo. Sua composição petrográfica e química é marcadamente distinta em relação às demais suítes: é formada por pertita granitos e sienogranitos ricos em quartzo, localmente pobres (pertita sienitos e sienitos), de cores claras rosadas devido ao baixo teor de máficos, granulometria média a fina, ocasionalmente grossa, com anfibólio, piroxênio, biotita, zircão

e fluorita como acessórios, sendo os anfibólios em parte arfvedsonita e os piroxênios aegirina (Hartmann & Nardi, 1982; Nardi et al., 1985). Seu tipo de ocorrência e mineralogia, juntamente com dados químicos, levaram estes autores a defini-la como uma suíte alcalina cuja idade, ainda precária por ser convencional, sugere gênese há 557 ± 9 Ma (Teixeira, 1982a). Apesar de convencional, a alta razão $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ da análise ($17,567 \pm 0,149$) torna razoavelmente confiável a idade obtida.

Além destes granitos do Bloco Taquerembó, Soliani Jr. (1986) e Cordani & Soliani Jr. (1990) dataram corpos graníticos das "Islas Cristalinas" de Rivera e Aceguá cuja isócrona de referência aponta idade de ~ 575 Ma com $\text{Ro}: 0,707$, sugerindo contemporaneidade e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ similar à da Suíte Santo Afonso.

Comparando-se os granitos deste período, que afloram nos Blocos São Gabriel e Taquarembó, são notáveis os seguintes pontos: (1) no Bloco São Gabriel os granitos considerados possuem idades entre 570-550 Ma e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 0,7045 e 0,7050 e (2) no Bloco Taquerembó apresentam idades similares, entre 575-555 Ma, porém com Ro mais elevadas, entre 0,7070 e 0,7077. Considerando o modelo antes apontado para a evolução dos granitos sin-orogênicos do Bloco São Gabriel e estendendo-o para o Bloco Taquarembó torna-se, mais uma vez, conveniente interpretarmos o Lineamento Ibaré como uma falha transformante que separa duas zonas de subducção mergulhante para leste, uma sob o Bloco São Gabriel, relacionada à gênese dos Granitos Lavras do Sul e Caçapava do Sul e outra, mais ocidental, sob o Bloco Taquarembó, gerando granitos mais distais que afetam o embasamento cratônico, como esquematizado na Fig. 11.3.C. Entre estes granitos distais os plútons mais jovens (~ 555 Ma ?) são alcalinos (aegirina - arfvedsonita granitos da Suíte Saibro), elemento que levou Hartmann & Nardi (1982) e Nardi et al. (1985) a interpretá-los como anorogênicos. No entanto, mesmo em batólitos orogênicos gerados por subducção oceânica, como exemplificado pelo Batólito Sierra Nevada, seus plútons mais distais à zona de subducção são acompanhados por pequenas intrusões alcalinas (Sylvester et al., 1978 apud Pitcher, 1982). Neste sentido é importante ressaltar uma conclusão de Pitcher

(1982) a respeito do plutonismo em cinturões cordilheranos: *within the continent, A-type alkalic granites overlap in space with the more "evolved" I-types* (pg. 24), para visualizarmos a relação entre granitos da Suíte Santo Afonso e os pequenos plútons alcalinos da Suíte Saibro.

OS GRANITOS TARDI-OROGÊNICOS

Dentro da divisão magma-tectônica que tentamos aplicar para dividir os granitos do Orógeno Bom Jardim os principais critérios que temos empregado são: (1) composição, (2) situação geográfica, (3) idade e (4) razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Seguindo estes critérios sugerimos que o Granito São Sepé (Sartori, 1978; Wildner et al. 1990) seja considerado um representante do magmatismo tardi-orogênico pois é mais jovem, possui razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ superior, petrograficamente é mais restrito e geograficamente situa-se a ocidente do plutonismo sin-orogênico, o que dificulta interpretá-lo como um granito distal do evento que gerou os granitos de Lavras do Sul e Caçapava do Sul.

O Granito São Sepé (fig. 11.1) é formado por granitos (s.s), petrograficamente situados em torno do limite sienogranito-monzogranito, com baixo teor de máficos (biotita), cor castanho avermelhada pálida, granulometria variável de grossa, nas porções centrais do maciço, a fina, junto às bordas; a presença comum de cavidades mirolíticas centimétricas a decimétricas caracterizam-no como um granito epizonal (Sartori, 1978). A idade deste plúton foi obtida por Sartori (1978) pelo método Rb-Sr (10 amostras) e recalculada por Soliani Jr. (1986) em 527 ± 7 Ma com $R_o: 0,7067$ (Fig 11.2 C₂).

Frente aos dados atualmente disponíveis, o Granito São Sepé e possivelmente o Granito Cerro da Cria (Soliani Jr., 1986) constituem os únicos representantes do plutonismo tardi-orogênico do Orógeno Bom Jardim, dificultando a interpretação de sua origem. No entanto, considerando a contemporaneidade deste plutonismo com o vulcanismo explosivo formador dos Riолitos Acampamento Velho (Fig. 11.2 C₁), que apresenta idade Rb-Sr de 529 ± 4 Ma e $R_o: 0,7057$ (Cordani et al., 1974; Teixeira, 1982a),

é plausível supor que sua gênese esteja também relacionada à subducção oceânica, representando o plutonismo distal de uma zona de subducção que retroagiu para oeste - ou teve seu mergulho acentuado - após o Evento Sin-Orogênico.

OS GRANITOS PÓS-OROGÊNICOS OU ANOROGÊNICOS

O plutonismo terminal do Ciclo Brasileiro no Orógeno Bom Jardim é pouco conhecido e, em síntese, está representado pelo Granito Ramada (R. Naime in Soliani Jr., 1986), por diques de microgranitos intrusivos no Granito São Sepé (Sartori, 1978) e, possivelmente, pelos Granitos Jaguarí (Jost & Villwock, 1966) e Santa Zélia (Naumann et al., 1984).

O Granito Ramada (Fig 11.1), após os estudos preliminares de Leinz et al. (1941) e Ribeiro et al. (1966), foi objeto de dissertação de mestrado de Roberto Naime (in Soliani Jr., 1986) que o dividiu em duas litofacies: uma setentrional, predominantemente monzogranítica, e outra meridional, sienogranítica, ambas com biotita e hornblenda como acessórios principais. Sete análises Rb-Sr efetuadas por Roberto Naime na litofacies monzogranítica foram plotadas em diagrama isocrônico por Soliani Jr. (1986) que obteve idade de 446 ± 13 Ma com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7108 (Fig 11.6.B).

Diques de microgranitos deste evento ocorrem intrudidos no Granito São Sepé, tendo sido estudados por Sartori (1978) e decritos como ortoclásio-albita granitos finos de cor avermelhada clara, baixo teor de máficos (< 3% de biotita), cavidades miarolíticas comuns e idade Rb-Sr, recalculada por Soliani Jr. (1986), de 466 ± 6 Ma e Ro : 0,7102 (Fig. 11.6.B).

O Granito Jaguarí foi preliminarmente estudado por Jost & Villwock (1966), Sartori (1978) e Naumann et al. (1984), entre outros. De acordo com estes autores é formado por K-feldspato granitos e sienogranitos equigranulares grossos a médios, cor rosa avermelhada e baixo teor de máficos (biotita). Sartori (1978) realizou quatro análises Rb-Sr neste granito que, plotados em diagrama isocrônico por Soliani Jr. (1986), apontaram idade de 539 ± 20 Ma com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ anormalmente baixa de

0,7029. Por outro lado, se excluirmos a análise de mais alta razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (JA.18:23,62) e mantivermos as outras três (JA 12:5,58; JA13:3,07 e JA14:5,99) a idade obtida será $433 \pm 62\text{Ma}$ com $\text{Ro}: 0,70982 \pm 0,00437$ (fig. 11.6 A). Esta nova isócrona, construída com ajuda de Helen Sonoki e Ivone Sonoki do CPGeo-USP, apesar de suas deficiências intrínsecas, apresenta idade e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ análogas à dos outros corpos intrusivos do Evento Pós-Orogênico ou Anorogênico. Frente a isso assumimos, até estudos conclusivos, que o granito Jaguarí, assim como o Granito Santa Zélia correlacionado a ele por Naumann et al. (1984), devem representar intrusões pós-orogênicas ou anorogênicas.

Fig 11.6 Diagrama isocrônico Rb-Sr do magmatismo pós-orogênico ou anorogênico que afeta o Bloco São Gabriel. A- Diagrama de referência do Granito Jaguarí com exclusão da análise JA-18 de Sartori (1978), com a inclusão desta análise a idade passa para $529 \pm 20 \text{ Ma}$ com $\text{Ro}: 0,7029$ (Sartori, 1978); B- Diagrama de referência reunindo análises do Granito Ramada, Riolitos da Serra Tupanci e microgranitos intrusivos no Granito São Sepé (extraído de Soliani Jr., 1986). Observe que as três análises do Granito Jaguarí possuem razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ análogas às do Granito Ramada.

Os elementos acima citados indicam que após intenso e extenso magmatismo que afetou o Orógeno Bom Jardim até cerca de 530 Ma houve um considerável período sem atividade magmática que estendeu-se por mais de 60 milhões de anos, até próximo a 465 Ma quando formaram-se alguns plútons graníticos com razões iniciais

$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ significativamente mais elevada ($\sim 0,710$) que a de seus precedentes ($0,7045-0,7077$). Este plutonismo jovem, localmente acompanhado por vulcanismo ácido alcalino (Riolitos da Serra Tupanci: Menegotto & Medeiros, 1976), pode representar os espasmos terminais da Orogenia Bom Jardim ou, considerando o longo intervalo de tempo que os separa do plutonismo orogênico, um evento anorogênico sem vinculação com a história evolutiva daquele orógeno.

A BACIA DE RETRO-ARCO SANTA BÁRBARA

As observações de campo, análises litoquímicas e dados radiométricos disponíveis sobre o vulcanismo e sedimentação da Formação Bom Jardim, Riolitos Acampamento Velho e Molassa Santa Bárbara mostram que seus ambientes deposicionais foram condicionados pela instalação do arco magmático tipo cordilherano relacionado às intrusões graníticas sin- e tardi-orogênicas antes discutidas. As medidas de paleocorrentes (Fig. 9.1) levantadas por Becker & Fernandes (1982) e Paim (1990) nestas unidades apontam predominantemente para leste, subordinadamente para nordeste, em concordância com a polaridade do plutonismo granítico gerado durante o mergulho da placa oceânica subductada sobre o Continente Rio de La Plata nestes eventos (Fig. 11.9). Estes elementos, aliados a outros neste item discutidos, tais como o caráter de tecto-facies flysch e molasse para depósitos sedimentares destas unidades e o trend evolutivo altamente diferenciado de seus vulcanitos, permitem interpretar o complexo de bacias receptoras como uma bacia de retro-arco (Fragoso Cesar, 1990), aqui designada Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara. Nesta bacia, além das seqüências sin- e tardi-orogênicas, localmente ocorrem registros de atividade vulcânica bem mais jovem, pós-orogênica ou, mesmo, anorogênica: os Riolitos da Serra Tupanci.

A FORMAÇÃO BOM JARDIM: VULCANISMO SIN-OROGÊNICO E
SEDIMENTAÇÃO FLYSCH NA BACIA DE RETRO-ARCO SANTA BÁRBARA

No mapeamento 1:250.000 da Quadricula de Caçapava do Sul, Ribeiro et al. (1966) reuniram o conjunto vulcano-sedimentar que cobre o Bloco São Gabriel e as seqüências sedimentares basais da Antefossa Camaquã (Cap. 07) sob a designação Grupo Bom Jardim, constituído por duas formações: uma inferior sedimentar (Formação Arroio dos Nobres) com dois membros (Membro Mangueirão e Membro Vargas) e outra superior vulcânica (Formação Crespos), também dividida em dois membros (Membro Hilário e Membro Acampamento Velho). Posteriormente, mapeando na escala 1:50.000 a Folha de Bom Jardim, que contém a localidade de referência do grupo homônimo e situa-se no quadrante noroeste do Bloco São Gabriel, Ribeiro (1970a) demonstrou que (...) nesta área as rochas antes mapeadas e descritas separadamente como Formação Arroio dos Nobres e Crespos, na realidade formam um complexo geneticamente interrelacionado de maneira tão íntima, que torna-se desaconselhável traçar qualquer linha de separação estratigráfica em qualquer nível de seqüências de camadas com associações litológicas similares (op. cit., pgs. 31-32). Em função desta descoberta, o referido autor preferiu usar, então, a designação Grupo Bom Jardim Indiferenciado, implicitamente admitindo sua categoria como formação.

Nos trabalhos que efetuamos nesta unidade do Bloco São Gabriel (e.g., Fragoso Cesar et al., 1985; Lavina et al., 1985), independente dos conceitos e designações que então utilizávamos, constatamos a rigorosa correção da assertiva formulada por Ribeiro (1970a) e sua aplicação a nível regional, levando-nos, agora, a redefinir como Formação Bom Jardim o complexo vulcano-sedimentar dobrado e, em essência, não metamorfizado, que ocorre no Bloco São Gabriel, conforme registrado no mapa anexo e na Fig. 9.1. Possíveis ocorrências equivalentes do Bloco Taquarembó também estão registradas, mas são correlações frágeis por ausência de trabalhos específicos, sejam de campo, petrográfico, litotímico ou radiométrico. Por isto, e por falta de estudos nossos naquele bloco, restringiremos as discussões às exposições do Bloco São Gabriel.

A Formação Bom Jardim no Bloco São Gabriel é constituída por uma seqüência de milhares de metros de espessura de rochas vulcânicas e sedimentares lateral e verticalmente interdigitadas afetadas por falhas e dobras de estilos variados (Fig. 11.7): na região de Bom Jardim, sua localidade tipo (Figs. 11.7.A-A' e B-B'), estrutura-se em dobras abertas a fechadas de direção axial NNE-SSW e mergulho para NNE enfiadas e deslocadas por falhas transcorrentes de igual direção, sendo os dobramentos relacionados à movimentação das falhas por Ribeiro (1970a); na região em torno do Platô da Ramada (Fig. 11.7.C-C') ocorre em uma ampla e suave sinclinal de direção WNW-ESE; e em outras regiões (e.g., a leste de Lavras do Sul e a oeste da Serra de Santa Bárbara; Fig. 11.7.D-D') tende a organizar-se em homoclinais com mergulhos de camadas predominando para E e NE.

Internamente, a Formação Bom Jardim tem sido dividida em duas unidades principais de mapeamento desde o trabalho de Ribeiro et al. (1966): os Membros Hilário (vulcânico) e Mangueirão (sedimentar), sendo as lentes rudíticas deste último correlacionadas ao Membro Vargas da Antefossa Camaquã (Cunha Rudítica Vargas da Formação Arroio dos Nobres: Cap. 07). No presente texto, pelas características litoquímicas da unidade vulcânica levantadas por Rocha Filho & Ferreira (1984), Nardi & Lima (1985), Lima & Nardi (1985) e Vieira Jr. et al. (em prep.), sugerimos para esta a designação Shoshonitos Hilário, e, para as intercalações sedimentares, incluindo as lentes rudíticas e areno-conglomeráticas, dadas suas características tecto-deposicionais, a definição de Flysch Mangueirão.

Os Shoshonitos Hilário

Após a referência de Carvalho (1932) à erupção de andesitos e tufos vulcânicos, as principais exposições vulcânicas do Bloco São Gabriel foram reunidas por Robertson (1966) no Hilário Andesite, denominação consagrada nos trabalhos posteriores, seja na categoria de membro (e.g., Ribeiro et al., 1966; Willig et al., 1974; Carraro et al., 1974; Santos et al., 1978; Fragoso

Fig 11.7: Secções geológicas esquemáticas na Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara: A-A' - Região de Bom Jardim; B-B' - ao longo da BR-392 a sudeste de Caçapava do Sul; C-C' - ao longo do Platô da Ramada; D-D' - Vale de Santa Bárbara a oeste de Caçapava do Sul (modificadas de Fragoso Cesar et al., 1985). Legenda: 1-5: Formação Bom Jardim; 1-3: Flysch Manguirão : 1- ritmitos arenopelíticos; 2-ruditos; 3-arcósios; 4-5: Shoshonitos Hilário: 4- basaltos, andesi-basaltos e andesitos; 5- piroclásticas intermediárias a ácidas; 6-8: Molassa Santa Bárbara; 6- Conglomerados Coxilha; 7- Arcósios Serra do Segredo; 8- Ritmitos Lanceiros; 9- Riolutos Acampamento Velho; 10- granitos; 11- Terreno Rio Vacacaí; 12- Plataforma Carbonática Pedreiras; 13- falhas; 14- Limite tectônico oriental do Bloco São Gabriel.

Cesar et al., 1985) ou formação (e.g., Ribeiro & Fantinel, 1978; Ribeiro & Lichtemberg, 1978; Lima & Nardi, 1985; Horbach et al., 1986). Nos últimos anos, graças às análises litoquímicas efetuadas nestes vulcanitos, particularmente no estudo de Lima & Nardi (1985), os altos teores de K_2O , Ba, Sr e Rb e relativamente baixos de Zr, Nb e Ti evidenciaram o caráter shoshonítico de sua série magmática evolutiva.

Petrograficamente, os Shoshonitos Hilário são formados por derrames de basaltos, andesitos basálticos e andesitos, como regra porfiríticos, que se associam a tufos de cristais e tufos líticos de igual composição, conforme descritos por Lima & Nardi (1985) a leste de Lavras do Sul. Na região de Bom Jardim, Ribeiro (1970a), além destas litologias, também identificou pequenas intrusões de composição dacítica, e Fragoso Cesar et al. (1985) apontaram a ocorrência de níveis piroclásticos riolíticos (Figs. 11.7.A-A' e B-B'). Associações litológicas shoshoníticas análogas têm sido também descritas em outras regiões do Bloco São Gabriel (e.g., Rocha Filho & Ferreira, 1984; Paim, 1990; Vieira Jr. et al., em prep.).

Estudos geocronológicos para determinar o intervalo de tempo de geração destes shoshonitos são ainda incipientes e resumem-se a duas determinações Rb-Sr (Teixeira, 1982a), cujas baixas razões Rb^{87}/Sr^{86} não permitiram o estabelecimento de idades convencionais e nove determinações K-Ar (Ribeiro & Teixeira, 1970; Minioli & Kawashita, 1971; Dresch et al., 1973; Sartori, 1978) que mediram cifras situadas entre 570-510 Ma, com exceção de duas análises com resultados significativamente menores, uma devida a Dresch et al. (1973) e outra ainda inédita, relatada a um convênio entre a DOCEGEO e o CPGeo-USP por Soliani Jr. (1986) que as interpretou como rejuvenescidas por (...) fenômenos hidrotermais posteriores à sua formação (op. cit., pg. 161). Das análises citadas, a mais representativa foi obtida por Minioli & Kawashita (1971) em cornubianito sobre rochas vulcânicas afetadas pelo Granito Lavras do Sul, cuja medida de 570 ± 12 Ma é análoga à referida ao plúton intrusivo recalculada por Vieira Jr. & Soliani Jr. (1989) em 568 ± 6 Ma. Esta medida, assim como a correlação geoquímica entre os vulcanitos intrudidos e o granito intrusivo (Nardi & Lima, 1985), levantam a possibilidade de que

os Shoshonitos Hilário correspondem à porção extrusiva do mesmo magmatismo que gerou os granitos sin-orogênicos anteriormente discutidos. Evidentemente, neste modelo, aquelas análises K-Ar situadas entre 510 e 533 Ma obtidas por Ribeiro & Teixeira (1970), Minioli & Kawashita (1971) e Sartori (1978) não refletiriam a época do vulcanismo mas apenas a baixa retentividade do Ar em feldspatos e rochas feldspáticas analisadas, conforme já alertado por Cordani et al. (1974). De qualquer modo, frente à fragilidade dos poucos dados citados, é evidente a carência de estudos radiométricos nesta unidade.

Após os trabalhos de Ribeiro & Fantinel (1978) e Ribeiro e Lichtemberg (1978), onde estes vulcanitos foram interpretados como orogênicos gerados por subducção de litosfera oceânica sob uma borda continental, os recentes estudos litoquímicos endossaram este modelo e aventaram a possibilidade de uma região de retro-arco para sua paleogeografia deposicional (Lima & Nardi, 1985), compatível com outros elementos presentemente discutidos que nos levaram a definir a Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara (Fig. 11.9).

O Flysch Mangueirão

Extensos e espessos níveis de ritmitos areno-pelíticos, localmente com intercalações pelíticas, areníticas, areno-conglomeráticos e conglomeráticas, constituem a principal unidade da Formação Bom Jardim. Sua individualização em mapeamento e definição na categoria de membro - Membro Mangueirão - deve-se a Ribeiro et al. (1966) referindo-se às rochas que (...) afloram ao longo da Estrada da Produção, entre as localidades de Mangueirão e o Passo da Pitangueira, no arroio Irapuá e ocupam a maior parte das bacias dos arroios Mangueirão e Grande Segrêdo (op. cit., pg. 87). O conceito então postulado foi consagrado e adotado em diversos trabalhos no RS, seja na categoria de membro (e.g., Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Willig et al., 1974; Carraro et al., 1974; Fragoso Cesar et al., 1985) ou, mais, recentemente, na categoria de formação (Horbach et al., 1986).

Conforme registrado no mapa anexo, as exposições que

acreditamos pertencer a esta unidade diferem significativamente daquelas contidas em mapeamentos anteriores (e.g., Ribeiro et al. 1966; Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970). Estas diferenças refletem duas etapas de nossos trabalhos: (1) o reconhecimento de que substancial parte do que era mapeado como Formação Maricá (e.g., Bocchi, 1970) representa extensão para oeste da unidade Mangueirão (Fragoso Cesar et al., 1985) e (2), agora, a exclusão de ritmitos da Antefossa Camaquã (Flysch Vale do Piquiri), cartografados como Membro Mangueirão nos mapas acima citados (vide Cap. 07). Em consequência, a unidade Mangueirão fica restrita à região ocidental do escudo no RS, nos domínios da atividade do Orógeno Bom Jardim.

Independente da categoria adotada para esta unidade, seja como membro (Ribeiro et al., 1966) ou formação (Horbach et al., 1986), ela se enquadra na tectofacies flysch, dada suas similaridades texturais, estruturais, deposicionais e evolutivas com as seqüências definidas flysch nos Alpes Suíços por Studer (1827) que Bertrand (1897) integrou na sedimentação de um ciclo geossinclinal, Dewey & Bird (1970) adaptaram para os modelos de Tectônica de Placas e Caron et al. (1989) revisaram detalhadamente ao longo da última década.

O Flysch Mangueirão é constituído por ritmitos areno-pelíticos de excelente tabularidade e continuidade lateral, espessura milimétrica a decimétrica, cor castanho achocolatada, localmente esverdeada e mesmo amarelada a avermelhada, cujos horizontes areníticos variam de arcossianos a grauváquicos e os pelíticos são formados por folhelhos síltico-argilosos. Localmente intercalam níveis métricos a decamétricos de arcósios e grauvacas, freqüentemente com seixos esparsos ou conglomeráticos, e lentes de conglomerados caóticos a pouco organizados sustentados por matriz areno-pelítica e comumente contendo blocos e matacões angulosos a sub-arredondados. As estruturas primárias destas litologias, onde predominam laminação plano-paralela e acamadamento gradacional, localmente maciças, evidenciam o caráter turbidítico de seu meio de transporte. As condições batimétricas deposicionais variam de profundas, onde os horizontes c possuem laminações cruzadas cavalgantes (Tc) e o horizonte d fina laminação plano-paralela (turbiditos s.s.), a

rasas e sub-aéreas com marcas onduladas simétricas e assimétricas, laminações truncadas por ondas, gretas de ressecamento, marcas de pingos de chuva, etc, caracterizando "turbiditos de águas rasas", designados inunditos por Seilacher (1984). Localmente, conforme observado na região da Picada dos Tocos, ocorrem níveis areníticos com estratificação cruzada hummocky mostrando retrabalhamento dos depósitos durante tempestades de grande porte (tempestitos: Seilacher, 1982). Outros níveis areníticos estruturam-se, com grande frequência, na forma de sigmóides, e, como observado nas exposições mais ocidentais desta unidade, alguns níveis areníticos apresentam estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte, por vezes marcadas por grânulos e seixos (Fragoso Cesar et al., 1985; Lavina et al., 1985). Os estudos mais recentes nesta unidade devem-se a Paim (1990) e Paim et al. (1990) que relacionaram seu desenvolvimento à instalação de ciclos deltáicos superpostos cujas medidas de paleocorrentes indicam o soerguimento de áreas fontes a oeste, subordinadamente a sudoeste, e preenchimento de um grande corpo d'água a leste. A caracterização deste corpo como marinho, conforme já sugerido desde Robertson (1966), foi sempre tema polêmico no RS (vide Fragoso Cesar et al., 1984). No entanto, a recente descoberta de vestígios de atividade orgânica nos níveis de ritmitos mais finos (Planolites, traços bilobados tipo cruzianiformes, formas assemelhadas a bifundites, etc.) reportada por Paim et al. (1990) evidencia o caráter marinho da bacia deposicional, vista que a idade deste flysch, em base aos dados radiométricos obtidos nas intercalações vulcânicas, situa-se essencialmente na base do Cambriano, possivelmente tendo iniciado sua deposição no topo do Vendiano, períodos em que a vida restringia-se aos mares, muito antes de ter invadido os continentes.

A análise de proveniência dos clastos do Flysch Mangueirão, conforme já apontado por Ribeiro (1970a), indica as seguintes áreas fontes, em ordem de importância: (1) rochas vulcânicas, principal área fonte (>50% ou >> 50%), evidenciando o avanço do arco vulcânico do Orógeno Bom Jardim, (2) rochas sedimentares, destacando o processo de autofagia durante o desenvolvimento destse flysch, (3) rochas metamórficas, em níveis localizados,

sugerindo soerguimentos e exposições do embasamento do Orógeno Bom Jardim, particularmente o Terreno Rio Vacacaí, e (4) rochas graníticas, relativamente raras, caracterizando soerguimento e erosão das raízes plutônicas do arco magmático. Considerando estes elementos, as medidas de paleocorrentes, o trend evolutivo das intercalações vulcânicas, a polaridade do plutonismo contemporâneo e a tecto-facies de seus depósitos, reforça-se o modelo de uma bacia marinha de retro-arco como receptora do Flysch Mangueirão: a Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara (Fig. 11.9).

OS RIOLITOS ACAMPAMENTO VELHO: O VULCANISMO TARDI-OROGÊNICO DA BACIA DE RETRO-ARCO SANTA BÁRBARA

Entre os depósitos vulcânicos da região oeste do escudo no RS, as exposições do Platô da Ramada (Fig. 11.7.C-C') e outras situadas a leste (e.g., porção sul da Serra de Santa Bárbara, Cerro do Bugio, Cerro dos Cabritos, Coxilha da Árvore) destacam-se pelo caráter predominantemente riolítico de suas extrusões que Leinz et al. (1941) descreveram como quartzo pórfiros, onde Mau (1959, 1960) destacou a presença de ignimbritos e Robertson (1966) definiu como Ramada Rhyolite. Ribeiro et al. (1966), ponderando que a denominação Ramada já tinha sido utilizada prioritariamente por Leinz et al. (1941) para designar o granito homônimo, mudaram-na para Acampamento Velho, em referência à localidade homônima situada junto à escarpa meridional do Platô da Ramada, e redefiniram-na na categoria de membro - Membro Acampamento Velho - da unidade vulcânica (Formação Crespos) do então definido Grupo Bom Jardim. Posteriormente, Cordani et al. (1974), em base aos dados radiométricos então levantados, redefiniram-na como Formação Acampamento Velho, conceito adotado em diversos trabalhos mais recentes (e.g., Ribeiro & Fantinel, 1978; Ribeiro & Lichtemberg, 1978; Santos et al. 1978, 1989; Naumann et al., 1984; Frago Cesar et al., 1985). No presente texto, retornando à definição de Robertson (1966) com a redesignação de Ribeiro et al. (1966), discutimos esta unidade como Riolutos Acampamento Velho, considerando a composição

amplamente dominante de suas litologias.

Os Riolitos Acampamento Velho, de acordo com os trabalhos que deles trataram (e.g., Leinz et al., 1941; Mau, 1959, 1960; Robertson, 1966; Ribeiro et al., 1966), são predominantemente formados por rochas piroclásticas ácidas de composição riolítica, subordinadamente riodacítica a dacítica: ignimbritos, tufos líticos e de cristais, localmente retrabalhados por correntes de água, brechas, etc, além de granófiros, vitrófiros e possíveis lavas riolíticas maciças ou bandadas por fluxo ígneo. Têm sido também descritas intercalações localizadas de conglomerados, arenitos e siltitos derivados essencialmente dos litotipos vulcânicos. Como regra, os diques riolíticos da região ocidental do escudo no RS têm sido correlacionados a esta unidade, assim como as intercalações de ignimbritos e tufos ocorrentes no Bloco Taquarembó, particularmente no platô vulcânico situado imediatamente a nordeste da cidade de Dom Pedrito (e.g., Carraro et al., 1974; Naumann et al., 1984; Horbach et al., 1986; Santos et al., 1989).

As relações de campo indicam que os Riolitos Acampamento Velho situam-se estratigraficamente entre a Formação Bom Jardim e a Molassa Santa Bárbara (Robertson, 1966; Ribeiro et al., 1966; Bocchi, 1970) sendo os contatos, de acordo com os autores citados, feitos através de discordâncias. Entretanto, nossas observações (Fragoso Cesar et al., 1985) têm indicado relações concordantes (Figs 11.7. C-C' e D-D'), o que vem sendo confirmado nos trabalhos de Paim (1990) e Paim et al. (1990) que mostram, na ausência dos Riolitos Acampamento Velho, a transição da Formação Bom Jardim para a Molassa Santa Bárbara.

Estudos litoquímicos e radiométricos dos Riolitos Acampamento Velho são ainda insuficientes, não permitindo considerações apuradas sobre sua gênese, evolução magmática e idade. Quando à caracterização química alguns dados de elementos maiores sugerem uma tendência alcalina (e.g., Roisenberg et al., 1983; Naumann et al., 1984; Nardi & Lima, 1985) e as análises Rb-Sr obtidas por Cordani et al. (1974) e Teixeira (1982a) situam, ainda precariamente, sua idade em 529 ± 4 Ma com $Ro:0,7057$ (Fig. 11.22.C₁). De qualquer forma, estes dados são compatíveis com o Evento Tardi-Orogênico que teria gerado também os Granitos São

Sepé e Cerro da Cria, permitindo supor que os Riolitos Acampamento Velho estejam relacionados à retroação ou mergulho mais acentuado da placa oceânica subductada sob o Continente Rio de La Plata neste evento, conforme anteriormente discutido.

A MOLASSA SANTA BÁRBARA; SEDIMENTAÇÃO TARDI-OROGÊNICA NA BACIA DE RETRO ARCO SANTA BÁRBARA

Robertson (1966) criou o conceito Santa Bárbara Formation para reunir os (...) *torrentially deposited, cross-bedded, channeled conglomerate, coarse to fine grained arkose, feldspathic graywacke, sandstone, siltstone, and minor mudstone and shale* (op. cit., pg. 49) expostos no Vale do Arroio Santa Bárbara (Fig. 11.7 D-D'). Este conceito, adotado em essência em todos trabalhos subsequêntes efetuados no escudo do RS, excetuando artigos nossos (e.g., Fragoso Cesar et al., 1985; Lavina et al., 1985), teve sua tectofacies molasse bem caracterizada em diversas publicações, particularmente Ribeiro & Carraro (1971), Ribeiro & Fantinel (1978) e Ribeiro & Lichtenberg (1978). No presente texto, assumindo integralmente a definição destes últimos trabalhos citados, plenamente de acordo com a definição de Studer (1825) e Bertrand (1897) e com as revisões mais recentes de Van Houten (1974, 1981, entre outras), adotamos a designação Molassa Santa Bárbara ao nos referirmos a estes depósitos clásticos.

A principal área de exposição da Molassa Santa Bárbara, conforme registrado no mapa anexo e na Fig 9.1, situa-se no Vale de Santa Bárbara (Fig. 11.7. D-D'), onde sua espessura deve aproximar-se dos 4.000 metros, considerando sua estruturação homoclinal com mergulhos moderados (45° a 20°) para E e NE (Robertson, 1966; Bocchi, 1970). Outra exposição, que correlacionamos a esta, ocorre na região do Passo do Tigre (Fig. 11.8), no extremo sudeste do Bloco São Gabriel e, em parte, cobrindo o Bloco Taquarembó, detalhadamente estudada por Becker & Fernandes (1982). Uma terceira ocorrência, correlacionada por Ribeiro et al. (1966) e Ribeiro (1970a), aflora a leste da região de Bom Jardim, conforme esquematizado na Fig 11.7. A-A'. Nas duas

Fig 11.8 : A Molassa Santa Bárbara na região do Passo do Tigre (extraída de Becker & Fernandes, 1982) com a individualização dos Conglomerados Coxilha (Facies de leque aluvial: associação conglomerática) Arcósios Serra do Segredo (Facies de leque aluvial: associação arenosa) e Arcósios Cerro Alegre (Facies de dunas) e seus principais sentidos de paleocorrentes. Vide Fig. 9.1 e mapa anexo para localização.

primeiras áreas, a Molassa Santa Bárbara apóia-se sobre rochas vulcânicas, em aparente concordância com os Riolutos Acampamento Velho na Serra de Santa Bárbara e interdigitando-se no topo de vulcanitos intermediários a ácidos, tentativamente correlacionados aos Riolutos Acampamento Velho no mapa anexo, na região do Passo do Tigre (Becker & Fernandes, 1982).

De acordo com os trabalhos realizados nestas três áreas de exposição, particularmente Bocchi (1970), Ribeiro (1970a), Becker & Fernandes (1982), Fragoso Cesar et al. (1984, 1985), Paim (1990) e Paim et al. (1990), a Molassa Santa Bárbara pode ser dividida em quatro unidades principais de características litológicas e estruturais distintas: (1) Conglomerados Coxilha, (2) Arcósios Serra do Segredo, (3) Arcósios Cerro Alegre e (4) Ritmitos Lanceiros, sendo as três primeiras já individualizadas em mapeamento na região do Passo do Tigre (Fig 11.8) por Becker & Fernandes (1982).

Os Conglomerados Coxilha

Robertson (1966) definiu como **Coxilha Conglomerate** o pacote rudítico que aflora no topo da seqüência molássica do Vale de Santa Bárbara (Fig 11.7. D-D'). O reconhecimento de unidades rudíticas similares em outras exposições da Molassa Santa Bárbara (e.g., Figs. 11.7. A-A' e 11.8), com as mesmas características texturais e estruturais, permite a aplicação generalizada do conceito para diversas cunhas rudíticas desta molassa, conforme aqui sugerido.

Os Conglomerados Coxilha ocorrem em vários níveis estratigráficos da Molassa Santa Bárbara, predominantemente nas bordas das bacias receptoras. São formados por (1) conglomerados organizados tabulares que contêm lentes de extensões métricas a decamétricas de (2) conglomerados caóticos. Subordinadamente contêm lentes de arenitos arcossianos e, raramente, finos níveis lenticulares pelíticos. O litotipo dominante (1) é constituído por pacotes tabulares de razoável continuidade lateral de conglomerados sustentados pelo arcabouço formando ciclos centimétricos a métricos granodecrescentes; possui matriz arcossiana grossa a média e arcabouço de grânulos, seixos,

escassos blocos e raros matacões; seixos imbricados são freqüentes e os clastos apresentam-se angulosos a sub-arredondados. O outro litotipo comum (2) é representado por conglomerados caóticos sustentados por matriz areno-pelítica e com arcabouço de clastos geralmente angulosos variáveis de grânulos a matacões, localmente com diâmetros superiores a um metro.

Estas unidades têm sido interpretadas como porções proximais de leques, sejam aluviais, como os expostos no Passo do Tigre (Becker & Fernandes, 1982) e no Vale de Santa Bárbara (Fragoso Cesar et al., 1985), ou costeiros, como o reconhecido a leste da região de Bom Jardim (Fragoso Cesar et al., 1984; Lavina et al. 1985).

Os Arcósios Serra do Segredo

A unidade mais característica da Molassa Santa Bárbara é formada por arcósios com freqüentes estratificações cruzadas acanaladas, bem expostos no Vale de Santa Bárbara e na região do Passo do Tigre. Em referência à Serra do Segredo (Fig. 11.7. D-D'), onde estes arcósios estão magnificamente expostos, utilizamos aqui a designação Arcósios Serra do Segredo.

Os Arcósios Serra do Segredo ocorrem intimamente associados aos Conglomerados Coxilha, representando variações laterais e verticais destes. Litologicamente são formados por arenitos arcosianos de cores rosadas avermelhadas e, mais localizadamente, cinza; granulometria grossa a fina, com abundantes seixos esparsos e freqüentes lentes conglomeráticas com grânulos e seixos, excepcionalmente blocos e matacões sub-angulosos a arredondados. Suas estruturas primárias principais, além de estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte, comumente marcada por grânulos e seixos, incluem: estratificação cruzada tabular, laminação plano-paralela e imbricamento de seixos.

Estas texturas e estruturas têm sido relacionadas a canais arenosos e barras longitudinais conglomeráticas de depósitos fluviais entrelaçados de leques aluviais medianos a distais

(Becker & Fernandes, 1982; Fragoso Cesar et al., 1985; Paim, 1990; Paim et al., 1990).

Os Arcósios Cerro Alegre

Becker e Fernandes (1982) descreveram na porção NE da região do Passo do Tigre uma unidade arcosiana com texturas e estruturas significativamente distintas àquelas da seqüência anteriormente discutida. Estes arcósios, situados junto à Estância Cerro Alegre (vide Fig.2 de Becker e Fernandes, 1982), são aqui designados Arcósios Cerro Alegre.

Os Arcósios Cerro Alegre (Fig. 11.8) são formados por arcósios de granulometria média a fina de excelente seleção e elevado arredondamento, organizados em lâminas de granulometria homogênea e cores avermelhadas mostrando alternância de tonalidades entre as lâminas e estruturados em sets com estratificações cruzadas cuneiforme e planar de médio e grande porte. Em base à excelente seleção granulométrica, ausência de micas, boa individualização da laminação devido ao contraste entre tamanho de grãos (bimodalidade), estruturação em sets de estratificação cruzada cuneiforme e planar de alto ângulo, além de ausência de níveis pelíticos, Becker & Fernandes (1982) interpretaram esta unidade com representante de paleodunas barcanas associadas a retrabalhamento eólico nas porções distais dos leques aluviais.

Os Ritmitos Lanceiros

Ritmitos pelíticos e areno-pelíticos constituem intercalações nos pacotes arcosianos e rudíticos da Molassa Santa Bárbara, por vezes atingindo espessuras de várias dezenas a centenas de metros, tendo sido descritos ao longo do Vale de Santa Bárbara (Fig. 11.7 D-D') no arroio dos Lanceiros por Bocchi (1970) e a leste da região de Bom Jardim (Fig. 11.7. A-A') por Ribeiro (1970a). Em referência às boas exposições aflorantes ao longo do arroio dos Lanceiros, Ribeiro & Lichtenberg (1978) designaram

estas intercalações de Camadas Lanceiros, que aqui tratamos como Ritmitos Lanceiros considerando suas texturas e estruturas características.

Os Ritmitos Lanceiros São formados pela interestratificação de siltitos e folhelhos com horizontes arcossianos de granulometria variável de grossa a fina, maciços a granodecrescentes, com o conjunto mostrando boa tabularidade e extensão lateral. No Vale de Santa Bárbara, Paim et al. (1990) identificaram laminações cruzadas cavalgantes, corpos arenosos sigmoidais e foresets deltáicos nestes ritmitos e a transição deles para os depósitos aluviais dos Arcósios Serra do Segredo, reconhecendo no conjunto complexos deltáicos, confirmando sugestão preliminar de Bocchi (1970). A leste da Região de Bom Jardim estes ritmitos apresentam estruturas de turbiditos e inunditos, gradando lateral e verticalmente para ritmitos conglomeráticos dos Conglomerados Coxilha, sendo o conjunto relacionado a leques costeiros (Fragoso Cesar et al., 1984).

A Molassa Santa Bárbara no Orógeno Bom Jardim

As relações de campo indicam que a Molassa Santa Bárbara mantém contatos transicionais com o Flysch Mangueirão, repetindo uma situação comum entre flysch e molasse, conforme tem sido relatado nos terrenos alpinos desde Studer (1825, 1827) até as revisões mais recentes de Van Houten (1974, 1981) e Caron et al. (1989). Esta transição, no entanto, em vários trechos é truncada por vulcanismo, em particular pelos Riолitos Acampamento Velho que estão relacionados ao Evento Tardi-Orogênico do Orógeno Bom Jardim. Considerando a idade Rb-Sr destas vulcânicas, levantada por Cordani et al. (1974) e Teixeira (1982a), pode-se aventar que esta transição situa-se em torno de 530 Ma, com o início então da sedimentação molássica na Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara. É interessante, neste sentido, que esta transição coincide também com a passagem do Evento Sin-Orogênico para o Evento Tardi-Orogênico, permitindo, portanto, considerar o Flysch Mangueirão como sin-orogênico e a Molassa Santa Bárbara como tardi-orogênica, outra similaridade à registrada nos Alpes nas

seqüências flysch e molasse (e.g., Van Houten, 1981; Caron et al., 1989).

Desde o ponto de vista de ambientes deposicionais, a transição do Evento Sin-Orogênico para Evento Tardi-Orogênico através da mudança de tectofacies flysch para molassa reflete a evolução contínua de uma bacia regressiva até o domínio dos ambientes continentais. Como visto anteriormente, o Flysch Mangueirão é essencialmente marinho, constituído por depósitos de prodelta e frente deltáica, sendo as facies costeiras, de leque conglomeráticos e planícies arenosas, bastante subordinadas, enquanto na Molassa Santa Bárbara dominam amplamente as facies continentais, particularmente leques aluviais, incluindo campos de dunas, com porções sub-aquosas deltáicas mais restritas. Os sentidos de paleocorrentes levantados por Paim (1990) para a tectofacies flysch e por Becker e Fernandes (1982) e Paim (1990) para a molassa, concordante com as relações de campo, indicam que a transição flysch-molasse reflete a progradação de sistemas de leques aluviais e costeiros sobre leques deltáicos, desde os quadrantes ocidentais para os orientais. As análises de proveniência confirmam que assim como o Flysch Mangueirão também na Molassa Santa Bárbara o arco magmático foi o principal área fonte. Neste sentido, as diferenças também são significativas: enquanto no Flysch Mangueirão a contribuição vulcânica é preponderante, na Molassa Santa Bárbara além das vulcânicas, a importância da fonte granítica e metamórfica atesta o nível de soerguimento da área montanhosa, com a exposição dos níveis plutônicos e do embasamento, de forma coerente com uma região onde as condições regressivas imperavam.

OS RIOLITOS DA SERRA TUPANCI: VULCANISMO ANOROGÊNICO NA BACIA DE RETRO-ARCO SANTA BÁRBARA ?

As exposições mais setentrionais do Bloco São Gabriel afloram em duas pequenas "ilhas" de embasamento da Bacia do Paraná no município de São Sepé (vide mapa anexo): (1) Serra Tupanci e (2) Cerros Marçal e dos Picados, esta última situada imediatamente a oeste da primeira. Menegotto & Medeiros (1976), mapeando estas

"ilhas", identificaram, em base a estudos petrográficos, litoquímicos e radiométricos, uma nova unidade vulcânica no RS, estão designada Riолitos da Serra Tupanci (op. cit., pg. 426).

Os Riолitos da Serra Tupanci afloram na forma de um espigão de direção N-S (~ 8,0 X 0,6 Km) na Serra homônima e constituem os Cerros do Marçal e dos Picados com área em torno de 25 Km². De acordo com o trabalho citado, são formados por riолitos pórfiros com fenocristais de quartzo e ortoclásio, raramente oligoclásio, em matriz bastante variável: microcristalina com e sem vidro, fluidal com pouco a bastante vidro ou com intercrescimento de quartzo e feldspato. Como acessórios contêm anfibólio sódico, possivelmente arfvedsonita, raramente hornblenda e biotita, e opacos abundantes. As análises modais (op. cit, pg. 427) indicam que são K-feldspato riолitos, enquanto as análises químicas, assim como a mineralogia, mostram seu caráter alcalino. Plotando as análises disponíveis do citado trabalho (pg. 429) no diagrama de Wright(1969), elas situam-se ao longo do limite entre os campos alcalino e peralcalino: SiO₂ entre 71 a 75% Al₂O₃ entre 11 e 13%; K₂O entre 4,5 e 5,5%; cerca de 4% de Na₂O e de 3 % de FeO e menos de 1 % de CaO.

Menegotto & Medeiros (1976) efetuaram três análises Rb-Sr neste riолitos alcalinos obtendo idades convencionais entre 443 ± 14 Ma e 461 ± 16 Ma. Sartori (1978) plotou estas análises juntamente com outras dos microgranitos intrusivos no Granito São Sepé, conseguindo diagrama isocrônico de 466 ± 6 Ma e Ro:0,7102. Soliani Jr. (1986) adicionou nesta isócrona as análises do Granito Ramada conseguindo bom diagrama com idade de 465 ± 5 Ma e Ro:0,7109 (Fig. 11.6.B). A coerência entre as análises tratadas nos trabalhos citados é fortemente sugestiva de que os Riолitos da Serra Tupanci constituem a porção extrusiva dos granitos ordovicianos discutidos em item anterior.

A relação dos Riолitos da Serra Tupanci com a Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara, conforme exposto no mapeamento levantado por Menegotto & Medeiros (1976) é geográfica, não necessariamente genética: cobrem o embasamento e cobertura sedimentar da bacia. No entanto, a grande diferença de idade com o vulcanismo imediatamente anterior da bacia, os Riолitos Acampamento Velho (~530 Ma), superior a 60 milhões de anos, seu caráter alcalino a

peralcalino e, de acordo com o trabalho citado, associação de campo com pequenas intrusivas lamprofíricas e andesíticas estruturadas em um dique anelar (ring dyke) de cerca de 1 Km de raio, levantam a possibilidade de que pertençam a uma suíte alcalina anorogênica, isto é, não reflitam simplesmente a estabilização do Orógeno Bom Jardim, em geral, e da Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara em particular, em um evento pós-orogênico, mas, sob outras condições, bem posteriores, um evento anorogênico. É interessante destacar que com idade ordoviciana, além desta unidade vulcânica e das cronocorrelatas intrusões graníticas do Bloco São Gabriel (Ramada, microgranitos, Jaguari, etc), ocorrem corpos graníticos no Batólito Pelotas ("Granitos alcalinos & outros plútons). E embora ainda não bem caracterizado radiometricamente, existe a possibilidade de incluir os sienitos alcalinos (Sienito Piquiri) do Batólito Encruzilhada do Sul neste período.

Esta discussão, preliminar frente à carência de estudos, aponta para uma hipótese que merece ser detalhadamente investigada: a existência de um evento anorogênico ordoviciano, sem vínculos diretos com o Ciclo Brasileiro, que afeta em diversos locais o Escudo Gaúcho no RS.

EVOLUÇÃO DO ORÓGENO BOM JARDIM

A evolução do Orógeno Bom Jardim marca o capítulo final da evolução do Cinturão Ribeira no RS pela interação entre as Placas Rio de La Plata e Rio Vacacaí durante o consumo do Oceano Charrua. Quando analisamos o Terreno Rio Vacacaí (Cap. 10) levantamos a hipótese de subducção da então placa mista - oceânica e continental - Rio de La Plata mergulhando para oeste sob a Placa Rio Vacacaí, integralmente oceânica, para explicar a gênese de seu sistema de arco de ilhas (~ 770 - 650 Ma) e posterior obducção vergente para leste de suas escamas tectônicas sobre o Continente Rio de La Plata (~650 Ma). Como consequência deste evento de obducção, a antiga zona de subducção foi paulatinamente sendo obliterada, forçando a instalação de uma

nova para compensar a destruição da anterior, levando a oceânica Placa Rio Vacacaí a mergulhar para leste sob a continental Placa Rio de La Plata, iniciando a estruturação de uma nova orogenia, agora de margem continental ativa, cordilherana, o Orógeno Bom Jardim.

Neste novo estágio evolutivo do Cinturão Ribeira no RS, três eventos principais foram preliminarmente reconhecidos: (1) Evento Precoce-Orogênico (> 600 Ma), (2) Evento Sin-Orogênico (580-550 Ma) e (3) Evento Tardi-Orogênico (~ 530 Ma). Um evento terminal, destacadamente mais jovem (~ 465 Ma), não teve seu caráter, se pós-orogênico ou anorogênico, satisfatoriamente definido, embora tenhamos julgado plausível considerá-lo um Evento Anorogênico até estudos mais conclusivos.

Do Evento Precoce-Orogênico, os únicos elementos disponíveis para análise são sucintas descrições petrográficas e alguns dados Rb-Sr de granitos calci-alcalinos - tonalitos, granodioritos e monzogranitos - com idades ainda mal definidas, porém superiores a 600 Ma, que afloram nos Blocos São Gabriel e Taquarembó. A principal diferença entre os granitos nestes dois blocos refere-se às razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} (vide Fig. 11.3B), embora em ambos elas aumentem de oeste para leste: no Bloco São Gabriel crescem desde 0,7047 até 0,7062 e no Bloco Taquarembó de 0,7074 a 0,7077. A interpretação que sugerimos é que representam duas regiões orogênicas relacionadas a duas zonas de subducção mergulhantes para leste separadas por falha transformante, o Lineamento Ibaré, onde a segunda região, do Bloco Taquarembó, está afetada por plutonismo mais distal à zona de subducção do que a primeira, do Bloco São Gabriel. Outra alternativa, frente à imprecisão das idades, foi correlacionar os granitos do Bloco Taquarembó aos Ganisses Cambaí (> 650 Ma), exigindo outra modelagem paleogeográfica (Fig. 11.3.A) mas ainda com um caráter transformante para o lineamento limítrofe entre os Blocos São Gabriel e Taquarembó, o Lineamento Ibaré.

O Evento Sin-Orogênico é o melhor definido graças às intrusões graníticas, vulcanismo comagmático e sedimentação sin-tectônica flysch. No Bloco São Gabriel, onde este evento está melhor caracterizado, o plutonismo é representado pelos Granitos Lavras do Sul e Caçapava do Sul (Fig. 11.1) respectivamente com

idades de 568 ± 6 Ma e 552 ± 4 Ma e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7045 e 0,7050, sugerindo mergulho de placa para leste sob o Continente Rio de La Plata (Figs. 11.3.C e 11.9). Esta polaridade indicando avanço do arco magmático reflete-se em superfície por vulcanismo (Shoshonitos Hilário) e sedimentação (Flysch Mangueirão) da Formação Bom Jardim em seqüências progradantes para leste de uma bacia de retro-arco - Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara.

No Bloco Taquarembó, possíveis equivalentes plutônicos, vulcânicos e sedimentares do Evento Sin-Orogênico têm sido apontados, embora as unidades supracrustais tenham sido correlacionadas apenas em base a vagas similaridades litológicas. Já o plutonismo granítico (Batólito Santo Afonso e granitos das "Islas Cristalinas" de Rivera e Aceguá) mostra-se cronocorrelato com idades Rb-Sr variáveis de ~575 Ma a ~555 Ma e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ iguais ou superiores a 0,707, que induz a uma interpretação análoga àquela discutida para os granitos precoces-orogênicos em ambos os blocos (Fig. 11.3.C): representaria a infraestrutura de um arco magmático tipo Cordilherano onde, no Bloco Taquarembó, ocorreriam as intrusões mais distais à zona de subducção, incluindo granitos alcalinos (aegirina-arfvedsonita granitos da Suíte Saibro), impondo, mais uma vez, um caráter transformante para o Lineamento Ibaré.

O magmatismo do Evento Tardi-Orogênico é localizado e identificado apenas no Bloco São Gabriel, onde é representado pelos Riолitos Acampamento Velho e Granitos São Sepé e, possivelmente, Cerro da Cria, com idades Rb-Sr próximas a 530 Ma e tendência aparentemente alcalina. As razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ deste magmatismo, variável de 0,7057 nos Riолitos Acampamento Velho para 0,7067 no Granito São Sepé sugere geração a partir de placa oceânica em subducção com mergulho para leste, de forma análoga aos eventos anteriores. Porém, frente às razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ relativamente elevadas quando comparadas as do Evento Sin-Orogênico (0,7045 e 0,7050) e trend litoquímico aparentemente mais evoluído e posição a oeste dos granitos daquele evento (vide Fig. 11.1), a alternativa que levantamos, dada a dificuldade de visualizarmos este magmatismo como distal do evento anterior, foi que a placa em subducção tivesse sofrido retroação tranferindo-

Fig. 11.9: Relação hipotética entre as Placas Rio de La Plata e Rio Vacacaí durante o Evento Sin-Orogênico (~580-550 Ma) do Orógeno Bom Jardim no Bloco São Gabriel.

-se para uma posição mais ocidental durante o Evento Tardi-Orogênico ou apenas acentuado mais o mergulho.

Apesar das dificuldades intrínsecas de caracterizar como tardi-orogênico este evento em base ao magmatismo, a sedimentação da Molassa Santa Bárbara não deixa dúvidas quanto à aplicação deste conceito tecto-temporal, pois reflete o soerguimento isostático da região orogênica e conseqüente regressão generalizada na Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara através de seus sistemas predominantemente aluviais que progradam sobre os sistemas marinhos do Flysch Mangueirão, registrando a passagem do Evento Sin-Orogênico para o Evento Tardi-Orogênico, independente do comportamento espacial da placa oceânica em subducção.

Após a maturidade atingida pelo Orógeno Bom Jardim neste evento ocorreram, ainda, algumas intrusões graníticas e localizado vulcanismo riolítico. A idade bem mais jovem deste magmatismo, seu caráter alcalino a peralcalino e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ relativamente altas (~0,710) desvinculam sua gênese da

atividade de placa oceânica em subducção, indicando sua formação em um Evento Pós-Orogênico ou Anorogênico.

PARTE IV

CONSIDERAÇÕES FINAIS

CAPÍTULO 12

OROGENIAS DO CICLO BRASILIANO NO
RIO GRANDE DO SUL:
CONSIDERAÇÕES FINAIS E SÍNTESE

INTRODUÇÃO

Nos capítulos precedentes discutimos a aplicabilidade dos conceitos de Tectônica de Placas nas unidades do Escudo Gaúcho aflorantes no RS, reconhecendo que a organização destas, conforme já postulado por Ribeiro & Fantinel (1978), apontam a existência (...) de duas faixas orogênicas de idade brasileira, correndo paralelamente na direção nordeste-sudoeste (op. cit., pg. 48), referidas como Cinturões Dom Feliciano e Ribeira, respectivamente situadas nas porções oriental e ocidental do escudo. As distintas evoluções destes dois cinturões orogênicos refletem "Ciclos de Wilson" de dois oceanos proterozóicos separados pelo Continente Rio de La Plata : (1) Oceano Adamastor (Hartnady et al., 1985), cujo fechamento induziu as orogenias do Cinturão Dom Feliciano, e (2) Oceano Charrua (Fragoso Cesar, 1990), responsável pelas orogenias do Cinturão Ribeira.

Naqueles capítulos analisamos individualmente os Cinturões Dom Feliciano (caps 03, 04, 05, 06, 07, e 08) e Ribeira (caps. 09, 10, e 11) deixando algumas questões em aberto e alguns pontos críticos sem discussão. No presente, objetivando uma análise global da evolução da porção sul-rio-grandense do Escudo Gaúcho, discutiremos sinteticamente os principais eventos envolvidos em sua construção posicionando-nos em relação àquelas questões em aberto e levantando novas perspectivas frente aqueles pontos críticos. Em consequência desta análise global visualizamos a evolução deste escudo, conforme esquematizado na Fig. 12.1, pelo desenvolvimento individual de dois cinturões móveis constituídos por sucessivas orogenias superpostas que conjugaram-se tectonicamente pouco antes ou durante um evento pós-tectônico do

Cambriano Superior, sendo reativados apenas localmente por um evento anorogênico do Ordoviciano. Desta complexa organização formou-se o segmento crustal que aflora na porção sul-riograndense do Escudo Gaúcho.

O CONTINENTE RIO DE LA PLATA E SUAS COBERTURAS MARGINAIS

As informações levantadas nesta tese evidenciam a existência de um bloco continental formado por rochas metamórficas e ígneas do Proterozóico Inferior e sugerem fortemente que este bloco estava interposto entre duas regiões oceânicas cuja sedimentação marginal transgredia sobre ele. Esta sedimentação ocorre parcialmente preservada nos dois cinturões orogênicos que posteriormente se instariam em sua bordas e foi descrita como Miogeoclínio Lavalleya (Cap. 06) do Cinturão Dom Feliciano e Plataforma Carbonática Pedreira (Cap. 09) do Cinturão Ribeira. A idade desta cobertura não foi ainda investigada no RS. No entanto, correlações com o Miogeoclínio Lavalleya do Uruguai, onde basaltos intercalados apontam idades K-Ar em torno de 900 Ma (apud Bossi, 1983), e com a Formação Sierras Bayas da Argentina, onde fósseis Chuaria indicam desenvolvimento no Ripheano Superior (Pothe de Baldi, 1983) e análises Rb-Sr sugerem diagênese a cerca de 770 Ma (Bonhomme & Cingolano, 1980), permitem considerar que sua evolução ocorreu no Proterozóico Superior, certamente há mais de 650 Ma quando foi ela envolvida em eventos orogênicos.

Estes elementos, juntamente com aqueles advindos das orogenias marginais, nos levam a visualizar uma região continental durante o Proterozóico Superior - Continente Rio de La Plata - interposta entre dois oceanos. Uma questão ainda em aberto é a idade da individualização deste continente, isto é, das rupturas que isolaram um bloco continental e induziram a geração de dois oceanos. Neste sentido especulamos que alguns paragneisses preservados como pendentes de teto do Batólito corpos anfibolíticos poderiam representar os depósitos do Estágio

Fig. 12.1 Hipotética evolução brasileira do Escudo Gaúcho no RS com os principais eventos dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira.

LEGENDA: 1- Cobertura miogeoclinal; 2- crosta oceânica e ofiolitos, 3- plutonismo e vulcanismo; 4- flych sin-orogênico autóctone e alóctone; 5- molassa tardi- e pós-orogênicas; 6- raiz de arco de ilhas alóctone; 7- raiz de arco andinotipo alóctone.

Encruzilhada do Sul (Cap. 05) e associados a meta-anortositos e Rift-Valley ("Seqüência dos Lagos") e intrusões mantélicas relacionadas a este evento (Fig. 8.1 A). Infelizmente nenhuma destas unidades está convenientemente datada. A inferência que levantamos é extremamente frágil e baseia-se nas idades conhecidas de intrusões anortosíticas maciças em outras regiões do globo, onde situam-se entre 1,7-1,1 Ga (Herzs, 1969), presumindo-se que o Anortosito Capivarita (Cap. 05) pertença ao grupo de idades mais jovens. É evidente, no entanto, que esta especulação precisa ser investigada em três linhas de estudo: (1) O real significado dos protolitos dos citados gnaisses que preliminarmente interpretamos como arcósios e pelitos da "Seqüência dos Lagos", (2) a determinação por métodos mais acurados dos já utilizados para obtenção da idade do Anortosito Capivarita e dos gnaisses citados e (3) a relação estratigráfica entre estas unidades. De qualquer forma, os elementos disponíveis indicam claramente que durante o Proterozóico Superior o Continente Rio de La Plata serviu de anteparo rígido para as faixas orogênicas que em suas margens se desenvolveram, embora não permitam, ainda, caracterizar a época em que ocorreu sua individualização.

A OROGENIA PIRATINI: MARGEM ATIVA DO
CONTINENTE RIO DE LA PLATA
OU MICROPLACA EXÓTICA ?

As associações petrotectônicas que definem uma orogenia de margem continental ativa na evolução do Cinturão Dom Feliciano - Orogenia Piratini - Compreendem: (1) plutonismo calci-alcálico de arco magmático andinotipo e (2) sedimentação e vulcanismo relacionados. A primeira associação é representada pela suíte diorito-quartzo diorito-tonalito-granodiorito-granito calci-alcálica de trend granodiorítico do Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado (Cap. 04) cujos dados Rb-Sr sugerem evolução entre 885-775 Ma com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} relativamente baixas ($\leq 0,7062$). Por similaridades litológicas e estruturais

correlacionamos a este plutonismo orogênico os ortognaisses tonalítico-granodioríticos que ocorrem como pendentes de teto no Batólito Encruzilhada do Sul (Cap. 05) e milonitos de composição análoga imbricados, juntamente com outros tipos, nos Granitos Miloníticos Porongos (Cap. 06), cuja isócrona Rb-Sr preliminar apontou idade compatível (805 ± 55 Ma) porém com Ro superior (0,7083).

A outra associação petrotectônica de margem continental ativa é constituída por seqüências vulcano-sedimentares de bacias associadas ao soerguimento orogênico do arco magmático. Destas seqüências, a primeira a ser descoberta e interpretada como depósitos de uma bacia de retro-arco é a que ocorre no Terreno Cerro da Árvore (Complexo Cerro da Árvore: Jost & Bitencourt, 1980), sendo formada por metavulcânicas dacíticas a riolíticas e metassedimentos vulcanoclásticos associados (Cap. 06). Outra seqüência, composta por meta-ritmitos com intercalações quartzíticas e escasso vulcanismo riolítico, ocorre no Terreno Serra dos Pereira (Cap. 06), que interpretamos como variação faciológica da seqüência anterior: o Terreno Cerro da Árvore representaria vulcanismo e sedimentação na região de uma bacia de retro-arco situada próxima ao arco magmático enquanto o Terreno Serra dos Pereira marcaria uma região proximal à borda cratônica da bacia com parte de seus depósitos, particularmente os areníticos quartzosos, derivados da região continental, tectonicamente mais estável. Os únicos dados radiométricos disponíveis destas seqüências metavulcano-sedimentares foram obtidas no Terreno Cerro da Árvore por Soliani Jr. (1986) e referem-se a idades Rb-Sr convencionais (~800 Ma), de baixo valor cronológico porém compatíveis com as idades isocrônicas levantadas no plutonismo de arco magmático.

Todas estas unidades plutônicas e vulcano-sedimentares acima discutidas ocorrem como corpos alóctones transportados na forma de nappes e escamas tectônicas sob condições metamórficas de facies xisto verde a anfibolito. Seus sítios originais, de acordo com o sentido de medidas de transporte tectônico que levantamos (Machado & Fragoso Cesar, 1987; Machado et al., 1987; Fragoso Cesar et al., 1989), situavam-se a sudeste de suas atuais situações geográficas, tendo sido trazidos até estas durante os

eventos orogênicos posteriores, adiante discutidos. Suas características permitem, conforme esquematizado na Fig. 8.1 C, interpreta-las como constituintes de um sistema orogênico andinotipo, onde as unidades plutônicas representam as raízes do arco-magmático. que denominamos Arco Mágmatíco Piratini, e as vulcano-sedimentares representam situações paleogeográficas em uma bacia de retro-arco, designada como Bacia de Retro-Arco Cerro da Árvore em referência à unidade homônima estudada por Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981).

Neste modelo que apresentamos, em essência o mesmo proposto por Fragoso Cesar et al. (1982a, 1982b), consideramos que este sistema tivesse se desenvolvido na margem oriental do Continente Rio de La Plata devido à subducção do assoalho do Oceano Adamastor sob esta com mergulho para oeste. Apesar deste modelo ser plausível, uma peça fundamental está faltando: a evidência de relação primária entre a borda do continente e o sistema orogênico. Como vimos, todos os contatos entre as seqüências orogênicas e a margem continental, seja seu embasamento (Gnaisses Encantadas) ou cobertura (Miogeoclínio Lavalleya), são tectônicos e estão relacionados à Orogenia Porongos, que se desenvolveria cerca de 100 milhões de anos depois. A ausência de relações primárias (e.g., contato intrusivo entre granito calci-alcalino e cobertura miogeoclinal) levanta uma suspeita que precisa ser levada em conta até que esta, se houver, seja identificada: a Orogenia Piratini não pertence ao Continente Rio de La Plata, tendo se formado pela interação de uma região continental desconhecida (microplaca ?) com o Oceano Adamastor e, posteriormente, sido levada a uma situação a sudeste da margem daquele continente e, então, colidido com ele durante a Orogenia Porongos. Em outras palavras, o Sistema Orogrênico Piratini pode constituir um grande terreno exótico em relação ao Continente Rio de La Plata. De qualquer forma, as observações de campo excluem a alternativa de que tenha havido consumo de litosfera oceânica durante a colisão entre este terreno exótico e a margem continental. Uma possibilidade é que este terreno tenha chegado à situação pré-colisional através de transporte por falhamento transcorrente ou, mesmo, transformante. Infelizmente os estudos estruturais nas unidades deste terreno são ainda incipientes, mas

é significativo que em sua estruturação ocorram lineações indicando duas direções de transporte tectônico: uma NW-SE que relacionamos à colisão da Orogenia Porongos e avanço de nappes contra o Cráton Rio de La Plata e outra NE-SE ainda não entendida mas que pode indicar o transporte pré-colisional.

Estas alternativas, todas carentes de estudos específicos, deixam claro que o modelo da Fig. 8.1 C é muito simplista e que a evolução da Orogenia Piratini deve ter sido muito mais complexa do que até aqui vislumbrada.

A OROGENIA CAMBAÍ:

UM SISTEMA DE ARCOS DE ILHAS DO OCEANO CHARRUA

A primeira orogenia identificada na exposição sul-rio-grandense do Cinturão Ribeira - Orogenia Cambaí - foi relacionada à evolução de um sistema de arcos de ilha intraoceânico situado a oeste do Continente Rio de La Plata em base às seguintes associações petrotectônicas (Fragoso Cesar, 1990): (1) ofiolitos, (2) ortognaisses calci-alcálinos de baixo-K e (3) vulcanismo toleítico de alta alumina a calci-alcálinos de baixo-K associado a sedimentação vulcanogênica.

Os ofiolitos, representando secções de litosfera do Oceano Charrua, constituem mais de uma dezena de corpos alóctones, localmente com exposições contínuas de várias dezenas de km² (e.g., Ofiolitos Palmas, Arroio Lageadinho, Mudador e Passo do Ivo: Fig. 10.1), como regra desmembrados (Ribeiro & Fantinel, 1978), com sua organização relativamente completa apenas no ofiolito Mudador (Macedo et al., 1978). Apesar do desmembramento, a análise conjunta destes corpos permite identificar todas as litofácies que caracterizam uma suíte ofiolítica: (1) ultramafitos tectonizados, (2) ultramafitos e gabros estratiformes acumulados, (3) gabros e associados não acumulados, (4) lavas maciças e almofadadas, (5) diques de diabásio e (6) cobertura sedimentar. Coerentemente com estas litofácies, as análises litoquímicas disponíveis mostram evolução de magmas toleíticos tipo MORB, similar à registrada nos assoalhos

oceânicos modernos (N. Vieira Jr., inf. verbal). Dados geocronológicos preliminares (K-Ar) sugerem a geração destes corpos há cerca de 900 Ma, marcando uma idade mínima de formação do Oceano Charrua e individualização do Continente Rio de La Plata.

A segunda associação petrotectônica, designada Gnaisses Cambaí, é formada por ortognaisses da série gabro-diorito-quartzo diorito-tonalito-trondhjmito calci-alcálica de baixo-K e ocorre imbricada com corpos ofiolíticos e, localizadamente, com metassedimentos. As isócorvas Rb-Sr obtidas nestes ortognaisses (Soliani Jr., 1986) apontam idades em torno de 700 Ma alcançando até 650 Ma, sempre com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} baixas ($\leq 0,7040$). Suas características litológicas e isotópicas, em consonância com suas relações de campo, permitem interpretá-la como fragmentos da raiz de um arco magmático intra-oceânico.

A outra associação petrotectônica, caracterizando depósitos bacinais do sistema de arco de ilhas, foi designada de Supracrustais Vacacaí, sendo representada por três unidades: (1) Metavulcano-sedimentares Campestre, (2) Metagrauvas Arroio das Pedras e (3) Filitos de Ibaré. A primeira, formada por tufos e derrames basálticos e dacíticos com caráter litotípico de toleitos de alta alumina e cálcio-alcálica de baixo-K com subordinadas intercalações epiclásticas, foi interpretada como depósitos de uma bacia de ante-arco que também contribuiu como área fonte para os níveis epiclásticos. O desenvolvimento desta sequência vulcano-sedimentar deve ter iniciado a mais de 770 Ma, idade Pb^{207}/Pb^{206} obtida em zircões de seus níveis piroclásticos (Machado et al., 1988).

As Metagrauvas Arroio das Pedras situam-se a leste da unidade acima discutida e são constituídas por grauvas e arcósios anquimetamórficos, localmente com proveniência dominante de área fonte básica e/ou ultrabásica. Subordinadamente intercalam tufos, basaltos e sedimentos químicos vulcanogênicos. Sua disposição geográfica em relação às Metavulcano-Sedimentares Campestre e aos ofiolitos mais orientais (Ofiolito Limoeiro), aliada às peculiaridades de suas áreas fontes e limitado vulcanismo associado, levanta a possibilidade desta unidade representar os depósitos da bacia de ante-arco distais ao arco e

situadas próximas a outra margem, onde teóricamente posiciona-se o alto tectônico referente ao complexo de subducção.

Os Filitos de Ibaré ocorrem associados ao Lineamento Ibaré, aparentemente uma falha transformante dorsal-fossa durante a evolução do sistema de arco de ilhas. São formados por meta-ritmitos turbidíticos, localmente conglomeráticos e com proveniência vulcânica, plutônica e metamórfica, deformados por cisalhamento transcorrente em condições metamórficas de baixo grau. Sua posição geográfica limítrofe entre os Blocos São Gabriel e Taquarembó, assim como sua deformação e proveniência, permite interpretá-los como depósitos de bacia transpressional relacionada à movimentação do sistema de arco de ilhas e de seu assoalho oceânico lateralmente aos terrenos antigos do Bloco Taquarembó.

Excluindo os Filitos de Ibaré, as demais associações petrotectônicas ocorrem como nappes e escamas tectônicas vergentes para E e SE obductadas sobre o Continente Rio de La Plata no Bloco São Gabriel sob condições metamórficas variáveis de facies anfibolito a anquimetamorfismo. A organização espacial destes alóctones sugere que seu sítio original situava-se a oeste do Continente Rio de La Plata, alcançando a atual posição durante a obducção em uma orogenia posterior. Esta organização, conforme esquematizado na Fig. 10.4 A, indica diferenciação paleogeográfica, de oeste para leste, de um arco magmático - Arco Cambaí - para uma bacia de ante-arco - Bacia de Ante-Arco Vacacaí -, seguida, hipoteticamente, por um alto tectônico e uma zona de subducção com mergulho para oeste cujo consumo de litosfera oceânica, e suas conseqüências orogênicas, deve ter iniciado há mais de 770 Ma e encerrado há cerca de 650 Ma quando o sistema então gerado sofreu obducção sobre a borda continental. Por outro lado, conforme representado na Fig 10.4. B, a disposição geográfica dos Filitos de Ibaré e lineamento homônimo, a variação paleogeográfica acima apontada e a ocorrência das unidades orogênicas restritas ao Bloco São Gabriel sugerem que o sistema de arco de ilhas desenvolveu-se transversalmente a um bloco continental - Bloco Taquarembó -, limitando-se deste por falha transformante - Transformante Ibaré.

A OROGENIA RIO VACACAÍ:
UMA COLISÃO ARCO DE ILHAS - CONTINENTE

A Orogenia Rio Vacacaí, a segunda na evolução do Cinturão Ribeira no RS (Fig. 12.1), restringe-se, aparentemente, ao Bloco São Gabriel e está relacionada à obdução do sistema de arco de ilhas gerado na orogenia anterior sobre a borda ocidental do Continente Rio de La Plata balizada, a sudoeste, pelo Lineamento Ibaré (Fig. 10.1). Constitui, portanto, um evento orogênico condicionado por uma colisão arco de ilhas-continente.

Entre as consequências desta colisão destacam-se: (1) a intensa deformação que afetou as unidades paleogeográficas anteriormente referidas durante seu empilhamento tectônico na forma de *nappes* e escamas tectônicas e (2) o metamorfismo contemporâneo que alcançou até facies anfibolito. Por outro lado, o magmatismo e a sedimentação deste evento são restritos e pouco conhecidos. Silva Filho (1984) descreveu os ortognaisses mais jovens dos Gnaisses Cambaí como intrusões sin-tectônicas de granodioritos e monzogranitos calci-alcalinos ao longo dos planos de foliação das *nappes* constituídas pelos ortognaisses mais antigos e interpretou-os como produto de fusão parcial destes induzida pelo espessamento crustal. Seriam, portanto, granitóides colisionais gerados por fusão crustal. Uma isócrona Rb-Sr dos ortognaisses granodiorítico-monzogranítico apontou idade de 643 ± 28 Ma (Soliani Jr., 1986; Silva Filho & Soliani Jr., 1987), que situa em torno de 650 Ma o evento colisional. No entanto, a baixa razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} desta isócrona (0,7040) dificulta a interpretação de uma gênese crustal para estes ortognaisses. A alternativa que levantamos é que tenham sido produzidos pela ação residual da placa oceânica em subducção durante a colisão.

A associação de depósitos arcossianos e conglomeráticos continentais da Formação Maricá com os fronts tectônicos do complexo de obdução desta orogenia levanta a possibilidade de que constituam molassas relacionadas ao relevo então gerado. Por outro lado, a transição apontada por Luzardo & Fernandes (1989) entre os Filitos de Ibaré e esta formação pode estar indicando

que parte daquela sequência de bacia de cisalhamento compreende um flysch durante a Orogenia Rio Vacacaí.

A OROGENIA PORONGOS:

UMA COLISÃO SISTEMA CORDILHERANO-CONTINENTE

Após a Orogenia Piratini (~885-775 Ma), o Cinturão Dom Feliciano passou por um período superior a 100 milhões de anos ao longo dos quais não se reconhece qualquer atividade tectônica que o tenha afetado, até que, há mais de 620 Ma, foi ele envolvido em outra orogenia - Orogenia Porongos - , agora devido à colisão do sistema cordilherano do evento anterior com a margem oriental do Continente Rio de La Plata, possivelmente refletindo, no RS, um complexo colisional maior que envolveu este continente e o Continente Kalahari do sudoeste africano (Fig 8.2). Durante esta nova orogenia, as associações petrotectônicas dos eventos anteriores, incluindo frações do embasamento continental e sua cobertura miogeoclinal, por um lado, e do complexo cordilherano por outro, foram tectonicamente transportadas em sentido ao Cráton Rio de La Plata na forma de nappes e escamas tectônicas de estruturação E_1 sob condições metamórficas variáveis de xistos verdes inferior a anfibolito superior.

Este novo evento reorganizou completamente o Cinturão Dom Feliciano através do empilhamento de nappes e da transformação metamórfica das unidades anteriores em milonitos diversos, gnaisses, migmatitos, xistos, mármore, etc. e pela criação de novas associações petrotectônicas ígnea e sedimentar relacionadas, respectivamente, às condições termais e topográficas do vigoroso espessamento crustal então desenvolvido.

A associação petrotectônica ígnea que reflete o empilhamento de nappes é representada por granitos colisionais, particularmente leucogranitos crustais com importante contribuição metassedimentar em sua fonte de extração, entre os quais são reconhecidos: (1) os Leucogranitos Cordilheira (Cap. 04), (2) os milonitos leucograníticos imbricados entre outros tipos graníticos dos Granitos Miloníticos Porongos (Cap. 06) e

(3) o Monzogranito Pitangueiras (Cap. 05). Os Leucogranitos Cordilheira ocorrem como lâminas (sheet) de 2-mica ($\pm$ turmalina) granitos intrudidas ao longo dos planos de foliação de nappes do Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado durante o transporte tectônico destas, o que lhes imprime, com freqüência, foliação milonítica. São, portanto, granitos sin-tectônicos. Sua origem crustal com forte contribuição metassedimentar evidencia-se em sua mineralogia, encraves metassedimentares e natureza química peraluminosa, além de sua associação de campo com graissens e pegmatitos complexos, localmente portadores de berilo. Os milonitos leucograníticos dos Granitos Miloníticos Porongos são composicionalmente similares, possivelmente constituindo também sheets graníticas, porém intrusivas em níveis de mais vigorosa deformação das nappes encaixantes. O Monzogranito Pitangueiras, considerado de origem mista (crustal e mantélica: Vieira Jr., inf. verbal) possui foliação milonítica localizada e tênue, porém concordante com a foliação de transporte tectônico de suas encaixantes (Anortosito Capivarita e Gnaisses Chanã: Fig. 5.1 e 5.2), o que sugere intrusão concomitante aos estágios terminais deste transporte, caracterizando-o como tardi-tectônico.

Destes granitos, apenas o Monzogranito Pitangueiras foi radiometricamente investigado, apontando idade isocrônica Rb-Sr em torno de 620 Ma, situando temporalmente, portanto, a fase tardi-tectônica da Orogenia Porongos. Sua fase sin-tectônica, devido à ausência de estudos geocronológicos nos Lecogranitos Cordilheira, não pode ser determinada. A alternativa é recorrer às análises Rb-Sr e U-Pb efetuadas por Basei (1985) em granitos sin-tectônicos (Suíte Valsungana) do evento colisional do Cinturão Dom Feliciano em SC, onde os resultados obtidos apontam cifras próximas a 650 Ma. Se adequada esta correlação, pode-se inferir que a Orogenia Porongos teve sua fase principal há cerca de 650 Ma e a tardia aproximadamente há 620 Ma.

A sedimentação que reflete o soerguimento orogênico do cinturão colisional devido ao avanço de nappes é ainda pouco conhecida, sendo recente a sugestão de que pequenas ocorrências de ritmitos turbidíticos anguimetamórficos (e.g., Ritmitos Cerro Chato: Cap. 04), geograficamente relacionados a estas nappes e

com foliação ardosiária concordante com a foliação milonítica destas, representam a sedimentação flysch deste evento imbricada em níveis epizonais do empilhamento tectônico (Fragoso Cesar et al., 1989).

Em síntese, a Orogenia Porongos foi responsável pela reestruturação do Cinturão Dom Feliciano como um cinturão colisional alpinotipo com geração de granitos colisionais sin e tardi-tectônicos e sedimentação flysch localmente preservada. Este evento orogênico, iniciado há cerca de 650 Ma, foi parcialmente contemporâneo à Orogenia Rio Vacacaí do Cinturão Ribeira (Fig. 12.1), possuindo em relação a esta algumas distinções (e.g., vergência tectônica) e um importante caráter comum: ambas são colisionais e refletem o início da aglutinação de continentes que acabaria por compor o megacontinente paleozóico de Gondwana. Nesta construção, aparentemente a Orogenia Porongos marcou a colisão entre os Continentes Rio de La Plata e Kalahari (Fig. 8.2) com a conseqüente destruição do Oceano Adamasntor. Já no Cinturão Ribeira, a Orogenia Rio Vacacaí representou apenas um dos estágios do fechamento do Oceano Charrua que teve continuidade com o evento orogênico cordilherano que se seguiu: a Orogenia Bom Jardim.

A OROGENIA BOM JARDIM: UM SISTEMA CORDILHERANO AUTÓCTONE

A Orogenia Bom Jardim, a última na evolução do Cinturão Ribeira no RS, apresenta similaridades genéticas com a Orogenia Piratini do Cinturão Dom Feliciano; possui, porém, um caráter particular que a diferencia desta, tornando-a um exemplar raro em regiões de escudo: é autóctone, com suas unidades in situ essencialmente isentas de metamorfismo e, relativamente às unidades orogênicas anteriores, fracamente deformadas. Estas qualidades permitem, com maior acuidade, a aplicação dos conceitos de Tectônica de Placas a este sistema orogênico.

A Orogenia Bom Jardim afeta os Blocos São Gabriel e Taquarembó do Cinturão Ribeira no RS, sendo as distinções

detectadas entre as unidades orogênicas deste dois blocos reflexos de duas zonas de subducção com mergulhos para leste separadas por uma falha transformante de direção NW-SE, a Transformante Ibaré, cuja extensão continental limita estes blocos. No Bloco São Gabriel, onde os produtos desta orogenia estão melhor expostos e preservados, ela é divisível em três eventos: precoce-orogênico, sin-orogênico e tardi-orogênico, todos representados por rochas graníticas e os dois últimos responsáveis por sedimentação e vulcanismo em uma bacia de retro-arco: a Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara. No Bloco Taquarembó, onde vulcanismo e sedimentação estão parcamente preservados e, ainda, pouco estudados, os granitos dominam e ocorrem em dois grupos, um presumivelmente contemporâneo - ou mesmo mais antigo - aos precoce-orogênicos e outros cujas idades coincidem com as dos sin-orogênicos.

No Bloco São Gabriel os granitos precoce-orogênicos são calci-alcalinos acinzentados e composicionalmente variam de tonalitos a monzogranitos, com predominância de termos granodioríticos (e.g., Granodioritos Timbaúva e Santa Luzia) e monzograníticos (e.g., Monzogranitos Santa Rita, São Manoel e Rincão dos Coqueiros). As idades isocrônicas Rb-Sr, apesar de imprecisas, indicam idades entre 650-600 Ma (647 ± 34 Ma; 619 ± 15 Ma e 669 ± 54 Ma) com razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ crescentes de oeste para leste (0,7047; 0,7055; 0,7062), sugestivas de zona de subducção situada a oeste. Nas "Islas Cristalinas" de Rivera e Aceguá, extensão uruguaia do Bloco Taquarembó, ocorrem tipos graníticos análogos aos precoce-orogênicos do Bloco São Gabriel, cuja imprecisão nas idades isocrônicas (689 ± 67 Ma e 664 ± 38 Ma) não permite saber se são contemporâneos ou mais antigos, cronocorrelatos aos ortognaisses da Orogenia Cambaí. De qualquer forma, suas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (0,7074; 0,7077) crescem para leste sugerindo, também, zona de subducção a oeste, porém mais afastada que a anteriormente citada.

Os granitos sin-orogênicos do Bloco São Gabriel compreendem os plútons de Lavras do Sul e Caçapava do Sul, este último presumivelmente intrudido como sheet ao longo do contato de obducção do Terreno Rio Vacacaí sobre o Cráton Rio de La Plata. São granitos composicionalmente variáveis, predominando termos de

granodioritos a sienogranitos, cujos estudos litoquímicos indicam caráter shoshonítico para o plúton de Lavras do Sul e calci-alcalino para a sheet de Caçapava do Sul. Suas idades decrescentes para leste (Lavras do Sul: 568 ± 6 Ma; Caçapava do Sul: 552 ± 4 Ma) acompanhadas pelo acréscimo da razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Lavras do Sul: 0,7045; Caçapava do Sul: 0,7050), apesar da aparente inversão geoquímica (Lavras do Sul shoshonítico e Caçapava do Sul calci-alcalino), são fortemente sugestivas que a placa oceânica em subducção a qual estão geneticamente relacionados (Vieira Jr. & Soliani Jr., 1989; Nardi & Bitencourt, 1989) possuía mergulho para leste, o mesmo verificado no Evento Precoce-Orogênico. Situação similar é verificada no Bloco Taquarembó, tanto nos granitos aflorantes na porção brasileira (Suítes Santo Afonso, Vauthier e Saibro) como uruguaia. Neste bloco as idades também decrescem para leste, desde 575 Ma a 555 Ma, acompanhadas por acréscimo na razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (0,7070 a 0,7077) que, mais elevadas, implicam em zona de subducção mais afastada, o que é compatível com a ocorrência de pequenos plútons de aegirina-arfvedsonita granitos, indicativos de grande distância da zona de subducção. Desta forma, assim como no Evento Precoce-Orogênico, também no Evento Sin-Orogênico o lineamento limítrofe entre os Blocos São Gabriel e Taquarembó possuía, aparentemente, um comportamento transformante.

Os granitos que relacionamos ao Evento Tardi-Orogênico só tem sido reconhecidos no Bloco São Gabriel e são representados pelo Granito São Sepé e, supostamente, pelo Granito Cerro da Cria. Este evento, de acordo com a idade do Granito São Sepé, ocorreu há 527 ± 7 Ma, cuja razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ relativamente baixa (0,7067) sugere, também, gênese relacionada à subducção de placa oceânica.

Em síntese, a granitogênese que interpretamos como relacionada à raiz de um arco magmático andinotipo desenvolveu-se em três eventos, um anterior a 600 Ma, outro situado entre 580-550 Ma e um último há cerca de 530 Ma. As razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, variáveis de 0,7045 a 0,7077, são similares àquelas medidas em modernos arcos magmáticos cordilheranos ou andinotipos, e a distribuição geográfica destas idades e suas

razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ nos Blocos São Gabriel e Taquarembó sugerem em ambos, zonas de subducção situadas a oeste, sendo aquela que mergulha sob o Bloco Taquarembó mais afastada que a mergulhante sob o Bloco São Gabriel. Isto indica que o Lineamento Ibaré, que aparentemente possuía movimentação transformante durante as Orogenias Cambaí e Rio Vacacaí, continuou na Orogenia Bom Jardim com este comportamento, o que nos levou a defini-lo como uma falha transformante: a Transformante Ibaré.

Durante a evolução da Orogenia Bom Jardim, além da granitogênese de arco magmático acima discutida, outras associações petrotectônicas foram formadas, relacionadas ao vulcanismo do arco magmático e suas extrusões em uma bacia onde foi acompanhado por sedimentação flysch e molasse, respectivamente durante os Eventos Sin-Orogênico e Tardi-Orogênico. A evolução desta bacia e suas relações com a polaridade do arco magmático para leste registradas nas medidas de paleocorrentes de seus depósitos clásticos levam-nos a defini-la como uma bacia de retro-arco: a Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara. As unidades vulcano-sedimentares desta bacia compreendem, durante o Evento Sin-Orogênico, os Shoshonitos Hilário e o Flysch Mangueirão da Formação Bom Jardim, e, no Evento Tardi-Orogênico, os Riолitos Acampamento Velho e a Molassa Santa Bárbara. Os escassos dados geocronológicos obtidos nestas unidades sustentam a contemporaneidade da Formação Bom Jardim com o plutonismo sin-orogênico, o que é corroborado pela consangüinidade química entre suas vulcânicas (Shoshonitos Hilário) e os granitos deste evento, particularmente o Granito Lavras do Sul. Da mesma forma, a idade isocrônica de 529 ± 4 Ma dos Riолitos Acampamento Velho indicam sua cronocorrelação com o plutonismo tardi-orogênico representado pelo Granito São Sepé. A Molassa Santa Bárbara, carente de estudos radiométricos, ocorre concordantemente tanto sobre os Riолitos Acampamento Velho como sobre a Formação Bom Jardim, neste caso marcando a regressão generalizada da Bacia de Retro-Arco Santa Bárbara através da transição de sistemas de leques deltáicos do Flysch Mangueirão para os leques aluviais da Molassa Santa Bárbara durante o soerguimento terminal da Orogenia Bom Jardim.

A OROGENIA SERRA DO HERVAL:
UM EVENTO TRANSPRESSIONAL TARDI-COLISIONAL

A Orogenia Serra do Herval constitui o último evento orogênico do Cinturão Dom Feliciano no RS, parcialmente contemporâneo aos eventos terminais da Orogenia Bom Jardim do Cinturão Ribeira, mas fundamentalmente distinta daquela: enquanto a Orogenia Bom Jardim marca o desenvolvimento de uma margem continental ativa cordilherana pela interação do Oceano Charrua com o Continente Rio de La Plata - então já compondo parte do Continente Gondwana em seu processo de aglutinação -, a Orogenia Serra do Herval é intracontinental, "ensiálica", e reflete o evento tardi-colisional da conjunção dos Continentes Rio de La Plata e Kalahari com a formação de um cinturão transpressional condicionado pela instalação de grandes zonas de cisalhamento sub-verticais transcorrentes, predominantemente sinistrais de direções variáveis entre NE-SW a N-S, cuja atividade é responsável pela atual geometria do Cinturão Dom Feliciano com a individualização dos Batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul e dos Terrenos Serra das Encantadas, Serra dos Pereira e Cerro da Árvore, bem como por suas deformações tardias E₂ e pela geração da Antefossa Camaquã.

Os produtos ígneos e sedimentares deste evento, que abrangem mais de 50% da exposição do Cinturão Dom Feliciano no RS, estão diretamente relacionados à atividade destas zonas de cisalhamento. Conforme discutimos no Cap. 04, o plutonismo da Suíte Granítica Dom Feliciano e seus correlatos hipoabissais (Diques Riolíticos Asperezas) e vulcânicos (Tufos & Ignimbritos Ana Dias) refletem fusões crustais profundas, possivelmente com contribuição mantélica, induzidas por descompressão propiciada pelo fraturamento produzido nestas zonas de cisalhamento, que também atuaram como condutores para a ascensão dos magmas então gerados, incluindo corpos básicos e ultrabásicos de origem claramente mantélica (Gabros Passo da Fabiana). No Batólito Encruzilhada do Sul (Cap. 05), a geração da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul e de diversos e pequenos plútons graníticos (e.g., Granitos Campinas, Pinheiro, Arroio Braço do Capivarita,

Arroio Gaúcho e Cerro Feio) foi similar, porém com distinções em relação a área fonte, essencialmente crustal com importante contribuição metassedimentar (S-granitos de Chappel & White, 1974), excetuando os plútons dos Granitos Arroio Braço do Capivarita, aparentemente do tipo I dos citados autores.

A sedimentação sin e tardi-orogênica deste evento está representada na Antefossa Camaquã (cap. 07) pela Formação Arroio dos Nobres, composta por cerca de 6.000 m de espessura de depósitos clásticos estruturados, na base, por complexos de leques deltáicos do Flysch Vale do Piquiri que, junto às escarpas montanhosas, se interdigitam com a Cunha Rudítica Vargas e, em sentido ao topo, transicionam para leques aluviais da Molassa Boici. A arquitetura destas unidades, em concordância com as medidas de paleocorrentes, indicam progradação para noroeste e assoreamento da bacia marinha concomitantes ao avanço do front montanhoso com igual sentido.

Todas as análises geocronológicas obtidas em unidades deste evento, seja em granitos da Suíte Dom Feliciano e em diques riolíticos associados, ou em granitos da Suíte Encruzilhada do Sul, ou mesmo em pelitos da Formação Arroio dos Nobres, apontam para uma idade sempre próxima a 550 Ma, que permitem situar a época de desenvolvimento da Orogenia Serra do Herval como tendo ocorrido em torno de 550 Ma. A estruturação desta orogenia, fundamentalmente relacionada à atividade das zonas sub-verticais de cisalhamento transcorrentes, foi responsável pela formação de faixas de espessura quilométrica de rochas miloníticas diversas afetando, inclusive, as rochas ígneas então geradas, o que permitiu sua classificação magma-tectônica como sin e tardi-tectônicas ao evento. As unidades anteriores a esta orogenia, relacionadas às outras orogenias do Cinturão Dom Feliciano ou ao seu embasamento, além da milonitização sub-vertical, foram também afetadas pela componente inversa vergente para NW destas zonas de cisalhamento, o que permitiu defini-las como transpressionais, e por dobramentos amplos, variáveis de abertos a apertados, com duas direções axiais preferenciais, NE-SW e NW-SE, e planos axiais verticalizados, compondo estruturação tipo "domo & bacia". Conforme observado nas seqüências da Formação Arroio dos Nobres, a progradação de seus depósitos deltáicos e aluviais para NW

refletem o avanço da área fonte montanhosa com igual sentido. Visto que o avanço das escarpas montanhosas reflete, por sua vez, o avanço da instalação dos cisalhamentos transpressionais, conclui-se que o desenvolvimento destes foi diacrônico e regular, inicialmente nas porções mais orientais do cinturão e gradativamente avançando para noroeste. Isto significa que houve uma polaridade tectônica durante a evolução desta orogenia e, por conseguinte, na geração de suas rochas ígneas e sedimentares, pois estas, em última instância, são frutos da atividade dos cisalhamentos transpressionais, seja criando condições nas regiões crustais profundas e no manto para produção de líquidos magmáticos ou, em superfície, criando relevo e propiciando erosão, transporte e sedimentação da formidável carga clástica que colmatou a Antefossa Camaquã. Esta polaridade permite explicar, ainda, os dobramentos que afetam estes depósitos, pois a sedimentação nesta antefossa precedeu a chegada, na região considerada, da deformação tectônica.

Finalmente, marcando o encerramento da Orogenia Serra do Herval, o avanço para NW das zonas de cisalhamento terminaram por conjugar, graças a sua componente transcorrente, o Cinturão Dom Feliciano com o Cinturão Ribeira, até então com evoluções distintas e geograficamente distanciados. Considerando as idades em torno de 530 Ma do Evento Tardi-Orogênico do Cinturão Ribeira, anterior a esta colagem tectônica, conclui-se que o avanço das zonas de cisalhamento deve ter alcançado a região de conjugação pouco depois desta época, provavelmente quando findaram os eventos orogênicos que afetaram o RS e foi ele, graças ao relaxamento crustal que se seguiu, reestruturado em um evento pós-orogênico, o Evento Pós-Orogênico Guaritas.

O EVENTO PÓS-OROGÊNICO GUARITAS:

O ENCERRAMENTO DO CICLO BRASILIANO NO RIO GRANDE DO SUL

O relaxamento pós-orogênico que se seguiu à Orogenia Serra do Herval no Cinturão Dom Feliciano reorganizou suas estruturas

reativando transtensionalmente falhamentos anteriores com a instalação de horsts e grabens por movimentação normal e transcorrente. Em consequência, a erosão dos altos tectônicos (e.g., horst da Serra das Encantadas), que aparentemente também se soergueram com polaridade de SE para NW e magnitude decrescente, propiciou a deposição da Molassa Guaritas na Antefossa Camaquã então reestruturada. Os escassos dados radiométricos disponíveis (Bonhomme & Ribeiro, 1983) sugerem que esta nova fase evolutiva da bacia iniciou em torno de 525 Ma e as medidas de paleocorrentes (e.g., Paim, 1990; Paim et al., 1990) indicam que sua sedimentação clástica continental teve transporte desde sudeste, junto aos altos tectônicos do Cinturão Dom Feliciano, infletido em sentido sudoeste na sua borda ocidental, junto ao então tectonicamente congregado Cinturão Ribeira, sobre o qual transgrediu localmente (Fig. 7.1).

Durante este evento pós-orogênico a sedimentação molássica Guaritas foi extremamente complexa e variada (Paim, 1990; Paim et al., 1990), iniciando, sob condições desérticas, com a instalação de possantes leques aluviais junto às escarpas montanhosas do Cinturão Dom Feliciano (Ruditos Pedra das Torrinhas e Arenitos Guarda Velha) que, em sentido ao interior da bacia, se interdigitavam com complexos de dunas em planícies eólicas (Arenitos Pedra Pintada) e invadiam, localmente, pequenos lagos criando leques deltáicos lacustres (Ritmitos Varzinhas). Após este estágio desértico, em que as reativações transtensionais permitiram a ascensão e extrusão de magmas intermediários (Andesitos Rodeio Velho), mudanças no nível de base da bacia ensejaram a formação de um grande lago e deposição de seqüências eminentemente deltáicas (Ritmitos Varzinha) cujas planícies refletiam seu assoreamento por sistemas aluviais entrelaçados (Arenitos Guarda Velha) que terminaram por colmatar completamente a Antefossa Camaquã.

Aparentemente, conforme discutimos no Cap. 07, o Evento Pós-Orogênico Guaritas com sua estruturação em horsts e grábens e sedimentação molássica restringiu-se à região do Cinturão Dom Feliciano, constituindo, portanto, um evento pós-orogênico da Orogenia Serra do Herval, o que está de acordo com o modelo evolutivo e de paleofluxos postulado por Paim (1990) e Paim et

al., (1990). No entanto, considerando que o encerramento da Orogenia Serra do Herval coincidiu com o término da Orogenia Bom Jardim e com a colagem tectônica dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no RS, e que a Molassa Guaritas foi localmente transgressiva sobre o Cinturão Ribeira, é difícil imaginar que o relevo ainda acidentado deste cinturão não tenha contribuído como área fonte para esta molassa. Neste sentido, embora não tenhamos discutido anteriormente, as exposições da Molassa Guaritas na borda ocidental da Antefossa Camaquã são frequentemente rudíticas, localmente compondo leques aluviais proximais cuja análise de proveniência indica importante contribuição vulcânica, como exemplificado pelo leque aluvial discordantemente sobreposto à Molassa Santa Barbara na região de Bom Jardim, detalhadamente mapeada por Ribeiro (1970a). Embora não tenhamos efetuado medidas de paleocorrentes nestes depósitos, sua estruturação primária e proveniência parcialmente vulcânica são fortemente sugestivas de que os altos vulcânicos da Orogenia Bom Jardim também contribuíram com detritos para esta molassa pós-orogênica. Apesar da carência de estudos específicos admitimos esta possibilidade e levantamos aqui a hipótese de que o Evento Pós-Orogênico Guaritas reflete não apenas o encerramento das atividades orogênicas do Cinturão Dom Feliciano no RS, mas também do Cinturão Ribeira neste Estado. Em outras palavras: O Evento Pós-Orogênico Guaritas é dual, constituindo, após a conjunção tectônica dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no RS, a estruturação e sedimentação final do Ciclo Brasileiro no RS, comum a estes dois cinturões orogênicos.

O EVENTO SERRA TUPANCI:
UM POSSÍVEL EVENTO ANOROGÊNICO NO
RIO GRANDE DO SUL

Em alguns capítulos anteriores (Caps. 04, 05 e 11) discutimos algumas unidades cujos dados geocronológicos indicavam idade ordoviciano ou, pelo menos, sugeriam idade inferior - ou muito inferior - a 550 Ma. As relações destas unidades com outras

analisadas nestes capítulos evidenciavam, apenas, que eram posteriores aos eventos tardi-orogênicos, seja da Orogenia Serra do Herval ou da Orogenia Bom Jardim, o que apontava para duas hipóteses: seriam pós-orogênicas ou, mesmo, anorogênicas. No entanto, neste estágio terminal da tese, onde graças a análise global de todos os eventos que afetam o Escudo Gaúcho no RS foi possível visualizar o conjunto e, em base à discussão do item anterior, levantar a hipótese de que houve um evento pós-orogênico comum aos dois cinturões móveis que o compõem a região de escudo neste Estado, o Evento Pós-Orogênico Guaritas, cujos dados geocronológicos disponíveis sugerem idade do Cambriano Superior, começamos a considerar com mais ênfase a hipótese que em diversos trechos desta tese inseguramente levantamos: que após o Ciclo Brasileiro, e desvinculado deste, ocorreu um evento anorogênico em torno de 465 Ma. Deste possível evento, o primeiro elemento deve-se a Menegotto e Medeiros (1976) quando descreveram e investigaram química e radiometricamente os riolitos alcalinos da Serra Tupanci. Trabalhos posteriores, que identificaram cronocorrelatos hipoabissais (diques micrograníticos de São Sepé: Sartori, 1978) e plutônicos (Granito Ramada: Naime, apud Soliani Jr., 1986) nas regiões circunvizinhas e as considerações que tecemos sobre o Granito Jaguari sugerindo a hipótese de sua cronocorrelação, ampliaram para SW este conjunto. Por outro lado, Soliani Jr. (1986) datou rochas graníticas com idade similar no extremo sudeste do Cinturão Dom Feliciano (Cap. 04), que acreditamos pertencer a um conjunto de pequenos plútons de pertita granitos que afetam o Batólito Pelotas, e Jost et al. (1985) e Vieira Jr. et al (1989) descreveram o Sienito Piquiri do Batólito Encruzilhada do Sul (Cap. 05), cujas características químicas alcalinas e estruturais pós-tectônicas permitem supor que seja, também, um plúton cronocorrelato a aqueles. Em síntese, apesar da frágil argumentação e da óbvia ausência de estudos específicos, nos parece bastante plausível que após o Ciclo Brasileiro no RS ocorreu um evento anorogênico cujos produtos ígneos, vulcânicos, hipoabissais ou plutônicos, possuem tendência alcalina - ou mesmo peralcalina -, foram gerados em torno de 465 Ma e ocorrem em diversos locais do RS. Se estudos futuros confirmarem esta hipótese este evento deverá ser designado Evento

Anorogênico Serra Tupancí em referência à primeira localidade onde seus produtos foram satisfatoriamente investigados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Bol. Div. Geol. Min., 241: 1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1969 - Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. An Congr. Bras. Geol., 23, Salvador 1: 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - 1973 - The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin south of the Amazon River. In The Ocean Basin and Margins, (Nairn & Stehli, Eds.), Plenum, p. 1411-1446, New York.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The Upper Precambrian of South America. Bol. Inst. Geoc. Univ. São Paulo. 7:48-80.
- ANDRIOTTI, J.L.S.; NARDI, L.V.S. & BITENCOURT, M.F. - 1989 - Aplicação de análise de fatores ao estudo geoquímico do Complexo Granítico de Caçapava do Sul. Acta Geol. Leop., São Leopoldo, 29 (12) 125-130.
- ANJOS, I.L.S & MOURÃO, L.M.F. - 1987 - Projeto Aerogeofísico Extremo Sudeste do Brasil. Processamento de dados. Relatório Final. Brasil, Conv. DNPM/CPRM, 5 vol (inédito).
- ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. - 1981 - Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas continentais e oceânicas adjacentes, hipótese sobre o tectonismo causador e implicações no prognóstico de seu potencial em recursos minerais. In: H.E. Asmus (ed), Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e de suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. Projeto REMAC, 9, Petrobrás, Rio de Janeiro.
- BARKER, F. & ARTH J.G. - 1976 - Generation of Trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suits, Geology, 4:496-600.

- BARNES, S.J. - 1982 - Serpentinities in central South West Africa/Namibia: a reconnaissance study. Geol. Surv. SW Africa/Namibia, Memoir n° 8, 90 p.
- BARNES, S.J. & SAWYER, G.W. - 1980 - An alternative model for the Damara Modile Belt. Ocean crust subduction and continental convergence. Precambrian Research, 13 (4): 297-336.
- BARTORELI, A.; MINIOLI, B. & KAWASHITA, K. - 1968 - Nota preliminar sobre rochas ultrabásicas de Itajuba, Santa Catarina. Cong. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte, 243-246.
- BASEI, M.A.S. - 1985 - O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IG/USP, São Paulo (inédito).
- BASEI, M.A.S; SIGA JR, O; MACHIAVELLI, A. - 1990a - Tectônica de nappes do Proterozóico Superior a Eopaleozóico da porção sul brasileira. In: 3ª Reunião Internacional do Projeto 270 - PICG - Eventos do Paleozóico Inferior da América Latina e suas relações com a gênese do Gondwana. Instituto de Geociências-USP, São Paulo-SP (no prelo).
- BASEI, M.A.S; SIGA JR, O; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. - 1991 - Evolução Tectônica do Maciço de Joinville (PR-SC) Submetido ao Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro.
- BASEI, M.A.S; SIGA JR, O; REIS NETO, J.M. dos - 1990b - O Batólito Paranaguá: Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990, v. 4, p. 1684-1699.
- BASEI, M.A.S; SIGA JR, O.; VASCONCELLOS, J.P.B.C de e SILVA, P.C.S. da - 1988 - Evolução geotectônica dos terrenos pré-cambrianos a eo-paleozóicos dos estados do Paraná e Santa Catarina. Relatório projeto FAPESP n° 87/0175/9 (inédito).
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. - 1985 - Petrogenic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. Geol., 48:43-55.

- BECKER, R. & FERNANDES, L.A.D. - 1982 - Caracterização faciológica de uma seqüência vulcano-sedimentar éo-paleozóica na Folha Passo do Tigre (RS). Acta Geol. Leop., São Leopoldo, 6(13): 287-322.
- BERTRAND, M. - 1884 - Rapports des structures des Alpes de Glaris et du bassin houillier du Nord. Bull. Soc. Geol. France, 3(12): 318-330.
- BERTRAND, M. - 1897 - Structure des Alpes françaises et recurrence de certains facies sedimentaires. In: Int. Geol. Cong. Compte Rendu, p. 161-177.
- BETTENCOURT, J. - 1972 - A mina de cobre do Camaquã. Rio Grande do Sul. Porto Alegre, DNPM - 1º Distrito. Tese de Doutorado. Sec. Inf. nº 62.
- BITENCOURT, M.F. - 1983 - Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS. Geologia e relações com o corpo granítico. atas do Simp. Sul-bras. Geol., 1, 1:37-48, Porto Alegre.
- BITENCOURT, M.F. & HARTMANN - 1984 - Reconhecimento geoquímico dos xistos magnesianos da região de Passo Feio, Caçapava do Sul, RS An. Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro. 6:2607-2614.
- BOCCHI, P.R. - 1970 - Geologia da Folha de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Bol. Div. Geol. Min. Bras., 245:1-83.
- BONHOMME, M.E. & CINGOLANI, C.A - 1980 - Mineralogia y geocronologia Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la "Formacion La Tinta" Provincia de Buenos Aires. Rev. Assoc. Geol. Argentina, 35:519-538.
- BONHOMME, M. E. & RIBEIRO, M.J. - 1983 - Datações K-Ar das argilas associadas a mineralizações de cobre da Mina Camaquã e de suas encaixantes. Atas Simp. Sul. Bras. Geol., 1, Porto Alegre, 1:82-88.
- BONIN, B. - 1982 - Les granites des complexes annulaires. Manuels et Méthodes, B.R.G.M. Gd., 4, 183p.

- BORTOLOTTI, O.J. - 1986 - Petrologia dos mármore de Caçapava do Sul, RS. São Paulo, Inst. Geoc. USP - Diss. Mestrado.
- BOSSI, J. - 1983 - Breve reseña sobre el conocimiento geológico del escudo predevoniano en Uruguay (Sudamérica) Zbl. Geol. Palaont. Teil, Stuttgart, 1 (3/4):417-429.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCHI, G.; GIRARD, V.A.V.; MAZZUCHELLI, M.; NEGRINI, L.; RIVALENTI, G.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; SINIGOI, S.; TEIXEIRA, W. & PICCIRILLO, E.M. - 1991 - Early Proterozoic Dike Swarms from Western Uruguay: geochemistry, Sn-Nd isotopes and petrogenesis. submitted to Contrib. Mineral. Petrol.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCHI, G.; GIRARDI, V.A.V.; MAZZUCHELLI, M.; PICCIRILLO, G.M.; RIVALENTI, G.; SINIGOI, S.; TEIXEIRA, W. & FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1990 - Aspectos petrológicos e geocronológicos do enxame de diques básicos pré-cambrianos do Uruguai. in "II Workshop" Diques Máficos do Brasil - IGCP 257 IUGS-UNESCO - Bol. Esp. IG-USP - São Paulo, p. 6-13.
- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; GARAT, I.; PIÑEYRO, D. & GOMEZ, C.R. - 1989 - First photogeological global map of the precambrian dyke swarms of Uruguay, some geological inferences. Bol. IG-USP, Vol 20: 57-60.
- BOSSI, J. & FERRANDO, L. - 1969 - Primer esquema estratigráfico geocronológico para el Predevoniano del Uruguay. Publ. Int., Faculdade de Agronomia, Montevideo, Uruguay.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L. & ALBANELL, H. - 1967 - Basamento cristalino del Sureste de Uruguay. UNESCO (inédito).
- BOSSI, J.; FERRANDO, L.; FERNANDEZ, A.; ELIZALDE, G.; MORALES, H.; LEDESMA, J.J.; CARBALLO, E. MEDINA, E.; FORD, J. & MONTANÁ, J. - 1975 - Carta Geológica del Uruguay (1:1.000.000). Dir suelos y Fertil.; Min. Agr. Pesca. Montevideo.
- BOSSI & NAVARRO - 1982 - Los "granitos negros" (microgabros) del

- Eocambriano del Uruguay Congr. Latinoam. Geol., 5, Actas, 2:23-35, Buenos Aires.
- BOUMA. A.H. - 1962 - Sedimentology of some flysch deposits, Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 168 p.
- BROWN, G.C. - 1982 - Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity evolution, and relation to volcanic arcs. In: R.S. Thorpe (Ed.) Andesites, John Wiley & Sons, 437-461.
- CAMPANHA, G.A.C.; BRISTRICH, C.A. & ALMEIDA, M.A. - 1987 - Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramento Apiaí. Atas Simp. Sul-bras. Geol., 3, Curitiba, 2: 725-742.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1984 - Observações estruturais e estratigráficas no Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. São Paulo, Relatório FAPESP. (inédito).
- CAORSI, J. & GOÑI, J. - 1958 - Geologia uruguaya. Inst. Geol. del Uruguay, Bol. 37 Montevideo, Uruguay.
- CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M.; THOMAZ F^O, A. - 1974 - Esboço da Diferenciação Tectônica do Pré-Cambriano Superior do Sul-sudeste do Brasil. Res. Com., Bol. Esp. Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1:698-700.
- CARON, C.; HOMEWOOD, P. & WILDI, W. - 1989 - The original Swiss Flysch: a reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. Earth Sciences Rev. 26: 1-45.
- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUCCI, C.A.; JOST H. & PINTO, J.F. - 1974 - Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. IG/UFRGS. Porto Alegre (1:1.000.000).
- 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.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. Pacific Geolog., 8:173-174.

- CHEMALE JR., F. - 1982 - Geologia da região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-graduação. IG-UFRGS.
- CINGOLANI, C.; BOSSI, J.; VARELA, R. & NAVARRO, R. - 1990 - Nuevos datos geologicos y geocronologicos del Macizo Granitico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. Atas, I Cong. Geol. Uruguay, Montevideo, Vol. I: 101-106.
- COLEMAN, R.G. & PETERMAN, Z.G. - 1975 - Oceanic Plagiogranite. Jour. Geophys. Res. 8: 1099-1108.
- CONDIE, K.C. - 1989 - Plate tectonics & Crustal Evolution Pergamon Press, 3^a ed, 476p.
- CONEY, P.J. - 1978 - Mesozoic - Cenozoic Cordilleran plate tectonics. Geol. Soc. Amer. Mem. 152 p. 38.
- CONEY, P.J.; JONES, D.L. & MONGER, J.W.H. - 1980 - Cordilleran Suspect Terranes. Nature V. 288: 321-333.
- CORDANI, U.G. - 1974 - Comentários 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, Brasília, p. 58-72.
- CORDANI, U.G. & 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, São Paulo.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. THOMAS FILHO, A. & 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.; HALPERN, M.; 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 ,

Brasília, p. 70-84.

CORDANI U.G.; MELCHER, G.C.; ALMEIDA, F.F.M. - 1968 - Outline of the Precambrian Geochronology of South America. Can. Jour. Earth. Sci., 5: 629-632.

CORDANI U.G. & SOLIANI JR., E. - 1990 - Idades K-Ar e Rb-Sr das "Ilhas Cristalinas" de Rivera e Aceguá (Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil) e seu enquadramento no contexto geotectônico regional. An. Acad. Bras. Cienc. 62(2):145-156.

COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E. & VASCONCELOS, R. - 1990 - Interpretação do campo magnético na porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense. An. Cong. Bras. Geol., 36, Natal, 5: 2439-2444.

COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURT, R.J. - 1979 - The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London, 450p.

D'AVILA, R.S.F.; STRIEDER, A.J.; LOSS, E.L. & HARTMANN, L.A. - 1985 - Reavaliação de alguns aspectos petrológicos e geoquímicos do Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas (RS). Simp. Sul-bras. Geol., 2, Florianópolis, atas, 277-286.

DAITX, E.C. - 1979a - Contribuição ao conhecimento geológico dos depósitos molássicos relacionados à Região de Dobramento sudeste: 1-Bacia de Campo Alegre, SC. In: Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro, Vol. 1:131-146.

DAITX, E.C. - 1979b - Contribuição ao conhecimento geológico dos depósitos molássicos relacionados à Região de Dobramento Sudeste : 2 - Gráben de Carupá, SC In: Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro, Vol. 1:147-156.

DALLA SALDA, L. & IÑIGUEZ, A.M. - 1978 - "La Tinta", Precambriano y Paleozóico de Buenos Aires. Actas VIII Cong. Geol. Arg. 539-550.

DE PAOLO, D.J. - 1979 - Estimation of the depth of origin of basic magmas: a modified thermodynamic approach and a

- comparison with experimental melting studies. Contr. Mineral. Petrol., 69, 265-278.
- De ROS, L.F. & FERNANDES, L.A.D. - 1981 - Rochas charnoquíticas no Escudo Sul-riograndense. Est. Tecn., Acta geol. Leop., São Leopoldo, 5(13): 25-44
- DEWEY J.F. & BIRDY, J.M. - 1970 - Mountain belts and the New Global Tectonics, Jour. Geophys. Res. 75(14): 2625-2647.
- DRESCH, R.A.C.; FEIGUEIREDO FILHO, P.M. & FORMOSO, M.L.L. - 1973 - Comentários sobre algumas datações radiométricas de rochas pré-cambrianas do Rio Grande do Sul. Congr. Lat. Am. Geol., Atas, vol 2:1617-1623.
- DRUMMOND, D. & MOSSMANN, R. - 1985 - Nota sobre a geologia e prospecção preliminares da região de Rincão-Faxinal, Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. An. Simp. Sul-bra. Geol., 2, Florianópolis. 1:46-52.
- EBERT, H. - 1971 - O Grupo Guaratubinha do Estado de Santa Catarina. In: Cong. Bras. Geol., 25, São Paulo, V.1: 147-165.
- FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G. & FRAGOSO CESAR. A.R.S. - 1987 - Análise faciológica das Molassas Brasileiras na região das Minas do Camaquã, RS. Anais Simp. Sul-Bras. Geol., 2, Curitiba. 1: 75-91.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A. & PORCHER, C.C. - 1989 - Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas na região de Quitéria-Capivarita. Anais Simp. Sul-Bras. Geol., 4, Porto Alegre.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; MARQUES-TOIGO, M.; GUERRA-SOMMER, M. & PICCOLI, A.M. - 1988 - Mapa Geológico 1:50.000 de Parte das Folhas Quitéria e Várzea do Capivarita. IG-UFRGS. (inédito).
- FERNANDEZ, A. & PRECIOZZI, F.L. - 1974 - La Formacion Arroyo Grande y las intrusiones asociadas. In :Cong. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, Anais, V.4: 214-225.

- FERRANDO, L.A. & FERNANDEZ, R.N. - 1971 - Esquema tectônico Cronoestratigráfico del Predevoniano en Uruguay. An. Congr. Bras. Geol. 30, São Paulo, 1: 199-210
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; MANTOVANI, M.S.M.; FRYER, B.J. - 1990a - O Complexo Granulítico de Santa Catarina: Um arco insular arqueano ? In: Jornadas Científicas do Instituto de Geociências-USP. Boletim Especial dos Trabalhos Publicados, São Paulo, 1990.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; KRONBERG, B.S. - 1990b - Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, v.4:1623-1738.
- FIORI, A.P. - 1990- Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. Tese de Livre Docência IG-USP, São Paulo, 260p.
- FORMOSO, M.L.L. - 1972 - Geologia da Folha de Capivarita, RS. Tese de doutoramento, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IG-USP, São Paulo (inédito).
- FORMOSO, M.C.L. & CARRARO, C.C. - 1962 - Caolinização do Anortozito Capivarita. Cong. Bras. Geol., 16, Porto Alegre.
- FORMOSO, M.L.L. & CARRARO, C.C. - 1968 - Anortosito de Capivarita, Rio Pardo, RS. 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-Rio-Grandense. Anais Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú-, 5:2879-3892.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1984/ - Evolução Paleoambiental e Tectônico da Bacia do Camaquã: uma introdução. Porto Alegre, UFRGS, Curso de Pós-graduação em Geociências. Tese de Mestrado, 103 p. (inédito).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S - 1990 - Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base aos dados geológicos, geocronológicos e

geoquímicos - Resumo Expandido. Bol. Res. Workshop. Geoquímica isotópica, geocronologia e litoquímica das regiões sul e sudeste do Brasil, SBGq-IG-USP: pg. 8-16.

FRAGOSO CESAR, A.R.S; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; LAVINA, E.L.; ALTAMIRANO, J.R.F. - 1985 - Revisão da Estratigrafia das Molassa do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. Atas Simp. Sul-Bras. Geol., 2, Florianópolis, 1:477-491.

FRAGOSO CESAR, A.R.S; FIGUEIREDO M.C.H.; SOLIANO JR., E. & FACCINI, U.F. - 1986 - O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. An. Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 3: 1322-1343.

FRAGOSO CESAR, A.R.S & GALLAS, J.D.F. - 1978 - Geologia da Faixa XIII. Projeto Quitéria-Serra do Herval. IG-UFRGS (inédito).

FRAGOSO CESAR, A.R.S; LAVINA, E.L.; PAIM, P.S.G. & FACCINI, U.F. - 1984 - A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. An. Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 71: 3272-3283.

FRAGOSO CESAR, A.R.S; MACHADO, R. & GOMEZ, C.R. - 1987 - Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e Correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. An. Simp. Sul-Bras. Geol., 3, Curitiba

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; MONTEIRO, R.L. & SALLET, R. - 1989 - Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio Sul-Riograndense: Uma introdução ao problema. Acta Geol. Leopold., São Leopoldo, 30(13):75-92.

FRAGOSO CESAR, A.R.S & SOLIANI JR., E.- 1984 - Compartimentação tectônica do Cráton do Rio de La Plata. Anais Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro 5:2426-2434.

FRAGOSO CESAR, A.R.S; WERNICK, E. & SOLIANI JR., E. - 1982a - Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). An. Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1: 1-12.

- FRAGOSO CESAR, A.R.S; WERNICK, E. & SOLIANI JR., E. - 1982b - Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma contribuição através da aplicação do modelo de Tectônica de Placas. Anais Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1: 13-23.
- FRANCO, R.R. - 1944 - A faixa estanífera do Rio Grande o Sul. Oficina José Magalhães, São Paulo.
- FRANTZ, J.C. - 1983 - Petrologia e geologia econômica de granitóides na região Campinas-Figueiras. Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS.
- FRANTZ, J.C. & JOST, H. - 1983 - Petrologia dos granitos estaníferos do Rio Grande do Sul. Atas Simp. Sul-bras. Geol., 1, Porto Alegre. 1: 49-67.
- FRANTZ, J.C.; LIMA, E.F.; PINHEIRO MACHADO R. & NAUMANN, M.P. - 1984- Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul, RS. An. Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro 5: 2407-2416.
- FRANTZ, J.C. & REMUS, M.V.D. - 1986 - Geologia da Região Canguçu-Torrinhas, RS - Caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. Anais Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, 2:931-947.
- GARCIA, M.A.M. - 1980 - Petrologia do Complexo Palma. Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. IG-UFRGS (inédito).
- GARCIA, M.A.M. & HARTMANN, L.A. - 1981 - Petrologia do Complexo Palma, RS. Asta Geol. Leop., São Leopoldo, 13 (9):51-122.
- GASS, I.G. & SMEWING, J.D. - 1973 - Intrusion, extrusion and metamorfism at constructive margins: evidence from the Troodos Massif, Cyprus. Nature, 242:26-29.
- GATES. A.E. - 1987 - Transpressional dome formation in the Southern Virginia, Piedmont. Am. Jour. Sci. 287: 927-949.
- GIRARDI, V.A.V.- 1974 - Petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên-PR. São Paulo, 146p. (Tese de livre-docência - Instituto de Geociências-USP).

- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G. - 1986 - Geochemical characteristics of collision-zone magmatism In: Collision Tectonics; M.P. Coward & A.C. Ries. Eds, Geol. Soc. London Spec. Publ. 19: 67-81.
- HARTMANN, L.A. - 1987 - Isócrona Sm-Nd de 2,1 Ga em minerais de duas amostras do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. 1º CBOq, vol 1, 105-111.
- HARTMANN, L.A. & 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., São Leopoldo, 16 (12):153-178.
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S. - 1983 - Contribuição à Geologia da região oeste do Escudo Sul-riograndense. Atas Simp. Sul-Bras. Geol., 1, Porto Alegre, 1:9-18.
- HARTMANN, L.A. ; SILVA, L.C & ORLANDI FILHO, V. - 1979 - O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrições e implicações genéticas. Acta Geol. Leop. 3(6): 93-112.
- HARTNADY, C.J.H.; HOFFMAN, K.H. & VON VEH, M.M. - 1989 - Tectonic evolution of the late Proterozoic Adamastor Ocean and Tectonostratigraphic Terrane Accretion in the Southwestern Gondwanaland. Int. Geol. Cong., 28, Washington, abstracts, vol 2: 35.
- HARTNADY, C.; JOUBERT, P. & STOWE, C. - 1985 - Proterozoic crustal evolution in Southwestern Africa. Episodes, 8(4):236-244, Ontario
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. - 1975 - The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 5 (4):257-266
- HENZ, G.I.; BOCK, O. & SESSEGOLO, L.A.F. - 1983 - Geologia da Faixa XII - Projeto Piquiri. Trabalho de Graduação do IG-UFRGS. Porto Alegre. (inédito).
- HERZ, N. - 1969 - Anorthosite belts, continental drift and the

- anorthosite event. science, 164: 944-947.
- HIBBARD, M.J. & WATTERS, R.S. - 1985 - Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. Lithos, 18: 1-12.
- HIGGINS, M.W. - 1971 - Cataclastic rocks. U.S.G.S. Prof. Paper, 687:1-77.
- HIRUMA, S.T. - 1990 - Aspectos paleoambientais dos mármorees dolomíticos de Caçapava do Sul, RS. Rel. Geotectônico IG-USP (inédito).
- HORBACH, R.; KUCK, L.; MARIMON, R.G.; MOREIRA, H.L.; FUCK, G.F.; MOREIRA, M.L.D.; MARIMON, M.P.C.; PIRES, J.L.; VIVIAN, D.; MARINHO, D.A. & TEIXEIRA, W. - 1986 - Folha SH 22 Porto Alegre e Parte das Folhas SH 21 Uruguaiana e SI 22 Lagoa Mirim - Geologia - IBGE Lev. Rec. Min. Vol. 33: 29-312.
- HUGHES, C.J. - 1982 - Igneous Petrology. Elsevier, Amsterdam, 551p.
- ISHIHARA, S. - 1977 - The magnetite-series and ilmenite - series granitic-rocks. Mining. Geol. (Japan), 27: 293-305.
- ISHIHARA, S.; SAWATA, H.; ARPONSWAN, S.; DUSARACOME, P. & BANBGRAKEATI, N. - 1979 - The magnetite-series and ilmenite-series granitoids and their bearing on tin mineralization, particulary of the Malaya Peninsula Region. Geol. Soc. Malaya Bull. 11: 103-110.
- ISSLER, R.S. - 1963 - Coronito de Mata Grande. texto inédito da Escola de Geologia de UFRGS, Porto Alegre.
- 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. Congr. Bras. Geol., 321, Salvador, 1:24-35.
- ISSLER, R.S. - 1983 - Evolução Crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. Atas Simp. Sul-Bras. Geol. 1, Porto Alegre, 1:19-36.

- ISSLER, R.S. - 1984 - Granitos e granitóides da Região Sul. Projeto RADAMBRASIL, 54 p., Florianópolis (rel. int., inédito).
- ISSLER, R.S. - 1986 - Prisma de Acrescimento Tijucas. Acta Geol. Leopold., 22(X):55-82, S. Leopoldo.
- ISSLER, R.S.; BURGUER JR., C. E ROISEMBERG, A. - 1967 - Coronito da área da Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. An. Cong. Bras. Geol. 21, Curitiba, 1:182-197
- 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.
- 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.
- JACKSON, V.N. et alli - 1973 - Projeto Aereogeofísico Camaguã, Estado do Rio Grande do Sul. Dallas, Texas Instruments/Texas Instrumentos Eletrônicos do Brasil. 108 p.
- JONES, G. - 1956 - Memoria explicativa y mapa geológico de la region oriental del Departamento de Canelones. Inst. Geol. Uruguay, Bol. 34, Montevideo, Uruguay.
- 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 metallogenesis of the Santana da Boa Vista region, South Brazil. Tesis. The University of

Georgia Athens.

- JOST, H. - 1982 - Condições de metamorfismo regional de uma parte da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Acta Geol. Leop., 16(6):3-32, S. Leopoldo.
- JOST, H. - 1984 - Sedimentação e vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. An. Congr. Bras. Geol. 33, Rio de Janeiro, 7:3241-3257.
- JOST, H. & 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.; BROD, J.A.; HOLZ, M.; KUHN, A.; FLOR, M.A.D.; KRONBAUER, A. E DILLEMBURG, S. - 1985 - Geologia estrutural, petrografia e petrologia do Sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. An. Simp. Sul-bras. Geol. 2., Florianópolis, 1:63-81.
- JOST, H.; FRANTZ, J.C. E WERNICK, E. - 1984 - Implicações geotectônicas da variação composicional temporal e regional dos granitóides do Ciclo Brasileiro no Escudo Sul-rio-grandense. An. Cong. Bras. Geol. 33., Rio de Janeiro, 6:2978-3000.
- JOST, H. & HARTMANN, L.A. - 1979 - Rodingitos do Rio Grande do Sul, Brasil, Acta Geol. Leop., 10(6):77-91, São Leopoldo.
- JOST, H. & HARTMANN, L.A. - 1984 - A Província Mantiqueira: Setor Meridional. In: Pré-Cambriano do Brasil (Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. Eds.), Edit. Edgard Blücher Ltda, p. 345-368, São Paulo.
- JOST, H. & 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.
- KASCH, K.W. - 1979 - A continental collision model for the tectono-thermal evolution of the (Southern) Damara Belt. Ann. Rep. Precam. Res. Unit., Univ. Cape Town, 16:101-107.

- KASCH, K.W. - 1983 - Continental collision, suture progradation and thermal relaxation: a plate tectonic model for the Damara Orogen in Central Namibia. Geol. Soc. South Africa Spec. Publ., 11:423-429.
- 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 Simp. Reg. Geol. 2, Rio Claro, 1:1-5.
- KAUL, P.F.T. - 1980 - O Cráton de Luís Alves. An. Congr. Bras. Geol. 31, Camboriú, 5:2677-2683.
- KAUL, P.F.T.- 1984 - Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22-Curitiba e SG.23 - Iguape. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, v. 6:2815-2825.
- KAUL, P.T.F. - 1987 - The granites and granitoids of the silica-oversaturated magmatic province, southern Brasil. ISGAM, Extended Abstracts, 81-88.
- KAUL, P.F.T.; COITINHO, J.B.L.; ISSLER, R.S.; BONOW, C.W.; MOREIRA, M.L.O.; MARIMON, M.P.C.; MOREIRA, H.L.; SILVA, R.H.; MARINHO, D. & TEIXEIRA, W. - 1984 - Geologia. In: Proj. Bras. Geol. Radambrasil e Folha SG-23 Iguape. Rio de Janeiro (inédito).
- KAUL, P.F.T. & TEIXEIRA, W.- 1982 - Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeastern Brazil - and outline of their geological evolution. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):172-182.
- KERRIK, D.M. - 1972 - Experimental determination of the muscovite-quartz stability with $PH_2O = P_{total}$. Am. J. Sci., 272:946-958.
- KNIJINIK, 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 Bossoroca, São Sepé, RS. An. Simp. Sul-bras. Geol. 2, Florianópolis, 1:32-36.
- LAMEYRE, J. - 1966 - Leucogranites et muscovitization dans le Massif Central Français. Thèse Doct. d'État, Fac. Sc. Nancy.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. - 1982 - Plutonic rocks types series: Discrimination of various granitoid series and related rocks J. Volcanology and geothermal Res. 14:169-186.
- LAMEYRE, J.; ROCCI, G. & DIDIER, J. - 1974 - Granites orogéniques et granites cratoniques - réflexions sur aspect fondamental de la geotectonique. Anais do centenário da Sociedade Geológica Belgique. Geologie des domaines cristallines, Liège, p. 183-221
- LA ROCHE, H. DE; LATERRIER, J. GRANDELANDE, P. & MARCHAL, M. - 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29:183-210.
- LAVINA, E.L.; FACCINI U.F.; PAIM, P.S.G. & FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1985 - Ambientes de Sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-Paleozóico do Rio Grande do Sul. Acta geol. Leop. 21(9): 185-227, São Leopoldo.
- LE FORT, P. - 1973 - Les Leucogranites à tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple du granite du Manaslu (Népal Central) Bull. Soc. Géol. France, 15: 555-561.
- LE FORT, P. - 1981 - Manaslu Leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. J. geophys. Res. 86: 10546-10568.
- LE FORT, P. - 1986 - Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision from Coward, M.P. & Ries, A.C. (Eds) - Collision Tectonics, geol. Soc. Spec. Publ. 19: 159-172.
- LEINZ, V. - 1945 - Geologia da área mineralizada de estanho e

tungstênio do Rio Grande do Sul. MMG, DNPM, DFPM, Bol. 70: 13-46.

LEINZ, V.; BARBOSA, A.F. & TEIXEIRA, G.A. - 1941 - Mapa geológico Caçapava- Lavras. Boll. Div. Prod. Min., Secr. Agric. Ind. e Com., 90:1-39, Porto Alegre.

LEINZ, V. & 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.

LIMA, E.F. de & NARDI, L.S.V. - 1985 - Geologia, Petrografia e petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da região de volta Grande, Lavras do Sul, RS. Acta Geol. Leop. 20: 15-62, São Leopoldo.

LOSS, E.L. & ROISEMBERG, A. - 1972 - Contribuição à caracterização geotectônica da seqüência sedimentar eo-paleozóica do Rio Grande do Sul. Pesquisas, 1: 7-12, Porto Alegre.

LUZARDO, R. & FERNANDES, L.A.D. - 1989 - Análise estrutural do lineamento de Ibaré. Parte I - Filitos de Ibaré - Greenstone Belt ou cobertura cratônica deformada ? Acta Geol. Leop. vol. 13 (30).

MACEDO, M.A.F.; BASEI, M.A.S.; BONHOMME, M.G. & KAWASHITA, K. - 1984 - Dados Geocronológicos referentes às rochas metassedimentares do Grupo Itajaí (SC). Rev. Bras. Geoc., 14 (1): 30-34, São Paulo.

MACEDO, P.M. de; BECKEL, J.; SANTOS, E.L.; CHABAN, N. & GONZALES FILHO, F. - 1978 - Ocorrência de "pillow-lavas" no arroio Mudador, município de Caçapava do Sul - RS. Anais Cong. Bras. Geol., 30, Recife, 3:1269-1278.

MACHADO, N.; KOPPE, J.C. & HARTMANN, L.A. - 1988 - Upper Proterozoic zircon age from the Bossoroca Complex, RS. Abstracts Int. Conf. Geoch. Evol. Cont. Crust. Poços de Caldas, Brasil. p.305.

- MACHADO, R. & FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1987 - Deformações brasileiras do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. Simp. Sul-Bras. Geol., 3, atas, 2: 811-819, Curitiba.
- MACHADO, R.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. & FACCINI, U.F. - 1987 - O Domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de interferência tipo domo e bacia ?. Simp. Sul-Bras. Geol., 3, Atas, 1:167-182, Curitiba.
- MACHIAVELLI, A. - 1991 - Os granitóides deformados da região de Piên (PR): um provável arco magmático do Proterozóico Superior. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 85p.
- MACHIAVELLI, A. ; BASEI, M.A.S. & SIGA Jr., O. - 1991 - Geoquímica e geocronologia dos granitóides deformados da região de Piên (PR). Provável arco magmático do Proterozóico Superior. In Congr. Bras. Geoquímica, 3, Cong. Geogui. Ling. Portuguesa, 1, São Paulo, Atas
- MacMILLAN, J. - 1933 - Terrenos Precámbricos del Uruguay. Inst. Geol. del Uruguay, Bol. 18, Montevideo, Uruguay.
- MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J. & BASEI, M.A.S. - 1987 - Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of southern Brasil. Rev. Bras. Geoc., . São Paulo, 17(3): 263-268.
- MASQUELIN , H. - 1989 - Analisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay. In Simp. Sul-bras. Geol., 4, Porto Alegre.
- MAU, H. - 1959 - "Ignimbritos" na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Eng. Min. Met., vol 29, Rio de Janeiro .
- MAU, H. - 1960 - Vale pré-glacial ao norte de Lavras do Sul, RGS. Bol.Soc. Bras. Geol., São Paulo, 9(2): 79-82.
- MAU, H. - 1962 - Atividades magmáticas na região de Caçapava-Lavras, Estado do Rio Grande do Sul. Bol. 64, Geol. 19, Fac. Filos. Cienc. e Letras da Universidade de São Paulo, São Paulo.

- McCLAY, K.R. - 1981 - What is a thrust ? What is a nappe ? in: McClay and Price (eds): Thrust and nappe tectonics., Geol. Soc. London, Blackwell Sci Publ., Oxford, 7-9.
- MELCHER, G.C. & MAU, H. - 1960 - Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Anais da Acad. Bras. Ciências, Rio de Janeiro, 32(1): 43-50.
- MENEGOTO, E. & MEDEIROS, E.R. - 1976 - Contribuição ao estudo das rochas ígneas ácidas da região da Serra Tupancí, RS. Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, 425-432.
- MINIOLI, B. - 1972 - Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras-Barra Velhas, SC. Tese de Doutorado, Inst. Geoc. USP, São Paulo, 104p.
- MINIOLI, B. & KAWASHITA, K. - 1971 - Contribuição à estratigrafia do Eo-Paleozóico do "Escudo Riograndense". Anais Cong. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1: 193-198.
- MONTEIRO, R. L. - em prep. - Geologia, petrologia, geoquímica e geocronologia do Batólito Pelotas na região de Pinheiro Machado, RS. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências da USP.
- MONTEIRO, R. L.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; VIEIRA Jr., N. & SALLET, R. - em prep. - Complexos básico-ultrabásicos estratiformes da região de Pinheiro Machado, RS.
- MOORES, E.M. - 1982 - Origen and emplacement of ophiolites. Rev. Geophys., 20: 735-760.
- MOREIRA, M.L.O. & MARIMON, M.P.C. - 1982 - Estudo Petrográfico e litoquímico das rochas graníticas do Escudo Sul-rio-grandense. An. Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, 2: 566-576.
- MOREIRA, M.L.O. & MARIMON, M.P.C. - 1984 - Petrografia dos granulitos do leste do Escudo Sul-rio-Grandense. An. Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 33, 9: 4463-4471.
- NAIME, R. - 1987 - Geologia do Complexo Granítico Ramada e do Granito Cerro da Cria. Dissert. Mestrado, IG-UFRGS, Porto

Alegre (inédito).

NAIME, R. & VEIGEL, R. - 1985 - Feições geológicas da Zona do Arroio das Capivaras, Mata Grande, São Sepé, RS. Atas Simp. Sul-bras. Geol., 2, Florianópolis, 1: 37-45.

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 & BITENCOURT, M.F. - 1989 - Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Cacapava do Sul. Rev. Bras. Geoc. São Paulo, 19(2): 153-169.

NARDI, L.V.S. & 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. & HARTMANN, L.A. - 1980 Estudo geoquímico das rochas granulíticas do oeste do escudo Sul-rio-grandense. Acta Geol. Leop., 12(8):3-18, São Leopoldo.

NARDI, L.V.S & LIMA, E.F. - 1985 - A Associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. Rev. Bras. Geoc. São Paulo, 15(2): 139-146.

NARDI, L.V.S & LIMA, E.F. - 1987 - Granitic Rocks of the Lavras do Sul Shoshonitic Association, RS, Brazil. ISGAM, Ext. abstracts. Salvador, 159-162.

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. & HARTMANN, L.A. - 1984 - Cornubianitos ultramáficos e metassomatitos associados da região do Arroio Corticeira, Ibaré RS. An. Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 9: 4279-4290.

NAUMANN, M.P.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.C. & CHEMALE JR., F. - 1984 - Sequências supracrustais, ganisses graníticos,

- granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré - Palma, RS. - Geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. An. Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 5:2417-2425.
- NELSON, C.H. - 1983 - Modern submarine fans and debris aprons: an update of the first half century. In: S.J. Boardman (ed.) Revolution in the earth sciences: advances in the past half century.
- 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.
- PAIM, P.S.G. - 1990 - Report thesis: Oxford (inédito).
- PAIM, P.S.G.; FACCINI, U.F. ; FRAGOSO CESAR, A.R.S. & LAVINA, E.L. - 1986 - Modelo sedimentar para a Formação Maricá no Vale do Piquirí (RS): Leques submarinos X "debris apron". Cong. Bras. Geol., 34, Anais, Goiânia, V.1: 357-367.
- PAIM, P.S.G.; FACCINI, U.F.; NETTO, R.G. & NOWATSKI, C.H. - 1990 - Estratigrafia das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eo-Paleozóico do RS (Brasil). In Workshop IGCP 270: Eventos do Paleozóico Inferior da América Latina e suas Relações com a gênese do Gondwana. São Paulo. IG-USP.
- PEACOCK, M.A. - 1931 - Classification of igneous rocks series. J. Geology, 39, 54-67.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G. & PONÇANO, W.L. - 1986 - Guia de Nomenclatura Estratigráfico. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, 16: 376-415.
- PHILLIP, R.P. - 1990 - Geologia e geoquímica dos granitóides da Região de Monte Bonito, Pelotas, RS. Dissertação de mestrado. IG-UFRGS (inédito).
- PICADA, R.S. - 1965 - Ocorrências 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. - 1966a- 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. - 1966b - Berilo em pegmatitos de Encruzilhada do Sul, RGS, notas e Estudos da Escola de Geologia. Porto Alegre, 1(1):45-55.
- PICADA, R.S. - 1967 -Estudos preliminares sobre a evolução geoquímica e mineralógica do Maciço Graníticos Encruzilhada. Publ. Esp. Esc. Geol., UFRGS, 14: 1-97, Porto Alegre.
- PICADA, R.S - 1969 - Faixa de granitos sincinemáticos no Escudo Sul-Riograndense. Cong. Bras. Geol., 22, Salvador, Res. das Com.
- PICADA, R.S. - 1971 - Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. An Cong. Bras. Geol., 25, São Paulo 1: 167-191.
- PIMENTEL, A.M. & PAIM, P.S.G. - 1978 - Geologia da Faixa III - Projeto Quitéria - Serra do Herval. Trabalho de Graduação, IG-UFRGS (inédito).
- PINTO, I.D. - 1955 - Série Maricá, Camaquã e Formação Teixeira Soares no Rio Grande do Sul, histórico, idade e correlação. Bol. Inst. Cienc. Nat., Porto Alegre, 2:5-18.
- PIPER, D.J.W. ; NORMARK, W.R. & INGLE, J.C, - 1976 - The Rio Dell Formation: a Plio-Pliocene basin slope deposits in Northern California. Sedimentology, v.23: 309-28.
- PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granite magmas. J. Geol. Soc. Lond., 136: 627-662.
- 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. - 1987 - Granites and yet more granites forty years on. Geolog. Rundschau, 76/1: 51-79.

- POTHE DE BALDIS, E.D.; BALDIS, B.A. & CUOMO, J. - 1983 - Los fósiles precambrianos de la Formación Sierras Bayas (Olavarria) y su importancia intercontinental. Assoc. Geol. Arg., 38(1): 73-83.
- PRECIOZZI, F.P.; SPOTURNO, J.P.; HAIZEN, W.M. & ROSSI, P.K. - 1985 - Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000. Min. Ind. Energía, DINAMIGE. 90p.
- RANSAY, J.G. - 1967 - Folding and freturing of rocks. McGraw-Hill, New York.
- REGO, I.T.S.F. - 1981 - Aspectos petrológicos e geoquímicos do Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas, Rio Grande do Sul. Acta Geol. Leop., 15(10): 197-278, São Leopoldo.
- REMUS. M.V.D.; FACCINI, U.F.; TEDESCO, M.A. & PHILIPP, R. - 1987 - Evolução estrutural dos metamorfitos Porongos a sul do Rio Camaquã, RS. Simp. Sul-bras. Geol., 3, atas, 1: 233-243, Curitiba.
- REMUS. M.V.D.; PHILIPP, R.P.; FACCINI, U.F. & JUNGES, S.L. - 1990 - Contribuição ao estudo geológico-estrutural dos Gnaisses Encantadas e das relações com as Supracrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista, RS. Anais Cong. Bras. Geol., 36, Natal, 5: 2358-2370.
- RIBEIRO, M. - 1970a - 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. - 1970b - Sobre um padrão orogênico evidenciado no Escudo Sul-riograndense. Iheringia, sér. Geol. 3: 101-108, Porto Alegre.
- RIBEIRO, M. - 1977 - Mapa Geológico da Quadricula de Piratini, RS. Fund. Zoobot. Est. R.G.Sul, Publ. Esp. n^o 2, Esc. 1:50.000. 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. - 1983 - Estudo comparativo dos migmatitos de Canguçu e São Martinho, Bagé, RS: Aspectos anatéticos e metassomáticos. IHERINGIA, Sér. Geol. 8: 51-100.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.A.; FIGUEIREDO F^O, P.M. E TESSARI, R.I. - 1966 - Geologia da Quadrícula de Caçapavado Sul, RS. Bol. Div. Fom. Prod. Min., DNPM, 127: 1-232, Rio de Janeiro.
- RIBEIRO, M. & CARRARO, C.C. - 1971 - Geotectonic map of the Caçapava do Sul region, RS, Brasil. Porto Alegre, IG-UFRGS, (mapa 1), Esc. 1:100.000.
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M. - 1978 - Associações petrotectônicas do Escudo Sul-rio-grandense: I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Sér. Geol., 5: 19-54, Porto Alegre.
- RIBEIRO, M. & LICHTENBERG, E. - 1978 - Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. An.Cong. Bras. Geol. 30, Recife, 6:2451-2463.
- RIBEIRO, M. & 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.
- ROBERTSON, J.F. - 1966 - Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava - Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brasil. Notas e Estudos da Esc. Geol., UFRGS, 1:(2):41-54, Porto Alegre.
- ROCHA FILHO, A.A. & FERREIRA, A.C. - 1984 - Projeto Folha Vila Nova, Faixa I. IG-UFRGS. Trabalho de graduação, 229 p. 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 Simp. Sul-bras. Geol. 1, Porto Alegre. 1:273-285.

- SALLET, R.; FERREIRA, A.C.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MONTEIRO, R.L. & MACHADO, R. - 1989 - O arcabouço transalcalino tardi-orogênico do Batólito Pelotas e sua potencialidade para mineralizações em fluorita. Simp. Sul-Bras. Geol. 4, Atas, Porto Alegre.
- SALLET, R.; MONTEIRO, R.L.; MACHADO, R. & FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1989 - Rochas sieníticas e básicas pré-orogênicas intrusivas na plataforma carbonática da Janela Estrutural Conde Matarazzo no Cinturão Dom Feliciano, RS. Simp. Sul-bras. Geol.4, Atas, Porto Alegre.
- SANTOS, E.L.; BECKEL, J.; MACEDO, P.M.; GONZALES F^o, F. e CHABAN, M. - 1978 - Divisão lito-estratigráfica do Eo-cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-rio-grandense. An.Cong. Bras. Geol. 30, Recife, 2:670-684.
- SANTOS, E.L.; RAMGRAB, G.E.; MACIEL, L.A. & MOSMANN, R. - 1989 - Mapa geológico do Estado do Rio Grnde do Sul (1:1.000.000) e parte do Escudo Sul-Rio-Grandense (1:600.000). DNPM, Porto Alegre.
- SARTORI, P.L.P. - 1978 -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 KAWASHITA, K. - 1985 - Petrologia e geocronologia do Batólito Granítico de Caçapava do Sul, RS. Atas Simp. Sul-bras. Geol.2, Florianópolis, 1:102-115.
- SARTORI, P.L.P. & KAWASHITA, K. - 1989 - Petrologia e geocronologia do stock Granítico Santos Ferreira e sua correlação com o Batólito de Caçapava do Sul, RS. Acta Geol. Leop., São Leopoldo, 29 (12)
- 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.

- 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.
- SEARLE, M.P. & FRYER, B.J. - 1986 - Garnet, tourmaline and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the Higher Himalayas from Zaskar, Kulu, Lahoul and Kashmir. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C.(eds), Collision Tectonics. Geol. Soc. Spe. Publ. 19: 185-201.
- SEILACHER, A. - 1982 - General Remarks about event Deposits. In: Einsele/Seilacher (eds.) Cyclic and Event Stratification. Springer-Verlag. New York, 161-174.
- SEILACHER, A. - 1984 - Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. Marine Geology, 55(1/2): 1-12.
- SHUKOWSKI, W.; VASCONCELOS, A.C.B.C. & MANTOVANI, M.S.M. - 1991 - Estruturação dos terrenos pré-cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai, e sua continuidade sob os sedimentos da Bacia do Paraná: um estudo por modelamento gravimétrico. Rev. Soc. Bras. Geofísica, no prelo.
- SILVA F^o, B.C. - 1984 - Geology of the polyphase deformed precambrian terrane of the Vila Nova region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brasil. Part I: petrogenesis. Acta Geol. Leop., 27(17):35-152.
- SILVA F^o, B.C. & SOLIANI JR., E. - 1987 - Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. Simp. Sul-bras. Geol.3, Atas, 1:127-145, Curitiba.
- SOARES, P.C. - 1987 - Sequências tecto-sedimentares e tectônicas deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. Atas Simp. Sul-bras. Geol., 3, Curitiba, 2:743-771.
- 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. - 1986 - Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de doutoramento. Inst. Geoc. Univ. São Paulo. 425 p. (inédito).
- SOLIANI JR., E.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; TEIXEIRA, W. & KAWASHITA, K. - 1984 - Panorama geocronológico da porção meridional do Escudo Atlântico. An.Cong. Bras. Geol.33, Rio de Janeiro, 5:2435-2449.
- SOLIANI Jr., E. ; TEIXEIRA, W. & FRAGOSO CESAR, A.R.S. - 1983 - Aspectos geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense. Simp. Sul-bras. Geol., 1, Porto Alegre, p. 423.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth Sci.Rev., 12:1-33.
- STUDER, B. - 1827 - Remarques géognostiques sur quelques parties de la chaîne septentrional des Alpes. Am. Sci. Nat. Paris, 11: 1-47.
- SZUBERT, E.C. - 1978 - Uma associação ofiolítica completa, Palma, São Gabriel, RS: geologia e questões estratigráficas. An.Cong. Bras. Geol.30, Recife, 1:467-476.
- TEIXEIRA, E.A. - 1937 Cobre no Rio Grande do Sul. Avulso do Serviço de Fomento da Produção Mineral., Rio de Janeiro (22):1-29.
- 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- Considerações sobre os dados radiométricos e evolução geocronológica das folhas SG-21 - Assunción, SG-22 - Curitiba e SG-23 - Iguape. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis (rel. interno) 130p.
- TESSARI, R.I. - 1965 - Evolução geotectônica do Escudo Sul-Riograndense. Conferência. Soc. Bras. Geol., Núcleo do RS,

Porto Alegre.

- TESSARI, R. & GIFFONI, L.E. - 1970 - Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, Rio Grande do Sul. Bol. Div. Geol., DNPM, nº 246, Rio de Janeiro.
- TESSARI, R. & PICADA, R.S. - 1966 - Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. Bol. Div. Fom. Prod. Min., DNPM, nº 124, Rio de Janeiro.
- TOMMASI, A. & FERNANDES, L.A.D. - 1990 - Ciclo Brasileiro na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana: Um novo modelo. 1º Cong. Uruguaio Geol., 107-113.
- UMPIERRE, M. & HALPERN, M. - 1971 - Edades estroncio rubídio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. Rev. Assoc. Geol. Argentina, 26(2):133-151, Buenos Aires.
- VAN HOUTEN, F.B. - 1974 - Northern Alpine molasse and similar Cenozoic sequences of southern Europe. Modern and ancient geosynclinal sedimentation. In: DOTT, R.H. & SHARVER, R. (eds) spec. Publ., Soc. Econ. Paleont. Min. 19:260-273.
- VAN HOUTEN, F.B. - 1981 - The Odyssey of molasse. In: Miall, A.D. (ed) Sedimentation and tectonics in alluvial basins, Geol. Assoc. Canada, Special Paper 23:35-48.
- VASQUEZ, M.L.; MOARIS, P.R.C.; BORDINI, R.M.; CANOVA, C.A.A. & FRASCA, A.S.S. - 1989 - Caracterização petrológica das rochas gníicas na Folha Cerro da Árvore, Município de Encruzilhada do Sul, RS. Acta Geol. Leop., São Leopoldo, 29(12): 171-184.
- VIDAL, P.; COCHERIE, a. & Le FORT, P. - 1982 - Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal. Geochim. Cosmochim. Acta, 64:2274-2292
- VIEIRA Jr., N.; FERNANDES, L.A.D.; KOESTER, E. & SCHERER, C.S. - 1989 - Enclaves microgranulares do Maciço Sienítico de Piquiri, RS. Acta Geol. Leop., São Leopoldo, 29(12): 185-206.

- VIEIRA Jr., N.; PILLAR, D. & PAIM, P.S.G. - em prep. - Petrologia e geoquímica do vulcanismo Eo-Paleozóica nas Bacias de Santa Bárbara e Camaguã.
- VIEIRA Jr., N. & SOLIANI Jr., E. - 1989 - Um novo modelo genético-evolutivo para o Maciço Granítico de Lavras do Sul, RS. Acta Geol. Leop., São Leopoldo, 29(12): 143-160
- VIEIRA, H.M. - 1981 - Mineralogia, petrografia e geoquímica do Complexo Ultramáfico de Serrinha, São Gabriel, RS. Porto Alegre, IG-UFRGS, Dissertação de Mestrado, 90p.
- 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.
- WERNICK, E.; PUPIN, J.P.G.; WEBER-DIEFENBACK, K. & FERREIRA, C.J. - 1987 - Regional magmatic zoning of granitoids in the Dom Feliciano Belt, Late Precambrian of southern Brazil: lithogeochemistry and zircon tipology data. ISGAM, Extended Abstratcts, 75-80.
- WILDNER, W. - 1990 - Caracterização geológica e geoquímica das seqüências ultramáficas e vulcano-sedimentares da região da Bossoroca, RS. Dissertação de Mestrado, IG-UFRGS, Porto Alegre, 170p.
- WILDNER, W.; RAMGRAB, G.E.; SANDER, A.; PORCHER, C.A. & CAMOZZATO, E. - 1990 - Características litoquímicas dos Complexos Graníticos Caçapava do Sul e São Sepé na Folha Passo do Salsinho (Rio Grande do Sul, Brasil). Atas, I Cong. Geol. Uruguay, Montevideo, Vol I:123:130.
- WILLIAMS, H. & HATCHER, R.D. - 1983 - Appalachian Suspect Terranes. In HATCHER, R.D.; WILLIAMS, H. & ZIETZ, I. (eds). Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains: Geol. Soc. of Am. Mem, 158.
- WILLIG, C.D.; VALENTINI, N.; CONTE, C.N. ; ZIR FILHO, J.A. & MONACO, O.A. - 1974 - Carta geológica do Brasil ao

Millionésimo. Texto Explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim, DNPM, 99 p., Brasília.

WILSON, J.T. - 1965 - A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207: 343-348.

WILSON, J.T. - 1966 - Did the Atlantic close and then re-open ?. Nature, 211:678-681.

WINDLEY, b.f. - 1984 - The evolving continents. John Wiley & Sons Ltda, 2^a ed, 399 p.

WRIGTH, J. - 1969 - A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite. Geological Magazine, London, 106 (4): 370-384.

ZEN, E-AN - 1983 - Exotic terranes in the New England Appalachians: Limits, candidates, and ages. A speculative essay, In: HATCHER, R.D.; WILLIAMS, H. & ZIETZ, I. (eds) Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains: Geol. Soc. of Am. Mem, 158.

O ESCUDO GAÚCHO NO RIO GRANDE DO SUL

MAPA GEOLÓGICO E TECTÔNICO PRELIMINAR NA ESCALA 1:600.000
COMPILADO, REVISADO E MODIFICADO POR A.R.S. FRAGOSO CESAR (1.991).

CICLO		IDADE Ma		CINTURÃO RIBEIRA		CINTURÃO DOM FELICIANO		IDADE Ma				
CICLO BRASILEIRO	PROTEROZOICO SUPERIOR	ORDOVICIANO	460	ORÓGENO BOM JARDIM		FAIXA TIJUCAS		BATÓLITO ENCRUZILHADA DO SUL		BATÓLITO PELOTAS		
		CAMBIANO	530	550	570	620	650	750	900	550	620	
			530									550
	PROTEROZOICO INFERIOR	2000	2400	EMBASAMENTO CRATÔNICO		TERRENO SERRA DAS ENCANTADAS		TERRENO SERRA DO CERRO DA ÁRVORE		TERRENO SERRA DO CERRO DA ÁRVORE		
GRANULITOS SANTA MARIA CHICO				GRANITÓIDES E GNAISSES BAGÉ		GNAISSES ENCANTADAS		GNAISSES CHANÁ		GNAISSES CHANÁ		
GRANULITOS SANTA MARIA CHICO				GRANITÓIDES E GNAISSES BAGÉ		GNAISSES ENCANTADAS		GNAISSES CHANÁ		GNAISSES CHANÁ